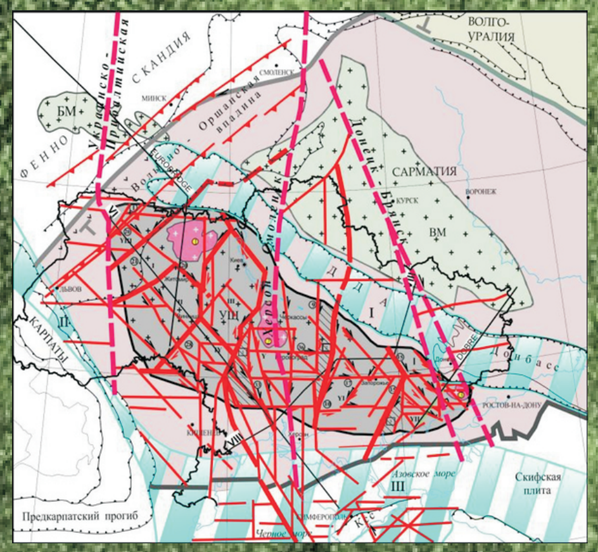
Институт геофизики им. С.И. Субботина
Национальная академия наук Украины

ОЧЕРКИ ГЕОДИНАМИКИ УКРАИНЫ



ОЧЕРКИ ГЕОДИНАМИКИ УКРАИНЫ

Посвящается 100-летию
Национальной академии наук Украины

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНЫ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ им. С.И. СУББОТИНА

NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF UKRAINE
S. I. SUBBOTIN INSTITUTE OF GEOPHYSICS

ESSAY OF GEODYNAMICS OF UKRAINE

Kyiv–2018

ОЧЕРКИ ГЕОДИНАМИКИ УКРАИНЫ

Киев–2018

УДК 551.242.05/03 (477)

Печатается по постановлению ученого совета Института геофизики НАН Украины

Issued according to a Decision of the Scientific Council of the Institute of Geophysics NAS of Ukraine

Под редакцией:

акад. НАН Украины В.И. Старостенко
чл.-корр. НАН Украины О.Б. Гинтов

Editors:

Academician of NAS of Ukraine V.I. Starostenko
Corresponding Member of NAS of Ukraine O.B. Gintov

Рецензенты: акад. НАН Украины А.Н. Пономаренко,

чл.-корр. НАН Украины А.В. Кендзера

Reviewers: Academician of NAS of Ukraine A.N. Ponomarenko

Corresponding Member of NAS of Ukraine A.V.Kendzera

Essays of Ukraine's geodynamics. — Kiev: 2018. — 465 p.

The book presents the information about the deep structure and geodynamics of the main geotectonic regions of Ukraine and adjacent territories — the Ukrainian shield, Dnieper-Donetsk depression, Volyn-Podolsk and Scythian plates, the Ukrainian Carpathians, Dobrogea, the Crimean peninsula, Black Sea basin. In most regions the materials are obtained by the S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine in the last twenty years. The data of deep seismic sounding, seismotomography, gravimetry, magnetometry and electrometry, geothermometry and tectonophysics were used in this work. Many researches were studied by international projects, in particular Eurobridge and Dobre, with the participation of scientists from Poland, Hungary, Romania, Germany, Denmark, Sweden, Finland, Scotland, France, Turkey, Russia. The obtained data, along with the results of geological works, served as an important basis for the geodynamic, in particular, platetectonic constructions.

Очерки геодинамики Украины. — Киев: 2018. — 465 стр.

В книге представлены сведения о глубинном строении и геодинамике основных геотектонических регионов Украины и смежных территорий — Украинского щита, Днепровско-Донецкой впадины, Волыно-Подольской и Скифской плит, Украинских Карпат, Добруджи, Крымского полуострова, Черноморской впадины. По большинству регионов материалы получены Институтом геофизики им. С.И. Субботина Национальной академии наук Украины в последнее двадцатилетие. Использованы данные глубинного сейсмического зондирования, сейсмотомографии, гравиметрии, магнитометрии и электрометрии, геотермии и тектонофизики. Многие исследования проводились по международным проектам, в частности EUROBRIDGE и DOBRE, с участием ученых Польши, Венгрии, Румынии, ГермАнии, Дании, Швеции, Финляндии, Шотландии, Франции, Турции, России. Полученные данные, наряду с результатами геологических работ, послужили важным основанием для геодинамических, в частности, плитотектонических построений.

ОГЛАВЛЕНИЕ

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ 9

ВВЕДЕНИЕ *(Гинтов О.Б., Старостенко В.И.)* 11

I. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ ПО СОВРЕМЕННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ 17

1.1. Общие сведения *(Кутас Р.И., Орлюк М.И., Пашкевич И.К., Бурахович Т.К., Макаренко И.Б., Бугаенко И.В.)* 17

1.2. Украинский щит *(Орлюк М.И., Пашкевич И.К., Бурахович Т.К., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Цветкова Т.А.)* 24

1.3.Днепровско-Донецкая впадина *(Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Савченко А.С.)* 36

1.4. Волыно-Подольская плита *(Гордиенко И.В., Логвинов И.М.)* 46

1.5. Скифская эпиорогенная зона (Скифская микроплита) *(Фарфуляк Л.В.)* 53

1.6. Восточные (Украинские) Карпаты *(Кутас Р.И., Накапелюх М.В., Стахова Л.И.)* 62

1.7. Добруджа *(Муровская А.В., Егорова Т.П., Фарфуляк Л.В.)* 70

1.8. Горный Крым *(Гинтов О.Б., Ентин В.А., Гуськов С.И., Муровская А.В., Шеремет Е.Е.)* 75

1.9. Черноморская впадина *(Егорова Т.П., Старостенко В.И., Коболев В.П., Гобаренко В.С.)* 81

II. ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНОВ УКРАИНЫ 102

2.1. Физико-геологические основы геодинамических процессов и некоторые методические вопросы 102

2.1.1. Палеомагнитные и петромагнитные исследования *(Бахмутов В.Г.)* 102

2.1.2. Планетарные и региональные деформации земной коры и трещиноватость горных пород *(Гинтов О.Б.)* 106

2.1.3. Процессы в тектоносфере и мантийная конвекция *(Арясова О.В., Хазан Я.М.)* 113

2.1.4. Обобщение в оценке вертикальных движений при рифтогенном и пострифтовом развитии литосферы *(Гончар В.В.)* 129

2.1.5. Адвекционно-полиморфная гипотеза глубинных процессов в тектоносфере *(Гордиенко В.В.)* 149

2.2. Геодинамика альпийского обрамления юго-западной окраины Восточно-Европейской плиты 166

2.2.1. Украинские Карпаты *(Кутас Р.И., Накапелюх М.В., Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Муровская А.В., Бубняк И.Н., Вихоть Ю.М., Шлапинский В.Е.)* 166

2.2.2. Геодинамика Добруджи *(Муровская А.В.)* 202

2.2.3. Особенности структуры и кинематики Крымской сейсмогенной зоны *(Егорова Т.П., Муровская А.В., Гобаренко В.С.)* 211

2.2.4. Механизмы орогенеза Горного Крыма (обоснование коллизионно-экструзивной обстановки) *(Гончар В.В.)* 224

2.2.5. Образование глубоководных осадочных котловин Черного моря в процессе пострифтового термального погружения литосферы *(Гончар В.В.)* 241

2.2.6. Контроль глубинными разломами процессов раскрытия Черного моря *(Русаков О.М., Пашкевич И.К.* 251

2.2.7. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий *(Гинтов О.Б., Егорова Т.П., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Муровская А.В., Фарфуляк Л.В.)* 261

2.2.8. Некоторые особенности строения мантии юга Украины, Восточного Средиземноморья и их геодинамическая интерпретация (*Гинтов О.Б., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Муровская А.В., Заец Л.Н.*) ... 287

2.2.9. Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса *(Гинтов О.Б., Муровская А.В., Егорова Т.П., Вольфман Ю.М., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Колесникова Е.Е., Островной А.М., Бубняк И.Н.)* ... 294

2.3. Геодинамика Днепровско-Донецкой впадины *(Пашкевич И.К., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Савченко А.С.)* ... 310

2.3.1. Особенности строения и состава консолидированной коры и верхней мантии различных сегментов ДДВ ... 311

2.3.2. Неоднородность вещественного состава и структуры литосферы ДДВ ... 315

2.3.3. Геодинамическая интерпретация полученных данных ... 320

2.4. Повороты и перемещения Сарматии как доказательство плитотектонического развития Восточно-Европейского кратона ... 323

2.4.1. Палеомагнитные данные *(Бахмутов В.Г., Поляченко Е.Б.)* ... 323

2.4.2. Тектонофизические данные *(Гинтов О.Б., Мычак С.В.)* ... 341

2.5. Геодинамика Украинского щита ... 355

2.5.1. Проблемы геодинамики украинского докембрия (обзор взглядов) *(Старостенко В.И., Гинтов О.Б.)* ... 355

2.5.2. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита *(Гинтов О.Б., Пашкевич И.К.)* ... 367

2.5.3. Докембрий Украинского щита и тектоника плит (*Гинтов О.Б., Мычак С.В., Пашкевич И.К., Бакаржиева М.И., Лазаренко О.Е.*) ... 377

2.6. Геодинамическое развитие литосферы Украины и формирование месторождений полезных ископаемых ... 402

2.6.1. Украинский щит (УЩ) *(Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Пашкевич И.К.)* ... 402

2.6.2. Днепровско-Донецкая нефтегазоносная провинция (ДДНГП) *(Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Гордиенко В.В., Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Гончар В.В.)* ... 404

2.6.3. Карпатская мезозойско-кайнозойская нефтегазоносная провинция (КНГП) *(Кутас Р.И., Гончар В.В.)* ... 408

2.6.4. Азовско-Черноморская нефтегазоносная провинция (АЧНГП) *(Кутас Р.И.)* ... 410

2.6.5. Явление активного газовыделения со дна Черного моря *(Коболев В.П.)* ... 412

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ *(Гинтов О.Б.)* ... 417

ЛИТЕРАТУРА ... 425

CONTENTS

ABBREVIATIONS 9

INTRODUCTION *(Gintov O.B., Starostenko V.I.)* 11

I. DEEP STRUCTURE OF THE TERRITORY OF UKRAINE BY THE PRESENT GEOPHYSICAL DATA 17

1.1. General information *(Kutas R.I., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., Burakhovich T.K., Makarenko I.B., Bugaenko I.V.)* 17

1.2. Ukrainian shield *(Orlyuk M.I., Pashkievich I.K., Burakhovich T.K., Kuprienko P.Y., Makarenko I.B., Tsvetkova T.A.)* 24

1.3. Dnieper-Donets depression *(Starostenko V.I., Pashkevich I.K., Kuprienko P.Y., Makarenko I.B., Savchenko A.S.)* 36

1.4. The Volyn-Podolsk plate *(Gordienko I.V., Logvinov I.M.)* 46

1.5. Scythian epiorogenic zone (Scythian microplate) *(Farfulyak L.V.)* 53

1.6. Eastern (Ukrainian) Carpathians *(Kutas R.I., Nakapelyuh M.V., Stakhova L.I.)* 62

1.7. Dobrogea *(Murovskaya A.V., Yegorova T.P., Farfulyak L.V.)* 70

1.8. Mountain Crimea *(Gintov O.B., Entin V.A., Guskov S.I., Murovskaya A.V., Sheremet E.E.)* 75

1.9. The Black Sea basin *(Yegorova T.P., Starostenko V.I., Kobolev V.P., Gobarenko V.S.)* 81

II. FEATURES OF GEODYNAMIC DEVELOPMENT OF THE REGIONS OF UKRAINE 102

2.1. Physical and geological bases of geodynamic processes and some methodical issues 102

2.1.1. Paleomagnetic and petromagnetic studies *(Bakhmutov V.G.)* 102

2.1.2. Planetary and regional crustal deformations and fracturing rocks *(Gintov O.B.)* 106

2.1.3. Processes in tectonosphere and mantle convection *(Aryasova O.V., Hazan Y.M.)* 113

2.1.4.Synthesis evaluation of vertical movements in riftogenic and postrifting evolution of the lithosphere *(Gonchar V.V.)* 129

2.1.5. Advection-polymorphous hypothesis of deep processes in tectonosphere *(Gordienko V.V.)* 149

2.2. Geodynamics of Alpine frame of the south-western margin of the East European plate 166

2.2.1. Ukrainian Carpathians *(Kutas R.I., Nakapelyuh M.V., Starostenko V.I., Gintov O.B., Murovskaya A.V., Bubnyak I.N., Vihot Y.M., Shlapinsky V.E.)* 166

2.2.2. Geodynamics of Dobrogea *(Murovskaya A.V.)* 202

2.2.3. Features of the structure and kinematics of the Crimean seismogenic zone *(Yegorova T.P., Murovskaya A.V. Gobarenko V.S.)* 211

2.2.4. Mechanisms of orogenesis of the Mountain Crimea (justification of the collizion-ecstrusive environment) *(Gonchar V.V.)* 224

2.2.5. The formation of deep sedimentary basins of the Black Sea in the process of the postrift thermal immersion of lithosphere *(Gonchar V.V.)* 241

2.2.6. Control by deep faults of the Black Sea disclosure processes *(Rusakov O.M., Pashkevich I.K.)* 251

2.2.7. Geodynamic features of the junction zone of the Eurasian Plate and the Alpine-Himalayan belt within Ukraine and adjacent areas *(Gintov O.B., Yegorova T.P., Tsvetkova T.A., Bugaenko I.V., Murovskaya A.V. Farfulyak L.V.)* 261

2.2.8. Some structural features of the mantle of the south of Ukraine, the Eastern Mediterranean and their geodynamic interpretation *(Gintov O.B., Tsvetkova T.A., Bugaenko I.V., Murovskaya A.V., Zaets L.N.)* 287

2.2.9. Deep seismogenic Vrancha zone as an indicator of geodynamic processes *(Gintov O.B., Murovskaya A.V., Yegorova TP., Wolfman Y.M., Tsvetkova T.A., Bugaenko I.V., Kolesnikova E.E., Ostrovnoy A.M., Bubnyak I.N.)* 294

2.3. Geodynamics of the Dnieper-Donets Basin *(Pashkevich I.K., Kuprienko P.Y., Makarenko I.B., Savchenko A.S.)* 310

2.3.1. Features of the structure and composition of the consolidated crust and upper mantle of the various segments of the DDD 311

2.3.2. The heterogeneity of the material composition and structure of the lithosphere of the DDD 315

2.3.3. Geodynamic data interpretation 320

2.4. Turns and movements of Sarmatia as evidence of plate tectonics evolution of the East European Craton 323

2.4.1. Paleomagnetic data *(Bakhmutov V.G., Polyachenko E.B.)* 323

2.4.2. Tectonophysical data *(Gintov O.B., Mychak S.V.)* 341

2.5. Geodynamics of the Ukrainian Shield 355

2.5.1. Problems of Geodynamics of Ukrainian Precambrian (review of opinions) *(Starostenko V.I., Gintov O.B.)* 355

2.5.2. Tectonophysical analysis and geodynamic interpretation of three-dimensional geophysical model of the Ukrainian Shield *(Gintov O.B., Pashkevich I.K.)* 367

2.5.3. Precambrian of the Ukrainian shield and plate tectonics *(Gintov O.B., Mychak S.V., Pashkevich I.K., Bakarzhieva M.I., Lazarenko O.E.)* 377

2.6. Geodynamic evolution of lithosphere of Ukraine and the formation of mineral deposits 402

2.6.1. Ukrainian shield (UkrSh) *(Starostenko V.I., Gintov O.B., Pashkevich I.K.)* 402

2.6.2. Dnieper-Donetsk oil and gas province (DDOGP) *(Starostenko V.I., Gintov O.B., Gordienko V.V., Pashkevich I.K., Orlyuk M.I., Gonchar V.V.)* 404

2.6.3. Carpathian Mesozoic and Cenozoic oil and gas province (COGP) *(Kutas R.I., Gonchar V.V.)* 408

2.6.4. Azov-Black Sea oil and gas province (ABOGP) *(Kutas R.I.)* 410

2.6.5. The phenomenon of active outgassing from the Black sea bottom *(Kobolev V.P.)* 412

CONCLUSION *(Gintov O.B.)* 417

REFERENCES 425

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

АБМ — Алуштинско-Батумский максимум

АГП — Альпийско-Гималайский пояс

АМЧГ (**AMCG**) — габбро-анортозит-мангерит-чарнокит-гранитный магматизм

АПГ — адвекционно-полиморфная гипотеза

АФТ — апатит-фишн-трек

АЧНГП — Азово-Черноморская нефтегазоносная провинция

БК — Большой Кавказ

БП зона — Балкано-Понтийская зона

ВГК — Восточный Горный Крым

ВЕК — Восточно-Европейский кратон

ВЕП — Восточно-Европейская платформа

ВМ — Восточная Мезия

ВМ — Воронежский массив

ВПМФ — вертикальная переходная магнитная функция

ВПП — Волыно-Подольская плита

ВЧ — Восточно-Черноморский разлом

ВЧВ — Восточно-Черноморская впадина

ВЧМП — Восточно-Черноморская микроплита

ГК — Горный Крым

ГСЗ — глубинное сейсмическое зондирование

ГШЗ — Голованевская шовная зона

ДДВ — Днепровско-Донецкая впадина

ДДНГП — Днепровско-Донецкая нефтегазоносная провинция

ЕАП — Евразийская плита

ЕОН, **NRM** (рус., англ.) — естественная остаточная намагниченность

ЕП — Европейская плита

З — запад, западный

ЗВ — зона Вранча

ЗГК — Западный Горный Крым

ЗЕП — Западно-Европейская платформа

ЗК разлом — Западно-Крымский разлом

ЗЧБ — Западно-Черноморский бассейн

ЗЧМП — Западно-Черноморская микроплита

ИГФ — Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины

ИКШЗ — Ингулецко-Криворожская шовная зона

ИМ — Интра-Мезийский разлом

КМ — коромантийная смесь

КМП — крупные континентальные магматические провинции

КМПВ — корреляционный метод преломленных волн

КНГП — Карпатская нефтегазоносная провинция

КНП — Корсунь-Новомиргородский плутон

КО — разлом Копидаву—Овидиу

КП — Каркинитский прогиб, Коростенский плутон

КПС — конвективный пограничный слой

КСЗ — Крымская сейсмогенная зона

КТД — квант тектонического действия

ЛЛПП — Львовско-Люблинский палеозойский прогиб

М, **Мохо** — поверхность Мохоровичича

МВП — магнитовариационное профилирование

МОВ — метод отраженных волн

МОГТ — метод общей глубинной точки

МП — мезийская плита (платформа)

МТЗ — магнитотеллурическое зондирование

МТ — магнитотеллурический

НАН — Национальная академия наук

НАНУ — Национальная академия наук Украины

НДС — напряженно-деформированное состояние

НСГ — наклонная сейсмическая граница

ОГТ — общая глубинная точка

ОЗ — очаг землетрясения

ОМП — Осницко-Микашевичский пояс

ОПС — объект (область) пониженного сопротивления

ОПШЗ — Орехово-Павлоградская шовная зона

ОС зона — Одесско-Синопская зона

ОСО — Одесско-Синопско-Орду разлом

ПБ — Паннонский бассейн

ПБ — Приазовский мегаблок

ПВ — пункт взрыва

ПДП — Преддобруджинский прогиб

ПК — пикет, пункт

ПК — разлом Печенега—Камена, также пикет

ПП — Предкарпатский прогиб

ППУ — принцип предельной устойчивости

РМА — региональная магнитная аномалия

РТ условия — условия давления и температуры

САР — Северо-Анатолийский разлом

САХ — Срединно-Атлантический хребет

СВ — Северо-восток, северо-восточный

СВК — структурно-вещественный комплекс

СГ — разлом Сфанту—Георгиевский

СГГ — слой Голицына—Гейко

СГС — структуры горизонтального сдвига

СД — Северная Добруджа

СЗ — северо-запад, северо-западный

СМ — Скифская микроплита,

СОХ — Срединноокеанический хребет

СП — Скифская плита

СПБ — Среднеприднепровский мегаблок

СФЗ — сейсмофокальная зона

СЧП — Срединно-Черноморское поднятие (то же, что СЧХ и ЦЧП)

СЧХ — Срединно-Черноморский хребет

СЭОЗ — Скифская эпиорогенная зона (то же, Скифская плита)

ТГ — теплогенерация

ТЕШЗ — Трансъевропейская шовная зона

ТКМП — траектория кажущейся миграции полюса

ТП — тепловой поток

ТТГ формация — тоналит-трондьемит-гранодиоритовая формация

УГО — ультрагорячий ороген

УК — Украинские Карпаты

УЩ — Украинский щит

ФБ — Фокшанский бассейн

ФТ — фишн-трек

ФТА — фишн-трек анализ

ХПС — химический пограничный слой

ЦБШЗ — Центрально-Белорусская шовная зона

ЦД — Центральная Добруджа

ЦЧИМ — Центральная часть Ингульского мегаблока

ЦЧП — Центрально-Черноморское поднятие

ЧМ — Черное море

ЭОЗ — эпиорогенная зона

Ю — юг, южный

ЮВ — юго-восток, юго-восточный

ЮВОК — юго-восточный ороклин Карпат

ЮД — Южная Добруджа

ЮЗ — юго-запад, юго-западный

APWP — траектория кажущейся миграции полюса

ChRM — характеристическая компонента остаточной намагниченности

Ga — миллиардов лет назад

GAPWaP — глобальная ТКМП

Ma — миллионов лет назад

V_p — скорость продольных волн

$V_{p\ ср.}$ — средняя скорость в слое

V_{ref} — референтная скоростная модель мантии Евразии

σ — плотность (в геофизике), главное нормальное напряжение (в тектонофизике)

Геодинамика *— раздел наук о Земле, в котором делается попытка объяснить глобальные и региональные геологические явления и факты на основе динамических принципов механики…Цель геодинамики состоит в том, чтобы на основе известных законов физики и химии построить модель эволюции Земли…*

Структурная геология и тектоника плит / Под ред. К. Сейферта. — Т. 1. — М.: «МИР». — 1990. — с. 81.

Все геологические закономерности носят стохастический (статистический) характер и не должны пониматься чересчур догматически…

[Хаин, 1986].

ВВЕДЕНИЕ

Термин «геодинамика» введен английским математиком А. Лява в 1911 г. [Love, 2011] при изучении связи динамики Земли с космическими факторами (в частности, приливных явлений в твердой Земле). Позднее содержание этого термина изменилось и стало отвечать определению, данному в эпиграфе. Более того, поскольку законы механики, физики и химии вошли неотъемлемой частью в систему доказательств теорий новой глобальной тектоники, именно сторонники идей мобилизма используют термин «геодинамика» как свой «собственный». Некоторые исследователи, особенно геологи, стараются включить в понятие «геодинамика» многие геологические явления, прямо относящиеся к структурной геологии и тектонике, однако с этим можно согласиться только в том случае, если подобные явления или структуры указывают на характер (направление, скорость, амплитуду) движений горных масс и вызвавших их внутренних и внешних силовых полей.

Возрождение идей мобилизма послевегенеровского периода относится к 60-м годам прошлого столетия, когда были получены и частично обобщены результаты палеомагнитных исследований, изучения рельефа дна и полосовых магнитных аномалий океанов, сделан вывод о крупных горизонтальных перемещениях блоков вдоль известных зон разломов. В 1961—1963 гг. Р. Дитц и Г. Хесс выдвинули гипотезу спрединга океанического дна вследствие мантийной конвекции, подтвержденную в 1963 г. Р. Мэйсоном, Ф. Вайном и М. Мэтьюзом на основании изучения океанических полосовых магнитных аномалий как результата инверсий магнитного поля. В 70-е годы были разработаны механизмы поглощения океанической литосферы (субдукции) в зонах Заварицкого-Беньофа. В целом в 70-е — 80-е годы американскими и европейскими учеными были сформулированы основные положения тектоники литосферных плит, положительно воспринятые подавляющим большинством ученых мира. «Тектоника плит является эффективной моделью происходящих в коре процессов, так как она хорошо согласуется с известными данными наблюдений, дает изящное объяснение ранее несвязанным явлениям и открывает возможности для прогноза» [Структурная геология…, 1990,Т.1, с. 15].

В СССР процесс освоения идей мобилизма затянулся и развивался в 70-е — 80-е г.г. только благодаря энтузиазму немногочисленных ученых, таких как П. Н. Кропоткин, А. А. Ковалев, В. Г. Сорохтин, С.А. Ушаков и др., и коллективов ученых под руководством А. В. Пейве, В. Е. Хаина и Л. П. Зоненшайна.

В Украине идеи плитовой тектоники начали использоваться еще позже, хотя первые работы по плитотектоническому механизму формирования Украинских Карпат были опуб-

ликованы в 1975—1976 гг. Статья «Земная кора Украинского щита и тектоника плит» была опубликована Г. И. Каляевым в 1976 г. [Каляев, 1976], а А. В. Чекунов тогда же рассматривал формирование Днепровско-Донецкого авлакогена как следствие раздвига и поворота блоков земной коры (не указывая, правда, на механизм этого глобального раздвига) [Чекунов, 1976]. Интересно, что геодинамический подход к изучению тектоники и альпийского пояса, и докембрия Украины, начался практически одновременно в 70-е — 80-е гг., хотя в тот период еще многие даже западные ученые сомневались в возможности плейттектонических процессов в докембрии. Исследовать геодинамику Украинских Карпат начали И. Д. Гофштейн, Л. Г. Данилович, Г. Н. Доленко [Гофштейн, 1975; Данилович, 1975, 1976; Доленко, Данилович, 1976; Доленко и др., 1978]. Изучение Украинского щита (УЩ) с позиции тектоники плит в те годы начали Г. И. Каляев, Е. Б. Глевасский, В. Г. Пастухов [Каляев,1976; Глевасский,1983; Годинамическая…,1993 и др.]. Геодинамические исследования на Крымском полуострове выполняли В. Н. Рыбаков, В. В. Юдин, М. Е. Герасимов [Геодинамическая…,1993; Юдин, Герасимов, 1997 и др.].

Первыми обобщающими работами по геодинамике различных регионов Украины были докторская диссертация Е. Б. Глевасского «Геолого-петрологическая модель восточной части Украинского щита и закономерности размещения железорудных формаций» [Глевасский, 1990], «Геодинамическая карта Украины» [Геодинамическая…,1993] под редакцией Л. С. Галецкого и В. Г. Пастухова, «Тектоника докембрия Украинского щита» [Глевасский, Каляев, 2000], «Геодинамика Южного Донбасса» [Юдин, 2000] и «Геологическое строение Крыма на основе актуалистической геодинамики» [Юдин, 2001], серия работ коллектива, руководимого Е. И. Паталахой [Паталаха и др., 2003, 2004]. Нужно отметить, что еще в 1985 г. вышла крупная работа по геодинамике Украинских Карпат [Геодинамика Карпат, 1985] под редакцией В. В. Глушко и С. С. Круглова, однако понятие геодинамики в этой работе, в отличие от определения, данного в эпиграфе, было распространено на слишком широкий круг процессов и при этом плитотектонический механизм формирования Карпат вообще был поставлен под сомнение.

Результаты геологического изучения плитотектонических процессов в тектоносфере Украины вначале были восприняты украинскими геофизиками с осторожностью, так как во второй половине прошлого века в геофизических исследованиях глубинных процессов доминировало использование астенолитной теории В. В. Белоусова — противника идей мобилизма. Хотя уже в то время А. В. Чекунов и В. Б. Соллогуб при анализе материалов глубинной геофизики не могли не увидеть некоторых фактов, подтверждающих значительную роль горизонтальных перемещений литопластин земной коры. Поэтому с 1986 г. [Соллогуб, 1986] на сейсмических разрезах литосферы Украины начали фиксироваться наклонные и листрические разломы; в 1989 г. в геодинамической модели центральной части УЩ [Чекунов и др., 1989] были использованы как астенолитная модель, так и субгоризонтальные перемещения пластин коры по пологопадающим зонам разломов; в 1994 г. в работе [Литосфера…, 1994] формирование орогена Украинских Карпат рассматривается уже как крупномасштабное перемещение и шарьирование осадочной толщи под влиянием горизонтально распространяющегося мантийного диапира.

Таким образом, к началу 21-го века геолого-геофизическая мысль Украины уже была подготовлена к восприятию идей мобилизма и глобальной геодинамики, поэтому за первые 10—15 лет этого века в данном направлении были получены веские результаты практически во всех основных отраслях наук о Земле.

– Тектонофизическими исследованиями УЩ [Гинтов, Исай, 1988; Гинтов, Гончар, 2004; Гинтов, 2005] было показано, что главные зоны разломов щита являются широкими амплитудными зонами сдвига, выходящими далеко за его пределы и представляющими собой подвижные пояса, разграничивающие коллаж мегаблоков с различной, иногда полярной, историей развития. Также тектонофизическим изучением венд-неогенового чехла Волыно-Подольской плиты был доказан поворот Сарматии по часовой стрелке за период с раннего венда на ~90° [Гинтов, 2001]. Правда, аналогичный вывод был сделан еще в 1974 г. по результатам тектонофизического изучения планетарной трещиноватости Донбасса [Корчемагин и др., 1974], однако эта работа не была замечена украинскими исследователями. В дальнейшем использование материалов тектонофизических работ в комплексе с другими геофизическими и геологическими данными позволило более четко сформулировать идею геодинамического развития УЩ на плитотектонической основе, начиная с раннего протерозоя [Старостенко и др., 2007; Гинтов и др., 2008; Гинтов, Пашкевич, 2010; Гинтов, Мычак, 2011; Гинтов, 2012, 2014; Bogdanova et al., 2012; Bogdanova et al., 2012[1,2]].

Тектонофизическое изучение альпийского пояса Украины — Украинских Карпат, Горного Крыма, Черноморского бассейна, — как самостоятельное, так и в комплексе с другими геолого-геофизическими методами, также внесло значительный вклад в разработку механизмов геодинамического развития данных регионов. Это, в частности, выразилось в серии работ коллектива авторов под руководством Е. И. Паталахи и В. В. Гончара, в которых ведущую роль играли данные тектонофизики и математического моделирования [Паталаха и др., 2003 а, б, 2004; Гончар и др.,2007; Гончар, 2009, 2013].Работа тектонофизиков в пределах Украинских Карпат [Гинтов, 2005; Бубняк, 2006; Бубняк и др., 2007, 2010; Вихоть и др., 2011; Накапелюх и др., 2011; Гинтов и др., 2011, 2014, 2015] позволила установить напряженно-деформированное состяние земной коры и деформационные режимы, в которых формировался Карпатский ороген, а также проконтролировать и уточнить геодинамические модели, предложенные другими авторами. Кроме уже отмеченных работ В. В. Гончара, большие объемы тектонофизических исследований в Крымско-Черноморском регионе выполнены под руководством Ю.М. Вольфмана, О. Б. Гинтова, А. В. Муровской [Гинтов, Муровская, 2000; Вольфман, 2008; Муровская, 2012 и др.]. Полученные данные внесли значительный вклад в понимание сложной истории геодинамического развития Крымского полуострова и своеобразие плитотектонических механизмов, действовавших на различных достаточно узких его участках.

– Другим геофизическим методом, непосредственно используемом в палеогеодинамических и палеогеографических реконструкциях территории Украины, явились палеомагнитные исследования, выполняемые Институтом геофизики НАНУ. С конца прошлого столетия эти исследования проводились в институте под руководством Н. П. Михайловой, А. М. Глевасской, С. Н. Кравченко и продолжаются под руководством В.Г. Бахмутова с высоким коэффициентом качества как на собственной высокоточной аппаратуре при современном программном обеспечении, так и за рубежом (Германия, Швеция, Польша). Работы последних лет на территории Украины, проводившиеся при участии зарубежных исследователей (С. А. Элминга, Н. В. Лубниной, А. Г. Иосифиди) как по фанерозою, так и по протерозою, позволили выделить комплексы интрузивных, вулканогенных и осадочных пород, пригодные для палеомагнитных исследований и информативные для палеотектонических реконструкций. В целом для юга Восточно-Европейской платформы сейчас существует ряд палеомагнитных построений, отражающих ее кинематику в фанерозое и докембрии [Elming et al., 1998, 2001, 2006; Бахмутов и др..,2001, 2014; Бахмутов, 2012; Поляченко, 2014; Лубнина,2009;Bogdanova et al., 2012[1,2]; Кировоградский…, 2013]. Хотя надежность этих определений остается разной, именно эти результаты на сегодня являются основой для палеогеографических и палеогеодинамических построений.

– Изучение глубинного строения земной коры и подкоровой мантии, проводимое Институтом геофизики НАНУ в рамках проектов EUROBRIDGE и DOBRE, благодаря тесному международному сотрудничеству вышло на новый аппаратурный и методический уровень полевых наблюдений, их обработки и интерпретации. Выполнены глубинные сейсмические исследования литосферы по 7 геотраверсам, пересекающим Украину и ее границы [DOBRE…, 2003; DOBRE fraction ’99 Working Group, 2003; Maystrenko et al., 2003; Bogdanova et al., 2006; Starostenko et al., 2012, 2013[12], 2014, 2015]. Полученные материалы — скоростные границы в коре и мантии, рельеф поверхности Мохо, наклонные и листрические разломы и др. позволили коллективу исполнителей выполнить геологическую интерпретацию по всем геотраверсам с геодинамических позиций. В этой связи были переинтерпретированы и некоторые старые профили ГСЗ с использованием новых методов компьютерного моделирования [Баранова и др., 2008; Yegorova, Gobarenko, 2010; Егорова и др., 2012; Козленко и др., 2013], проливающие свет на особенности формирования Черноморской впадины.

– В последние 10—15 лет Институтом геофизики НАН Украины выполнено сейсмотомографическое изучение мантийных скоростных неоднородностей Евразии и Северной Африки на глубинах от 50 до 850—2500 км [Гейко и др., 1998, 2006—2007; Бугаенко и др., 2008; Цветкова, Бугаенко, 2012; Старостенко и др., 2013; Шумлянская и др., 2014], основанное на теоретических разработках В. С. Гейко [Гейко, 1997]. Построена трехмерная Р-скоростная модель мантии под территорией Евразии и ее окружением. В работе [Цветкова, Бугаенко, 2012] в контексте построенной модели проанализированы мантийные скоростные границы Восточно-Европейской платформы. Детальность и отчетливая структурированность мантии под территорией Украины позволяют с уверенностью ее использовать при геодинамических построениях [Гинтов и др., 2014, 2015]. Полученные сейс-

мотомографические данные отражают как структурные особенности субдуцирующих литосферных плит, так и субвертикальные скоростные неоднородности («колонки»), предположительно связанные со сверхглубинными мантийными флюидными потоками [Старостенко и др., 2011; Цветкова и др., 2015].

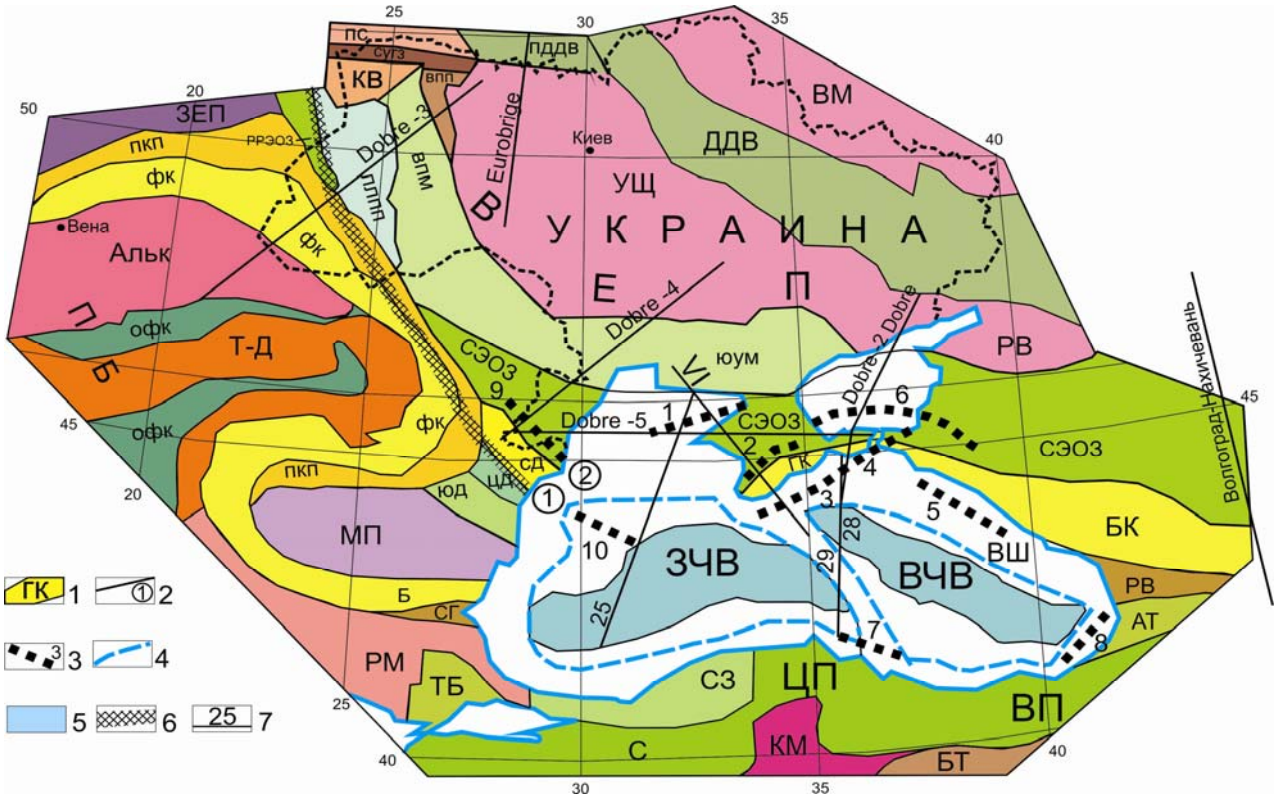


Рис. 1. Схема основных тектонических структур территории Украины и сопредельных регионов (компиляция материалов и карт, по [Тектоническая…, 2007; Okay, Tuysuz, 1999; Юдин, 2007; Афанасенков и др., 2007; Hippolite,2002; Konerdingetal., 2010; Csontos, Vörös, 2004]) и положение международных геотраверсов Eurobridge Dobre .Составила Муровская А. В.

Условные обозначения: 1-контуры основных тектонических структур и их обозначения; 2-разломы и их номера (цифры в кружках); 3-прогибы и их номера; 4-глубоководные впадины; 5-океаническая и субокеаническая кора; 6 - Трансевропейская шовная зона; 7-геотраверсы и профили ГСЗ. *Буквенные обозначения тектонических структур*: Альк — Алькапа, АТ — Аджаро-Триалетия, Б — Балканиды, БК — Большой Кавказ, ВЕП — Восточно-Европейская платформа, ВП — Восточные Понтиды, ВПМ — Волыно-Подольская моноклиналь, ВПП — Волыно-Полесский прогиб, ВЧВ — Восточно-Черноморская впадина, ВШ — Вал Шатского, ЗЕП — Западно-Европейская платформа, ЗЧВ — Западно-Черноморская впадина, КВ — Ковельский выступ, КМ — Киршехирский массив, ЛЛПП — Львовско-Люблинский палеозойский прогиб, МП — Мизийская платформа, ОФК — площади широкого распространения офиолитовых комплексов (Вардар, Мелиата и др.), ПБ — Паннонский бассейн, ПДДВ — Припятско-Днепровско-Донецкая впадина, ПКП — Предкарпатский прогиб, ПС — Полесская седловина, РВ — Ростовский выступ, РВ — Рионская впадина, РМ — Родопский массив, РРЭОЗ — Рава-Русская эпиорогенная зона, С — Сакария, СГ — Среднегорье, СД — Северная Добруджа, СЗ — Стамбульская зона, СУГЗ — Североукраинская горстовая зона, СЭОЗ — Скифская эпиорогенная зона, ТБ — Тракийский бассейн, Т-Д — Тисса-Дакия, УЩ — Украинский щит, ФК — Флишевые Карпаты, ЦД — Центральная Добруджа, ЦП — Центральные Понтиды, ЮД — Южная Добруджа, ЮУМ — Южноукраинская моноклиналь. *Прогибы*: 1 — Каркинитский, 2 — Предгорнокрымский, 3 — Сорокина, 4 — Керченско-Таманский, 5 — Туапсинский, 6 — Индоло-Кубанский, 7 — Синопский, 8 — Гурийский, 9 — Преддобруджинский, 10 — Истринский. Разломы: 1 — Печенига-Камена, 2 — Кагульский.

Также сотрудниками ИГФ [Гобаренко, Егорова, 2008; Yegorova, Gobarenko, 2010; Гобаренко, Яновская, 2011; Егорова и др., 2012] выполнены работы методом локальной сейсмотомографии в пределах Черноморской впадины, которые дополняют и уточняют трехмерную скоростную модель в этом регионе, наращивая ее в пределы коры.

– В последнее десятилетие сделана, наконец, попытка увязать геодинамические построения, выполненные по результатам геологического изучения докембрия УЩ, с данными геофизики, полученными в пределах шовных зон [Геолого-геоэлектрическая модель…, 2005; Геолого-геофизическая модель…, 2006, 2008, 2009]. За основу геологической модели были приняты концепция и построения Е. Б. Глевасского, а геофизическая модель каждой шовной зоны строилась по данным геоэлектрики (в первую очередь), ГСЗ, гравиметрии и магнитометрии. К сожалению, материалы тектонофизических, палеомагнитных и сейсмотомографических исследований не были использованы, поэтому геологическая часть этих работ, с геодинамических позиций, оказалась более сильной, чем геофизическая.

Таким образом, уже в первом десятилетии нашего века было получено большое количество геологических и, особенно, геофизических данных, указывающих на необходимость пересмотра моделей геологического развития территории Украины с геодинамических позиций и, соответственно, выработки новых взглядов на геолого-геофизические критерии поисков полезных ископаемых, Поэтому Президиумом НАН Украины в рамках целевой ведомственной программы *«Научное обеспечение наращивания запасов полезных ископаемых в Украине»* Институту геофизики НАНУ было поручено выполнение пятилетней темы *«Геодинамическое развития литосферы Украины, формирование и размещение месторождений полезных ископаемых»* на 2012—2016 гг. (научный руководитель темы академик НАН Украины В. И. Старостенко).

В данной монографии приведены материалы, полученные в результате выполнения указанной темы и подведены итоги геодинамических исследований Института в Украине за последние 15 лет. Естественно, за такой короткий период трудно получить цельную картину геодинамического развития территории страны, тем более что геодинамические исследования отечественных ученых и в теоретическом, и в методическом аспектах, находятся еще в стадии становления. Поэтому монография представлена в виде очерков о геодинамике отдельных наиболее важных регионов Украины на разных, наиболее ярких, отрезках геологического времени (например, докембрий и мезо-кайнозой) иногда без детального рассмотрения переходных периодов, геодинамическая ситуация в которых еще недостаточно изучена.

В работе над монографией принимали участие группы специалистов Института различных геофизических направлений, а именно: специалисты по изучению глубинных процессов Земли по данным гравиметрии под руководством В. И. Старостенко и Т. П. Егоровой; группа тектонофизиков под руководством О. Б. Гинтова и Я. М. Хазана; специалисты по геотермии и современной геодинамике под руководством Р. И. Кутаса; группа глубинного сейсмического зондирования Земли под руководством В. Д. Омельченко; группа изучения магнитного поля Земли под руководством М. И. Орлюка и И. К. Пашкевич; группа геоэлектриков под руководством Т. К. Бурахович; специалисты по палеомагнетизму под руководством В. Г. Бахмутова; специалисты по сейсмотомографии под руководством Т. А. Цветковой; группа комплексного изучения тектоносферы под руководством В. В. Гордиенко; группа морской геофизики под руководством В. П. Коболева; петролог-геохимик О. В. Усенко.

Большинство названных групп специалистов твердо придерживаются современных представлений о геодинамических процессах в тектоносфере Земли. Ряд ученых высказывают альтернативные взгляды (см. материалы в разделе «Дискуссия», Геофиз. журн., 2012 № 6, 2014, № 5), но получаемые ими данные несут важную информацию о физических и рудообразующих процессах в Земле, поэтому их материалы также использованы в монографии.

Геодинамические исследования Института геофизики НАНУ всегда выполнялись в тесном содружестве с известными европейскими, в том числе российскими, учеными, внесшими значительный вклад в результаты изучения Украины. К ним, в частности, относятся польские ученые М. Град, В. Груба, А. Гутерх, П. Шрода, Т. Яник; венгерские ученые И. Ковач, Э. Хегедиш; ученые Финляндии К. Комминахо, Т. Тиира; Шотландии — Р. Стефенсон; Дании — Х. Тибо; геологи Швеции С. Богданова, Р. Горбачев и палеомагнитолог С. Элминг; Франции — М. Соссон, К. Мюллер, А. Сайнтот; российские ученые В. И. Казанский, Н. В. Лубнина, А. Г. Иосифиди и др. Вместе с учеными Института геофизики и ряда других организаций Украины эти специалисты также являются соавторами отдельных разделов монографии.

В монографию вошли, главным образом, результаты работ 21-го столетия. Но и в конце 20-го века на территории Украины были получены важнейшие результаты, не потеряв-

шие своего значения до настоящего времени и на основании которых выполняются современные геодинамические построения. К таким работам, например, относится серия монографий «Литосфера Центральной и Восточной Европы» (1987—1993 гг.) под редакцией А. В. Чекунова, монография В. Б. Соллогуба «Литосфера Украины» (1986 г.), ряд статей, кАсающихся Альпийского пояса Украины. Эти материалы также использованы в монографии.

Традиционно в монографических обобщениях история геологического развития регионов рассматривается, начиная с древних эпох. В данной монографии пришлось отступить от этой традиции, так как принципы современной геодинамики, в частности тектоники плит, — законы и вся терминология — разрабатывались для процессов, происходивших в мезозое — кайнозое и происходящих в настоящее время. В более отдаленные эпохи основы теории тектоники литосферных плит переносятся в соответствии с принципом актуализма. Поэтому, чтобы переход от привычной «геосинклинальной» терминологии к мобилистской был более естественным, авторам пришлось построить изложение материалов главы II «Особенности геодинамического развития регионов Украины» в обратном порядке — от позднеальпийского этапа к неоархейскому. Однако в разделе «Заключение и выводы» хронологическая разверстка геодинамических событий рассматривается уже, как обычно, от более древних к более молодым.

I. Глубинное строение территории Украины по современным геофизическим данным

1.1. Общие сведения

Современное строение континентальной литосферы, ее химический и минеральный состав формировались в процессе эволюции Земли от ее зарождения до современности. Эволюция сопровождалась неоднократным повышением и затуханием тектонической, магматической и геотермической активности, необратимыми изменениями энергетического баланса, внутреннего строения и состава Земли. В частности, произошло ее расслоение, выделение внутреннего и внешнего ядра, мантии и коры. Возникла модель внутреннего строения, которое в первом приближении можно считать сферически симметричным. Но по результатам современных геофизических исследований можно сделать вывод, что внутренние оболочки достаточно неоднородны. При этом неоднородность увеличивается с приближением к поверхности Земли, что частично наблюдается в рельефе раздела Мохо (М) территории Украины.

В настоящее время есть несколько вариантов схем рельефа раздела М как для всей территории Украины, так и для отдельных тектонических структур. Однако, несмотря на достаточно густую сеть профилей ГСЗ и точечных зондирований, каждая схема является своеобразной авторской интерпретацией используемых данных.

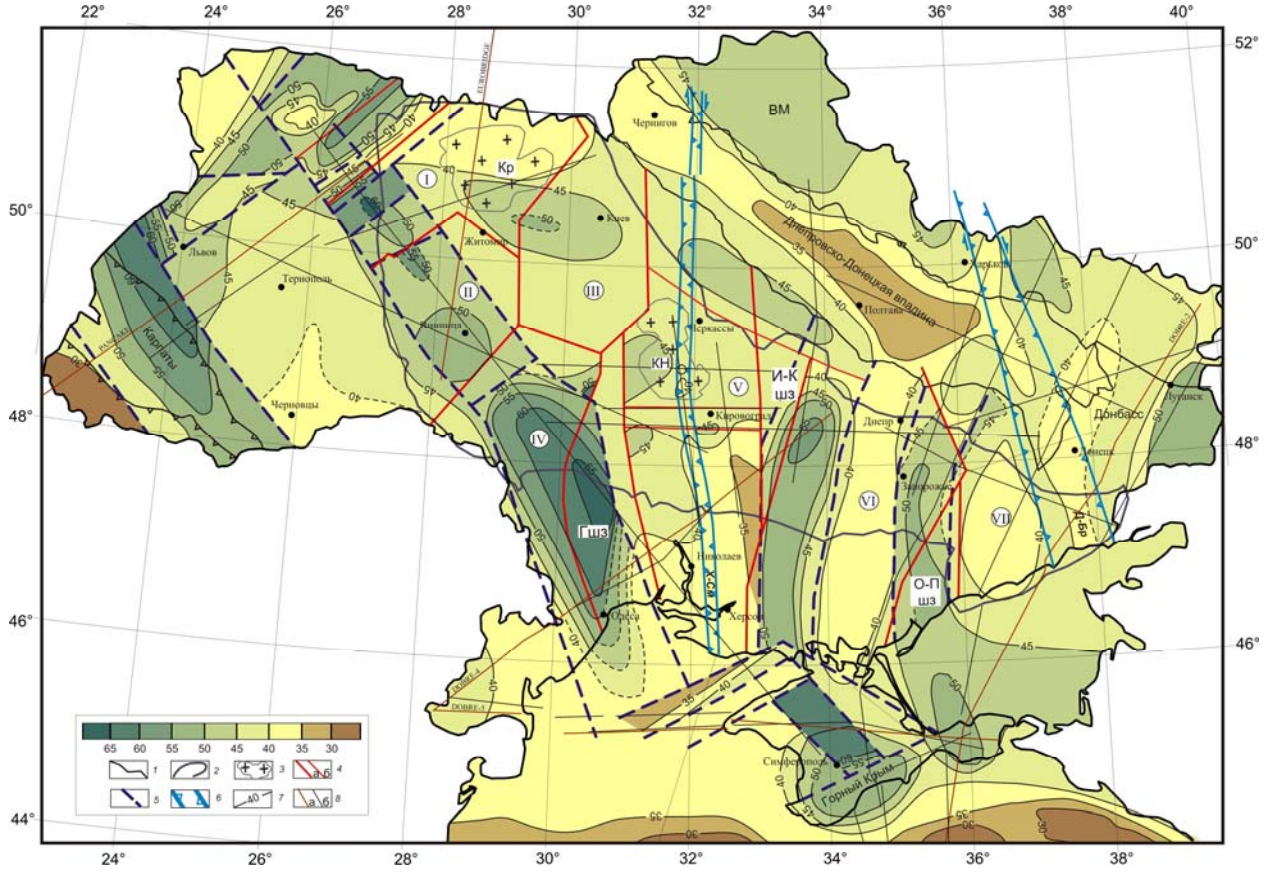


Рис. 1.1. Схема рельефа раздела М, км. 1 — граница ДДВ; 2 — граница УЩ; 3 — плутоны габбро-анортозит-рапакиви: Кр — Коростенский, К-Н — Корсунь-Новомиргородский; 4 — разломы: межмегаблоковые (а), другие (б); 5 — проекции на дневную поверхность зон резкого смещения раздела М; 6 — трансрегиональные тектонические швы: Х-См — Херсон-Смоленск; Д-Бр — Донецк-Брянск; 7 — глубины залегания раздела М, км (пунктиром показаны предполагаемые); 8 — сейсмические профили: международные геотраверсы (а) и ГСЗ (б). *Сокращения. Мегаблоки* УЩ (цифры в кружках): I — Волынский, II — Подольский, III — Росинский, IV — Бугский, V — Ингульский, VI — Среднеприднепровский, VII — Приазовский. *Шовные зоны*: Гшз — Голованевская; И-Кшз — Ингулецко-Криворожская; О-Пшз — Орехово-Павлоградская; ВМ — Воронежский массив.

Новый вариант схемы рельефа подошвы коры (рис. 1.1) построен по Схеме глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы [Схема, 1992] с обобщением сейсмических данных вдоль профилей ГСЗ, в том числе международных геотраверсов

[Соллогуб, 1986; Литосфера..., 1987; Литосфера ..., 1989; Литосфера ..., 1993; Ильченко, 2002; Град и др., 2003; Кировоградский..., 2013; Starostenko et al., 2013, 2015, 2016], отдельных точечных зондирований, а также данных о мощности земной коры в соответствии с работой [Starostenko et al., 2004].

Глубина залегания раздела М варьирует в широких пределах — от менее 30 км в Карпатском регионе до 67 км в юго-западной части УЩ. В платформенной части Украины, за исключением ДДВ и шовных зон УЩ, средняя мощность земной коры имеет небольшие отклонения (40—45 км). Формы рельефа подошвы коры имеют различные соотношения со структурами верхней части коры, а их сочленение происходит по зонам резкого смещения раздела М. Трансрегиональный тектонический шов Херсон-Смоленск делит УЩ и его южный склон на западную и восточную части. Для первой характерна серия прогибов раздела М северо-западного простирания с максимальной глубиной, превышающей 65 км. В восточной части УЩ рельеф раздела М дифференцированный, а его формы согласуются с простиранием субмеридиональных докембрийских структур. Мощность коры колеблется от 33 до 57 км и в среднем она меньше, чем в западной части.

Для ДДВ характерно северо-западное простирание раздела М, согласованное с простиранием впадины, с резким уменьшением мощности коры до 35 км в ее центральной части. В сторону Воронежского массива и при переходе к Донбассу мощность коры увеличивается до 45 и 50 км соответственно. В пределах тектонического шва Донецк-Брянск наблюдается слабый подъем раздела М до 40 км.

В молодых складчатых сооружениях Карпат и Крыма простирание форм рельефа раздела М согласуется с простиранием этих тектонических структур. В Карпатском регионе мощность коры составляет 25 км на юго-западе и увеличивается до более 60 км в сторону Восточно-Европейской платформы. В районе горного Крыма наблюдается прогиб раздела М до 52 км.

Наибольшей неоднородностью отличается земная кора, изученная наиболее детально. Земная кора — это продукт длительной и многократной дифференциации более глубинных слоев Земли, в первую очередь верхней мантии. Примерно 70-75% континентальной коры сформировались в архее и раннем протерозое [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Земная кора имеет слоистую структуру. Традиционно в ее составе выделяют осадочный, гранитный (гранито-гнейсовый), промежуточный (диоритовый), базальтовый слои (рис. 1.2). Но это разделение достаточно условное, так как выделенные слои характеризуются значительной неоднородностью и распространены неравномерно. В общем, континентальная кора характеризуется чрезвычайно сложным строением.

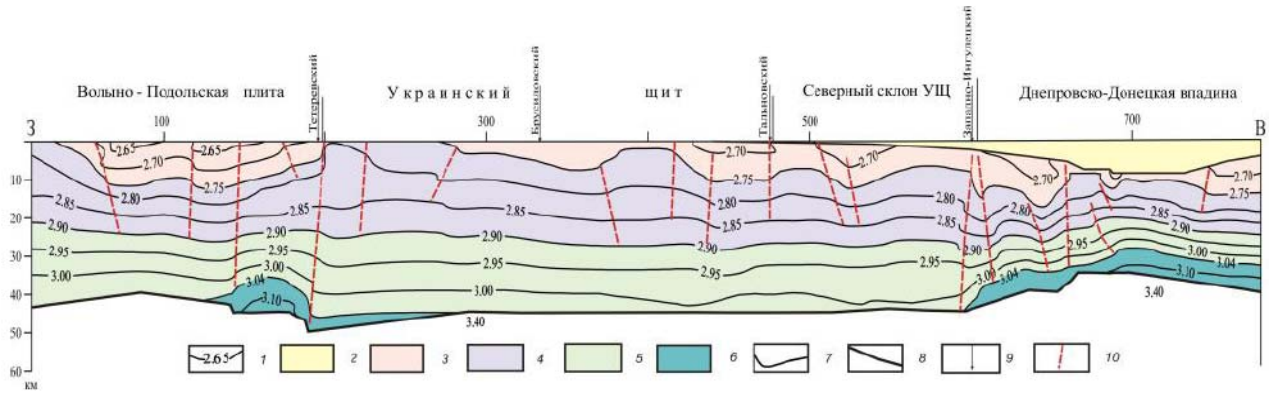


Рис. 1.2. Плотностной разрез территории Украины вдоль 50° с. ш. по [Старостенко и др., 2012]. 1 — изолинии плотности в кристаллической части земной коры, г/см^3; *слои земной коры:* 2 — осадочный, 3 — «гранитный», 4 — «диоритовый», 5 — «базальтовый»; 6 — коромантийная смесь; 7 — граница распространения осадочной толщи по данным сейсмометрии; 8 — глубина залегания раздела Мохо; 9 — известные глубинные разломы, которые являются межблочными или разделяют структуры меньшего порядка; 10 — предполагаемые нарушения по данным плотностного моделирования.

В ее составе выделяются разномасштабные блоки, отличающиеся по возрасту и условиям образования, минералогическим и химическим составом, внутренней структурой, литологическими особенностями пород и т. д. Неоднородность по структуре и составу верхней оболочки Земли отображается в геофизических полях, изучение которых и дает базовую информацию о глубинном строении Земли, ее вещественном составе и физико-химических процессах, происходящих (или происходивших) в ее недрах.

Вполне вероятно, что более глубокие оболочки характеризуются такой же, а может и большей неоднородностью, но из-за слабой изученности она пока не может быть обнаружена. Наиболее эффективным геофизическим методом изучения мантийных оболочек Земли является сейсмотомография. Существует несколько скоростных моделей мантии, самой удачной из которых, по нашему

мнению, является химико-минералогическая модель Ю. М. и Д. Ю. Пущаровских, учитывающая как материалы сейсмотомографии, так и состав пород мантии по геологическим данным. Согласно этой модели, мантия Земли делится на верхнюю мантию (граница Мохо — 410 км), переходную зону (410—670 км), зону раздела I (670—850 км), среднюю мантию (850—1700 км), зону раздела II (1700—2200 км), нижнюю мантию (2200—2900 км). Модель мантии под территорией Украины, полученная В. С. Гейко и его коллегами методом Тейлорового приближения [Гейко и др., 2006; Бугаенко и др., 2015], хорошо согласуется с моделью Пущаровских (рис. 1.3).

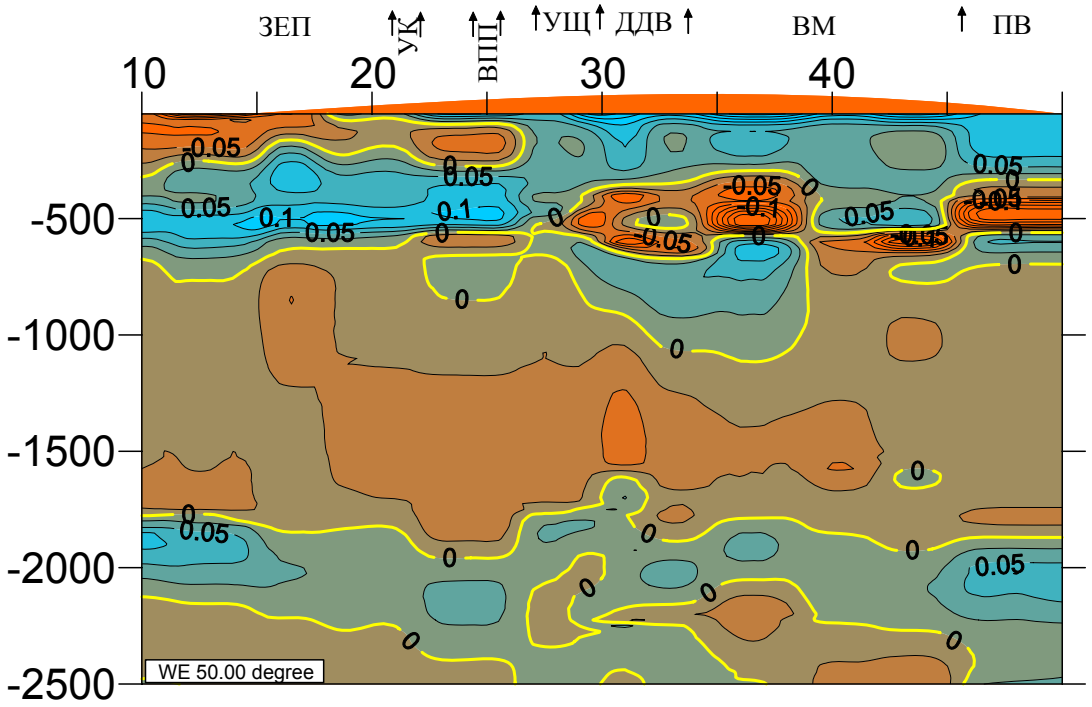


Рис. 1.3. Вертикальный сейсмотомографический разрез территории Украины и сопредельных регионов вдоль 50° с. ш. до глубины 2500 км [Бугаенко и др., 2015]. Условные обозначения: ВМ — Воронежский массив, ВПП — Волыно-Подольская плита, ДДВ — Днепрово-Донецкая впадина, ЗЕП — Западно-Европейская платформа, ПВ — Прикаспийская впадина, УК — Украинские Карпаты, УЩ — Украинский щит.

Разномасштабные аномалии гравитационного поля (рис. 1.4) отражают наличие в литосфере на разных глубинных уровнях плотностных неоднородностей. Они могут быть как первичными, сохранившимися со времен образования Земли, так и вторичными, сформированными под влиянием геодинамических процессов. В последнем случае их возраст и условия образования должны, очевидно, согласовываться с последней фазой тектонической активности. Особенно это касается аномалий, связанных с неоднородностями нижней части земной коры.

Достаточно специфическую и разноплановую информацию несут аномалии магнитного поля (рис. 1.5). В них отображаются неоднородности преимущественно земной коры, которые связаны не просто с изменением физических параметров вещества, а и с комплексами пород определенного химического и минералогического составов, которые образовались и хранились в определенных термодинамических условиях при наличии магнитного поля.

За последние десятилетия в недрах Земли обнаружены значительные вариации электропроводности электромагнитными методами. Согласованные двухмерные и квазитрехмерные пленочные модели глубинной электропроводности различных геологических регионов Украины на основе анализа данных МВП и МТЗ позволили выделить различные по конфигурации и геоэлектрическим параметрам участки высокой и низкой электропроводности, на фоне общего высокого сопротивления, которое характерно для консолидированной коры (рис. 1.6).

Их природа пока не имеет однозначного толкования, но их наличие и особенности размещения могут иметь важное значение для понимания глубинных физиических и геодинамических процессов, которые определяют развитие и строение Земли.

Украина принадлежит к тем странам, на территории которых на поверхность выходят породы от древних, образовавшихся непосредственно после аккреции Земли, до современных [Тектоническая ..., 2007]. Она представляет собой своеобразный естественный полигон, на котором можно проследить всю историю развития земной коры и проверить соответствие этой истории с

современными геотектоническими моделями и предложить обобщающие положения, учитывающие существенные различия в геологическом строении и эволюции отдельных разномасштабных тектонических элементов. Решению этой проблемы способствует большой объем выполненных региональных геологических, геофизических и буровых работ.

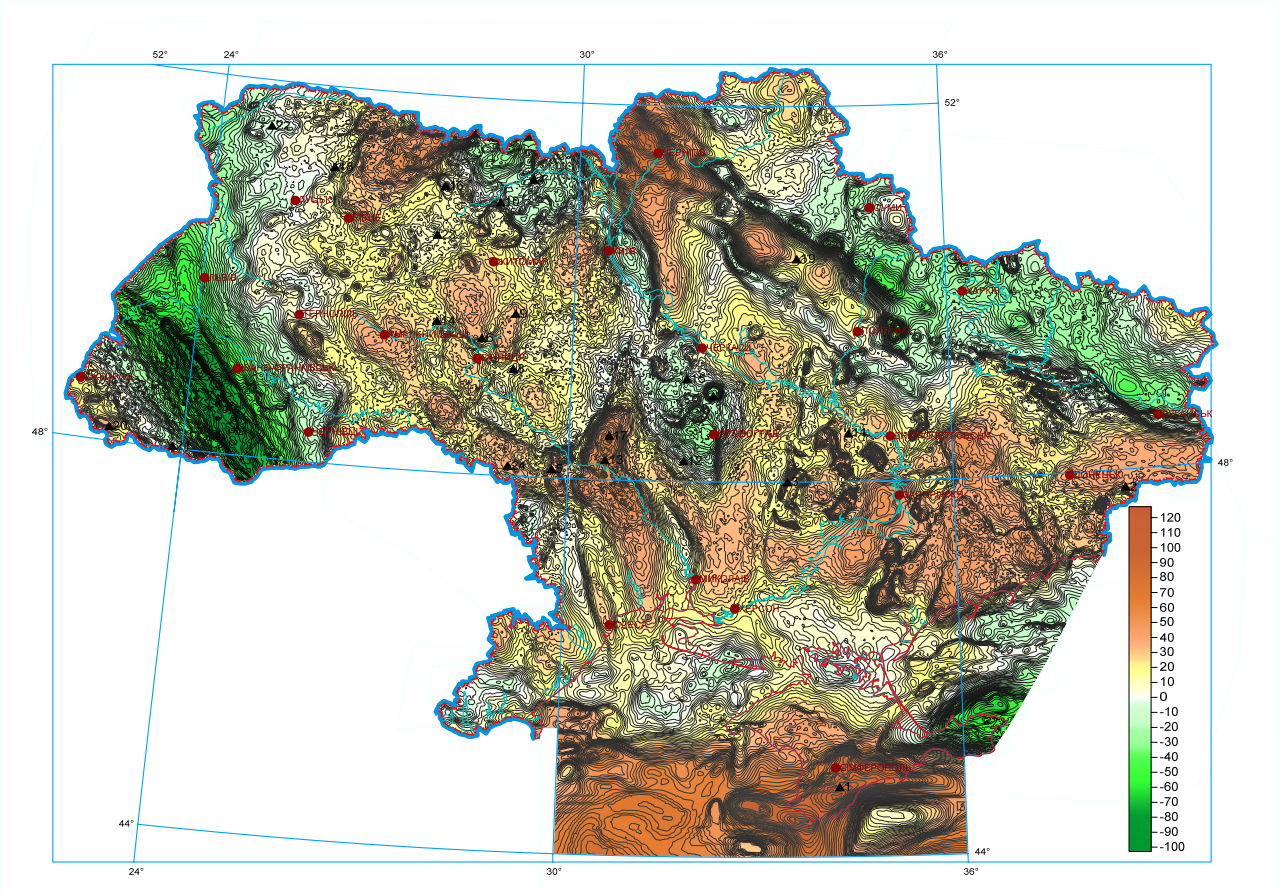


Рис. 1.4. Карта аномалий силы тяжести территории Украины в редукции Буге при σ=2.3 г/см³ (шкала в мГл), по [Ентин и др., 2015].

По особенностям строения и развития земной коры в пределах УЩ выделяют шесть мегаблоков и три шовные зоны [Гинтов, Пашкевич, 2010] (см. следующую главу). Мегаблоки состоят из разномасштабных блоков, разделенных разломами. Блоки имеют много общего, но в каждом из них выделяются латеральные и глубинные структурные элементы, которые отличаются по возрасту, составу и особенностями формирования структурно-формационных комплексов, глубинным строением, эволюцией магматизма. Это многообразие неоднородностей может иметь различную природу. Некоторые из них могут быть связаны с особенностями вещественного состава, в том числе и с первичными его неоднородностями, образовавшимися на стадии формирования Земли, другие возникли в процессе ее эволюции в результате различных геодинамических процессов, сопровождающихся образованием разломных зон, горизонтальными и вертикальными перемещениями вещества.

УЩ как единая структура сформировался в раннем протерозое [Гинтов, 2015] вследствие объединения отдельных плит и микроплит, разделенных участками океанической или субокеанической литосферы. До этого в архее эти тектонические единицы, вошедшие в состав УЩ, прошли долгий путь развития, в частности стадию интенсивного основного — ультраосновного магматизма и формирования гранулито-гнейсового слоя. Во всех мегаблоках в разной степени проявляются пять рядов магматических и ультраметаморфических комплексов [Щербаков, 2005].

Центральную часть территории Украины занимает Украинский щит (УЩ), в рамках которого эрозионный срез открывает древнейшие комплексы пород. В истории развития УЩ выделяют три этапа [Щербаков, 2005]: дозеленокаменный (3,65—3,2 млрд. лет), зеленокаменный (3,2—2,8 млрд. лет.) и послезеленокаменный (2,8—1,7 млрд. лет.).

По комплексу геофизических данных можно сделать вывод, что литосфера УЩ и земная кора как ее составляющая характеризуется значительной вещественной и структурной неоднородностью как по латерали, так и на разных глубинных уровнях [Гинтов, Пашкевич 2010; Старостенко и др., 2002

и др.]. При этом не всегда сохраняется соответствие между разноглубинными горизонтами. Имеющийся достаточно большой объем геолого-геофизической информации позволяет выявить определенные закономерности, в которых находят отображение особенности развития литосферы, ее строение, вещественный состав, различные геодинамические и физико-химические процессы (магматизм, метаморфизм, фазовые и полиморфные переходы и др.).

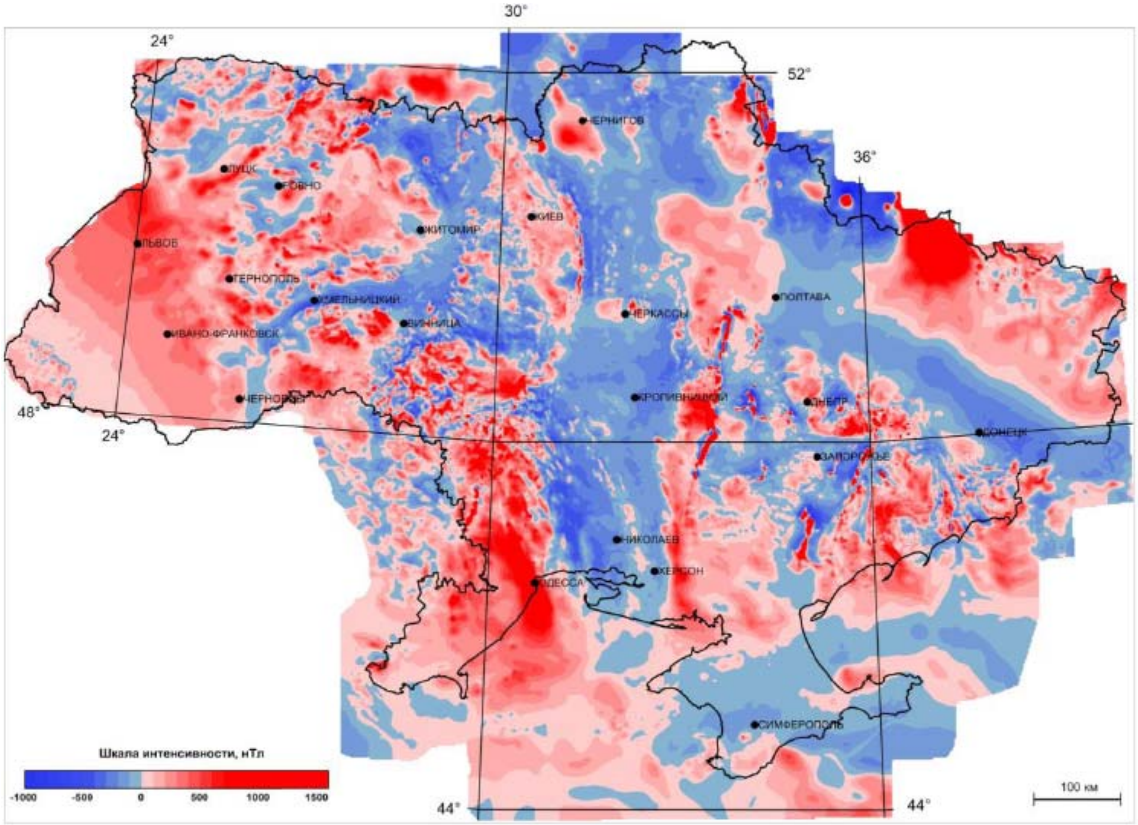


Рис. 1.5. Карта аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ территории Украины по данным [Орлюк и др., 2015].

После этих событий начался платформенный этап развития УЩ, который проходил без существенных изменений структуры земной коры. На этом этапе активизация разломов, тектонических и магматических процессов происходила в ограниченных зонах.

УЩ с запада и юго-запада окружают структуры фанерозоя, которые начали активно развиваться в неопротерозое. Их развитие сопровождалось рифтообразованием, магматизмом, активизацией разломов, нарушением краевой части докембрийской платформы, раскрытием и закрытием вдоль ее границ океанических бассейнов, формированием палеозойской платформы и Альпийского складчатого пояса. Все эти процессы существенно повлияли на строение литосферы, структуру и состав земной коры, особенно на краевую часть докембрийской платформы.

Сложилось достаточно устойчивое представление, что со временем происходит непрерывное наращивание континентальной литосферы. Имеющиеся современные геологические и геофизические данные не противоречат такой точке зрения. Действительно, с запада, юго-запада и северо-запада к докембрийской платформе присоединились палеозойская платформа, структуры Альпийского эрогенного пояса. Но одновременно эти же данные указывают на значительные разрушения старой платформы и формирование на ее краю молодых структур, которые часто надвинуты на нее на десятки и даже сотни километров. Эти разрушительные процессы подтверждаются наличием среди палеозойских и мезокайнозойских структур, или под ними блоков докембрийской платформы. Раскрытие таких особенностей строения и эволюции континентальной литосферы является весьма важным не только с точки зрения познания теоретических и общепланетарных закономерностей эволюции Земли, но и с практической, при разработке стратегии геологоразведочных исследований.

Анализ приведенных особенностей строения континентальной земной коры в пределах Восточно-Европейской платформы и прилегающих к ней разновозрастных тектонических элементов позволяет сделать некоторые выводы относительно истории их развития, изменения энергетического

баланса литосферы и характера геодинамических процессов. Значительную роль в познании этих процессов играет изучение плотности теплового потока через поверхность земной коры (рис. 1.7).

В процессе эволюции Земли ее энергетический баланс и, соответственно, распределение температур менялись. В формировании энергетического баланса принимали участие различные источники энергии, роль которых менялась во времени. Образование Земли сопровождалось повышением температуры за счет энергии гравитационной аккреции ее вещества, энергии адиабатического сжатия и энергии распада радиоактивных изотопов, в первую очередь короткоживущих. Распределение температур на этом этапе было неравномерным. Максимальная энергия выделялась в приповерхностном слое за счет аккреции, а в центральной части за счет сжатия и образования ядра. При быстром образовании Земли температура в приповерхностном слое в конце аккреционного периода достигала 2000°С. Это дает основание предполагать о существовании на ранней стадии развития Земли «магматического океана» [Ранняя ..., 1980; Сафронов, 1969; Richter, 1984 и др.]. В высокотемпературном «магматическом океане» проходил интенсивный теплообмен и дифференциация вещества. На этом этапе плотность закристаллизованных на поверхности пород превышала плотность расплава, и они снова поГРУжались в расплав. От этого периода, который продолжался от 200 до 400 млн. лет, следов в виде твердых горных пород в верхней части земной коры не осталось.

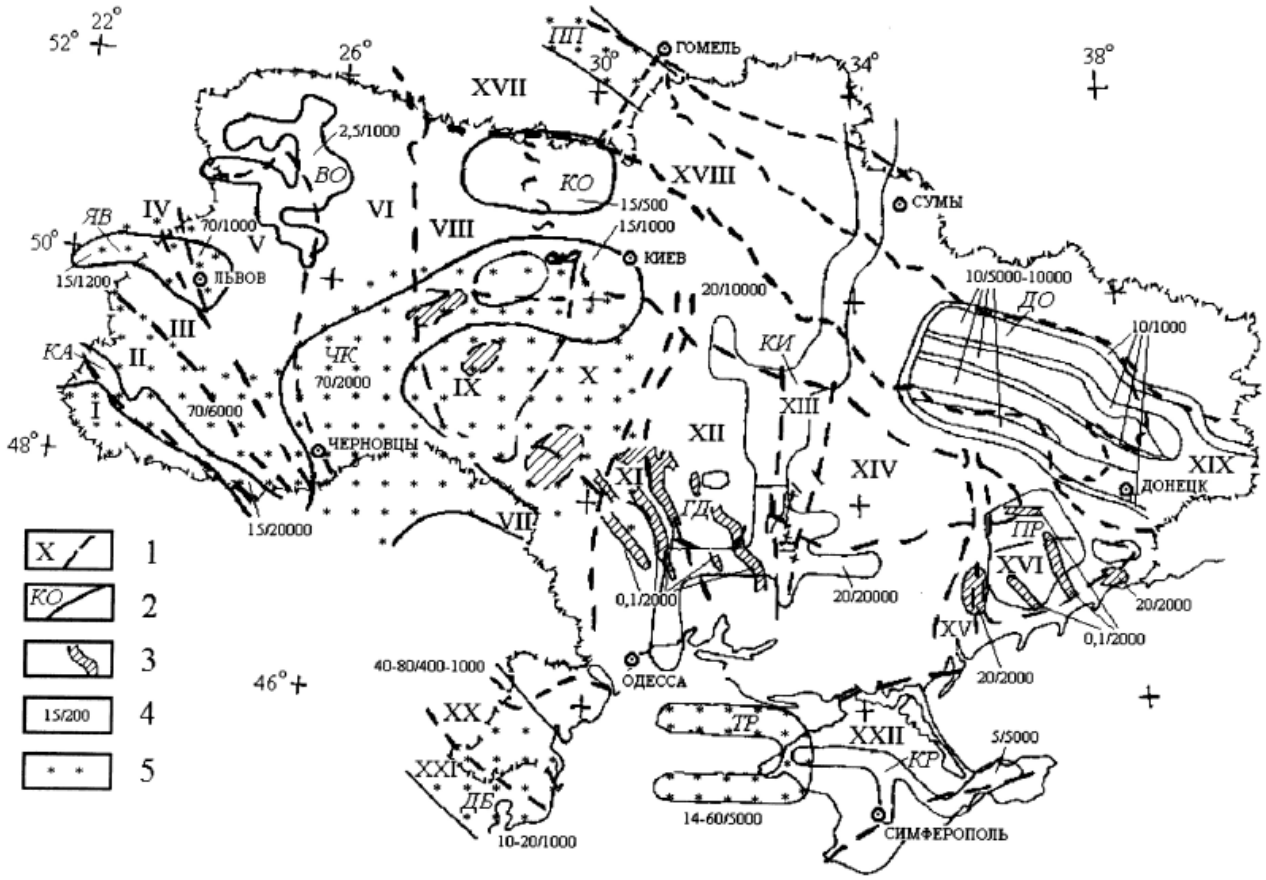


Рис. 1.6. Карта аномалий электропроводности в земной коре и верхней мантии территории Украины по результатам квази-3D пленочного моделирования переменного низкочастотного электромагнитного поля Земли [Бурахович, Кулик, 2000]. 1 — границы тектонических единиц, их номера; 2 — аномалии высокой электропроводности; 3 — субвертикальные аномалии электропроводности по данным МТЗ и МВП; 4 — параметры аномалий: числитель — глубина залегания кровли проводника (в км), знаменатель — значение интегральной электропроводности (в см) по данным МТЗ и МВП; 5 — аномалии, обусловленные мантийными проводниками; *тектоническое районирование*: I — Закарпатский прогиб, II — Складчатые Карпаты; III — Предкарпатский прогиб, IV — Рава-Русская зона, V- Львовский палеозойский прогиб, VI — Волыно — Подольская плита, VII- Молдавская плита; *геоблоки Украинского щита:* VIII — Волынский, IX — Подольский, X — Бугско-Росинский, XI — Голованевская шовная зона, XII- Ингульский, XIII — Ингульско-Криворожская шовная зона, XIV - Среднеприднепровский, XV — Орехово-Павлоградская шовная зона, XVI — Приазовский; XVII — Припятская впадина; XVIII — Днепровско-Донецкая впадина; XIX — Донбасс; XX — Преддобруджинский прогиб; XXI — Южная Добруджа; XXII — Скифская плита; XXIII — Горный Крым; *аномалии электропроводности:* КО — Коростенская, *ГД* — Гайворон-Добровеличковская, *КИ* — Кировоградская, *ПР* — Приазовская, *ВО* — Волынская, *ЧК* — Черновицко-Коростенская, *ЯВ* — Яворовская, *ДБ* — Добруджинская, *ПП* — Припятская, *ДО* — Донбасская, *ТР* — Тарханкутская, *КР* — Крымские (Степного Крыма, Горного Крыма и Керченская), *КА* — Карпатская.

В результате охлаждения и дифференциации приповерхностного слоя на его поверхности стали образовываться блоки закристаллизованных пород. Примерно 4,0—3,8 млрд. лет назад образовалась первичная земная кора основного состава, а термодинамические условия соответствовали устойчивому существованию гранулитов. Под ней сохранялся расплавленный слой деплетованной мантии. Одновременно с охлаждением приповерхностных горизонтов в более глубоких слоях Земли температура повышалась за счет энергии распада радиоактивных элементов. Тепловое равновесие в этом слое поддерживалась мелкоячеистой конвекцией, базитовым и ультрабазитовым магматизмом. Относительная однородная первичная кора под влиянием конвективных и адвентивных потоков была разбита на блоки. Отдельные блоки этой коры вошли в будущие континенты без существенных изменений, часть из них присоединилась к континентам после значительной перестройки и изменения их состава, а часть была полностью ассимилирована в процессе многократной перестройки и переплавки.

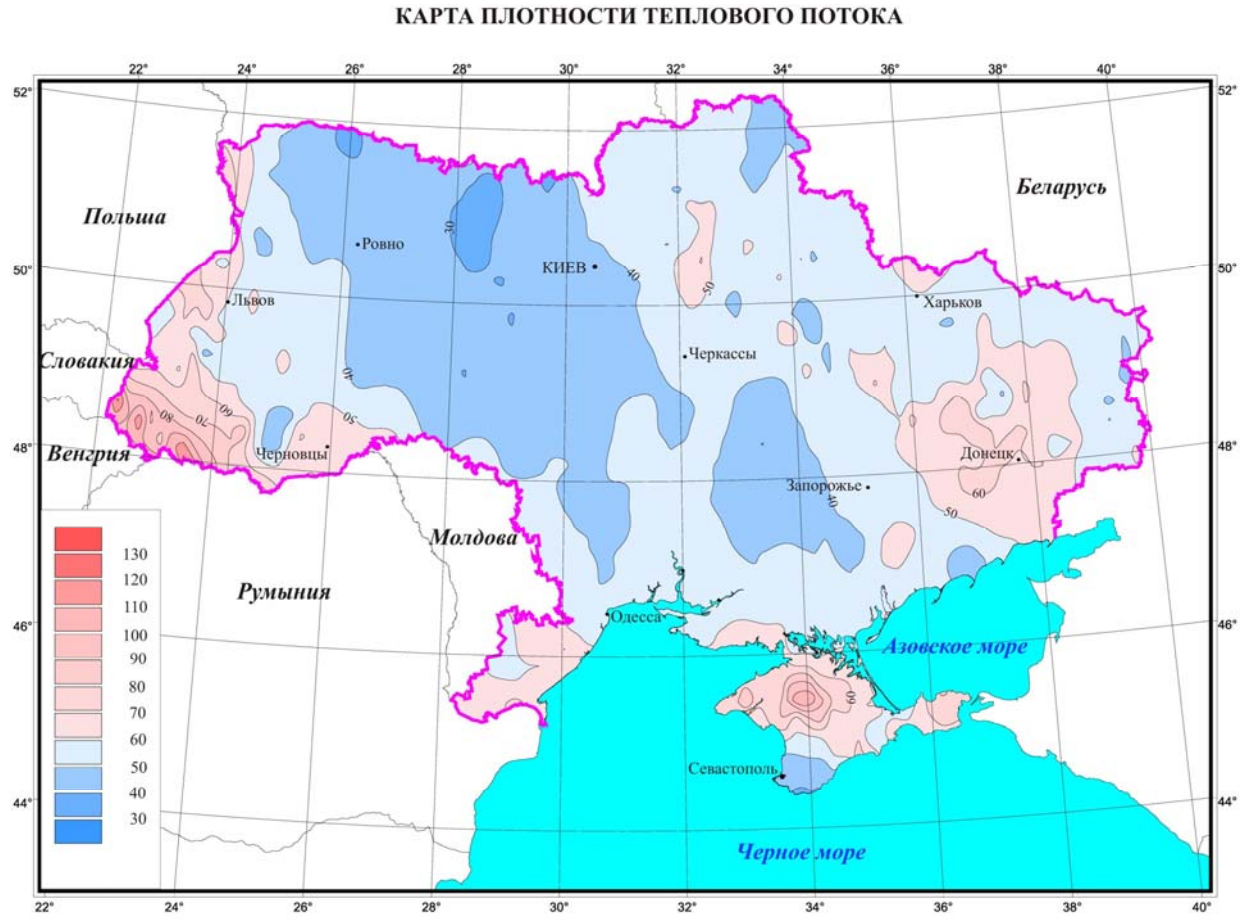


Рис. 1.7. Карта плотности теплового потока в мВт/м² территории Украины. Составил Р.И. Кутас.

Повышение температуры в недрах Земли сопровождалось их дифференциацией и дополнительным тепловыделением. Это привело к постепенному изменению механизма теплопереноса. Примерно 3,6—3,5 млрд. лет тому назад к мелкоячеистой конвекции, которая регулировала теплообмен в верхних слоях Земли, присоединились плюмы, через которые выносился избыток тепла из более глубоких горизонтов. Активизация плюмов сопровождалась изменением геодинамических условий. С ней связана дальнейшая дифференциация литосферы, образование океанических бассейнов и первичных континентов, поступление из недр Земли флюидов. Над плюмами толщина литосферы уменьшалась до десятков километров, а под стабильными блоками увеличивалась до 150—200 км.

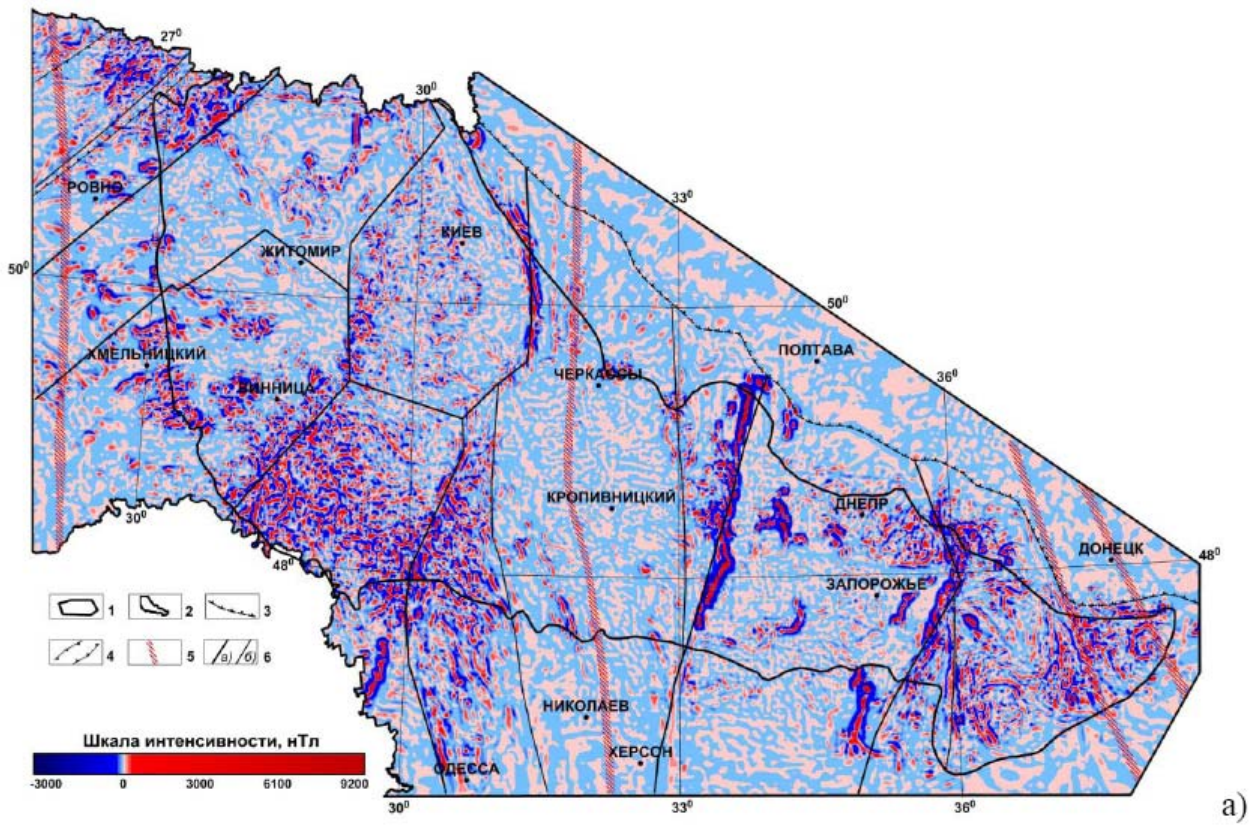
С приближением температуры в недрах Земли до солидусных значений должен был существовать общемантийный механизм теплопереноса. Очередная смена условий теплопереноса в виде общемантийной конвекции состоялась в конце раннего протерозоя. Тектоническим следствием этого изменения условий теплопереноса стало глобальное перемещение плит, субдукция более тяжелых океанических плит под континенты. Их плавление привело к дальнейшей дифференциации и гранитизации континентальной земной коры.

1.2. Украинский щит

Глубинное строение земной коры УЩ освещено на основании анализа двухмерных и трехмерных геофизических моделей распределения физических параметров земной коры и верхней манntии и разработанной на их основании (на полуколичественном уровне) комплексной трехмерной модели литосферы щита. Поэтому в качестве базовых были использованы данные ГСЗ для создания моделей земной коры и сейсмотомографии — для верхней мантии, что позволило впервые для УЩ рассмотреть связь структур литосферы в целом.

Данные ГСЗ легли в основу общей характеристики коры в целом и отдельных ее слоев вдоль геотраверсов, а трехмерное гравитационное моделирование позволило уточнить такие важные детали, как наличие в разрезе коры коромантийной смеси, мощность главных слоев и их неоднородности в регионах, недостаточно освещенных глубинным сейсмическим зондированием. Аномальное магнитное поле и трехмерная магнитная модель нижней части коры дали характеристику глубинного тектонического районирования УЩ и дифференцированности состава диоритового и базальтового слоев. В результате построения тепловой модели составлена схема рельефа подошвы «тепловой» литосферы и сопоставлена с результатами интерпретации сейсмотомографических данных. При построении моделей была использована схема тектонического районирования УЩ в соответствии с Геофизической основой тектонической карты Украины [Ентин и др., 2002]. С целью более полного анализа геологической природы аномалий геомагнитного поля был разработан ряд карт, построенных путем осреднения исходной карты $(\Delta T)_a$. [Ентин и др., 2002, Орлюк и др., 2015] которые, с определенной условностью, отражают магнитную неоднородность нижней и частично средней (10—15÷35—55 км), средней (2—3÷10—15 км) и самой верхней (0÷2—3 км) частей земной коры (рис. 1.8). Освещены геоэлектрические неоднородности коры и верхней мантии (рис. 1.9). Основной результат геоэлектрических исследований УЩ — многочисленные локальные и региональные аномалии электропроводности, выявленные по данным 3D моделирования, наличие низкоомных глубинных аномалий, приуроченных к зонам метасоматоза вдоль протяженных зон разломов; связь низкоомных аномалий с рудными узлами и геохимическими аномалиями.

Схема глубинного строения земной коры (рис. 1.10) составлена по данным ГСЗ, скоростных моделей вдоль геотраверсов [Ильченко, 1991, 1992, 2002, 2003, 2003а; Ильченко, Бухарев, 2001; Ильченко, Крюченко, 1981] и гравитационного моделирования (см. также рис. 1.1). Согласно типизации земной коры по мощности [Галецкий и др., 1985] выделены следующие три ее типа: «нормальная», соответствующая средней мощности коры платформенных областей — 40—45 км, тонкая — менее 40 км и толстая — больше 45 км.



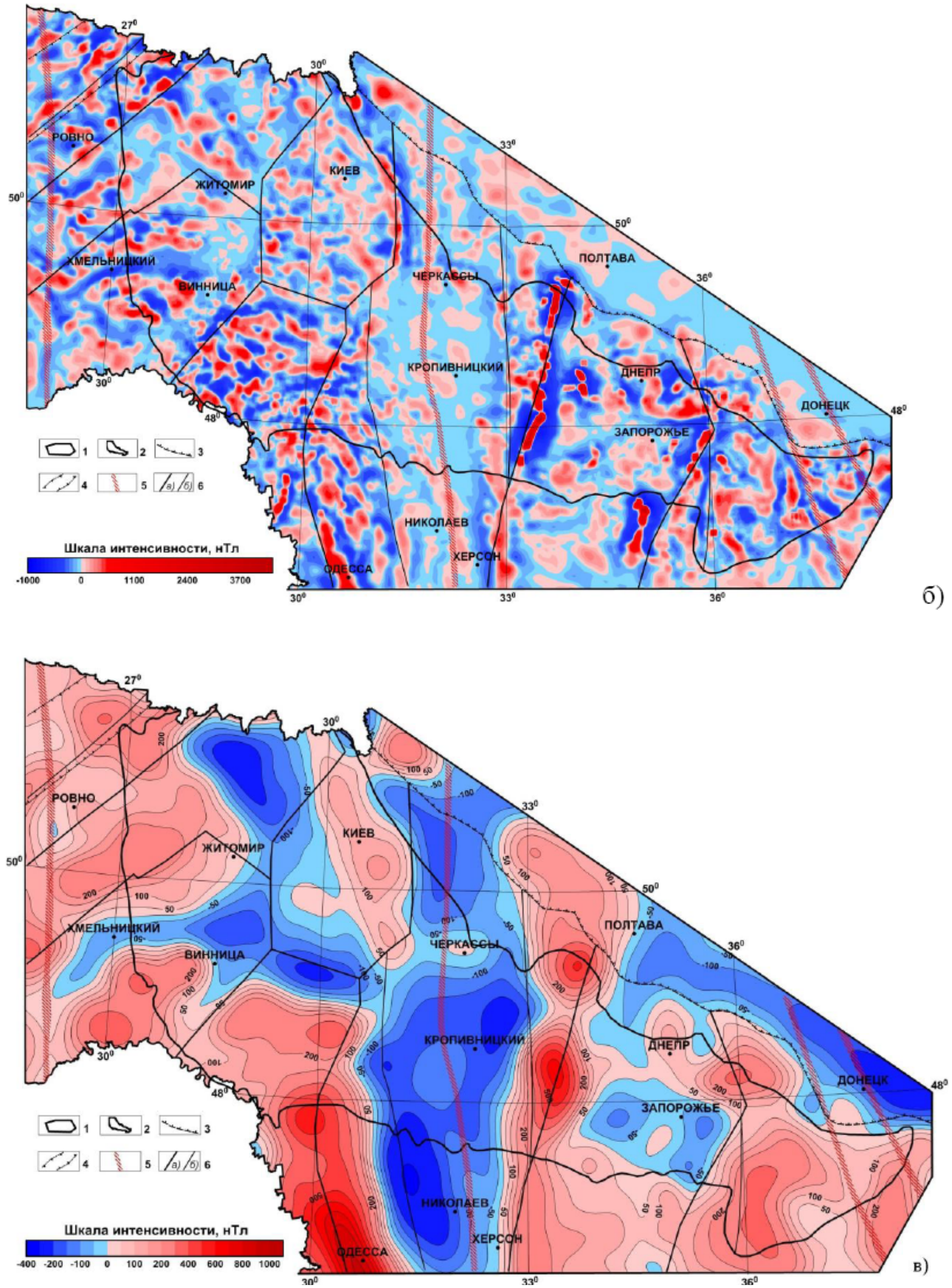


Рис.1.8. Аномальное магнитное поле земной коры УЩ: а — верхней части $(\Delta T)_{а.в.ч.з.к.}$, б — средней и частично верхней части $(\Delta T)_{а.с+в.ч.з.к.}$, в — нижней части земной коры $(\Delta T)_{а.рег.}$ 1 — граница района исследований; 2 — контур УЩ; 3 — ЮЗ граница ДДВ; 4 — Волынско-Оршанский рифт; 5 — тектонические швы и долгоживущие зоны активации; 6 — зоны разломов I (а) и II (б) рангов. Разломы I ранга ограничивают мегаблоки в соответствии с рис. 1.1

Анализ распределения таких типов коры свидетельствует, что области толстой коры, как правило, имеют тектонические контакты с другими типами в виде ступеней в рельефе раздела М различной амплитуды, что было неоднократно подчеркнуто ранее в работах В. Б. Соллогуба [Соллогуб, 1986]. Структурный план этих прогибов раздела М резко отличается в разных частях УЩ. В восточной части он субмеридиональный и согласуется с главными тектоническими элементами Ингулецко-Криворожской и южной частью Орехово-Павлоградской шовных зон. Меридиональный структурный план на востоке щита отмечается и в глубинных магнитных неоднородностях, несколько осложненных на востоке Среднеприднепровского и западе Приазовского мегаблоков.

На северном склоне щита прогиб раздела М северо-западного направления совпадает с простиранием ДДВ.

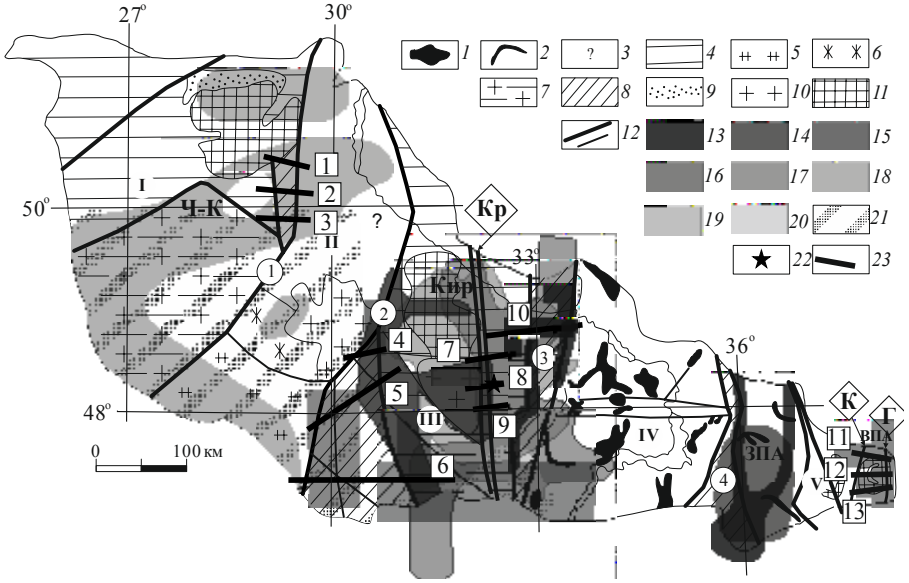


Рис. 1.9. Карта распределения удельного электрического сопротивления в недрах Украинского щита по результатам 3D моделирования переменного низкочастотного электромагнитного поля Земли по данным [Бурахович и др., 2015]. *Мегаблоки*: I — объединенные Волынский и Подольский; II — объединенные Бугский и Росинский; III — Ингульский; IV — Среднеприднепровский; V — Приазовский. *Шовные зоны* (цифры в кружках): 1 — Немировско-Кочеровская; 2 — Голованевская; 3 — Ингулецко-Криворожская; 4 — Орехово-Павлоградская. Зоны разломов в пределах мегаблоков: Кр - Кировоградская; К — Кальмиусская; Г — Грузско-Еланчикская. Гранитные и метаморфические комплексы: гранит-зеленокаменные, архейские: 1 — удовлетворительного сохранения; 2 — преобразованные в протерозое, сильно эродированные; 3 — условно гранит- зеленокаменные, интенсивно преобразованные в протерозое; 4 — гранитогнейсовые, протерозойские; детализация вещественного состава геоблоков на более глубинном срезе относительно отраженном в их названиях: 5 — глубоком: гранулиты, чарнокитоиды; 6, 7 — среднем: 6 — собиты, 7 — Бердичевские граниты; 8 — комплексы шовных зон, нерасчлененные. Характерные структурно-формационные зоны и большие массивы магматитов: 9 — Овручская, 10 — калиевых гранитов, 11 — рапакиви-габбро-лабрадоритов и (Приазовский геоблок) субщелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, габбро-сиенитов); 12 — главные разломы; 13-21 — аномалии повышенной электропроводности по данным трехмерного моделирования с верхней кромкой на глубине: 13 — 0-100 м, 14 — 2 км коры, 15 — 5 км, 16 — 10 км, 17 — 15 км, 18 — 20 км, 19 — 25 км, 20 — 30 км, 21 — 50-70 км; Ч-К — Черновицко-Коростенская, Кир — Кировоградская, ЗПА — западного Приазовья, ВПА — восточного Приазовья; 22 — Клинцовское месторождение золота; 23 -линия профиля МТЗ (цифры в квадратах): 1 — Макаровский; 2 — Сквировський; 3 — Фастовский; 4 — Уманский; 5 — Первомайский; 6 — Довжанка-Бугский; 7 — Кировоградский; 8 — Клинцовский; 9 — Бобринецкий; 10 — Lemi-1; 11 — Тельмановский; 12 — Хомутовский; 13 — Кузнецовский.

В западной части УЩ (к западу от трансрегионального тектонического шва Херсон-Смоленск) такой согласованности приповерхностных и глубинных структур коры не фиксируется. Исключение составляет субмеридиональная полоса толстой коры в западной
части Голованевской шовной зоны. Очень выразительным является тройное сочленение областей толстой коры и, соответственно, глубинных ступеней раздела М субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираний, ограничивающих на севере Голованескую шовную зону.Отметим, что северо-восточное простирание в этом узле совпадает с простиранием серии правых сдвигов и литосферного линеамента, по В.Б.Соллогубу [Соллогуб, 1986], осложнивших Тальновскую и Первомайскую зоны разломов.

В пределах Волынского, Росинского и Подольского мегаблоков участки толстой коры северо-западного простирания занимают секущее положение по отношению к межмегаблоковым разломам, но субпараллельны юго-западной границе Восточно-Европейской платформы. При приближении к Волыно-Оршанскому рифту и Осницко-Микашевичскому вулканическому поясу [Схема, 1992] толстая

кора фиксируется полосой северо-восточного простирания, согласной с зоной сочленения двух сегментов ВЕП — Фенноскандии и Сарматии — и глубинными Сущано-Пержанским и Горыньским разломами. Эта перестройка структурного плана рельефа раздела М фиксируется также в глубинных магнитных неоднородностях еще юго-восточнее, начиная с Новоград-Волынского блока. Менее выразительными являются два прогиба раздела М в северной части УЩ, где они имеют “размытые” контуры, но субпараллельные широтному простиранию Припятской впадины хотя и не коррелируются с докембрийскими структурами. По данным геоэлектрических исследований (рис. 1.9), в северной части Коростенского плутона и западнее его в зоне перехода от толстой к тонкой коре зафиксирована широтная анизотропная зона, где электропроводность по простиранию значительно выше, чем вкрест его [Бурахович, Усенко, 2013].

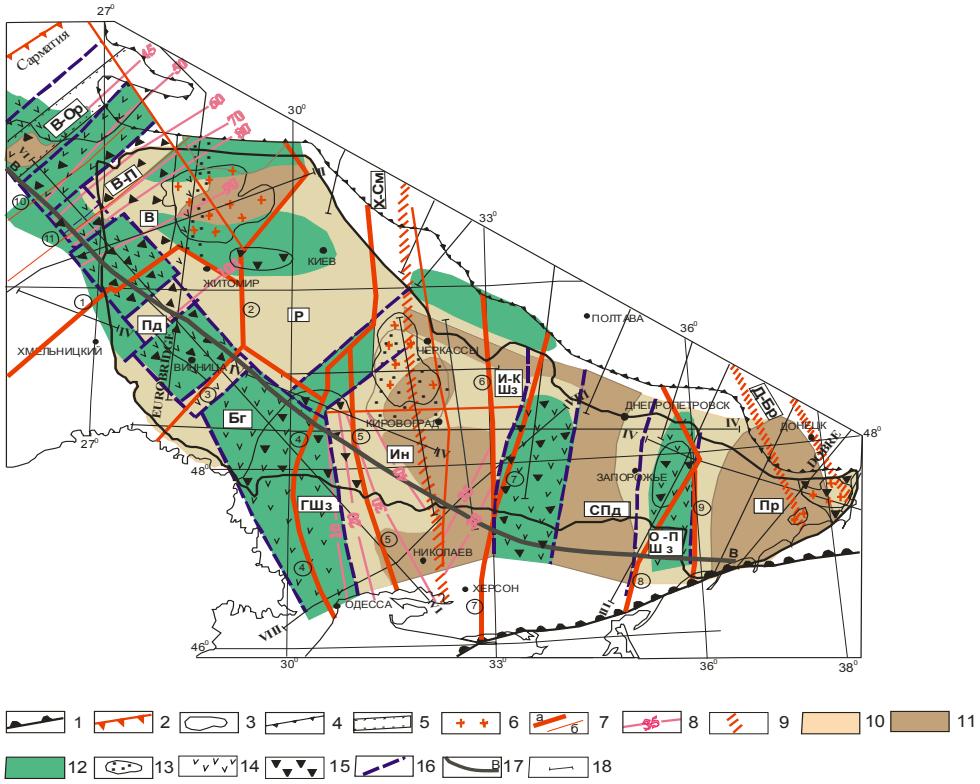


Рис. 1.10. Схема глубинного строения земной коры УЩ по данным ГСЗ и гравитационного моделирования. 1 — граница Восточно-Европейской платформы; 2 — юго-восточная граница зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии; 3 — контур Украинского щита; 4 — граница Припятско-Днепровско-Донецкой впадины; 5 — предполагаемый рифейский Волыно-Оршанский рифт по данным В.Б.Соллогуба и А.В.Чекунова; 6 — плутоны габбро-анортозит-рапакиви; 7 — главные разломы: а — межмегаблоковые, б — другие: 8 — изолинии глубин залегания поверхности полого наклоненных глубинных разломов (предположительно типа надвиг-поддвиг); 9 — трансрегиональные тектонические швы; 10 — области «нормальной» (40 — 45 км) мощности коры; 11 — области «тонкой» коры; 12 — области «толстой» коры; 13 — низкоскоростные прикоровые линзы; 14 — коромантийная смесь по данным ГСЗ; 15 — то же по данным гравитационного моделирования; 16 — проекции на дневную поверхность зоны резкого смещения раздела М; 17 –линеамент В по В.Б.Соллогубу; 18 — линии профилей ГСЗ. *Сокращения*: В-Ор — Волыно-Оршанский рифт; ВП — Волыно-Полесский вулканический пояс. Мегаблоки УЩ: В — Волынский; Пд — Подольский; Р — Росинский; Бг — Бугский; Ин — Ингульский; СПД — Среднеприднепровский; Пр — Приазовский. Шовные зоны: ГШз — Голованевская; И-К — Ингулецко-Криворожская; О-П — Орехово-Павлоградская. Трансрегиональные тектонические швы: Х-См — Херсон-Смоленск; Д-Бр — Донецк-Брянск; Пн — Паннонская впадина; СП — Скифская плита. Межмегаблоковые разломы: 1 — Тетеревский; 2- Звиздаль-Залесский; 3 — Немировский; 4 — Тальновский; 5 — Первомайский; 6 — Западно-Ингулецкий; 7 — Криворожско-Кременчугский; 8 — Орехово-Павлоградский; 9 — Азово-Павлоградский; 10 — Луцкий; 11 — Сущано-Пержанский.

Распределение тонкой коры также имеет свои закономерности. Наиболее распространена она в восточной (восточнее шва Херсон-Смоленск) части УЩ и области ее развития имеют также в основном субмеридиональную зональность. Сопряженной с упомянутым выше прогибом раздела М северо-западного простирания (который фиксируется вдоль ДДВ) является полоса тонкой коры того же направления. В западной части тонкая кора фиксируется лишь локальными участками под восточной и центральной частями Коростенского плутона и Волыно-Оршанского рифта.

Таким образом, по средней толщине кора УЩ разделяется на западную и восточную части, соответственно, с более и менее мощной корой, которые отличаются также большими средними скоростями V_p во всем разрезе земной коры в западной части УЩ в сравнении с восточной. При этом из графиков изменения скорости продольных сейсмических волн с глубиной вытекает, что в западной

части УЩ V_p выше во всем разрезе коры, чем в восточной. К тому же западная часть щита имеет более интенсивно намагниченные глубинные блоки, а восточная часть характеризуется более однородной «фоновой» намагниченностью 1.5—2.0 А/м Среднеприднепровского мегаблока. Одновременно он характеризуется высокими значениями кажущегося удельного сопротивления [Бурахович, Усенко, 2013].

Что касается распространения коромантийной смеси в основании коры, то она также более распространена в западной части УЩ. Следует отметить, что именно здесь имеем некоторые расхождения в картировании ее по скоростным (V_p >7.2 км/с) и гравитационным (σ > 3.04 г/см^3) данным (рис. 1.10). Сейсмические скорости V_p >7.2 км/с фиксируются в разрезе коры мощностью более, чем 45 км, т. е. в толстой коре по нашей типизации. По данным гравитационного моделирования коромантийная смесь оказалась на некоторых участках "нормальной" по мощности (40—45 км) коры и наоборот, не везде высокоскоростные части разреза в толстой коре имеют плотность больше, чем 3.04 г/см^3, характерную для коромантийной смеси. Коромантийная смесь в пределах "нормальной" коры фиксируется, как видим, в районах, где установлены пологие внутрикоровые и мантийные разломы, которые являются составляющими долгоживущей и сложно построенной зоны коллизии Фенноскандии и Сарматии [Bogdanova et. al., 2001; Thybo et. al., 2003]. С этой зоной связано формирование таких значительных структур, как Осницко-Микашевичский вулканический пояс и Волыно-Оршанский рифт северо-восточного простирания. Коромантийная смесь, по данным распределения плотности в коре, картируется и в пределах Восточно-Приазовского массива.

Своеобразная зональность в расположении полос толстой коры, упомянутая выше, фиксируется в южной бортовой части Припятской впадины и под Волыно-Полесским поясом. Все эти случаи могут рассматриваться как следствие подготовки формирования структур более молодого возраста, чем прилегающие к ним структуры УЩ.

Исключение составляет Приазовский мегаблок, где таких особенностей в рельефе М не отмечается. Напротив, структуры раздела М имеют север — северо-западное простирание и трассируются в пределах Донбасса и дальше на Воронежский массив субпараллельно трансрегиональному тектоническому шву Донецк-Брянск. Эта черта глубинного строения коры согласуется с простиранием глубинных магнитных неоднородностей.

Сопоставляя мощность коры с распределением в ее разрезе скорости и плотности, можно прийти к выводу, что известная общая прямая зависимость скорости от мощности коры сохраняется не везде. Средние скорости характерны для Бугского мегаблока, а участки аномально высокой плотности пород фиксируются в отдельных случаях в блоках с «нормальной» и даже «тонкой» корой в средней части ее разреза (северо-западная часть Ингулецко-Криворожской шовной зоны и северо-восточная часть Ингульского мегаблока, Восточно-Приазовский блок).

Завершая общую характеристику глубинного строения земной коры УЩ по комплексу геофизических данных, следует остановиться на специфических внутрикоровых и мантийных наклонных зонах разломов. Наиболее выразительной такой зоной является упомянутая коллизионная зона Фенноскандии и Сарматии северо-восточного простирания и юго-восточного падения. Она изображена на рис.1.10 изолиниями глубин залегания ее плоскости, зафиксированной на геотраверсе EUROBRIDGE-97 и геотраверсе VI. В сфере ее влияния оказывается, судя по структурному плану глубинных магнитных неоднородностей и простиранию большей части межмегаблоковых разломов, вся северо-западная часть УЩ вплоть до Немировского разлома и известного литосферного линеамента «Г». Не случайно, по-видимому, максимальная тектонотермальная переработка Подольского и Росинского архейских мегаблоков наблюдается именно в этой части УЩ [Комплексная…, 2003].

Другим регионом, где зафиксированы аналогичные, но внутрикоровые пологие разломы является южная часть Ингульского мегаблока. Это глубинная часть Тальновской зоны разломов с сопряженным с ней Первомайским разломом, которая по данным ГСЗ вдоль геотраверсов IV,VI и VIII фиксируется как пластина, погружающаяся на восток до раздела М, пересекаемого трансрегиональным швом Херсон-Смоленск. Навстречу этой структуре до того же шва прослеживаются Криворожско-Кременчугская и Западно-Ингулецкая зоны разломов. Глубины до поверхностей этих двух пологих зон разломов приведены в виде изолиний на Схеме глубинного строения УЩ (рис. 1.10). Впервые эти структуры были отмечены В. Б. Соллогубом [Соллогуб, 1986]. Не случайно, по-видимому, И. Б. Щербаков [Щербаков, 2005] рассматривает основание именно в этом блоке как двухэтажное гранулитовое. Не исключено, что его "двух этажность" имеет тектоническую природу. Аналогичные структуры зафиксированы в Среднеприднепровском мегаблоке по данным ГСЗ на геотраверсе IV, но их падения противоположны — от центральной части мегаблока до его западной и восточной границ.

По данным трехмерного гравитационного моделирования получено распределение плотности в объеме коры УЩ, что позволило дать оценку мощностям главных слоев земной коры и выявить определенные соотношения между ними, а именно:

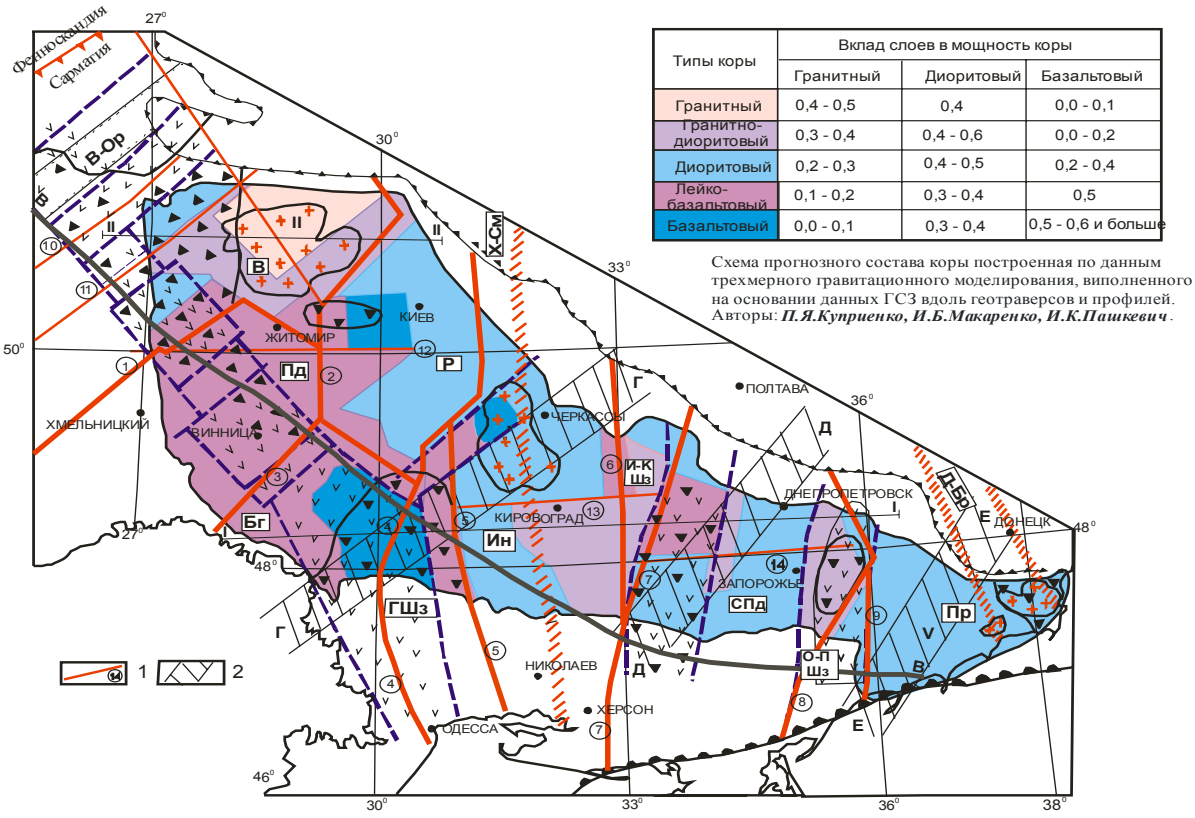
– уменьшение мощности гранитного слоя вплоть до полного исчезновения с одновременным увеличением мощности базальтового слоя в западной части щита (исключение составляет Коростенский плутон). При этом диоритовый слой на большей части этого региона имеет практически постоянную 20-ти километровую мощность, за исключением юго-запада Подольского и Бугского мегаблоков, где он утолщается до 25 км;

– в Приазовском мегаблоке дифференциация мощностей слоев уменьшается сверху вниз до минимальных значений мощности базальтового слоя;

– по мощности и дифференциации мощностей гранитного и диоритового слоев могут быть сопоставлены Ингульский мегаблок и западная часть Среднеприднепровского. Базальтовый слой дифференцированный и площади его максимальной мощности охватывают восточную часть Ингульского мегаблока, Ингулецко-Криворожскую шовную зону и западную часть Среднеприднепровского мегаблока.

– максимальные мощности гранитного слоя фиксируются в пределах Коростенского плутона и на востоке Среднеприднепровского мегаблока. Максимальные мощности диоритового слоя — в Приазовском, а максимальные мощности базальтового – в Бугском и Голованевской шовной зоне.

Данные о мощности слоев были использованы для оценки обобщенного состава коры, отображающего ее основность. Для этого по сети 5х5 км были рассчитаны вклады мощностей каждого слоя в общую мощность коры, как отношение мощности слоя к мощности коры. По этим показателям было выделено 5 типов коры: гранитный, гранит-диоритовый, диоритовый, лейкобазальтовый и базальтовый (рис. 1.11). Следует отметить достаточно условные интервалы вкладов слоев в мощность коры для принятых типов. Они составляют практически непрерывный ряд, но главный принцип соблюден для гранитного, диоритового и базальтового типов, где вклад соответствующих слоев составляет 0.4—0.5 и больше от полной мощности коры. Распределение этих типов в пределах щита является очень показательным.



Типы коры	Вклад слоев в мощность коры		
	Гранитный	Диоритовый	Базальтовый
Гранитный	0,4 - 0,5	0,4	0,0 - 0,1
Гранитно-диоритовый	0,3 - 0,4	0,4 - 0,6	0,0 - 0,2
Диоритовый	0,2 - 0,3	0,4 - 0,5	0,2 - 0,4
Лейко-базальтовый	0,1 - 0,2	0,3 - 0,4	0,5
Базальтовый	0,0 - 0,1	0,3 - 0,4	0,5 - 0,6 и больше

Схема прогнозного состава коры построенная по данным трехмерного гравитационного моделирования, выполненного на основании данных ГСЗ вдоль геотраверсов и профилей. Авторы: ***П.Я.Куприенко, И.Б.Макаренко, И.К.Пашкевич***.

Рис. 1.11. Прогнозный состав коры УЩ. 1 — разломы второго ранга: 12 — Андрушевский; 2 — линеаменты Г, Д, Е. Линии разрезов: 1 — 1 — на рис. 1.14, П-П — на рис. 1.15. Другие условные обозначения на рис. 1.10.

Схема глубинного строения (рис. 1.10) и схема прогнозного состава коры УЩ (рис. 1.11) демонстрируют несколько иное глубинное тектоническое районирование, чем районирование по поверхности фундамента, хотя оно более-менее согласовано (в отношении простираний крупных приповерхностных и глубинных структур) в восточной части и на крайнем северо-западе УЩ. Границами Ингульского мегаблока, характеризующегося нормальной и тонкой корой, являются ступени раздела М значительной амплитуды. Последние прослежены под всеми шовными зонами и сопряжены с

наибольшими прогибами коры повышенной основности, которая уменьшается с запада на восток от базальтового типа в Голованевской к лейкобазальтовому и диоритовому — в Ингулецко-Криворожской и гранит-диоритовому — в Орехово-Павлоградской шовных зонах. Региональной чертой изменения основности коры в пределах УЩ является уменьшение ее с запада на восток, что подтверждает сделанный ранее вывод [Схема, 1992] о существовании трех сверхструктурных элементов в юго-западной части ВЕП (Сарматии) — Западного, Центрального и Восточного сегментов, разделенных трансрегиональными тектоническими швами Херсон—Смоленск и Донецк-Брянск. Действительно, в западной части наиболее распространены базальтовый и лейкобазальтовый типы. Они охватывают главным образом Подольский и Бугский мегаблоки, Голованевскую шовную зону и только небольшими участками выходят за их пределы в Росинский и Волынский мегаблоки. Интересно отметить, что по данным типизации коры по гравитационному моделированию вся Голованевская шовная зона принадлежит к базальтовому и лейкобазальтовому типам коры, не смотря на нормальную мощность коры в ее восточной части. С такой характеристикой коры Подольского и Бугского мегаблоков согласуются данные И.Б.Щербакова [Щербаков, 2005] о гранулит-эндербитовом составе основания, а меньшая основность коры Подольского мегаблока, чем Бугского — с тектоно-термальной переработкой его по [Комплексная…, 2005]. Дифференцированный, но менее основный состав коры имеют Росинский и Волынский мегаблоки. Тройное сочленение этих двух мегаблоков с Подольским отмечено достаточно локальными участками повышенной основности коры и коромантийной смеси. Именно здесь на глубинах 15—30 км зафиксирована область низкого удельного электрического сопротивления (50 мм), в центре которой на этих глубинах проявляется изометрическое высокоомное (10000 мм) штокоподобное тело, природа которого не выяснена [Бурахович и др., 2015].

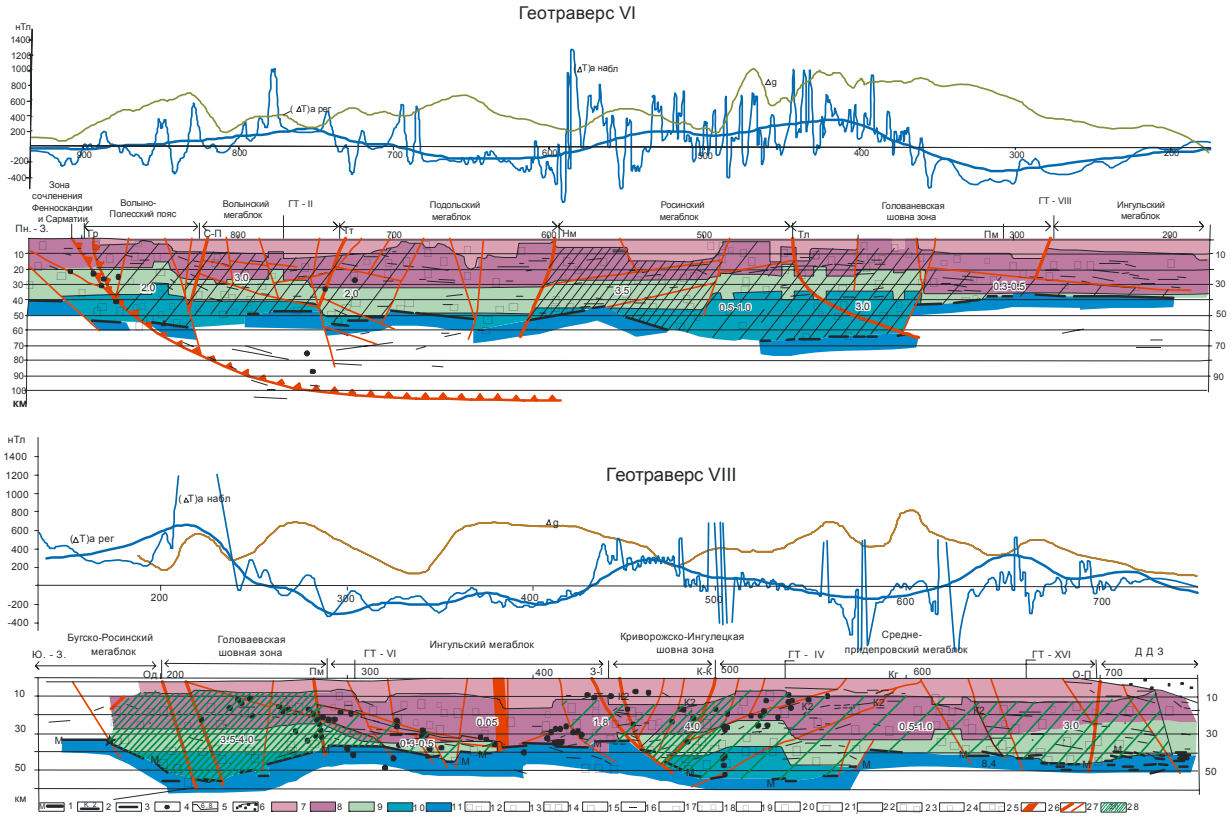


Рис. 1.12. Прогнозный состав земной коры вдоль геотраверсов VI и УШ: 1 — раздел М; 2 — поверхность докембрийского фундамента; 3 — отражающие площадки; 4 — точки дифракции; 5 — изолинии скоростей продольных сейсмических волн, км/с; 6 — осадочные образования; 7 — 10 — условные слои земной коры: 7 — гранитный, 8 — диоритовый, 9 — базальтовый, 10 — коромантийная смесь; 11 — мантия; 12 — 25 — прогнозный состав земной коры: 12 — гранодиориты, 13 — эндербиты, 14 — диориты, 15 — чарнокиты, 16 — гнейсы биотитовые, 17 — грейсы пироксеновые, 18 — габбро, 19 — анортозиты, 20 — меланократовые габбро, 21 — амфиболиты, 22 — нориты, 24 — перидотиты, 25 — эклогиты; 26 — тектонические швы; 27 — зоны разломов I и II рангов; 28 — магнитные источники и величины намагниченности, А/м. Зоны разломов: Гр — Горыньская, С-П — Сущано-Пержанская, Тт — Тетеревская, Нм — Немировская, Тл — Тальновская, Пм — Первомайская, Од — Одесская, З-И — Западно-Ингулецкая, К-К — Криворожско-Кременчугская, О-П — Орехово-Павлоградская; ДДА — Днепровско-Донецкий авлакоген.

Ингульский мегаблок характеризуется несколько повышенной основностью западной части. Локальное тело базальтового типа коры в северо-западной части Корсунь-Новомиргородского плуто-

на, вероятно, связано с подкоровым внедрением габбро-анортозитов. На остальной территории УЩ преобладает диоритовый тип коры.

Пользуясь полученным комплексом физических параметров коры, связанных с ее составом, был выполнен прогноз состава диоритового и базальтового слоев вдоль профилей ГСЗ (рис. 1.12). Конечно, разновидности пород, изображенные на разрезах коры вдоль геотраверсов, должны рассматриваться только как прогнозные и другими исследователями могут идентифицироваться как иные петрологические разновидности. Это допустимо в связи с существующим «перекрытием» значений физических параметров для многих горных пород. В зависимости от соотношения плотности и намагниченности, присущего тому или иному слою в отдельных блоках, основные породы, в частности габброиды, могут прогнозироваться как лейкократовые или мафитовые (под Новоград-Волынским блоком и др.). В базальтовом слое, и особенно в коромантийной смеси, по тем же признакам прогнозируется присутствие ультраосновных пород и эклогитов, а в диоритовом — лейкогаббро.

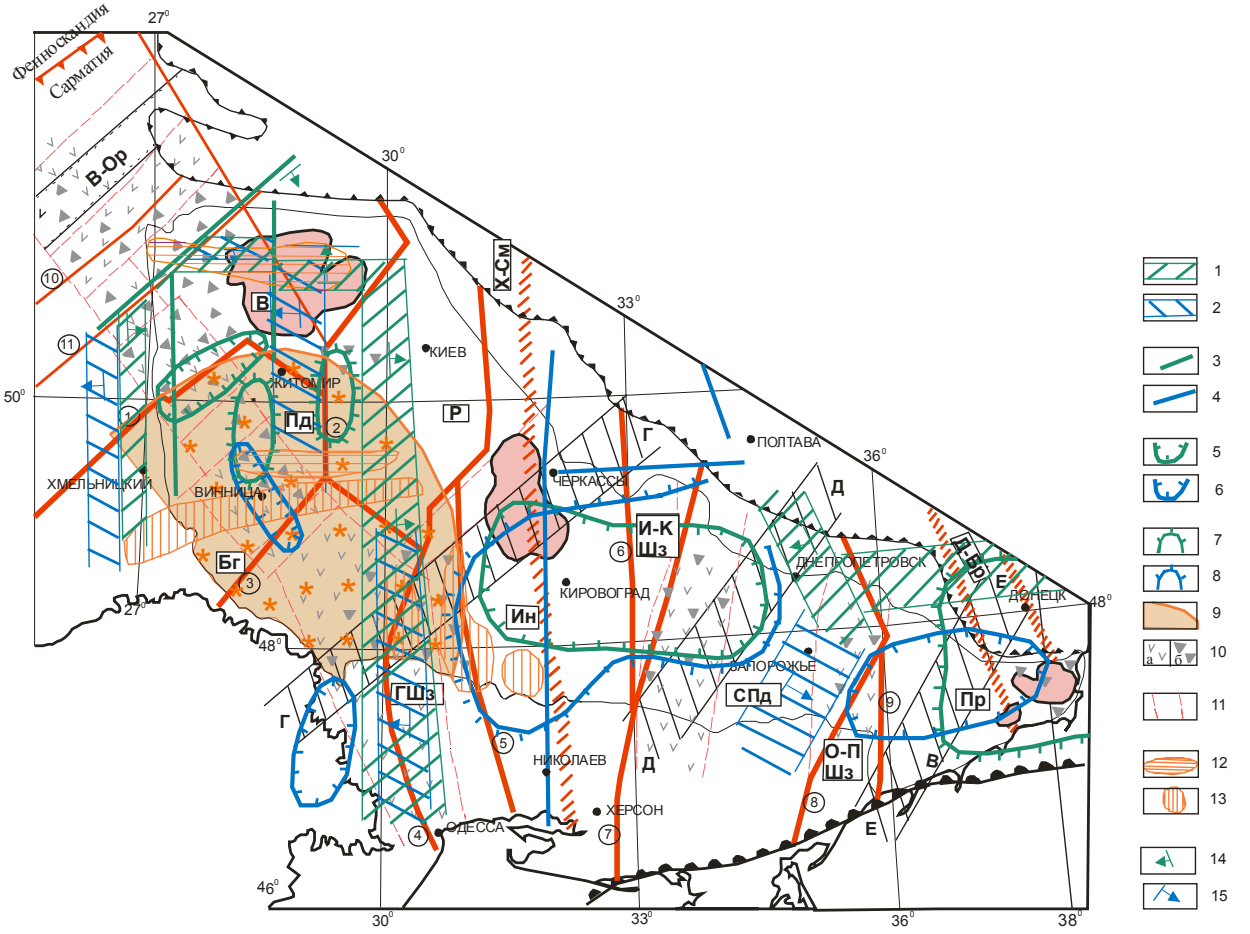


Рис 1.13. Мантийные неоднородности УЩ. Зоны максимальных градиентов: 1 — рельефа подошвы первого высокоскоростного слоя, 2 — рельефа кровли слоя Голицина-Гейко. Узкие линейные зоны градиентов: 3 — рельефа подошвы первого высокоскоростного слоя, 4 — рельефа кровли слоя Голицина-Гейко; прогибы: 5 — подошвы первого высокоскоростного слоя, 6 — кровли слоя Голицина-Гейко; поднятия: 7 — рельефа подошвы первого высокоскоростного слоя, 8 — рельефа кровли слоя Голицина-Гейко; 9 — область аномальной электропроводности верхней мантии; 10 — коромантийная смесь по данным: ГСЗ (а) и трехмерного гравитационного моделирования (б); 11 — резкие ступени раздела М. Зоны анизотропной электропроводности: 12 — продольной, 13 — поперечной; направления погружения: 14 — подошвы 1-го высокоскоростного слоя, 15 — кровли слоя Голицина-Гейко. Другие условные обозначения на рис. 1.10.

Глубинные разрезы земной коры вдоль геотраверсов VI и VIII (рис. 1.12) иллюстрируют прогнозный вещественный состав диоритового и базальтового слоев, включая коромантийную смесь. В Волынском мегаблоке эти слои дифференцированы по намагниченности и соответственно по вещественному составу и в целом он классифицирован как гранулит-базитовый. В Подольском мегаблоке диоритовый слой может иметь в своем составе диориты, эндербиты и некоторое количество габброидов. Базальтовый слой, по такому прогнозу, сложен габброидами, двупироксеновыми гнейсами и кристаллосланцами. Бугский мегаблок имеет гранулит-базитовый состав базальтового слоя. Наиболее достоверный состав нижней коры Росинского мегаблока также гранулит-базитовый. Прогнозируемый состав диоритового слоя в Бугском мегаблоке отвечает диоритам, гранодиоритам, эндер-

битам и чарнокитам, а базальтового — гранулит-базитовому с возможным присутствием амфиболитов. В составе диоритового слоя Голованевской шовной зоны преобладают диориты и эндербиты с небольшим количеством габброидов. Типичными представителями толщи базальтового слоя и коромантийной смеси, которая составляет здесь около 60% мощности коры, являются основные гранулиты, перидотиты и даже эклогиты. Прогнозируемый состав диоритового слоя в Ингульском мегаблоке диорит-чарнокитовый с небольшим количеством амфиболитов и гранулитов. Базальтовый слой может быть сложен главным образом габброидами. В составе диоритового слоя Ингулецко-Криворожской шовной зоны прогнозируются диориты, эндербиты и незначительное количество габброидов. В составе базальтового слоя могут быть габбро, габбро-нориты и основные гранулиты, а в короманнтийной смеси — оливиновое габбро, пироксениты и в меньшей мере перидотиты. В Среднеприднепровском мегаблоке состав диоритового слоя более-менее однородный и отвечает в среднем диоритам, а в Славгородском блоке — диоритам и габброидам. В составе базальтового слоя мегаблока прогнозируются габбро, амфиболиты, основные гранулиты, а в коромантийной смеси — габбро, оливиновые габбро, основные гранулиты, пироксениты и эклогиты.

В целом выделяемые по геофизическим данным слои земной коры усредненно кислого, среднего и основного состава имеют на самом деле достаточно сложную структуру, представлены различными перемежающимися комплексами и хотя формально они имеют названия магматогенных образований соответствующей средней плотности, в них широко развиты гнейсы и кристаллосланцы, ультраметаморфиты и тектониты, глубинные зоны повышенной графитизации, сульфидизации и даже, предположительно, частичного подплавления. К сожалению, в сравнении с приведенными данными, более точных сведений о составе и структуре слоев земной коры УЩ (кроме предположений) современные геофизические методы дать не могут.

Рассмотрим теперь соотношение структурных и вещественных неоднородностей земной коры, ее состава и этапов активизации с неоднородностями мантии (рис. 1.13). В результате интерпретации данных сейсмотомографии получена скоростная модель мантии, ее расслоенности, глубины до поверхностей главных мантийных слоев [Цветкова и др., 2016]. Эти данные в комплексе с геоэлектрическими и геотермическими (распределением температур в мантии) положены в основу построения схемы мантийных неоднородностей.

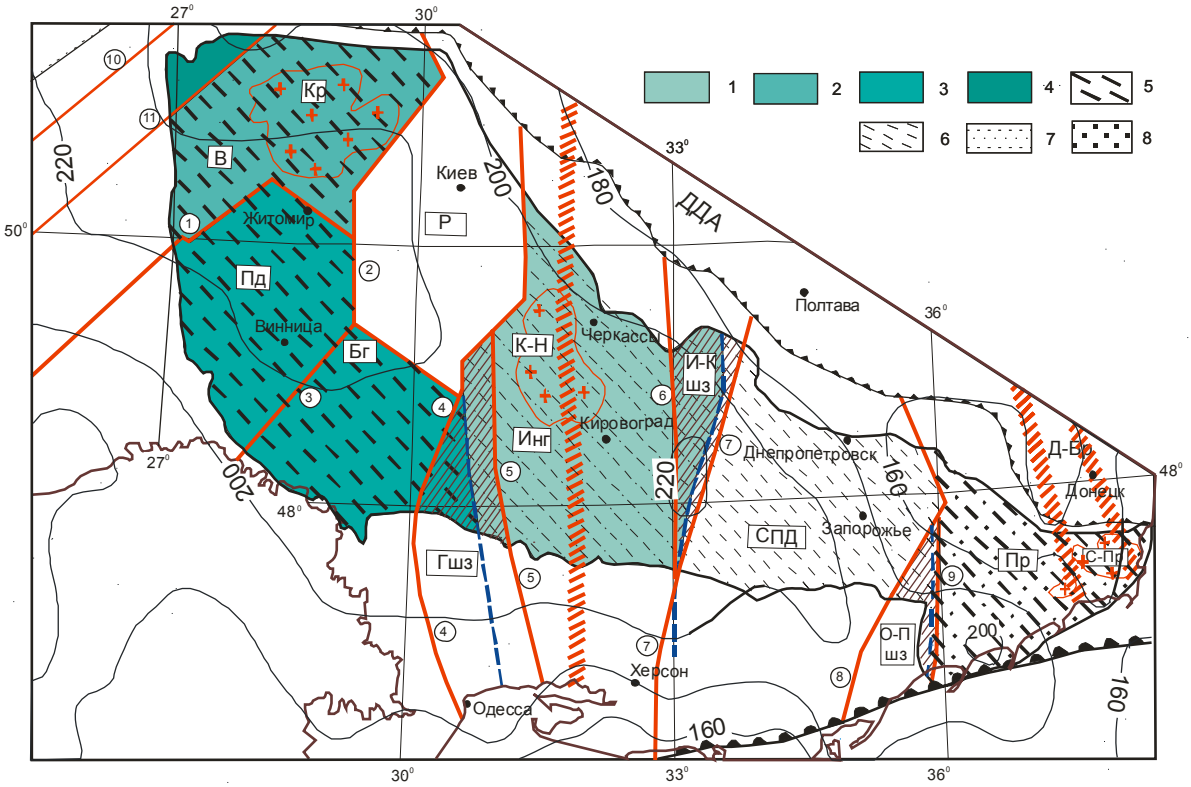


Рис. 1.14. Мощность литосферы (изолинии в км) по геотермическим данным и типы мантии по С.Н. Цымбалу [Цымбал, 2002].Степень дифференцированности мантии: 1-умеренно дифференцированная, 2-достаточно дифференцированная, 3 — дифференцированная, 4 — сильно дифференцированная, 5 — слабоделетированная, 6 — деплетированная, 7 — метасоматизированная, 8 — значительно метасоматизированная. Для Росинского мегаблока данные отсутствуют. Другие условные обозначения см. на рис. 1.13.

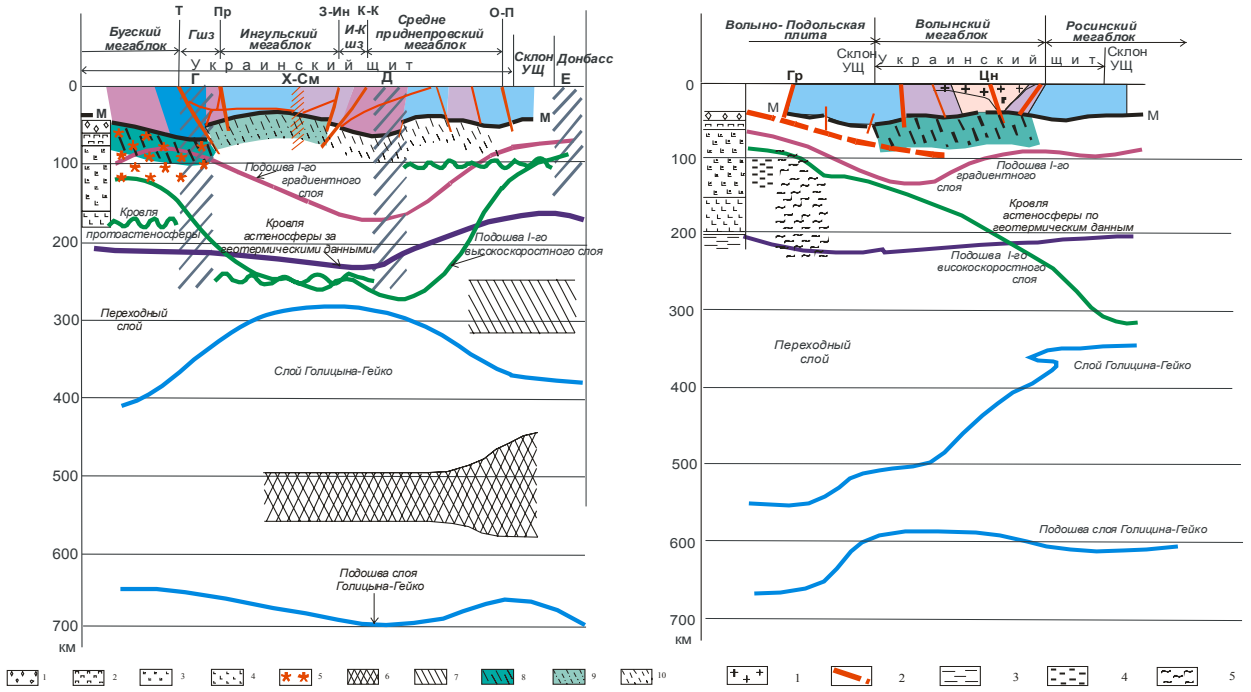


Рис. 1.15. Соотношение строения и состава земной коры с мантийными неоднородностями по данным сейсмической томографии и данными петрологического прогнозирования состава мантии (колонки слева), относящегося к мезопротерозою, по [Цымбал, 1996]. Слева профиль I – I: 1 — эклогиты, 2 — пироксениты, 3 — лерцолиты, 4 — гарцбургиты; 5 — зона высокой электропроводности (см. рис.1.9), 6 — высокоскоростные прослои; 7 — прослои слабоповышенной скорости. Типы мантии по [Цымбал, 2002]: 8 — достаточно дифференцированная, слабодеплетированная, 9 — умеренно дифференцированная, деплетированная и слабометасоматизированная, 10 — деплетированная. Литосферные линеаменты Г, Д, Е и положение кровли протоастеносферы по данным [Соллогуб, 1986]. Сокращения: шовные зоны — Гшз — Голованевская, И-Кшз — Ингулецко-Криворожская; межмегаблоковые зоны разломов: Т — Тальновская, Пр — Первомайская, З-Ин — Западно-Ингулецкая, К-К — Криворожско-Кременчугская, О-П — Орехово-Павлоградская; Х-См — трансрегиональный тектонический шов Херсон-Смоленск. Справа профиль П-П: 1 — Коростенский плутон, 2 — след зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии, 3 — астеносфера по петрологическим данным. Зоны пониженных скоростей: 4 — по данным ГСЗ, 5 — по данным сейсмической томографии. Зоны разломов: Гр-Горынская, Цн-Центральная. Другие условные обозначения и положения профилей см. рис. 1.11.

На рис. 1.13 изображены основные элементы поверхностей распределения трех скоростных слоев мантии, а также некоторые детали глубинного строения земной коры. Анализ данных интерпретации сейсмотомографии и тепловой модели УЩ позволяет сделать вывод относительно подошвы литосферы. На рис. 1.14 приведена схема глубин залегания подошвы так называемой «тепловой» литосферы по данным Р.И. Кутаса, то есть глубин, где температура достигает 1300°С. Сопоставление этой схемы со схемой залегания подошвы первого высокоскоростного слоя (рис. 1.15) свидетельствует, что подошва этого скоростного слоя, скорее всего, может рассматриваться как подошва литосферы при современном термодинамическом состоянии верхней мантии. Этому не противоречат данные петрологии о составе и распределении температур в литосфере, относящихся к мезопротерозою. На рис. 1.15 эти данные приведены в виде колонок.

Основными структурными элементами рельефа подошвы первого высокоскоростного слоя и кровли слоя Голицина-Гейко являются следующие (рис. 1.13): изменения глубин залегания этих поверхностей, направления их погружения, региональные и локальные поднятия или прогибы. Прежде всего, отмечаются генеральные меридиональные простирания зон упомянутых градиентов в западной части УЩ. При этом полное совпадение положения в плане зон повышенных градиентов обеих поверхностей отмечается только в западной части Голованевской шовной зоны и западнее границы УЩ вблизи Прибалтийско-Украинской зоны активизации меридионального направления. Направление погружения этих разделов повсюду противоположно (рис. 1.15). Значительный интерес представляет смещение на запад под Брусиловский разлом зоны повышенного градиента кровли слоя Голицина-Гейко относительно зоны повышенного градиента подошвы 1-го высокоскоростного слоя, которая трассируется в центре Росинского мегаблока вдоль 30° в.д., как непосредственное продолжение зон градиентов под Голованевской шовной зоной. Обе зоны градиентов также фиксируют погружение соответствующих поверхностей в разных направлениях. На севере УЩ оба раздела резко погружаются также в разных направлениях – подошва 1-го высокоскоростного слоя к северу, кровля слоя Голицина-Гейко — к югу.

Из описанного соотношения сейсмических разделов, а также рис. 1.15 следует, что в некоторой степени согласованными являются рельеф подошвы 1-го градиентного и 1-го высокоскоростного слоев, но их структуры имеют, условно говоря, различные «длины волн». В «противофазах» находятся структуры подошвы 1-го высокоскоростного слоя и слоя Голицина-Гейко.

К востоку от Голованевской шовной зоны подошва 1-го высокоскоростного слоя и кровля слоя Голицина-Гейко имеют более спокойный характер, однако крупные формы рельефа этих поверхностей, практически совпадающие по горизонтальным размерам, имеют так же, как и на западе УЩ, противоположные знаки — прогибы подошвы 1-го высокоскоростного слоя отвечают поднятиям кровли слоя Голицина-Гейко.

Эта общая для УЩ закономерность четко отражается на мощности промежуточного слоя, рассматриваемого как толща мантии между подошвой 1-го высокоскоростного слоя и кровлей слоя Голицина-Гейко (рис. 1.16).

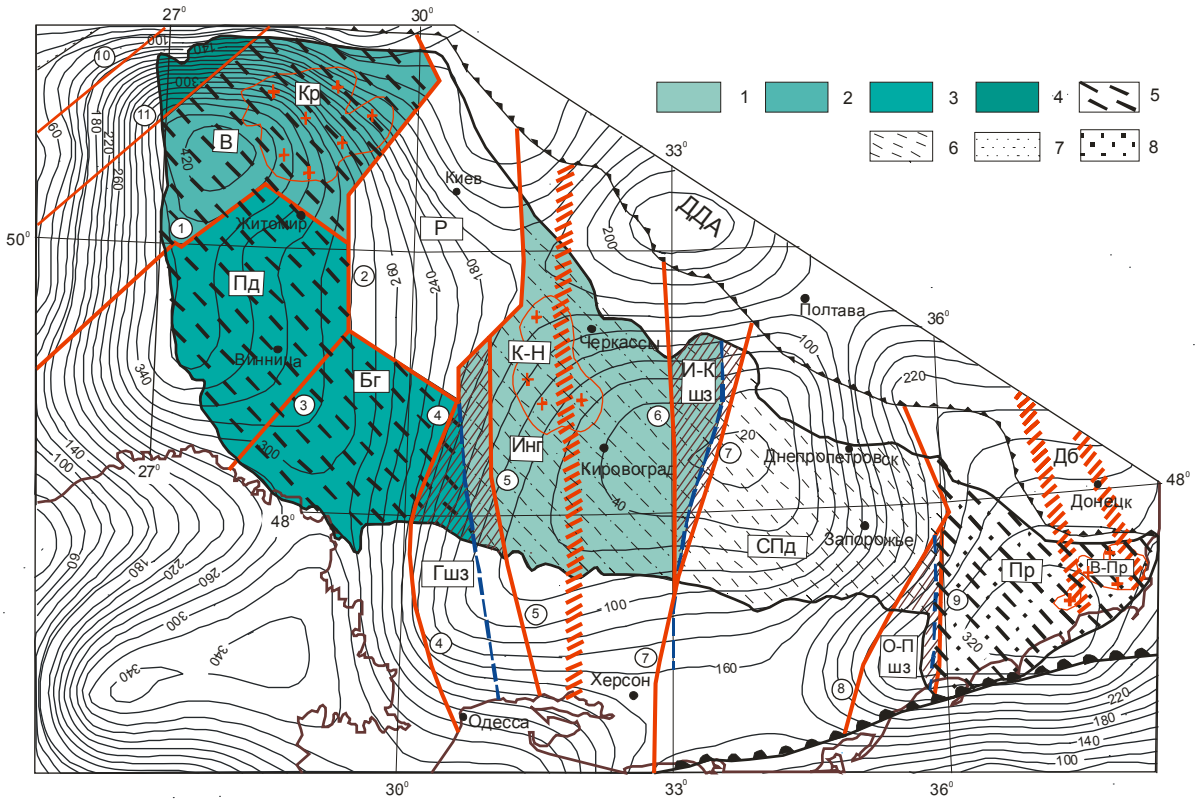


Рис. 1.16. Мощность (изолинии в км) слоя, промежуточного между 1-м высокоскоростным и слоем Голицина-Гейко, и типы мантии по [Цимбал,2002]. Степень дифференцированности мантии: 1 — умеренно дифференцированная, 2 — достаточно дифференцированная, 3 — дифференцированная, 4 — сильно дифференцированная, 5 — слабодеплетированная, 6 — деплетированная, 7 — метасоматизированная, 8 — значительно метасоматизированная. Другие условные обозначения см. рис. 1.10.

В пределах щита он имеет очень дифференцированную толщину, изменяющуюся от 20 до 420 км. Наиболее выразительным является минимум мощности слоя (за счет погружения подошвы 1-го высокоскоростного слоя и подъема кровли слоя Голицина-Гейко), охватывающий часть Голованевской шовной зоны, Ингульский мегаблок, Ингулецко-Криворожскую шовную зону и Среднеприднепровский мегаблок. Зоны повышенного градиента изменения мощности этого слоя фиксируют Голованевскую и Орехово-Павлоградскую шовные зоны. Наибольшую мощность слой имеет под Волынским и Подольским мегаблоками, а Бугский и Росинский мегаблоки расположены над зоной градиентного увеличения его мощности — в Росинском от 80 до 300 км, в Бугском — от 200 до 320 км. В целом мощность промежуточного слоя увеличивается с востока на запад. Что же касается Приазовского мегаблока, то под ним мощность слоя составляет 240—320 км, а изолинии мощности четко фиксируют границы мегаблока. Западная и северная части УЩ совпадают с зонами высоких градиентов уменьшения мощности слоя в западном и северном направлениях, соответственно.

Сопоставление типов мантии [Цымбал, 2002] с мощностью промежуточного слоя (рис. 1.16) показало, что слабодеплетированная мантия отвечает промежуточному слою с большими мощностями — это Волынский, Подольский и Бугский мегаблоки. Деплетированная и метасоматизированная

мантия Ингульского мегаблока и деплетированная Среднеприднепровского наиболее четко корелируют с минимальной мощностью промежуточного слоя. В Приазовском мегаблоке слабодеплетированная и значительно метасоматизированная мантия занимает промежуточное положение по мощности слоя между западом УЩ и Среднеприднепровским мегаблоком.

Сравнивая приведенные данные с материалами геотермии (рис. 1.14), можно отметить, что подошва тепловой литосферы существенно менее дифференцирована, однако, так же как и подошва 1-го высокоскоростного слоя, отражает Ингульский и Среднеприднепровский мегаблоки изменением глубин от 200 до 220 км (рис. 1.15). Под Приазовским мегаблоком она поднимается до глубин, меньших 160 км, изменяясь при переходе через Орехово-Павлоградскую шовную зону по упомянутой градиентной зоне, которая параллельна ее Павлоградской части. Характерными элементами подошвы тепловой литосферы этого мегаблока можно считать также линейные поднятия в зоне трансрегионального тектонического шва Донецк-Брянск и изометрический прогиб в юго-западной части мегаблока. Несмотря на слабую дифференциацию раздела, можно отметить некоторую корреляцию форм его рельефа с типами мантии по [Цымбал, 1996, 2002]. Слабодеплетированная, достаточно и умеренно дифференцированная мантия в западной части УЩ совпадает с прогибом подошвы тепловой литосферы, а конфигурация последнего формируется ортогональными зонами, которые близки к зонам градиентных изменений подошвы 1-го слоя и кровли слоя Голицина-Гейко (рис. 1.13, 1.14). Практически плоский рельеф этого раздела характерен для деплетированной слабо метасомАтизированной и умеренно дифференцированной мантии Ингульского мегаблока и деплетированной в западной части Среднеприднепровского мегаблока. Переход к более разогретой и соответственно менее мощной тепловой литосфере Приазовского мегаблока со слабодифференцированной и значительно метасоматизированной мантией происходит через область повышенного градиента восточной части Среднеприднепровского мегаблока, где мантия деплетирована. Не исключено, что мантийные структуры Приазовского мегаблока не являются типичными, поскольку здесь чувствуется значительное влияние термодинамического режима литосферы Донбасса.

Анализируя геоэлектрические неоднородности мантии, следует отметить, что пространственно они принадлежат к области развития слабодеплетированной и дифференцированной мантии Бугского и Подольского мегаблоков (рис. 1.9, 1.14, 1.16).

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы:

– В литосфере УЩ имеем по крайней мере три структурных несогласованности главных ее разделов:

а) структура раздела М в Подольском, Бугском и Волынском мегаблоках не соответствует структурному плану поверхности докембрийского фундамента;

б) рельеф подошвы I-го градиентного скоростного слоя не полностью коррелирует с подошвой I-го высокоскоростного слоя;

в) морфология подошвы I-го высокоскоростного слоя, более всего ассоциируемой с подошвой литосферы, дискордантна, т. е. характеризуется «антирельефом», по отношению к кровле слоя Голицына-Гейко.

– Более дифференцированный и более основной состав коры наблюдается в западной части УЩ и соответствует поднятию подошвы I-го высокоскоростного слоя, погружению кровли слоя Голицына-Гейко и, соответственно, максимальным значением мощности промежуточного слоя.

– Центральная часть УЩ менее основного состава характеризуется обратными соотношениями этих слоев: интенсивному прогибу подошвы I-го слоя соответствует поднятие кровли слоя Голицына-Гейко и минимальные мощности промежуточного слоя.

– Предполагается, что в распределении скоростных неоднородностей не последнюю роль играют долгоживущие трансрегиональные тектонические швы Донецк-Брянск и Херсон-Смоленск и шовные зоны — Голованевская и Орехово-Павлоградская.

– Косвенной может быть связь немагнитной коры Ингульского блока с слабодеплетированной и метасоматизированной мантией.

– Отмечается некоторый парадокс в простирании структур коры и мантии: область древнего меридионального структурного плана земной коры в центральной части УЩ расположена над недифференцированными глубинными поверхностями разделов в мантии, а в западной части меридиональный структурный план характерен для рельефа обеих глубинных границ и не согласуется с докембрийским структурным планом. Это обстоятельство может интерпретироваться как признак разного возраста формирования мантийных неоднородностей.

1.3. Днепровско-Донецкая впадина

Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ) и Донбасс интенсивно исследовались геологическими и геофизическими методами на протяжении многих лет в связи с оценкой нефтегазоносности, а также поисками и разведкой месторождений углеводородов. Территория ДДВ покрыта сетью региональных сейсмических профилей и геотраверсов (МОВ-МОГТ, кмПВ и ГСЗ), гравитационными, магнитными и электрометрическими исследованиями, геологической съемкой. Пробурено большое количество структурно-поисковых, несколько тысяч глубоких параметрических и поисково-разведочных скважин, в том числе глубиной свыше 6 км.

Глубинному строению земной коры, в частности, изучению ее мощности, скоростной характеристики разреза и истории развития посвящено множество работ [Чирвинская, Соллогуб, 1980; Соллогуб, 1986; Гавриш, 1987; Геология…, 1989; Чекунов, 1993; Chekunov et al., 1992; Chekunov et al., 1993 и др.].

Интеграция имеющихся данных и их комплексный анализ дают возможность изучить особенности глубинного строения литосферы региона, которые могут быть использованы для исследования условий его формирования и геодинамики.

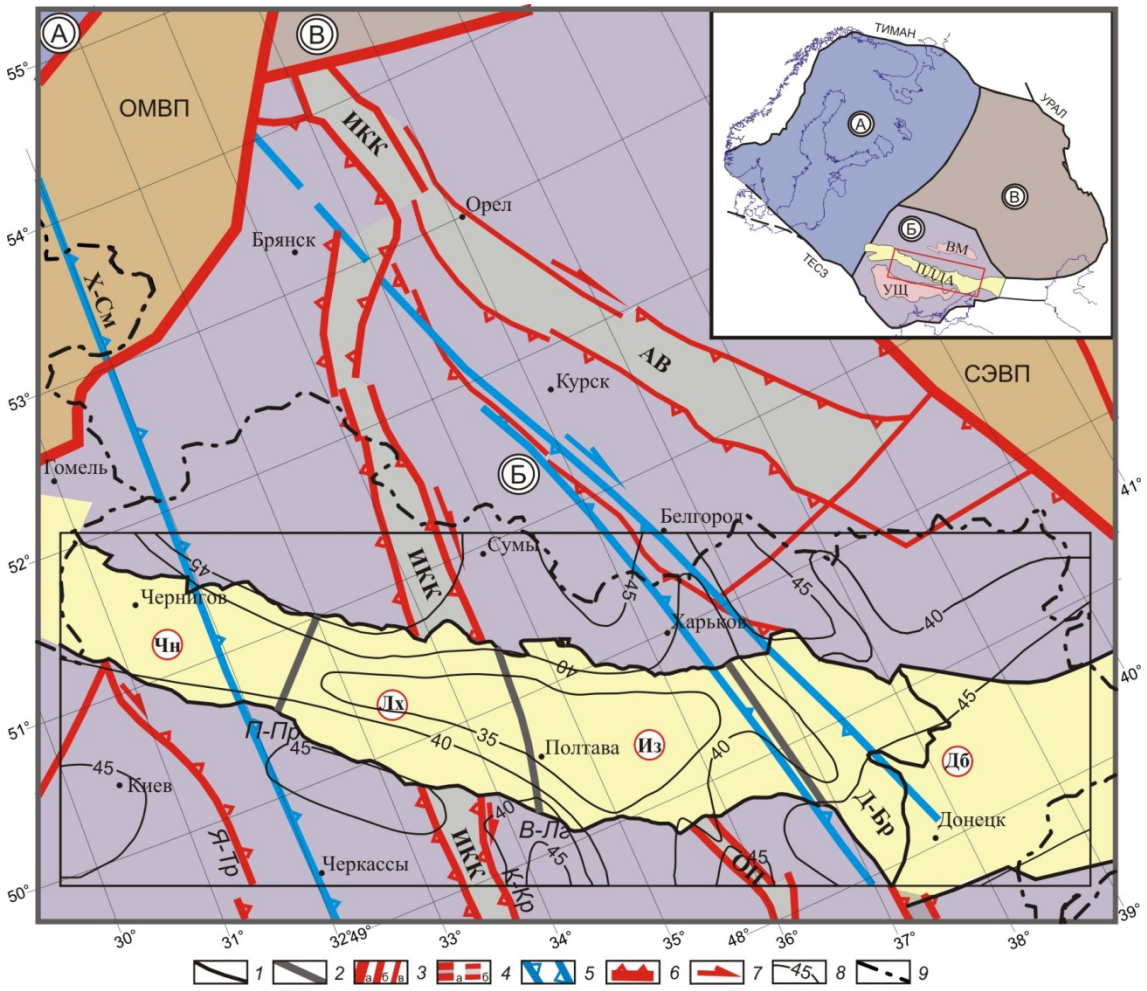


Рис. 1.17. Положение ДДВ в структуре докембрийского фундамента Сарматии по [Карта…, 1992] и ее сегментация по [Тектоника..., 2015]. На врезке показаны сегменты Восточно-Европейского кратона и площадь исследований (красная рамка). 1 — граница ДДВ; 2 –межсегментные разломы впадины: П-Пр — Переяслав-Хмельницкий-Прилукский, В-Лг Верховцевско — Льговский; 3 — разломы: межгеоблоковые (а); межмегаблоковые (б); межблоковые (в); 4 — шовные зоны первого (а) и второго (б) ранга, 5 — трансрегиональные тектонические швы: Х-См — Херсон Смоленск, Д-Бр — Донецк Брянск; кинематические типы разломов: 6 — надвиги, 7 — сдвиги; 8 — государственная граница; 9 — изолинии глубины залегания раздела Мохо (км). Буквы в кружках — главные сегменты в пределах ДДВ: Чн — Черниговский, Лх — Лохвицкий, Из — Изюмский, Дб — Донбасс. Буквы в двойных кружках — сегменты Восточно-Европейского кратона: А — Фенноскандия, Б — Сарматия, В — Волго-Уралия. Вулканические межсегментные пояса: ОМВП — Осницко-Микашевичский, СЭВП — Ставропольско-Эртильский. Шовные зоны: ИКК — Ингулецко-Криворожско-Крупецкая I-го ранга, АВ — Алексеевско-Воронецкая и ОП — Орехово-Павлоградская II-го ранга. Сокращения: разломы УЩ: Я-Тр — Ядловско-Трактемировский, К-Кр — Криворожско-Кременчугско-Крупецкой; УЩ — Украинский щит; ВМ — Воронежский массив; ПДДА — Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген. Площадь исследований в прямоугольнике.

ДДВ формировалась на неоднородном фундаменте Сарматии, разделенном шовными зонами на мегаблоки и блоки более высокого порядка (рис. 1.17). Наши исследования касаются Днепровской части ДДВ, для которой выполнено сопоставление сегментации консолидированной коры с ее разломной тектоникой и структурой разных этажей литосферы. Такие соотношения важны с точки зрения не только динамики формирования и эволюции ДДВ, но и ее нефтегазоносности, имея ввиду актуальную в настоящее время концепцию неорганического происхождения углеводородов [Лукин, 2009; Тектоника…, 2015]. Предыдущими исследованиями [Куприенко и др., 2010; Пашкевич и др., 2014; Тектоника..., 2015] были получены данные о плотностной и магнитной неоднородности консолидированной коры и ее разломной тектонике. На основании этого выделено четыре сегмента консолидированной коры (Черниговский, Лохвицкий, Изюмский и Донбасс), которые различаются по таким ведущим признакам: средняя мощность консолидированной коры, ее состав, структурный план и дифференцированность рельефа раздела Мохо, особенности разломной тектоники и намагниченность консолидированной коры.

В результате выполненной сегментации ДДВ установлено, что межсегментные разломы (шовные зоны) прослежены и за пределами впадины, но не совпадают с субмеридиональными межмегаблоковыми разломами Украинского щита и склона Воронежского массива, хотя последние, а именно Криворожско-Кременчугский и Ядлово-Тракемировский, находят фрагментарное продолжение в кристаллической коре впадины. Межсегментные разломы ДДВ меняют простирание с северо-запада на юго-восток, соответственно: 45°, (0—17°) и 170°, причем западная граница Донбасса отождествляется с глубинным трансрегиональным тектоническим швом Донецк — Брянск [Схема..., 1992; Кутас, Пашкевич, 2000]. Все они представляют собой многократно активизированные правые сдвиги и в совокупности составляют радиальную систему с центром в области сочленения разновозрастных шовных зон Восточно-Европейского кратона: Псковско-Торопецко-Сердобской, Ингулецко-Криворожско-Крупецкой, Алексеевско-Воронецкой [Карта..., 1992], Волынско-Двинского межмегаблокового пояса, включая Осницко-Микашевичский вулкано-плутонический пояс, и рифейские рифтовые структуры Пачелмской и Центрально-Русской системы.

Рассмотрим общие закономерности изменения мощности коры, отдельных ее слоев и коромантийной смеси (КМ) в пределах ДДВ (рис. 1.17—1.19).

Субмеридиональный структурный план форм рельефа раздела Мохо, характерный для Ингульского и Среднеприднепровского мегаблоков УЩ и его склонов, при приближении к ДДВ меняется на северо-западный, согласный с простиранием впадины, с резким уменьшением мощности коры до 35 км в ее центральной части (см. рис. 1.17). Наиболее выразительный рельеф подошвы коры в виде ее подъема отмечается в Лохвицком и Изюмском сегментах. Именно южнее Лохвицкого сегмента на склоне УЩ зафиксированы согласованные с простиранием ДДВ локальные прогибы раздела Мохо (до 45-50 км), которые могут быть связаны с рифтогенным этапом формирования впадины. Увеличение глубины залегания подошвы коры в сторону ВМ происходит согласно с простиранием Лохвицкого и Изюмского сегментов. В Черниговском сегменте раздел М плоский, а мощность коры составляет 37—40 км.

При переходе к Донбассу мощность коры увеличивается, а формы рельефа раздела Мохо становятся невыразительными. Некоторые слабо выраженные формы рельефа подошвы коры имеют север-северо-западное простирание, что согласуется с простиранием докембрийских структур Воронежского массива, Приазовского мегаблока УЩ и трансрегионального тектонического шва Донецк-Брянск.

Состав и структура коры ДДВ изучены по данным трехмерного гравитационного моделирования, которое позволило определить мощности «гранитного», «диоритового» и «базальтового» слоев коры [Куприенко и др., 2010]. В составе «базальтового» слоя выделена также коромантийная смесь (КМ). Она является важной характеристикой не только с точки зрения вещественного состава, но и с позиции степени переработки земной коры.

Для консолидированной коры характерными являются переменные соотношения мощностей ее слоев и, таким образом, переменная основность коры. В пределах ДДВ «гранитный» слой в центральной части впадины присутствует фрагментарно с полным исчезновением в центральных частях Лохвицкого, Изюмского, Донбасского и в северной части Черниговского сегментов (рис. 1.18, а).

«Диоритовый» и «базальтовый» слои имеют большие колебания мощностей. Мощность «диоритового» слоя (рис. 1.18, б) варьирует в широком диапазоне: от первых километров до 20—25 км. Наибольшей мощностью (свыше 25 км) характеризуется южная часть переходной зоны от ДДВ к Донбассу. В Черниговском и Лохвицком сегментах мощность «диоритового» слоя 10—15 км, а в Изюмском и Донбассе он утонен до 5 км с выклиниванием в ограниченной области западного Донбасса.

«Базальтовый» слой (рис. 1.18, в) имеет переменную мощность, которая существенно увеличивается за счет увеличения мощности коромантийной смеси. Вдоль оси ДДВ и Донбасса выделена зона увеличенной мощности слоя, за исключением Изюмского сегмента. В северо-западной части Черниговского и Лохвицкого сегментов, а также в Донбассе мощность «базальтового» слоя наиболь-

шая и достигает значений 20—25км и 20—35 км, соответственно. Утоненный «базальтовый» слой Среднеприднепровского мегаблока УЩ (5—10 км) распространяется на южную часть Изюмского сегмента и охватывает всю его западную часть. Утолщенный слой Ингульского и Росинского мегаблоков УЩ (15—20 км) продолжается в пределы Черниговского сегмента ДДВ и юго-западного склона ВМ.

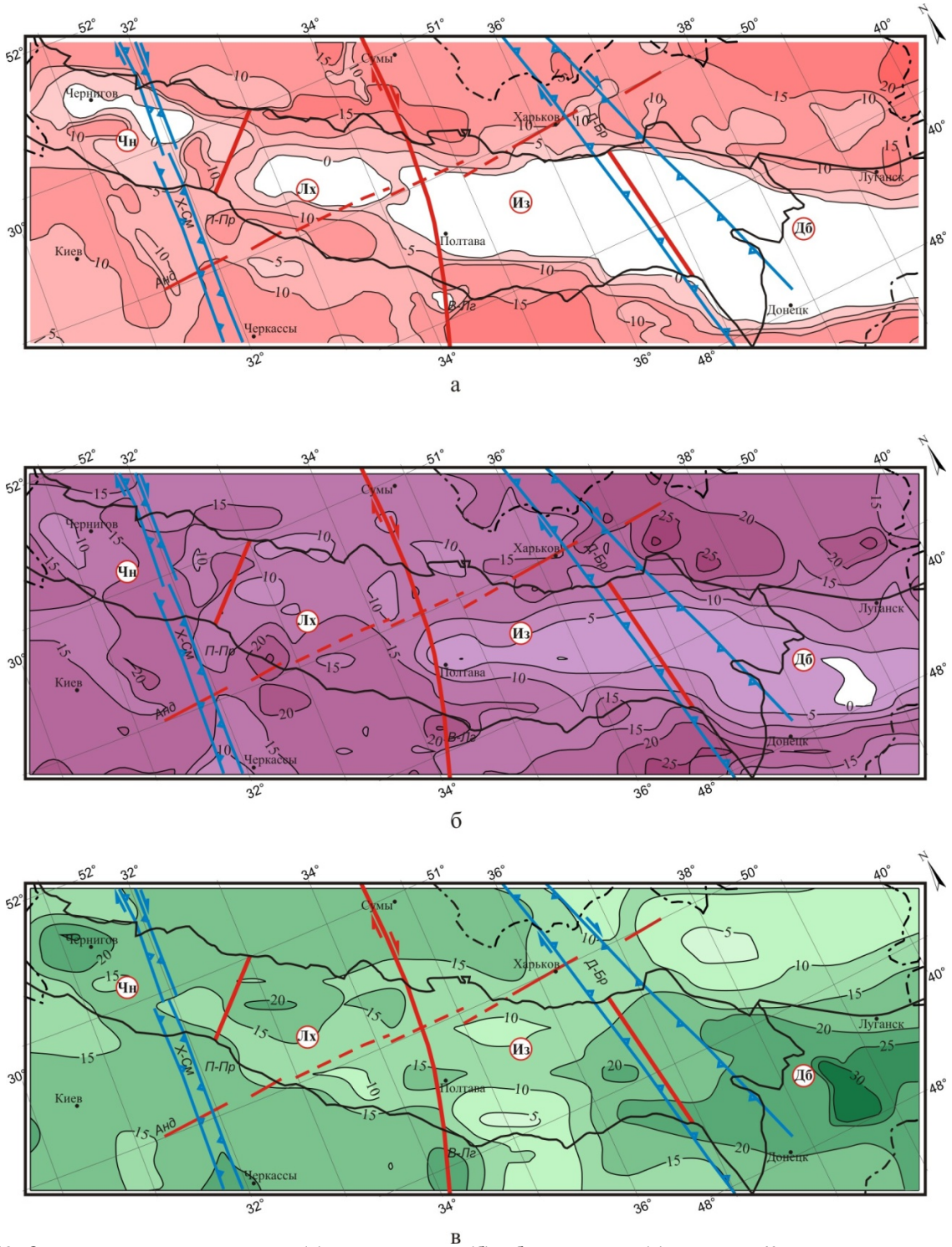


Рис. 1.18. Схемы мощности «гранитного» (а), «диоритового» (б), «базальтового» (в) слоев, км. Красными жирными линиями показаны границы главных сегментов впадины. Сокращение: Анд – Андрушевский разлом. Условные обозначения см. на рис. 1.17.

Как правило, в районах, где «базальтовый» слой имеет аномально большую мощность, в его пределах существуют зоны со скоростью продольных сейсмических волн более 7.2 км/с и с плотностью более 3.04 г/см^3, отнесенные к коромантийной смеси. В пределах ДДВ и Донбасса она распространена практически повсеместно, а мощность ее колеблется от 0 до 25 км (рис. 1.19). Отсутствует

слой на большей части южного склона ВМ, юго-западе Изюмского сегмента, а также утонен до первых километров в юго-восточной части Лохвицкого.

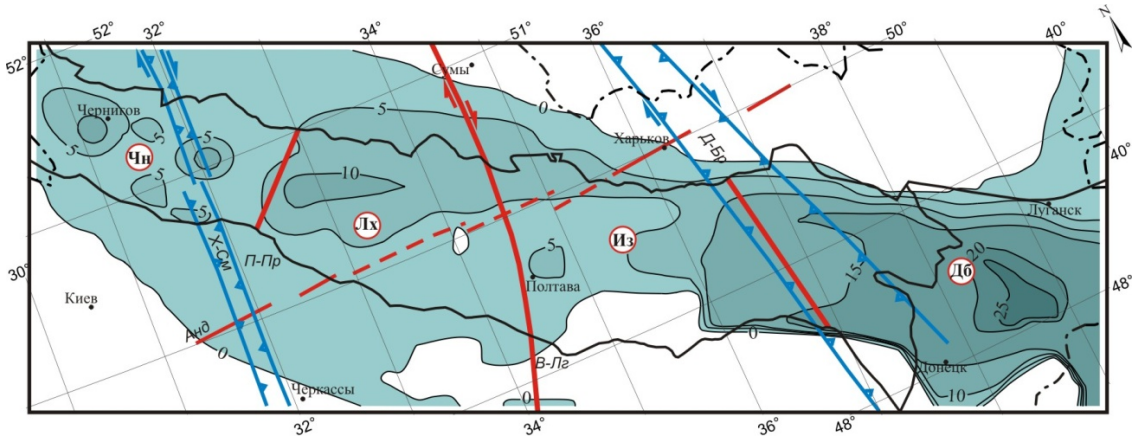


Рис. 1.19. Область распространения коромантийной смеси и ее мощность, км. Условные обозначения см. на рис. 1.17, 1.18.

В Черниговском сегменте мощность коромантийной смеси составляет 5—10 км с уменьшением к окраинам. В Лохвицком сегменте область км мощностью 5—10 км охватывает большую северо-западную часть сегмента и ограничена на юге Андрушевским разломом. Изюмский сегмент характеризуется малой мощностью км в западной части (до 5 км) с постепенным увеличением до 10—15 км в сторону Донбасса, где зафиксирована ее мощность более 25 км.

Таким образом, в региональном плане в структуре земной коры ДДВ в целом отмечается закономерное уменьшение ее мощности с северо-запада на юго-восток, уменьшение в том же направлении мощности «гранитного» и «диоритового» слоев. «Базальтовый» слой такого четкого закономерного изменения мощности по простиранию структуры не обнаруживает. Не прослеживается корреляция мощности этого слоя и мощности входящей в его состав км с глубиной залегания раздела Мохо. На этом региональном фоне описанных особенностей земной коры четко прослеживается сегментация ее кристаллической части (см. рис. 1.17—1.19). Область развития км выходит за пределы ДДВ на склоны УЩ и ВМ.

Все изложенное может свидетельствовать об отражении в современной структуре и вещественной неоднородности консолидированной коры специфики формирования и развития отдельных сегментов ДДВ.

Дальнейшие исследования были направлены на анализ неоднородности литосферы и связей разных ее этажей для последующей геодинамической интерпретации. Был выполнен анализ 3D гравитационной модели осадочного слоя, консолидированной коры и ее магнитной модели, полученных с использованием комплекса программ автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT- Auto) [Старостенко и др., 2015] и программы решения прямой задачи магниторазведки [Коваленко-Завойский, Иващенко, 2006], в комплексе с данными ГСЗ, сейсмотомографии и геологическими данными для установления закономерных связей строения и состава разных этажей литосферы. Исходными данными для этого были следующие:

- схема мощности пострифтовых отложений [Стовба, 2008];
- схема рельефа средне-верхнедевонских подсолевых (дорифтовых) отложений с разрывными нарушениями [Стовба, 2008];
- структурные разрезы осадочной толщи вдоль профилей в разных частях ДДВ [Stephenson, Stovba, 2012];
- схема глубины залегания кристаллического фундамента [Стовба, 2008; Карта..., 1992];
- схема мощности консолидированной коры;
- схема разломов консолидированной коры [Тектоника..., 2015];
- распределение плотности в консолидированной коре и подкоровой мантии по данным трехмерного моделирования [Куприенко и др., 2010];
- распределение глубинных магнитных образований в консолидированной коре по данным трехмерного моделирования [Пашкевич и др., 2014; Тектоника..., 2015];
- данные о распространении девонских магматических формаций [Wilson, Lyashkevich, 1996; Стовба и др., 2006];
- скоростные модели верхней мантии вдоль меридиональных профилей по сейсмотомографическим данным [Гейко и др, 2005, Шумлянская и др., 2011; Цветкова, Бугаенко, 2012].

Сопоставление сегментации, разломной тектоники и неоднородности консолидированной коры ДДВ со структурой различных этажей литосферы. Сегменты, выделенные в консолидированной коре впадины по комплексу геофизических признаков, как упоминалось выше, не согласуются с сегментацией смежных УЩ и ВМ, но косвенно фиксируются в строении и мощности осадочного чехла, что свидетельствует об их связи с формированием впадины на различных этапах ее развития.

Рассмотрим, какие характерные структурные черты разных этажей осадочной толщи наследует строение консолидированной коры и проследим их в разрезе коры сверху вниз.

На рис. 1.20 изображены сегменты консолидированной коры Днепровской части ДДВ на фоне схемы мощности пострифтовых отложений.

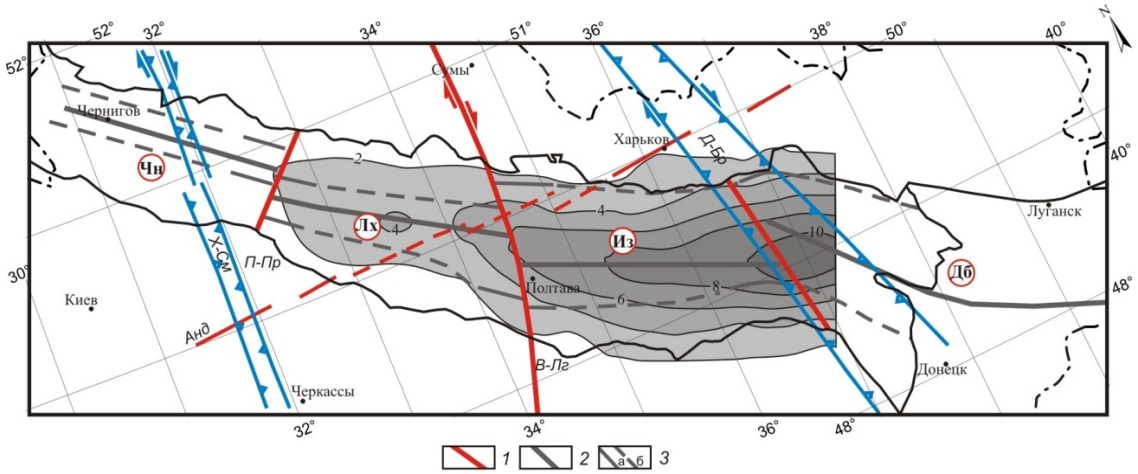


Рис. 1.20. Мощность пострифтового осадочного комплекса ДДВ по [Стовба, 2008]. 1 — разломы, ограничивающие главные сегменты впадины; девонский рифт: 2 — ось; 3 — границы девонского рифта по данным [Stephenson, Stovba, 2012] (а) и по комплексу геофизических данных (б). Другие условные обозначения и сокращения см. на рис. 1.17, 1.18.

Изменение мощности этой части осадочного чехла до 2 км в Черниговском, от 2 до 4 км в Лохвицком и от 4-х до 10 км в Изюмском сегментах согласуется с сегментацией консолидированной коры. При этом оси максимумов мощностей в каждом сегменте совпадают с осями рифта верхнего девона. Следует отметить, что в мощности данного этажа четко прослеживается сквозной, неоднократно активизированный как правый сдвиг, Андрушевский широтный разлом, который трассируется с УЩ на склон ВМ с последовательными правосторонними смещениями.

Таким образом, прогиб подошвы земной коры на пострифтовом этапе происходил неравномерно, с различными скоростями в каждом сегменте. Этот вывод коррелирует с оценкой скорости прогибания, сделанной С. Н. Стовбой [2008] в условных секторах, близких по площади к сегментам, установленных нами.

Сегментация и система разломов консолидированной коры находят четкое отражение в структурном плане разрывных нарушений кровли подсолевых (дорифтовых) отложений. На рис. 1.21 приведено сопоставление разрывных нарушений этого этажа осадочной толщи (рис. 1.21, а) с разломами консолидированной коры (рис. 1.21, б).

Хотя кровля этого этажа, на первый взгляд, имеет вид «битой тарелки», региональные разломы консолидированной коры фиксируют генеральные простирания разрывов осадочной толщи. Особое внимание привлекает отражение в тектонике подсолевых отложений Верховцевско-Льговского разлома, как шовной зоны между Лохвицким и Изюмским сегментами. Изменение общего простирания продольных разломов осадочного чехла на этом разломе с характерным перегибом несомненно является типичным проявлением правостороннего сдвига, что подчеркивается изменением простирания локальных отрицательных структур, обозначенных нами на рельефе поверхности подсолевых отложений (см. рис. 1.21, а). По морфологии разломов в осадочной толще можно оценить ширину зоны проявления в ней межсегментного Верховцевско-Льговского разлома консолидированной коры.

Следует отметить, что Криворожско-Кременчугско-Крупецкой и Орехово-Павлоградский разломы УЩ находят отражение в разломной тектонике осадочного чехла только фрагментарно. Это еще раз подчеркивает, что они не являются границами сегментов ДДВ. Аналогичная Верховцевско — Льговскому разлому картина отмечается на восточной границе Изюмского сегмента в зоне тектонического шва Донецк — Брянск, который неоднократно активизировался как правый сдвиг [Кутас, Пашкевич, 2000].

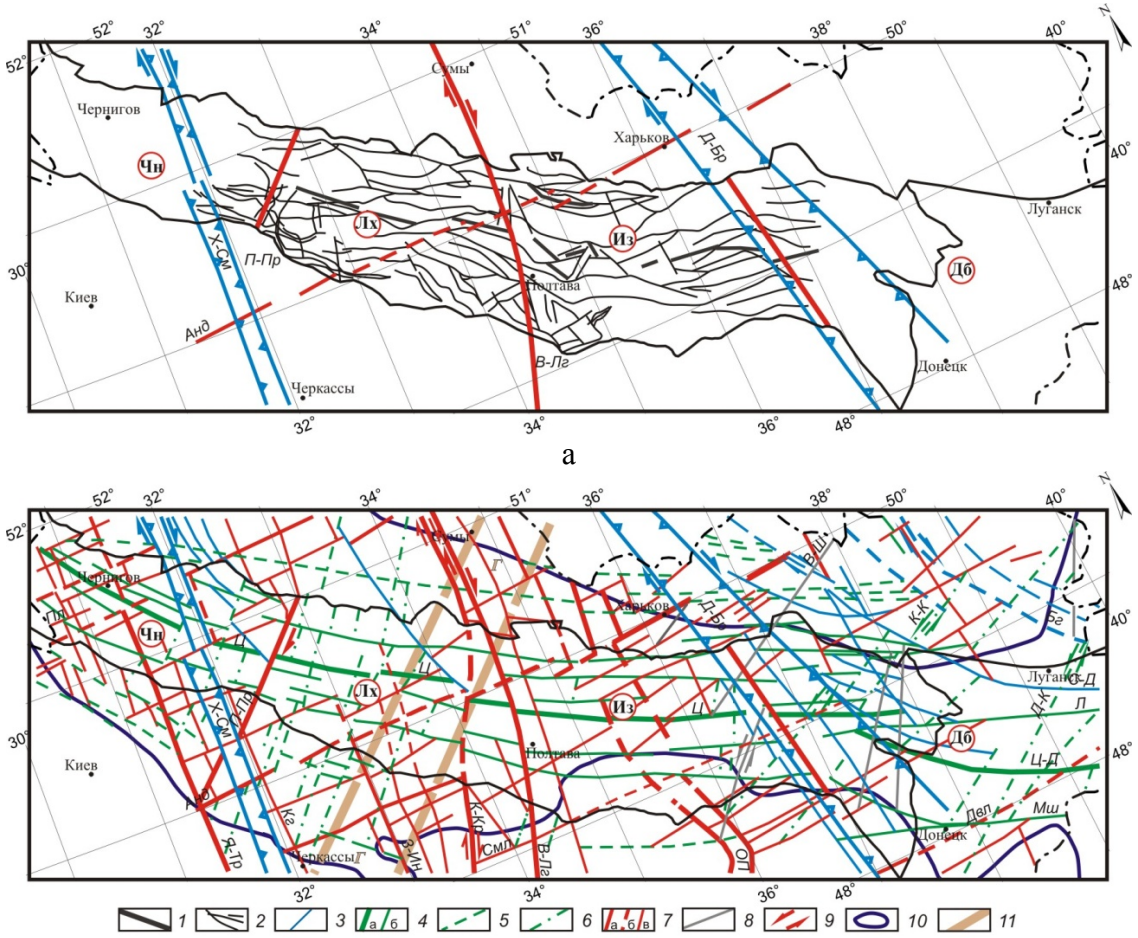


Рис. 1.21. Схема разломов на кровле девонских подсолевых отложений (а) по [Стовба, 2008] и схема разломной тектоники консолидированной коры (б) по [Тектоника…, 2015]. 1 — оси локальных прогибов; 2 — разломы на кровле девонских подсолевых отложений; 3 — разломы, сопровождающие трансрегиональные тектонические швы; 4 — система продольных разломов ДДВ и Донбасса: а — Центральный разлом, б — разломы более высоких рангов; 5 — разломы этой системы на склонах УЩ и ВМ; 6 — разломы, ортогональные к продольным; 7 — разломы ортогональной системы, в том числе, трассирующиеся с УЩ и ВМ: а — первого ранга, б — предполагаемое положение их в пределах ДДВ, в — разломы более высоких рангов; 8 — прочие разломы; 9 — направление перемещений вдоль разломов; 10 — граница распространения коромантийной смеси по изолинии ρ=3,04 г/см^3; 11 — литосферный линеамент Г по [Соллогуб, 1986]. Разломы: Ц — Центральный, Я-Тр — Ядловско-Трактемировский, П-Пр — Переяслав-Хмельницкий-Прилукский, Пл — Полесский, Смл — Смелянский, З-Ин — Западно-Ингулецкий, К-Кр — Криворожско-Кременчугско-Крупецкой, В-Лг — Верховцевско–Льговский, О-П — Орехово-Павлоградский, Двл — Девладовский, Ц-Д — Центрально-Донецкий, Мш — Мушкетовский, Л — Лутугинский, С-Д — Северо-Донецкий, Бг — Белгородский, Мх — Михайловский, В-Ш — Восточно-Шепетовский, К-К — Корульско-Краснокольский, Д-К — Донецко-Кадиевский, Кг –Кировоградский. Другие условные обозначения и сокращения см. на рис. 1.17, 1.18.

Итак, можно констатировать, что на дорифтовом этапе разломы консолидированной коры играли решающую роль в формировании тектоники ДДВ с проявлением правых сдвигов на границах сегментов.

Следующим шагом при анализе взаимосвязи строения различных этажей земной коры было исследование рельефа кристаллического фундамента, глубина до которого меняется от 2 км на северо-западе до 20 км на юго-востоке (рис. 1.22).

Как видим, границы сегментов консолидированной коры фиксируют наиболее резкое изменение рельефа фундамента с одновременным изменением ширины его прогиба. В данном случае отмечается предполагаемое продолжение Криворожско-Кременчугско-Крупецкого разлома и его можно рассматривать как западное ограничение шовной Верховцевско-Льговской зоны. В рельефе фундамента так же, как и в рельефе кровли подсолевых отложений, в восточной части Лохвицкого и в Изюмском сегменте четко прослеживается сквозной широтный Андрушевский разлом. Таким образом, указанные разломы должны были играть заметную роль в заложении девонского рифта.

Мощность коры под впадиной (см. рис. 1.17) уменьшается с юго-востока на северо-запад в целом от более 40 км в Донбассе до менее 35 км в Изюмском и Лохвицком сегментах. В Черниговском же сегменте она достигает 42км.

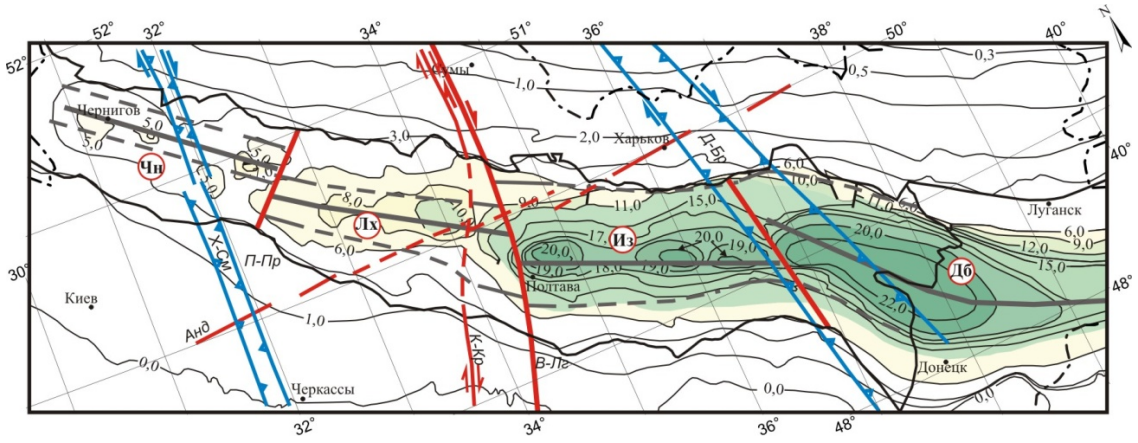


Рис. 1.22. Генерализованная схема рельефа кристаллического фундамента (км) по данным [Карта…, 1992; Стовба, 2008]. Условные обозначения см. на рис. 1.17, 1.18, 1.20.

На рис. 1.23 приведена мощность консолидированной части коры в сопоставлении с сегментами, границами девонского рифта, его осями и данными об аномальной плотности подкоровой мантии непосредственно под разделом Мохо. Районирование консолидированной коры по изменению ее мощности согласуется с установленными сегментами, простиранием оси девонского рифта и правосторонними сдвигами ее по межсегментным разломам.

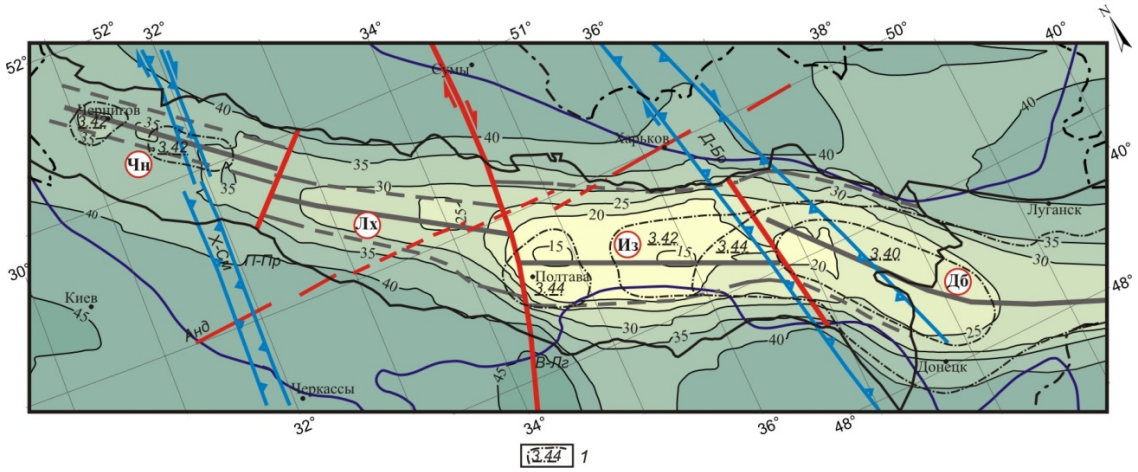


Рис. 1.23. Мощность консолидированной коры (изолинии в км). 1 — области аномальной плотности подкоровой мантии (г/см^3) по данным трехмерного плотностного моделирования. Темно-синей жирной линией показана граница распространения коромантийной смеси (изолиния ρ=3,04 г/см^3). Условные обозначения см. на рис. 1.17, 1.18, 1.20.

Утонение консолидированной коры происходит с северо-запада на юго-восток, последовательно от сегмента к сегменту, каждый раз примерно на 10 км (35 км в Черниговском сегменте, 25 км в Лохвицком и 15 км в Изюмском), обнаруживая обратную корреляцию с мощностью осадочного слоя, и, соответственно, с глубиной до кристаллического фундамента. В Донбассе ее мощность увеличивается до 30 км. Минимальная мощность консолидированной коры в Изюмском сегменте сопровождается максимальной плотностью под разделом Мохо. В то же время плотность на разделе Мохо больше 3,04 г/см^3, которая отождествляется с так называемой коромантийный смесью, зафиксирована не только во всей ДДВ, но и на некоторых участках склонов (рис. 1.24).

Коромантийная смесь распространена на юго-западном и северо-восточном склонах Черниговского и Лохвицкого сегментов, тогда как в Изюмском она ограничена юго-западной границей рифта, а на северо-восточном склоне ее граница постепенно приближается к границе впадины (см. рис. 1.19).

Можно предположить, что область высокой плотности на разделе Мохо может характеризовать территорию, охваченную неравномерными рифтовыми процессами в перечисленных сегментах ДДВ. Этот вывод подтверждается наличием разломов на северо-восточном склоне УЩ с простиранием, согласным с продольными разломами ДДВ (см. рис. 1.21, б).

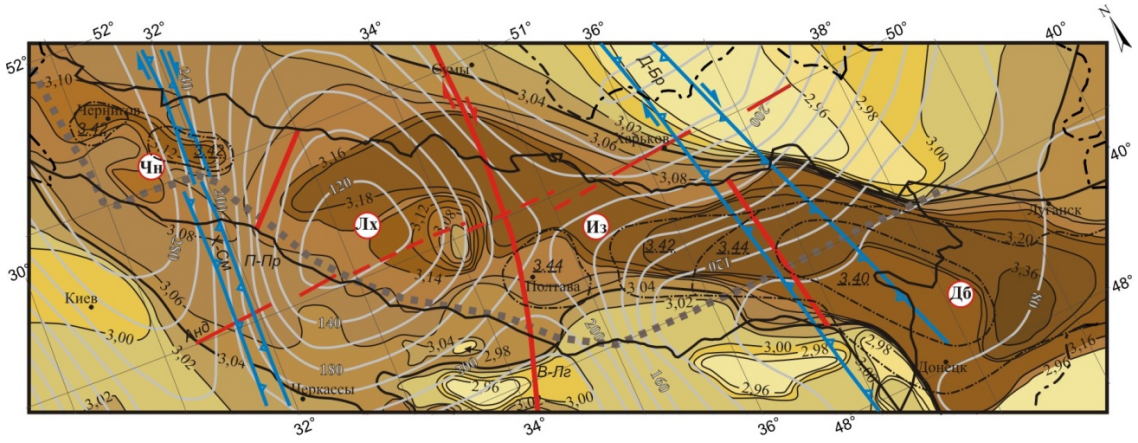


Рис. 1.24. Схема распределения плотности (г/см^3) на разделе Мохо и глубина залегания (км) подошвы сейсмической литосферы (серые жирные линии) по данным [Глибинна…, 2011]. Жирными точками изображена северная граница распространения высокоскоростного прослоя в слое Голицына — Гейко по [Цветкова и Бугаенко, 2012]. Другие условные обозначения и сокращения см. на рис. 1.17, 1.18, 1.20.

В Донбассе область высокой плотности на разделе Мохо практически полностью принадлежит этому сегменту. В целом в пределах впадины максимальные значения плотности на разделе Мохо увеличиваются с 3,12 г/см^3 в Черниговском, 3,18 г/см^3 — в Лохвицком, 3,18—3,20 г/см^3 — в Изюмском и 3,36 г/см^3 — в Донбасском сегменте (см. рис. 1.24).

Сопоставим теперь районирование земной коры на разных ее этажах, распределение плотности на разделе Мохо и непосредственно под ним с мощностью современной сейсмической литосферы и ее скоростной характеристикой по данным сейсмотомографии [Гейко и др., 2005; Цветкова, Бугаенко, 2012; Глибинна…, 2011] (см. рис. 1.23, 1.24). Как видно, сегменты консолидированной коры имеют разную толщину литосферы, но однозначная согласованность форм рельефа ее подошвы с общим простиранием ДДВ отсутствует. Поскольку сегменты отражают дорифтовую, рифтовую и пострифтовую эволюцию впадины, а мощность литосферы — ее состояние в настоящее время, можно говорить лишь о «реликтах» древней литосферы, которые сохранились до сих пор. Четкая корреляция подъема подошвы литосферы до 120 км с конфигурацией сегмента наблюдается только в Лохвицком сегменте, тогда как Черниговский имеет мощную (до 280 км) литосферу с формами подошвы меридионального простирания, распространяющимися в пределы Украинского щита.

Переход от Лохвицкого сегмента к Черниговскому на уровне подошвы литосферы происходит по меридиональному тектоническому шву Херсон—Смоленск, что может быть связано с неоднократной активизацией его после протерозоя. Интенсивный подъем подошвы литосферы в Изюмском сегменте в сторону Донбасса, где она зафиксирована на глубине 80 км, происходит вдоль серии широтных разломов (см. рис. 1.21 б, 1.24) на севере и предполагаемого продолжения Орехово — Павлоградской зоны разломов в ДДВ. Уменьшение толщины литосферы под Донбассом прослеживается за его пределы в Приазовскую часть УЩ. Такая незначительная толщина литосферы может свидетельствовать о том, что Донбасский сектор ДДВ был в среднем и верхнем девоне прямым ответвлением океана Палеотетис, как считает большинство исследователей палеогеодинамики Евразии.

В целом можно сделать вывод о том, что несогласованность форм рельефа подошвы литосферы как со всей ДДВ, так и с отдельными ее сегментами, свидетельствует об отсутствии единого мантийного диапира (астенолита, плюма) под впадиной, который обуславливал ее заложение и эволюцию, и, следовательно, специфическое развитие каждого из сегментов в процессе рифтообразования.

3D магнитное моделирование показало [Пашкевич и др., 2014; Тектоника..., 2015], что глубинные магнитные тела консолидированной коры в пределах ДДВ не согласованы с глубинными магнитными источниками УЩ и ВМ и занимают разное структурное положение относительно девонского рифта и форм рельефа подошвы литосферы (рис. 1.25).

В Черниговском и Лохвицком сегментах магнитные тела относятся к девонскому рифту и прибортовым его частям. Следует отметить, что в этих сегментах наиболее распространен девонский магматизм [Wilson and Lyashkevich, 1996; Стовба и др., 2006], областям развития которого и отвечают глубинные магнитные тела. Центры вулканизма при этом тяготеют к краевым частям глубинных магнитных блоков. Восточнее Верховцевско-Льговского межсегментного разлома, в Изюмском сегменте и Донбассе, магнитные блоки резко меняют направление простирания на близкое к широтному, имеют меньшую интенсивность намагниченности и смещены относительно центральной части впадины на

северо-восток, тогда как ось рифта смещена по отношению к Лохвицкому сегменту на юг. Положение глубинных магнитных формирований коррелирует с Андрушевской зоной разломов и с широтной зоной градиентного подъема подошвы литосферы к югу (см. рис. 1.24). Эта зона и полоса широтных магнитных образований, как и весь Изюмский сегмент, ограничены с востока трансрегиональным швом Донецк-Брянск. Таким образом, можно отметить, что в этом сегменте магнитные тела, так же, как и уменьшение мощности литосферы, не связаны непосредственно с формированием девонского осевого рифта. Возвращаясь к Черниговскому сегменту, надо отметить, что он, как уже упоминалось, вместе с Лохвицким является регионом, где широко распространены девонские магматические образования. Но в его северо-западной части имеется значительно большее количество центров вулканов, чем в восточной и в Лохвицком сегменте, а среди магматических пород отсутствуют щелочные разновидности. Кроме того, в кристаллическом фундаменте скважинами установлены основные породы, которые являются верхней частью магнитных образований консолидированной коры.

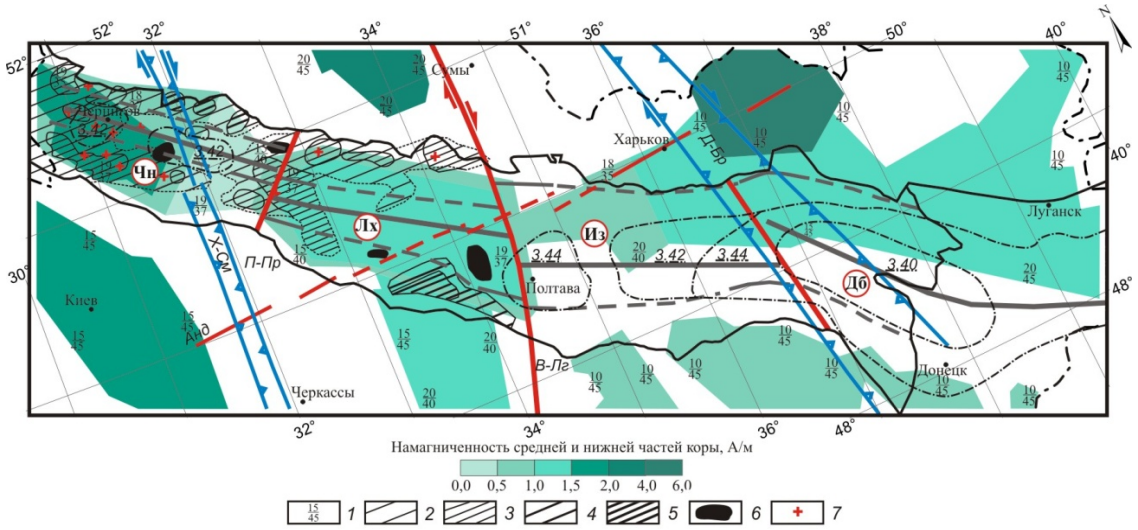


Рис. 1.25. 3D магнитная модель консолидированной коры ДДВ. 1 — глубины залегания верхней (числитель) и нижней (знаменатель) кромок магнитных тел; вулканиты по [Wilson, Lyashkevich, 1996]: 2 — щелочно-ультрамафическая пирокластика, переслаивающаяся с осадками; 3 — щелочно-ультраосновные лавы и пирокластика; 4 — мафические лавы, пирокластика, переслаивающаяся с осадками; 5 — мафические лавы и пирокластика; 6 — штоки; 7 — вулканические центры. Другие условные обозначения см. на рис. 1.17, 1.18, 1.20.

В дополнение к схеме рельефа подошвы литосферы для характеристики состава подкоровой мантии нами проанализированы скоростные модели верхней мантии по меридиональным сечениям, приведенным в работах [Гейко и др., 2005; Цветкова, Бугаенко, 2012; Шумлянская и др., 2014]. Рис. 10 иллюстрирует дифференциацию современной мантии по скоростной характеристике на глубинах 50 — 250 км. Использованы данные об аномалиях скорости продольных сейсмических волн в этом интервале глубин.

На исследуемой территории выделены области с повышенными и пониженными значениями аномалий скорости, а также область «переслаивания» повышенных и пониженных аномалий скорости вследствие появления прослоя высокой скорости в слое низких скоростей на глубинах от 70 до 130 км. Этот прослой «проникает» с юга и может свидетельствовать о возможном существовании системы «поддвига — надвига» мантийного вещества. В таком районировании верхней мантии находят отражение разломы между Лохвицким и Изюмским сегментами, шов Донецк—Брянск между Изюмским и Донбассом и шов Херсон—Смоленск между северо-западной и юго-восточной частями Черниговского сегмента. Что касается области пониженных мантийных скоростей, то в ДДВ она полностью соответствует Лохвицкому сегменту и охватывает юго-восточную часть Черниговского. Северо-западная часть Черниговского сегмента существенно отличается от восточной и характеризуется повышенной аномальной скоростью подкоровой мантии, что является общей характеристикой с литосферой УЩ, его склона и склона ВМ. Продолжение на склон ВМ Верховцевско-Льговского разлома отделяет эту высокоскоростную область от области «переслаивания» аномалий скорости. К юго-западу от ДДВ область повышенных скоростей сменяется областью пониженных аномалий скорости. Область «переслаивания» на юге Изюмского сегмента и юго-западе Донбасса ограничена границей рифта, а далее на восток ее граница согласуется с простиранием тектонического шва Донецк-Брянск и охватывает северо-западную часть Донбасса. Эта неоднородность подкоровой мантии

согласуется со строением более глубокого мантийного слоя Голицына—Гейко, а именно, с северной границей распространения в нем высокоскоростного прослоя (см. рис. 1.26).

Здесь можно отметить, что район пониженных скоростей в Лохвицком сегменте (см. рис. 1.26) отвечает области выхода условной протерозойской системы мантийных флюидов по [Цветкова и др., 2011; Глибинна…, 2011]. Особенности распределения аномальных скоростей верхней мантии имеют некоторую корреляцию с формами рельефа подошвы литосферы (см. рис. 1.24). В районировании верхней мантии по скоростным характеристикам, с одной стороны, находят однозначное отражение границы коровых сегментов (Верховцевско-Льговский разлом и трансрегиональный тектонический шов Донецк-Брянск), с другой – отмечается несогласие коровой и мантийной границ Черниговского сегмента.

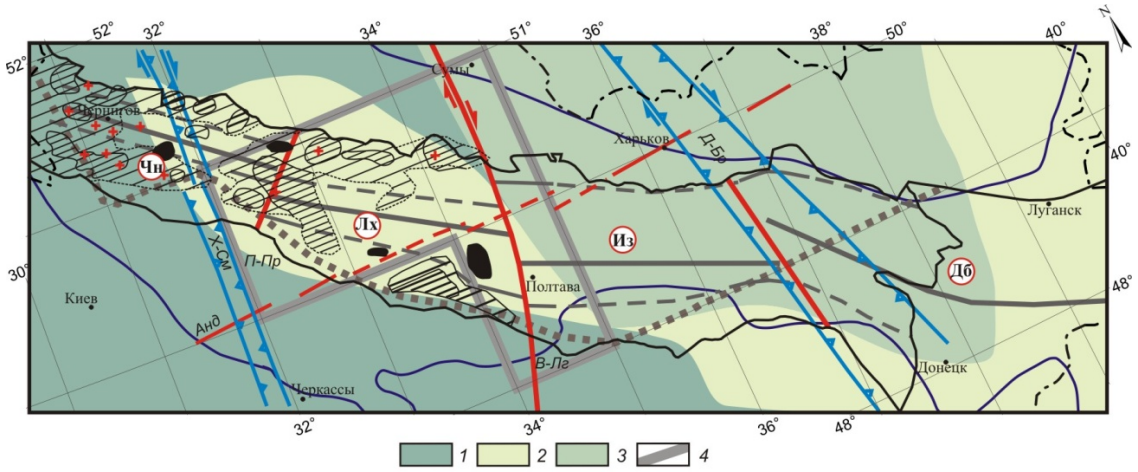


Рис. 1.26. Схема скоростной неоднородности подкоровой мантийной части литосферы ДДВ на глубинах 50 — 250 км и областей девонского магматизма по [Wilson, Lyashkevich, 1996, Стовба и др., 2006]. 1 — области повышенных значений аномалий скорости; 2 — области пониженных значений аномалий скорости; 3 — область переслаивания слоев положительных и отрицательных аномалий скорости; 4 — область сверхглубинных мантийных флюидов. Другие условные обозначения см. на рис. 1.17, 1.18, 1.20, 1.23.

Приведенный анализ связи сегментации консолидированной коры с неоднородностью строения и состава различных этажей литосферы приводит к следующим выводам:

- Мощность земной коры ДДВ уменьшается до 35 км по сравнению с УЩ и ВМ, при этом подъем раздела М приобретает согласное простирание с девонским рифтом впадины.
- Формы рельефа подошвы коры ДДВ имеют разный характер сочленения со структурами раздела Мохо окружающих регионов – от торцового до согласного.
- В структуре рельефа раздела Мохо находят отражение сегменты консолидированной коры и изменение простирания оси девонского рифта в них.
- Сегментация консолидированной коры четко проявлена в ее мощности и мощностях «гранитного», «диоритового» и «базальтового» слоев.
- Максимальная мощность коромантийной смеси приурочена к осевой части ДДВ только в Черниговском сегменте.
- Сегментация консолидированной коры и ее разломная тектоника обнаруживают корреляцию с мощностью пострифтового осадочного комплекса, рельефом фундамента и разломной тектоникой девонских подсолевых отложений, что свидетельствует об обусловленности формирования осадочного слоя и его разрывной тектоники структурой консолидированной коры.
- Рельеф подошвы современной сейсмической литосферы не имеет однозначной связи с сегментацией консолидированной коры, за исключением подъема в Лохвицком сегменте, что указывает на неоднородность процессов ее пострифтовых преобразований.
- Типичные черты проявления рифтинга отмечаются только в Лохвицком сегменте. Таковыми можно считать подъем подошвы литосферы, проявление сверхглубинных мантийных флюидов, низкоскоростную подкоровую мантию, подъем раздела Мохо, наличие разломов, ортогональных к продольным («трансформных» разломов), присутствие глубинных магнитных образований под осевым рифтом.
- Полученные связи разных этажей литосферы использованы нами при последующей геодинамической интерпретации ее неоднородности.

1.4. Волыно-Подольская плита

Мощность коры по данным ГСЗ. Скоростные разрезы коры вдоль отдельных профилей (рис. 1.27А) представлены на рис. 1.27Б. На северо-восточном окончании геотраверса VI показан скоростной разрез по данным на профиле CEL 05. Предполагалось, что модель изменяется примерно в этом районе.

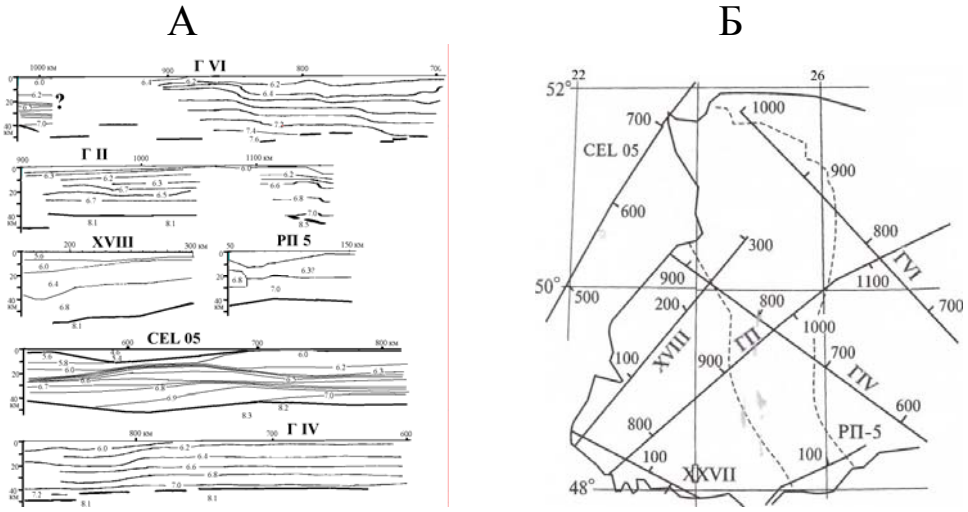


Рис. 1.27. Размещение профилей ГСЗ (А) и скоростные модели вдоль профилей ГСЗ (Б) на ВПП и смежных регионах.

Аномалии, полученные при сравнении экспериментальных данных о скоростных разрезах коры региона с расчетными для принятого состава и минералогии пород коры [Гордиенко и др., 2012], отражают интервалы глубин с необычным составом пород и их избыточным прогревом. На рис. 1.28 показаны изолинии аномальных скоростей (глубже 10 км, т. е. в части коры, где распространены отличия от расчетной скорости, явно не связанные с аномалиями температуры — рис. 1.35А) начиная с величины 0,2 км/с, что примерно соответствует двойной погрешности определения V_p на большинстве профилей ГСЗ.

Выявленные скоростные аномалии позволяют сделать некоторые выводы.

1. Немногочисленные значимые положительные возмущения в северо-западной части ГVI и на ГII более или менее определенно связывается с базификацией коры, возможно, произошедшей в один из описанных в [Гордиенко и др., 2012, Гл.2, 3] периодов активизации и основного магматизма.

2. Широкое распространение отрицательных аномалий скорости может указывать на большую роль повышенных температур в разных интервалах коровых глубин, которые, в свою очередь, характеризуют зоны современной активизации. На рис. 1.28 отсутствует разрез по геотраверсу IV, так как на нем не получены значащие (более 0,2 км/с) аномалии.

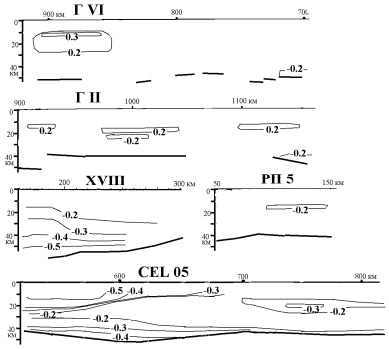


Рис. 1.28. Аномальные скоростные разрезы вдоль профилей ГСЗ на ВПП.

По приведенным скоростным разрезам построены схемы (рис. 1.29) распределения глубин раздела Мохо, подошвы переходного слоя консолидированной коры (скоростной уровень 6,8 км/с) и подошвы «гранитного» слоя (скоростной уровень 6,4 км/с). Согласно схемам, обнаруживаются типич-

ные значения глубин основных разделов в коре (даже в районах, где мощность осадков велика) — 13 км для подошвы «гранитного» слоя, 28 км – для подошвы переходного и 43 км для раздела М.

Гравимагнитные модели. Обе разновидности моделей, рассматриваемых ниже, относятся к региональным, т. е. в них отсутствуют источники полей, вызывающие возмущения размерами меньше нескольких десятков километров.

Магнитное поле, обусловленное источниками в коре (точнее – в большей части коры) может отражать особенности состава ее пород, возникшие на протяжении всей геологической истории. Это относится и к гравитационному полю, но в нем могут проявляться и плотностные аномалии мантийных источников, в частности, вызванные возмущениями температуры по сравнению с фоновым распределением, в фанерозое близким к распределению в недрах современных платформ.

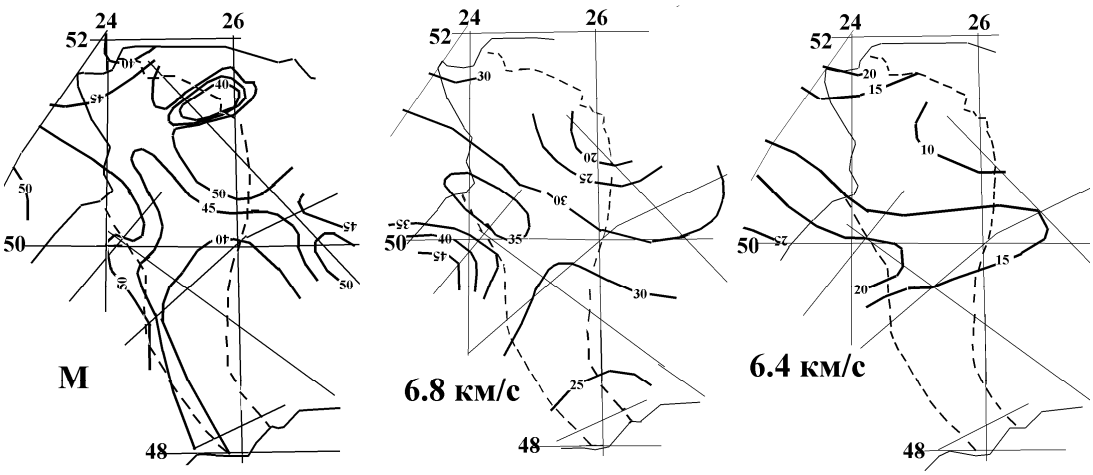


Рис. 1.29. Глубины (в км) основных скоростных границ коры ВПП.

Распределение региональной (РМГ) составляющей магнитного поля (рис. 1.30) по данным [Атлас…, 2002, Гордиенко, 2000, Орлюк, 2003] различаются, но основные особенности положительных аномалий сохраняются во всех случаях. При точности определения средних величин 50-60 нТл нельзя считать достоверно выделенными аномалии интенсивностью менее 100-150 нТл. Достоверные отрицательные аномалии на плите не диагностируются, поэтому рассмотрению подлежат две положительные аномалии: Львовская (ЛвМа) и Володарск-Волынская (ВВМа) (рис. 1.30). Параметры источников этих аномалий использовались при анализе гравитационного поля.

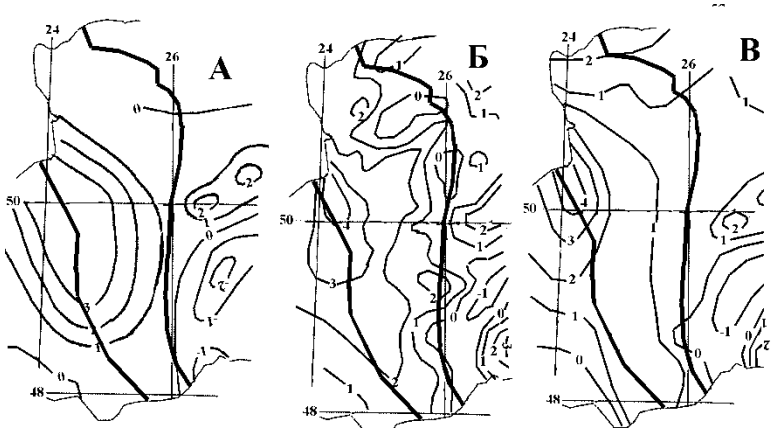


Рис. 1.30. Региональная составляющая (изодинамы — в сотнях нТл) магнитного поля ВПП. А — по [Гордиенко, 2000], Б — по [Атлас…, 2002], В — по [Орлюк, 2003].

Расположение ЛвМа может служить указанием на ее связь с породами, измененными в процессе преобразования коры в период вендско-кембрийской магматической активизации. Возможно, что наиболее существенные изменения происходили в зоне Белз-Балучинского разлома. Речь идет не об увеличении мафичности коры или степени метаморфизма пород средней и нижней частей коры, а о росте концентрации магнитоактивных минералов. Об этом свидетельствует отсутствие положительных скоростных аномалий в коре под ЛвМа и ВВМа магнитными аномалиями и наличие

положительной скоростной аномалии под северным фрагментом геотраверса VI (рис. 1.28), где магнитная аномалия отсутствует.

Вид изменений напряженности поля по профилям вкрест аномалий позволяет предположить для более значительной из них связь с источником изменяющейся намагниченности. Считалось, что под центром возмущения располагается фрагмент объекта, намагниченность которого выше, чем остальных (периферийных) частей (рис. 1.31А).

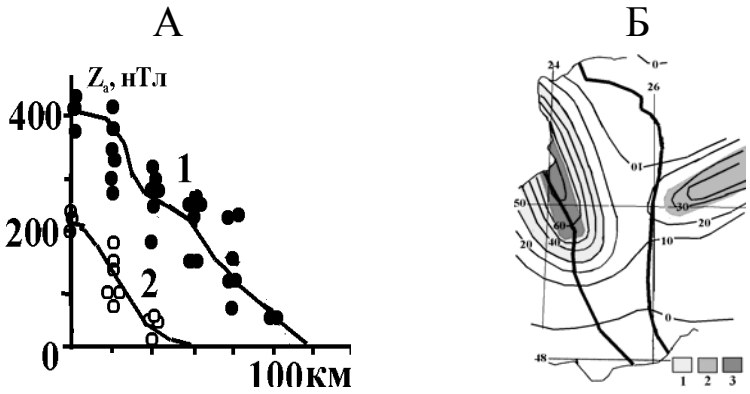


Рис 1.31. А — распределение напряженности РМГ вдоль профилей, секущих положительные аномалии ВПП. Точки — экспериментальные данные в отдельных трапециях, линии — сглаженное поле (1 — ЛвМа, 2 — ВВМа). Б — результаты интерпретации региональных магнитных аномалий ВПП. 1—3 — намагниченность в интервале глубин 16-40 км: 1 — 2 А/м, 2 — 3 А/м, 3 — 5 А/м. Изолинии — расчетный гравитационный эффект в мГл (см. ниже).

Глубина подошвы источника на большей части территории ЛвМа и на всей территории ВВМа около 40 км. Только на северо-западной периферии ЛвМа, на пк 890—920 геотраверса IV подошва магнитоактивного слоя сильно поднята из-за перегрева коры. Она находится на 25—27 км, на больших глубинах превышена температура Кюри магнетита. Глубина кровли принята несколько превосходящей 15 км. В этом случае достигается лучшее согласование расчетного и наблюденного гравитационного поля за пределами зон современной активизации (т. е. отсутствия мантийных гравитационных аномалий — см. ниже). Полученные размеры источников в плане и значения намагниченности показаны на рис. 1.31, Б.

Учитывая связь плотности (σ) и намагниченности пород коры [Гордиенко и др., 2005], считалось, что аномальной намагниченности в 1А/м отвечает аномальная плотность пород нижней и средней частей коры около 0,03 г/см^3. Причем отвечающая этому уплотнению скоростная аномалия отсутствует. Исходя из этих данных, проведен расчет гравитационного эффекта, результаты которого показаны на рис. 1.31, Б. Эта составляющая добавлялась к расчетному эффекту земной коры при его сопоставлении с наблюденным полем (см. ниже). Рассматриваемая составляющая гравитационного поля на ВПП оказывается самой значительной из всех, обнаруженных на территории Украины. Она достигает 70 мГл, что составляет заметную часть общего эффекта коры. Такие экстремальные параметры связаны с необычной интенсивностью центральной части ЛвМа и большой площадью этого возмущения.

Таким образом, основным результатом анализа магнитного поля региона оказывается возможность уточнить расчетное гравитационное поле.

Гравитационное поле ВПП, представленное в работах [Карта…, 1951, 1955; Атлас..., 2002; Національний..., 2007] было осреднено в пределах трапеций 37х37 км (рис. 1.32).

Расчет плотностных разрезов коры, построенных по скоростным моделям, выполнялся по методике использовавшейся ранее [Гордиенко и др.., 2005]. Необходимо отметить некоторые особенности использования сейсмической информации, имеющейся на профилях ГСЗ региона, и других данных.

1. На геотраверсах VI (пк 900—1000) и II (пк 1000—1100), профилях ГСЗ XVIII и РП 5 скоростные и плотностные разрезы коры представляют собой результат экстраполяции данных с изученной части профиля и интерполяции между изученными частями, поэтому здесь определять величину мантийной гравитационной аномалии можно только на качественном уровне.

2. На северо-западных продолжениях геотраверсов VI и IV предполагалось изменение скоростного (и, соответственно, плотностного) разрезов коры, приближавшее его к установленному на профиле CEL 05. Такое же изменение предусматривалось на северо-восточном продолжении профиля РП5 между ним и геотраверсом IV, а также на северо-восточном продолжении профиля XVIII между ним и геотраверсом VI.

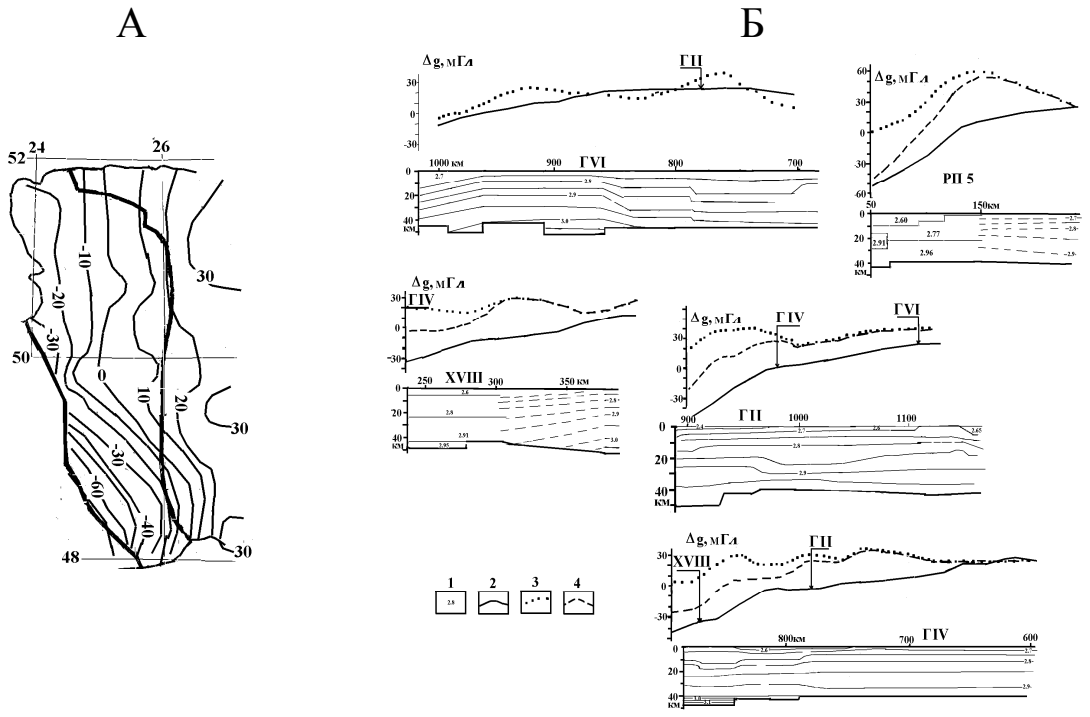


Рис. 1.32. А — осредненное поле Δg ВПП. Б — плотностные модели коры на территории ВПП. Значения σ пород коры (г/см^3) — 1. Гравитационное поле: 2 — наблюденное, 3, 4 — расчетное (3 — эффект коры и нормальной мантии, учитывающий данные рис. 1.27, Б, 4 — с учетом эффекта аномальной мантии геосинклинали Карпат [Гордиенко, 1999]).

3. Расчетное поле должно учитывать эффекты блоков коры с повышенным содержанием магнетита (рис. 1.32Б). В пределах объекта ЛвМа. уплотнение на глубинах 16-40 км принято и для прогретого фрагмента источника. Весьма вероятно, что магнетит распространен и здесь, его нахождение при температуре выше точки Кюри не сказывается на формировании плотностной аномалии.

Распределение σ пород коры региона (рис. 1.33А) указывает на то, что на глубинах, больших 15 км, очевидна связь максимальных положительных аномалий σ с распространением интенсивно намагниченных (обогащенных магнетитом) пород. Базификация коры северо-востока региона, проявляющаяся в повышенных скоростях сейсмических волн, играет меньшую роль в создании положительных плотностных аномалий.

Сравнение расчетного и наблюденного полей проведено с учетом «нормы» [Гордиенко, 1999 и др.], что позволяет обнаруживать эффект аномальных плотностей в мантии с использованием системы непересекающихся профилей. Установленная величина мантийной гравитационной аномалии (рис. 1.33, Б) в максимуме достигает минус 30 мГл, среднее значение — около минус 20 мГл. АномАлии выделены во всех районах плиты, где по геотермическим данным установлен или предполагается прогрев верхних горизонтов мантии и нижней и средней коры. Территориальное совпадение не достигается.

4. Вычисления проведены для трехмерных плотностных объектов в коре, но возможность учета их размещения между профилями ГСЗ весьма ограничена. В этом смысле построенная модель едва ли может быть признана реально трехмерной.

5. Тепловое разуплотнение пород в большом интервале глубин верхней мантии под Карпатской альпийской геосинклиналью не вызывает сомнений. Гравитационный эффект [Гордиенко, 1999 и др.] этого объекта далеко выходит за границу региона, распространяется на западную часть ВПП, что и было учтено в расчетном поле для обнаружения аномалий, связанных именно с процессами в верхней мантии ВПП.

Предполагалось, что скоростные и плотностные разрезы коры вдоль профилей – средние между изученными профилями, а в точках пересечения с геотраверсами IV и VI согласуются с соответствующими разрезами. Естественно, точность полученных значений расчетного поля при таком методе моделирования неопределенна, результаты пригодны скорее для качественной характеристики ситуации.

Приведенная выше довольно большая погрешность наблюденного поля и перечисленные сложности моделирования указывают на возможность большой погрешности мантийной гравитационной аномалии.

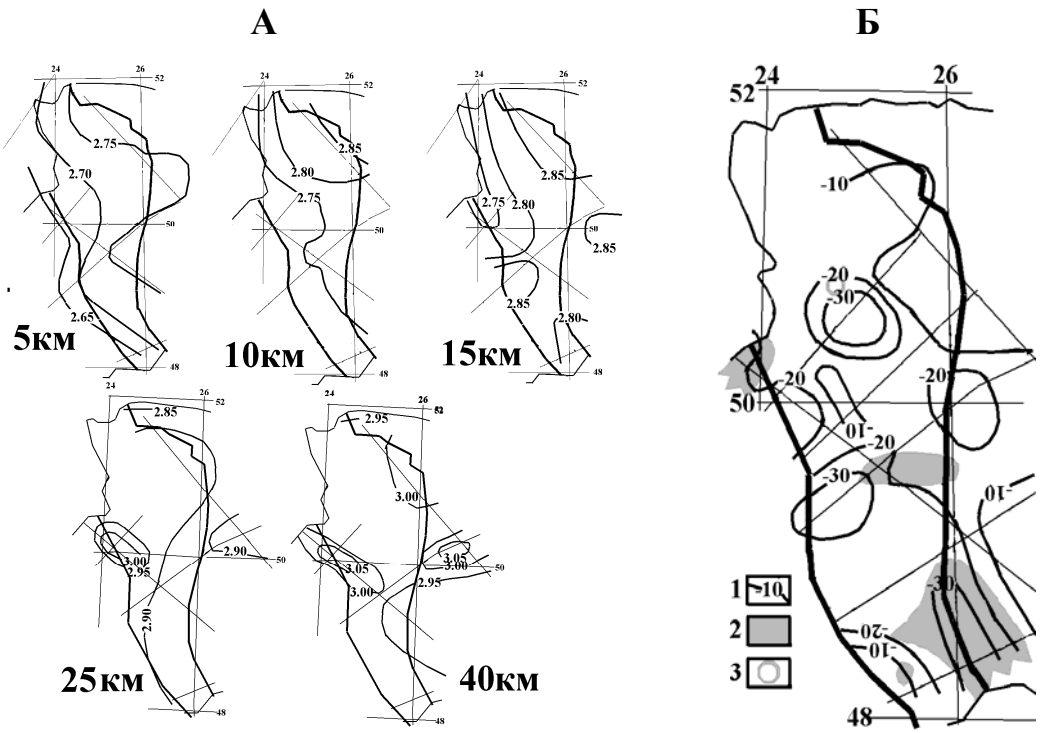


Рис. 1.33. Распределение σ коры (в г/см^3) (А) и распределение мантийной гравитационной аномалии (Б) на ВПП. 1 — изолинии аномального Δg в мГл, 2 — районы аномальной мантии по геотермическим данным, 3 — район локальной аномалии ТП на Локачинском месторождении газа.

Таким образом, анализ гравитационного поля региона (и, как вспомогательного, — магнитного поля) позволил выделить районы распространения мантийной аномалии (рис. 1.34), связанной с процессом современной активизации, избежав процедуры подбора при истолковании выявленного возмущения. Однако достоверность полученного результата представляется довольно высокой только в части установления самого факта существования аномалии и ее примерной интенсивности. Необходимо подчеркнуть, что на части территории плиты без учета влияния аномалий σ коровых пород, связанных с повышенным содержанием магнетита, выделение значимых мантийных гравитационных аномалий было бы невозможно.

Тепловые модели. На платформенные распределения температуры (Т) и плотности теплового потока (ТП) в центральной, южной и, возможно, северо-западной частях ВПП наложены эффекты локальных зон процессов современной активизации [Гордиенко, 2007]. Параметры процессов известны с большими допусками, поэтому построение их тепловых моделей может быть осуществлено только в виде вариантов, из которых в качестве более вероятного можно выбрать отвечающие наблюдаемому распределению ТП.

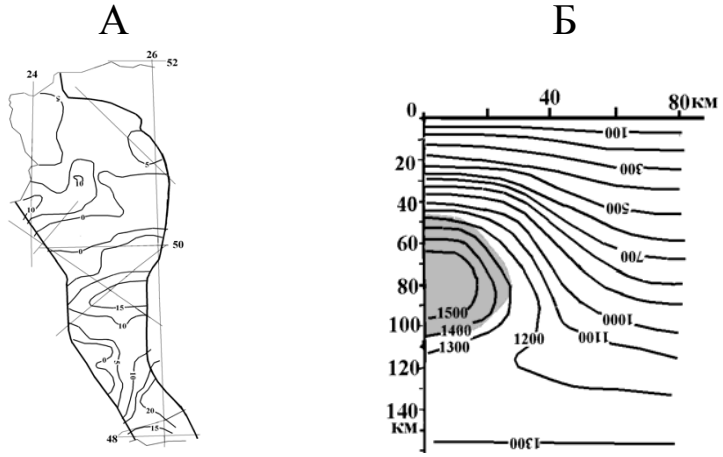


Рис. 1.34. Аномальный тепловой поток ВПП (А) и модель распределения температур в коре и верхней мантии под аномалиями ТП (Б). Серым показана область частичного плавления мантийных пород. По правилам картографии изолинии подписываются «головой» в сторону увеличения параметра.

Согласно карте аномального ТП (рис. 1.34, А) в регионе ВПП обнаруживаются по крайней мере три положительные аномалии, в пределах которых величина аномального ТП превышает 10 мВт/м^2. При интерпретации аномалий ТП использована модель источника тепла (рис. 1.34, Б), возникшего в верхних горизонтах мантии и в коре несколько миллионов лет назад в качестве результата процесса современной активизации. Возраст глубинных этажей (включая коровые до 20 км), скорее всего около 5 млн. лет. Маловероятно, что верхние этажи возникли заметно позже (возможно отличие возраста на 1—2 млн лет). Участие внедрения малых интрузий и подъема глубинных флюидов по зонам разломов, «оживленных» в период современной активизации, представляется вероятным, если ориентироваться на распределение этих нарушений, активных последние 3 млн лет [Верховцев, 2006].

Расчет показывает, что для принятого возраста начала современной активизации и глубины подошвы переходного слоя в регионе (28 км) слой частичного плавления в средней коре отсутствует или очень тонок. Некоторое время назад он еще существовал, а, возможно, и сейчас существует под Яворовской аномалией. Небольшая территория с частичным плавлением пород амфиболитовой фации на глубине около 25 км возможна под центральной частью Черновицкой аномалии ТП. В районах центральных частей аномалий ТП (шириной около 20 км) не исключено частичное плавление основных пород гранулитовой фации метаморфизма в нижней части коры (в интервале глубин от примерно 35 км до раздела М). В промежутке между слоями могут сохраниться флюиды (оставшиеся от времени большего плавления коры).

Проведенные расчеты позволили построить тепловую модель тектоносферы для всей территории ВПП. Она представлена на рис. 1.35 в виде схем распределения температур на разных глубинах. Изолинии на рисунках проведены с примерным учетом погрешности построения схем. Для глубины 0,5 км использованы результаты измерений температуры в скважинах. Для глубины 3 км приведены преимущественно расчетные данные, но довольно много и экспериментальных. Их сравнение с расчетными показывает, что погрешности наблюдений и расчетов примерно сопоставимы и составляют несколько градусов. На глубине 25 км Т солидуса — 600 °С, 50 км — 1200 °С, 75 км — 1280 °С.

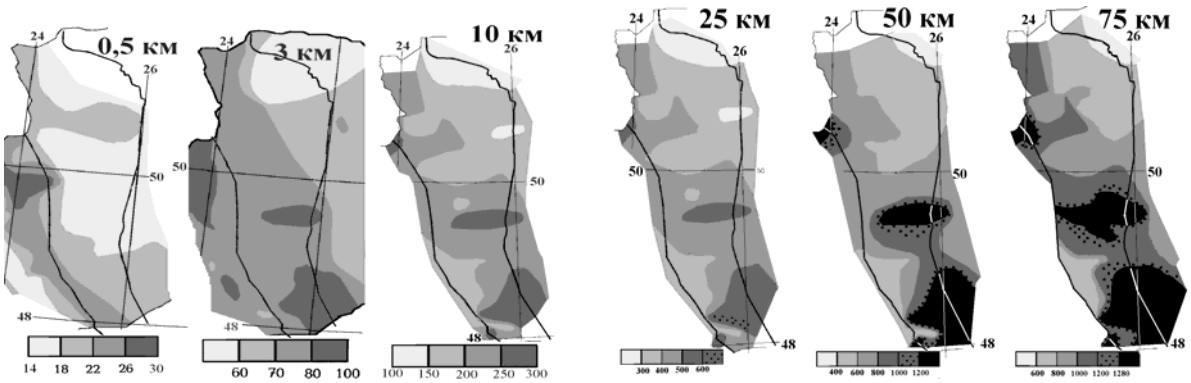


Рис. 1.35. Схемы распределения температур (°С) в коре и верхней мантии ВПП.

Несмотря на недостаточную плотность и равномерность сети наблюдений пунктов определения ТП анализ теплового поля плиты позволил, не только определить основные черты распределения глубинных температур в фоновых и аномальных условиях, но и создать базу для учета геотермических параметров при анализе других данных глубинной геофизики.

Геоэлектрические модели. Многие структуры Украинского щита (УЩ) и Карпат протягиваются и на ВПП. Поэтому построение геоэлектрической модели ВПП проводилось по профилям и территории, включающими указанные регионы. Геоэлектрическая модель ВПП построена на основании результатов 2D и 3D инверсий, использующих переходные функции электрических и магнитных компонент магнитотеллурического (МТ) поля. Подробное изложение методики интерпертации и модели по отдельным профилям представлено в [Гордиенко и др., 2012].

Предыдущими исследованиями были определены геоэлектрические параметры объектов Кировоградской (КирАЭ) и Карпатской (КарАЭ) аномалий электропроводности , что позволило установить площадь, на которой аномальные значения МТ поля от этих объектов минимальны. На этой площади (куда входит и ВПП), оконтуренной на востоке КирАЭ и на юго-западе КарАЭ, было выполнено 2D моделирование вдоль 12 меридиональных профилей от меридиана 24.7° до 31.6° в.д., отстоящих на 25—40 км друг от друга [Гордиенко и др., 2012]. В основном использовались переходные функции электрических и магнитных компонент, определенных при магнитотеллурическом зондировании.

На исследованной территории выделяется много объектов пониженного сопротивления (ОПС). Под такими объектами мы понимаем участки геоэлектрического разреза недр, в которых удельное электрическое сопротивление (ρ) меньше 100 Ом·м (т. е. резко отличается от ρ вмещающей среды). Для большей части объектов наиболее проводящие части находятся на глубинах больших 20 км (рис. 1.36). Только в северо-западной части ВПП выделяются вытянутые в широтном направлении ОПС, наиболее проводящие части которых расположены в верхней 30 км толще. Эти зоны коррелируют с Ковельско-Сарненской и Воладарск-Волынской разломными зонами.

Другой подход к интерпретации был использован при применении квази-3D инверсии методом тонких пленок [Гордиенко и др., 2012]. Стартовая модель принималась в виде однородного по интегральной проводимости (D) тонкого слоя, располагающегося на глубине 8 км, мощностью слоя 1 км, параметры вмещающей среды те же, что при 2D моделировании.

На рис. 1.37 приведены результаты для 4 периодов, которые демонстрируют меру насыщения индуцирующих токов ОПС. Как следует из результатов 2D инверсии, приведенных выше, действительно можно предположить, что кровля большинства ОПС соответствует глубине 8 км. С другой стороны, величина периода соответствует геоэлектрическим параметрам ОПС (чем больше интегральная проводимость объекта, тем больше период максимума частотной характеристики ВПМФ). Наибольшая плотность пунктов наблюдений с данными ВПМФ приходится на территорию Карпат и прилегающую часть ВПП. Здесь получены наиболее качественные результаты. Наряду с объектом, обуславливающим КарАЭ, четко выделяются ОПС, пространственно связанные с Яворовской и Черновицкой аномалиями ТП.

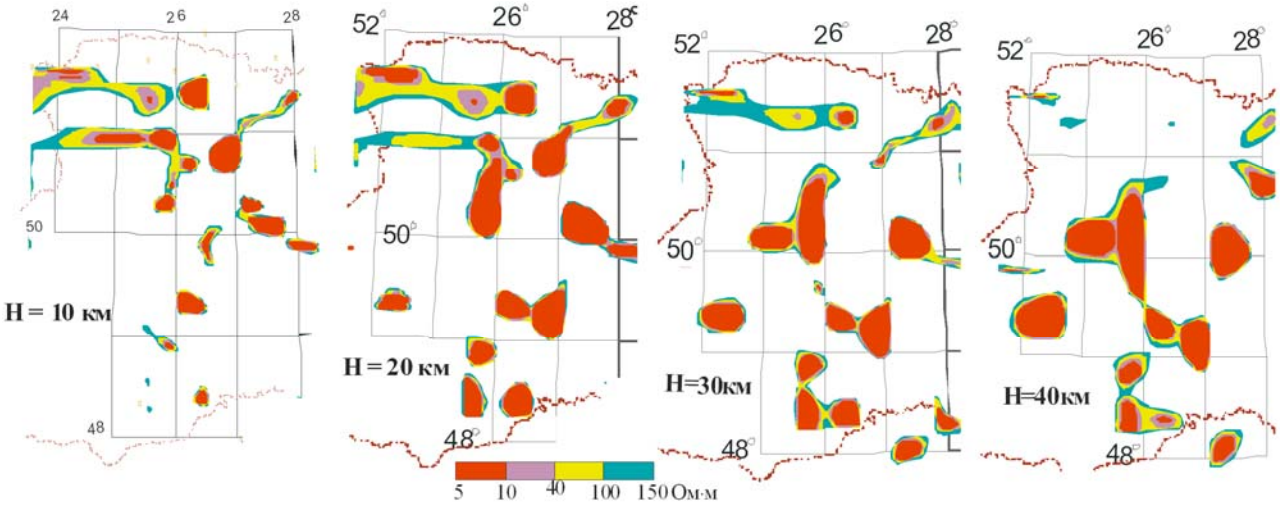


Рис. 1.36. Распределение ОПС в земной коре ВПП и западной части УЩ.

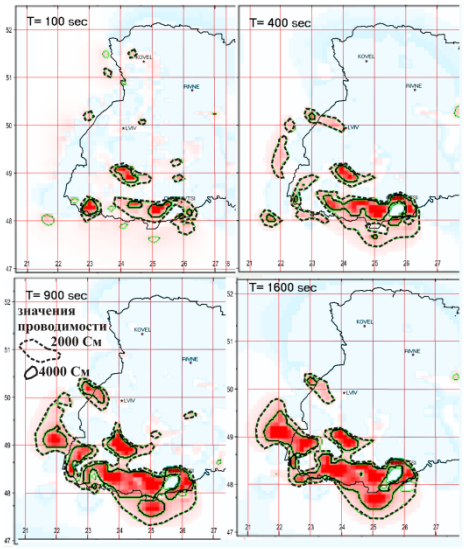


Рис.1.37. Распределение проводимости слоя на глубине 8 км на территории ВПП и сопредельных территорий.

Отметим, что полученные геоэлектрические параметры земной коры ВПП не являются окончательными. Они обязательно будут корректироваться как по мере поступления новых экспериментальных данных, так и с применением новых методик интерпретации.

Проведенные геолого-геофизические исследования тектоносферы ВПП более детально изложены в [Гордиенко и др., 2012]. Эти исследования дали возможность представить новые черты процесса возникновения скоплений полезных ископаемых, в случае углеводородов наметить новые критерии их поисков. Конечно, речь не идет о непосредственном обнаружении месторождений, для этого выполненные исследования недостаточно детальны. Однако, установленные факты и приемы их анализа могут быть применены и при крупномасштабном изучении. Предложенная гипотеза коровой генерации углеводородов (в которой не исключаются и другие пути их образования) заслуживает дальнейшей разработки с использованием материалов по другим регионам в Украине и за ее пределами.

1.5. Скифская эпиорогенная зона (Скифская микроплита)

Скифская плита (эпиорогеннная зона, а в зарубежной литературе Scythian platform) охватывает большую часть северо-западного шельфа Черного моря, Равнинный Крым (Крымский полуостров), часть акватории Азовского моря и Предкавказье вплоть до Каспийского моря на востоке. На юго-западе Скифская плита граничит в Румынии с Добруджей, на юге проходит по украинской части акватории Черного моря до юго-западного Крыма. Название «эпиорогенная зона» присвоено Скифской плите на последней Тектонической карте Украины [Тектонічна…, 2007; Гинтов и др., 2014, 2015] во избежание двоякого понимания слова «плита» специалистами старой тектонической школы и плейттектонистами. Но, с точки зрения палеогеодинамики, Скифская плита является микроплитой или террейном, который неоднократно в течение неогея отделялся и присоединялся к Восточно-Европейской платформе (ВЕП), будучи то его частью, то частью Тетиса [Зонненшайн и др., 1990; Хаин, Сеславинский, 1991; Юдин, 2008]. Поэтому в дальнейшем изложении мы будем придерживаться термина «Скифская микроплита (СМ)»[1].

Скифская микроплита включает в пределах Украины Преддобруджинский прогиб, северо-западный шельф Черного моря, Крымский полуостров (Равнинный Крым) и большую часть Азовского моря (рис. 1.38). Строение Скифской микроплиты было освещено в 70-80-х годах в многочисленных публикациях [Чекунов, 1972; Тектоника и история…, 1981; и др.]; все авторы сходились во мнении, что фундамент Скифской микроплиты представлен дислоцированными породами палеозоя и байкалид, а чехол — триас-юрским комплексом. СМ с гетерогенным байкальско-киммерийским складчатым основанием [Тектоника…, 1988; Хаин, 1977; Nikishin et al., 2011] примыкает с юга к ВЕП. Ее фундамент принято считать деформированным на варисском этапе тектогенеза [Муратов и др., 1968, Геология шельфа… 1987; Милановский и др., 1991; Nikishin et al., 1998, 2001, 2011; Natal`in, Sengör, 2005]. Структурное и геодинамическое развитие региона связано с венд-фанерозойской активностью южной окраины платформы и развитием/эволюцией океанов Палео-, Мезо- и Неотетис [Тектоника…, 1988; Nikishin et al., 1998, 2001, 2011; Okay et al., 1994; Saintot et al., 2006; Seghedi, 2001, 2012; Юдин, 2008]. Возможно, фундамент СМ был полностью объединен в одну большую единицу в конце средней юры [Natal`in, Sengör, 2005]. На румынском шельфе Черного моря основание сложено позне- палеозойскими зелеными сланцами и молодыми осадочными комплексами сланцев, песчаников и известняков с включениями магматических пород [Dinu et al., 2005]. Комплексы этих пород могут также представлять слабодеформированную окраину ВЕП [Хаин, 1977; Тектоника…, 1988; Милановский, 1996; Okay et al., 1996; Robinson et al., 1996], что также согласуется с последними исследованиями [Stephenson et al., 2004; Kostyuchenko et al. 2004; Chalot-Prat et al., 2007; Saintot et al., 2006; Gee, Stephenson, 2006; Шнюков, 1997; Гинтов и др., 2014], из чего можно сделать вывод, что СМ является южным продолжением ВЕП с докембрийским фундаментом, который был переработан на неопротерозойском и раннепалеозойском этапах тектонической активности.

Точное положение, природа северной и южной границ СМ, основные тектонические единицы, а также ее возраст, глубинные структуры до сих пор продолжают обсуждаться. На севере между древней ВЕП и молодой СМ — это сутурная/шовная зона, которая протягивается субширотно через Черное и Азовское моря на уровне Перекопского перешейка и трассируется субширотной системой грабенов и полуграбенов вдоль Голицынской и Азовской зон разломов [Тектоника…, 1988; Khriachtchevskaia et al., 2010; Saintot et al., 2006; Yegorova, Gobarenko, 2010; Старостенко и др., 2005; Фарфуляк, 2015] (рис. 1.38). На юго-западе района исследований, СМ ограничена с юга Сфанту-Георгиевским разломом, который отделяет Преддобруджинский прогиб от Северной Добруджи

[1] *Примечание редакторов*: в геологической литературе Скифская микроплита (СМ) именуется и как Скифская плита или Скифская платформа, или Скифская эпиорогенная зона (СЭОЗ). Авторы различных глав монографии используют одно из этих названий, хотя нужно иметь в виду, что это одна и та же тектоническая структура.

[Seghedi, 2012], и его восточное продолжение уходит в море. Далее на восток южная граница СМ простирается вдоль континентального склона глубоководного бассейна Черного моря, хотя по другим представлениям [Гинтов и др., 2014], южная граница СМ совпадает в акватории с границей толстой и тонкой коры — линеаментом А, по [Структура…, 1978; Соллогуб, 1986] (см. вставку на рис. 1.38), поскольку, по данным ГСЗ, по толщине коры СМ не отличается от ВЕП. Эта граница проходит несколько южнее показанной на основном рисунке и совпадет с Крымско-Кавказской полосой сейсмогенных зон. Восточнее Скифская микроплита уходит на территорию России в Предкавказье вплоть до Каспийского моря. К югу от СМ расположена глубоководная часть Черного моря, которая состоит из двух суббассейнов с тонкой высокоскоростной субокеанической корой и глубиной до Мохо 20—30 км [Starostenko et al., 2004; Yegorova et al., 2010, 2013].

Тектонические единицы украинской части Скифской микроплиты. В составе украинской части Скифской микроплиты будем выделять Преддобруджский (1), Западно-Черноморский (2) и Крымско-Азовский (3) сегменты (рис. 1.38).

Преддобруджинский сегмент СМ (1) включает Нижнепрутский выступ Северной Добруджи и Преддобруджинский прогиб, разделенные Кагул-Измаильским разломом [Слюсарь, 1984], а также Сарата-Тузлинский прогиб, который отделен на юге от Преддобруджинского прогиба разломом Тротус.

Нижнепрутский выступ сложен в основном интенсивно метаморфизованными сланцами с редкими фрагментами альпийско/варисского орогенного пояса Северной Добруджи, перекрытыми маломощным чехлом неоген-четвертичных отложений. Выступ представляет собой систему линейных складок северо-западного простирания, осложненных взбросо-надвиговыми нарушениями [Тектоника…, 1988; Seghedi, 2001, 2012] (см. глава 1.7). Комплексы Северной Добруджи и нижнеепрутского выступа надвинуты на краевую часть Преддобруджинского прогиба по зоне Сфанту-Георгиевского и Кагул-Измаильского разломов. Северо-восточной границей выступа является Кагул-Измаильский разлом. Древними образованиями в пределах выступа являются породы комплекса "зеленых сланцев", раскрыты рядом скважин, а также отложений в окрестностях с. Орловка. В северной части выступа разрез зеленых сланцев наращивается стратиграфически вверх алевролит — аргиллит — известняковой толщей силура — нижнего девона и карбонатными образованиями средне-верхнего девона. На этих отложениях несогласованно залегают пермо-триасовые красноцветные терригенные отложения.

Преддобруджский прогиб имеет асимметричное многоярусное строение, отражающее особенности платформенной активизации этого сегмента на протяжении венда-мезозоя [Ермаков, Вольфман, 1986]. Его северная часть залегает на древнем фундаменте ВЕП, а южная — на фундаменте орогена Северной Добруджи. Инвертированный мезозойский бассейн до 10 км глубиной наложен на складчатые неопротерозойские — девонские отложения [Seghedi, 2001, 2012] и располагается на неопротерозойском или более древнем кристаллическом основании. По данным бурения прогиб заполнен поздне-неопротерозойскими-палеозойскими (до пермских) и мезозойскими отложениями, в том числе триасовыми обломочными, юрскими черными сланцами и карбонатами [Seghedi, 2001, 2012; Газизова, 2009; Иванова, 2011].

Последнее складкообразование было в поздней юре – раннем мелу [Hippolite, 2002; Газизова, 2009]. Выше располагается субгоризонтальный позднемеловой — палеогеновый чехол [Galetsky, 2007; Seghedi, 2012].

Основание прогиба в его центральной части образует Ореховско-Суворовское поднятие, которое вскрыто скважинами на глубине около 3 км [Тектоника…, 1988; Козлова и др., 1973]. Северо-восточным ограничением прогиба является зона резкого погружения основания на глубину до 5-6 и более км [Газизова, 2009, рис. 1.39].

Тектоническая природа прогиба точно не определена: возможно, он является передовым прогибом Северной Добруджи [Хаин, 1977; Чекунов, 1994], хотя, с геодиамической точки зрения, это может быть аккреционная призма, сформированная в палеозое и мезозое в результате южной субдукции при закрытии Палео- и Мезотетиса [Гинтов и др. 2014].

Преддобруджинский сегмент СМ разными авторами оконтуриваются по-разному. По Morosanu (2007), его восточная граница проходит в Черном море по субмеридиональному Истринскому разлому. На севере его ограничивает разломом Вислу [Dinu, 2005] (Baimaklia-Artiz [Seghedi, 2012]) или Быстрийским [Munteanu, 2011, Hauser, 2001]. На западе СМ погружается под Предкарпатский прогиб [Nikishin et al., 2003; Seghedi, 2001, 2012; Гинтов и др., 2014]. Спорным является положение зоны разломов Тротус, которая, по [Dinu et.al., 2005], проходит в средней части сегмента, разграничивая Преддобруджинский и Сарата-Тузлинский прогибы (рис. 1.38). В то же время геологи, изучающие Румынские Карпаты и Добруджу [Linzer, 1996; Knapp et al., 2005; Bocin et al., 2005], прослеживают эту зону в юго-восточном направлении, объединяя ее, по сути, с Кагул-Измаильским и Сфанту-Георгиевским разломами, и, таким образом, рассматривая как южное ограничение СМ [Гинтов и др., 2015].

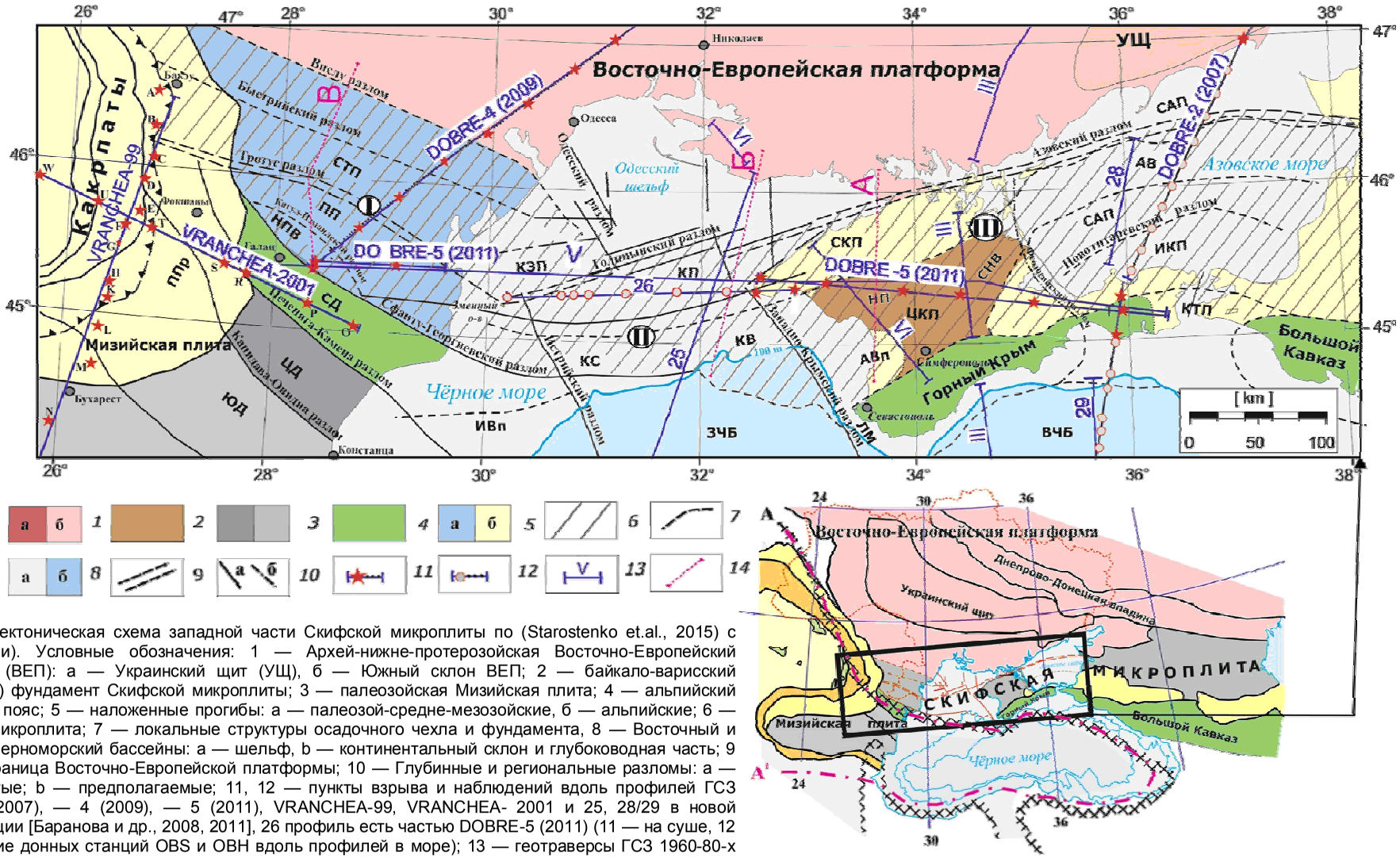


Рис. 1.38. Тектоническая схема западной части Скифской микроплиты по (Starostenko et.al., 2015) с изменениями). Условные обозначения: 1 — Архей-нижне-протерозойская Восточно-Европейский платформа (ВЕП): а — Украинский щит (УЩ), б — Южный склон ВЕП; 2 — байкало-варисский (герцинский) фундамент Скифской микроплиты; 3 — палеозойская Мизийская плита; 4 — альпийский складчатый пояс; 5 — наложенные прогибы: а — палеозой-средне-мезозойские, б — альпийские; 6 — Скифская микроплита; 7 — локальные структуры осадочного чехла и фундамента, 8 — Восточный и Западный Черноморский бассейны: а — шельф, b — континентальный склон и глубоководная часть; 9 — южная граница Восточно-Европейской платформы; 10 — Глубинные и региональные разломы: а — общепринятые; b — предполагаемые; 11, 12 — пункты взрыва и наблюдений вдоль профилей ГСЗ DOBRE-2 (2007), — 4 (2009), — 5 (2011), VRANCHEA-99, VRANCHEA- 2001 и 25, 28/29 в новой интерпретации [Баранова и др., 2008, 2011], 26 профиль есть частью DOBRE-5 (2011) (11 — на суше, 12 — положение донных станций OBS и OBH вдоль профилей в море); 13 — геотраверсы ГСЗ 1960-80-х годов; 14 — геологические профили: А, Б по [Атлас…, 1998] и В по [Газизова, 2009]. Цифры в кружках: 1 — Преддобруджинский сегмент, 2 — Западно-Черноморский сегмент, 3 — Крымско-Азовский сегмент. Аббревиатуры: АВ — Азовский вал, АВп — Альминская впадина, ВЧБ — Восточно-Черноморский бассейн, ЗЧБ — Западно-Черноморский бассейн, ИВп — Истрийская впадина, ИКП — Индоло-Кубанский прогиб, КВ — Каламитский вал, КЗП — Килийско-Змеиное поднятие, КП — Каркинитский прогиб, КС — Краевая ступень, КТП — Керченско-Таманский прогиб, НВП — Нижнепрутский выступ, НП — Новоселовское поднятие, ПП — Преддобруджинский прогиб, ППр — Предкарпатский прогиб, САП — Северо-Азовский прогиб, СВ — Сулинская впадина, СД — Северная Добруджа, СКП — Северо-Крымский прогиб, СНВ — Симферопольско-Новоцарицынский выступ, СТП — Сарата-Тузлинский прогиб, ЦД — Центральная Добруджа, ЦКП — Центрально-Крымское поднятие, ЮД — Южная Добруджа. Вставка в правом нижнем углу — общее тектоническое положение Скифской микроплиты, где А — зона раздела толстой (> 40 км, белое) и тонкой (< 40 км, серое) коры, по [Grad et. al., 2008]; A^1 — линиамент А, по [Структура…, 1978; Соллогуб, 1986].

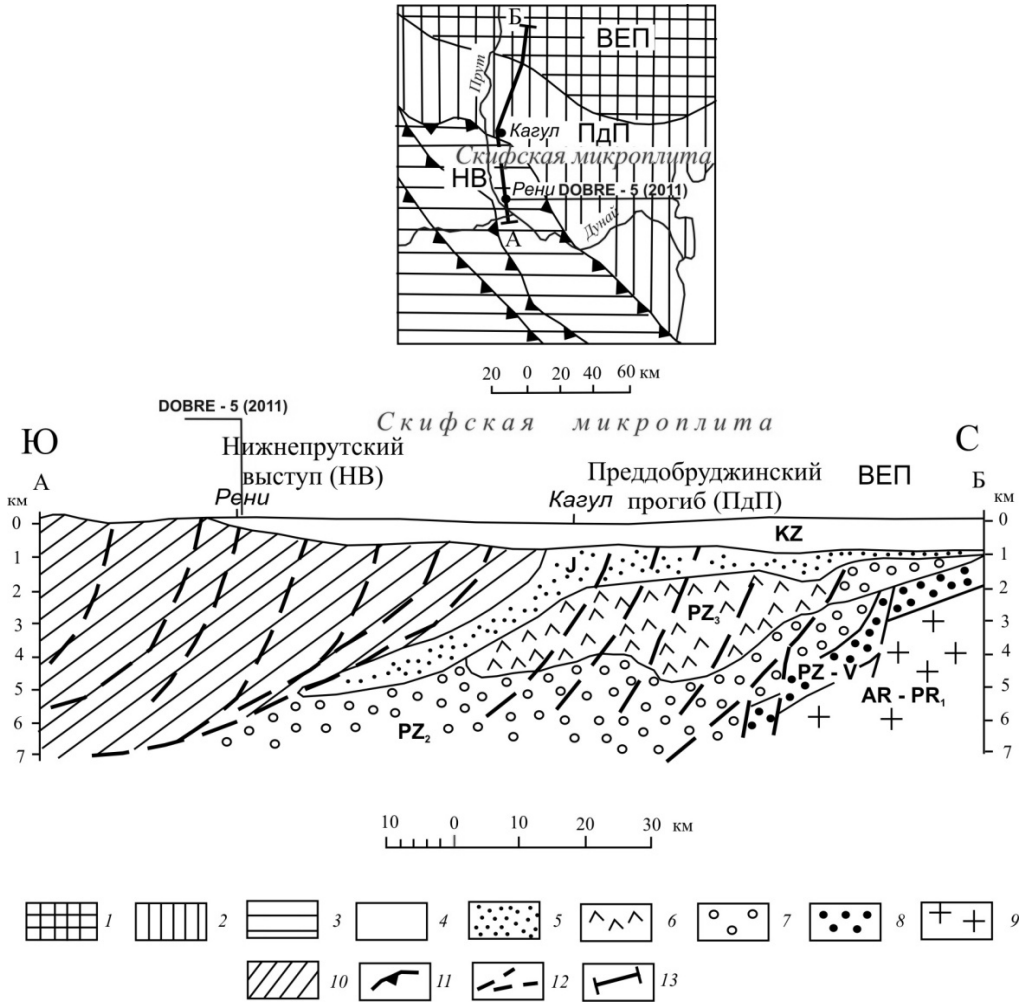


Рис. 1.39. Схематический геологический профиль зоны сочленения Добруджи, СМ и ВЕП по [Газизова, 2009] по линии В на рис. 1.38. 1 – Восточно-Европейская платформа (ВЕП), 2 — Преддобруджинский прогиб (ПдП), 3 Добруджа, 4 — 8 — отложения: 4 — кайнозойские, 5 — юрские, 6 — верхнепалеозойские, 7 — среднепалеозойские, 8 — нижнепалеозойские и вендские; 9 — архей-нижнепротерозойский фундамент; 10 — палеозойско-триасовый аллохтон, 11 — крупные надвиги; 12 — крупные разрывы и надвиги; 13 — линия разреза.

Западно-Черноморский сегмент СМ (2) между Преддобруджинским и Крымско-Азовским сегментами занимает южную часть Одесского шельфа (самый южный край ВЕП — это Южноукраинская моноклиналь и Каркинитский прогиб) и Краевую ступень (рис. 1.38). Здесь прослеживаются структурные элементы обоих сегментов, а также самостоятельные структуры, такие как вал Губкина, зона Килийско-Змеиных поднятий, Сулинская впадина и др.

Крыловская впадина — это восточное центриклинальное замыкание Переддобруджинского прогиба, акваториальное продолжение так называемого Сарата-Тузловского прогиба. Основной этап развития впадины приходится на палеозой-мезозойское время [Хрящевская и др., 2007]. Мощность палеозой-мезозойских отложений впадины в восточном направлении уменьшается за счет палеозойской толщи, скорее всего, до полного ее выклинивания. По этому постепенному переходу проводится граница впадины с Южноукраинской моноклиналью. С юга впадина граничит с зоной Килийско-Змеиных поднятий. Отложения мезо-кайнозоя, толщиной более 1.5 км, имеют простой структурный план с падением слоев в южном направлении. В раннем мелу впадина была северным бортом Каркинитского прогиба (рифта).

Зона Килийско-Змеиных поднятий имеет палеозойский фундамент. Сам о. Змеиный имеет неметаморфизованный палеозойский фундамент, хотя севернее острова были вскрыты риолиты [Находка..., 2011] и, возможно, пермо-триасовые кератофиры татарбунарского комплекса Преддобруджинского прогиба [Шнюкова, 2013], что свидетельствует о метаморфизованном палеозойском фундаменте СМ. Сулинская впадина сложена триас-юрскими — нижнемиоценовыми отложениями. Вал Губкина – поднятие, возможно, с палеозойско-юрским основанием и маломощным (до 700м) осадочным чехлом меловых и неоген-четвертичных отложений [Хрящевская и др., 2007], ограничивает с юга Преддобруджиский прогиб. На юго-западе он по Сфанту-Георгиевскому глубинному разлому присоединяется к Юж-

ной Добрудже. Краевая ступень также имеет складчатое палеозой-юрское основание, погружающееся в южном направлении на глубинах от 2,5км до 5,8км и перекрываемое маломощным чехлом мел-палеоценовых отложений и мощным (от 1,4км до 2,0км) неогеновым покровом. На юге Краевая ступень граничит с Истрийской впадиной, территориально расположенной на румынском шельфе [Атлас…, 1998]. На востоке переходит в Каламитский вал.

Каркинитский прогиб (КП) примыкает с юга к зоне сочленения СМ и ВЕП и отделен от последнего Голицынским разломом. На рис. 1.40 показано геологический профиль в крест простирания прогиба. КП является частью системы рифтовых бассейнов СМ, с восточным продолжением в Северо-Крымский и Северо-Азовский прогибы [Атлас…, 1998].

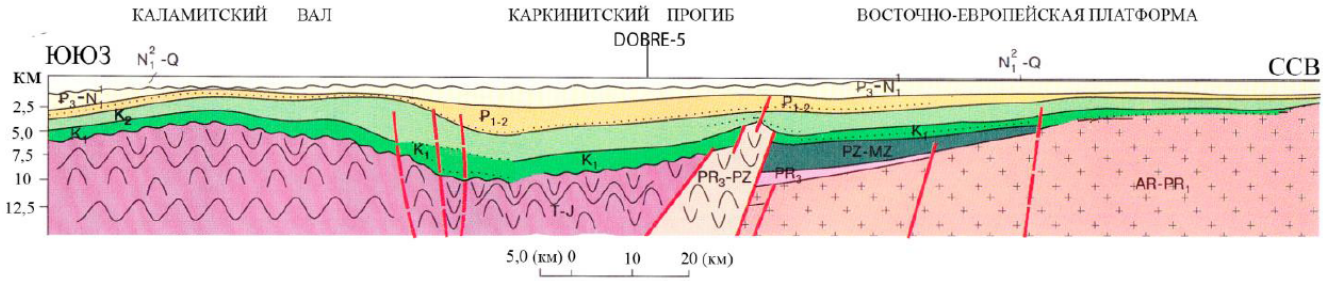


Рис. 1.40. Геологический разрез через северо-западный шельф Черного моря [Атлас…, 1998] вдоль линии Б на рис. 1.38.

На юге КП ограничен Каламитским валом – поднятием, вероятно, с палеозой-юрским основанием и маломощным чехлом меловых и олигоценовых отложений. Это асимметричная депрессия субширотного простирания с пологим северным и крутым южным бортами, выполненная нижнемеловыми-плиоценовыми образованиями мощностью до 10-11 км. В отложениях апта-альба прогиб имеет вид грабена, наследующего структуру киммерийского яруса основания Скифской микроплиты. Распространенные в его осевой части субщелочные вулканические образования андезитового состава отражают время заложения новой рифтогенной структуры (конец альба-сеноман) [Плахотный и др., 1971; Соллогуб и др., 1983, Nikishin et al., 2011]. Пересекающий КП Западно-Крымский разлом, который продолжается на север как Николаевский и Херсонский разломы, вместе с Одесским разломом (рис. 1.38) являются главной системой субмеридиональных разломов Одесского шельфа [Starostenko et al 2015; Фарфуляк, 2015].

Крымско-Азовский сегмент СМ (3) имеет варисско-киммерийское складчатое основание с фрагментами переработанных байкалид [Муратов и др., 1968; Геология шельфа…, 1987; Плахотный 1969, 1988]. Здесь выделяются как положительные структуры — Центрально-Крымское поднятие (Новоселовское и Симферопольское поднятия с Каламитским и Новоцарицынским выступами и др.), Азовский вал, так и погруженные зоны, в пределах которых формировались Каркинитский, Северо-Крымский, Северо-Азовский, Индоло-Кубанский, Керченско-Таманский прогибы и Альминская впадина (рис. 1.38). Соответственно, мощность платформенных мел-антропогеновых отложений варьирует от сотен метров (на сводах поднятий) до 5-11 км (в основании прогибов).

Центрально-Крымское поднятие состоит из цепочки локальных поднятий, разделенных небольшими депрессиями. Симферопольское поднятие, Новоцарицынский выступ и древнее ядро Азовского вала сложены позднебайкальскими зеленосланцевыми образованиями рифея-кембрия. Азовский вал — приподнятое, возможно, палеозой-триас-юрское основание с маломощным (до 1000 м) осадочным чехлом олигоцен-плиоценовых отложений [Муратов и др., 1968; Тектоника…, 1988; Атлас…, 1998; Nikishin et al., 2001]. В основании Новоселовского и Симферопольского поднятий (геологический разрез по линии А проходитмежду этими поднятиями — рис. 1.41) залегают породы варисского комплекса (метаморфические сланцы девона-нижнего карбона), которые характеризуются более низкой степенью метаморфизма и сопоставимы с формацией Карапелит Северной Добруджи [Геология шельфа…, 1987; Муратов и др., 1968], а верхнепалеозойские-триас-юрские магматические породы окаймляют эти выступы.

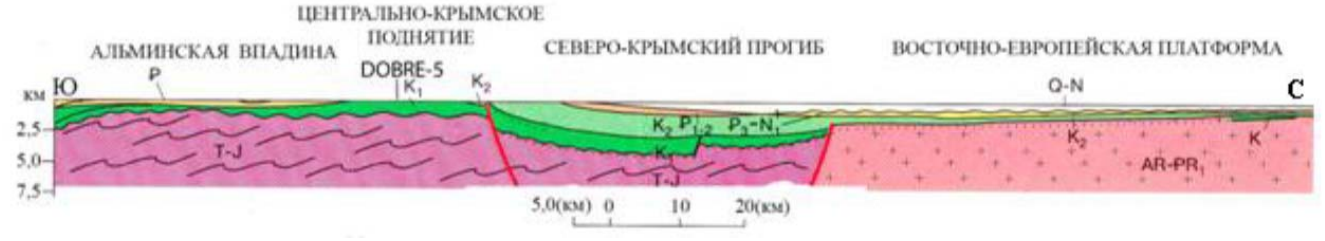


Рис. 1.41. Геологический разрез через Крымский полуостров по [Атлас…, 1998] вдоль линии А на рис.1.38.

Верхнюю часть варисского комплекса составляют образования карбон-нижнетриасового возраста, которые классифицируют как верхнюю молассу [Тектоника…, 1988]. Позднепалеозойские проявления магматизма локальных поднятий соответствуют верхнепалеозойским магматическим комплексам орогенного этапа Предкавказья и Добруджи [Белов, 1981]. Киммерийский (средний триас — средняя юра) комплекс сложен теригенно-глинистыми флишоидными отложениями и вулканическими образованиями, которые лежат на фундаменте Каркинитского и Северо-Крымского прогибов. Центрально-Крымское поднятие далее на восток отделено Феодосийским разломом от Индоло-Кубанского прогиба.

Каркинитский, Северо-Крымский и, возможно, Северо-Азовский прогибы продолжают систему впадин, которые могут определять контактную зону между ВЕП и СМ (рис.1.38). Они выполнены олигоцен-четвертичными осадками мощностью около 6 км [Туголесов и др., 1985]. В расположенных южнее Индоло-Кубанском и Керченско-Таманском прогибах доминирует олигоцен-ранне-миоценовая (майкопская серия) моласса. Она была аккумулирована в передовые прогибы Крымских гор и Северо-Западного Большого Кавказа в результате эрозии и сноса материала со склонов горных хребтов на юге и Украинского щита на севере [Геология шельфа…, 1987; Атлас родовищ…, 1998, Nikishin et al., 2011]. На западе Центрально-Крымского поднятия, на границе с Горно-Крымским сооружением, цепь южных прогибов продолжает Альминская впадина. Мощность слагающих ее осадочных меловых-плиоценовых отложений достигает 1—1,5 км.

Комплексы основания Крымско-Азовского сегмента СМ характеризуются разными структурными планами: зона развития байкалид имеет северо-западное простирание, вариссцид — северо-восточное, киммерид — субширотное [Плахотный, 1969, 1988; Муратов и др., 1968].

Глубинное строение Скифской микроплиты по сейсмическим данным. Наиболее важная и современная информация о глубинном строении СМ получена посредством полевых работ, выполненных в 2011 году методом глубинного сейсмичекого зондирования (ГСЗ) по профилю DOBRE-5 [Starostenko et al., 2015; Фарфуляк, 2015]. Этот профиль пересекает в широтном направлении описанные выше сегменты украинской части СМ и все основные геотраверсы и профили ГСЗ. Современные профили ГСЗ — это ГСЗ/WARR DOBRE-2(2007), DOBRE-4(2009), «VRANCHEA-99», «VRANCHEA-2001» [Hauseret et al., 2001, 2007], так и геотраверсы отработанные здесь в 1970 — 1980 гг. (рис. 1.38). Так, геотраверс V проходит в субширотном направлении и пересекает с востока на запад СМ, северный склон складчатого сооружения Добруджи, Предкарпатский передовой прогиб, зону сочленения Восточных и Южных Карпат, Трансильванскую впадину [Геология шельфа…, 1987; Соллогуб и др., 1985]. Геотраверс III, отработанный Институтом геофизики в 1962 г., состоит из наземного (в Крыму это профиль Белогорск-Новоалексеевка) и морского профиля 17 [Чекунов, 1994]. Геотраверс VI (участок г. Николаев – Черноморская впадина) [Соллогуб, 1986] и профиль ГСЗ 25 с новой интерпретацией [Баранова и др., 2008, 2011] пересекают Каркинитский прогиб, СМ, Горный Крым (геотраверс VI) и Западно-Черноморскую впадину. Переинтерпретированные профили ГСЗ 28/29 [Баранова и др., 2008] пересекают южную часть Приазовского мегаблока УЩ, Азовское море, Керченский полуостров (также как и профиль DOBRE — 2) и восточную часть Черноморской впадины (профиль 28/29).

Не останавливаясь на характеристике осадочного слоя, описанного выше достаточно детально (в том числе и с использованием данных по профилю DOBRE-5), отметим, что на профиле DOBRE-5 кровля кристаллического фундамента маркируется сейсмической поверхностью со скоростью V_p=6,2—6,4 км/с, которая ассоциируется с кровлей рифейских комплексов. В районе профиля кровля залегает на разных глубинах: под Килийско-Змеиным поднятием — от 3 до 5 км, под Индоло-Кубанским прогибом — 20—22 км, под Центрально-Крымским поднятием становится приповерхностным слоем. Неоднородность скоростей Р-волн говорит о сложной внутренней структуре фундамента СМ, который может быть представлен как байкальскими, так варисскими и киммерийскими комплексами разной степени метаморфизма.

Полученная скоростная модель по профилю DOBRE-5 (рис. 1.42, 1.43) содержит три слоя кристаллической коры: верхняя (V_p=6,20—6,40 км/с), средняя (V_p=6,50—6,70 км/с) и нижняя кора (V_p=6,8—7,2 км/с). Верхняя кора состоит из двух слоев со скоростями 5,55—5,9 км/с и 6,2—6,38 км/с и сильно волнистыми поверхностями. Поднятия этих слоев на глубинах от 1 до 4 км образуют фундамент Килийско-Змеиного поднятия на Одесском шельфе и Центрально-Крымское поднятие в пределах Равнинного Крыма. Средне-нижняя кора толщиной 10-20км включает высокоскоростное тело (V_p~7,15 км/с) максимальной толщиной 15 км на расстояниях от 160 до 440 км длины профиля (под Каркинитским прогибом).

Были обнаружены вариации во внутренней структуре коры и топографии Мохо. В западной части модели глубина до Мохо достаточно постоянна — около 38 км. На расстоянии 160—340 км Мохо подымается до глубин 33 км. В восточной части профиля граница Мохо погружается до глубины 47 км (на дистанции 520 км). Скорости под-Мохо около 8,15 км/с. Была также определена субгоризонтальная отражающая граница верхней мантии на глубине около 60 км.

Мощность неоднородного основания Центрально-Крымского поднятия увеличивается от 10 до 20 км с запада на восток. Структура коры Центрально-Крымского поднятия очень похожа на земную кору ВЕП, которая состоит из трех слоев со скоростями V_p=5,8—6,4 км/с (верхняя кора), 6,5—6,6 км/с

(средняя кора) и 6,7—7,0 км/с (нижняя кора), определенные для ВЕП [Соллогуб, 1986; Чекунов, 1972; Белоусов, Павленкова, 1985; Pavlenkova, 1996; Grad et al., 2006; Janik et al., 2009a,b, 2011; Artemieva, Thybo, 2013] и на Балтийском и Украинском щитах [BABEL Working Group 1993; Thybo 2000; Janik *et al.* 2007, 2009b; EUROBRIDGE'95 Seismic Working Group 2001].

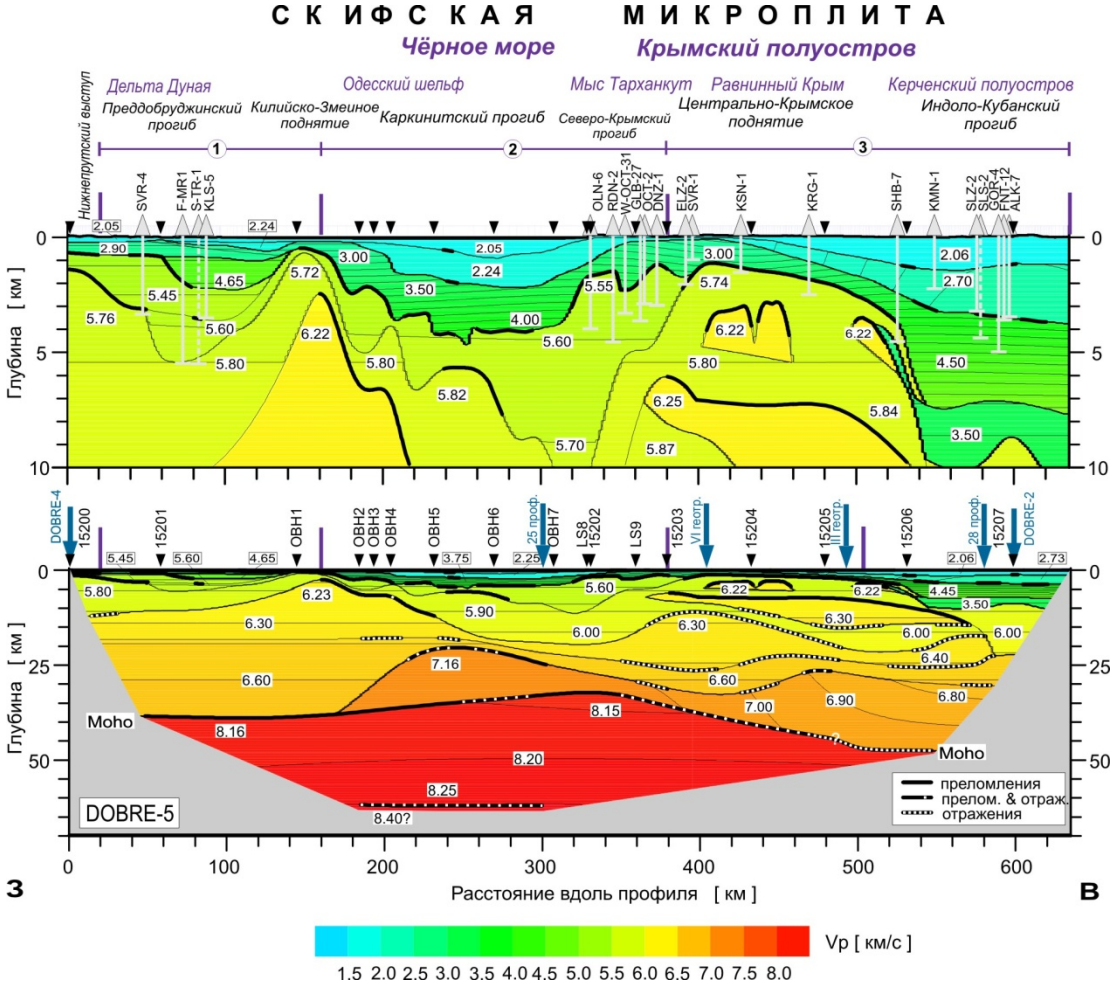


Рис. 1.42. Двумерная сейсмическая модель по скоростям продольных волн вдоль профиля DOBRE-5 в осадочном чехле (верхняя диаграмма, на которой цифры в кружках: (1) — Преддобруджинский сегмент, (2) и (3) — Крымско-Азовский сегмент Скифской микроплиты), а также в коре и верхней мантии, полученная по методу лучевого (ray-tracing) моделирования (нижняя диаграмма) с использованием программного пакета SEIS83 [Červený, Pšenčík 1983; условные обозначения в работе Starostenko et al., 2015]. Черными линиями обозначены скоростные границы, толстыми черными линиями обозначены преломленные или/и отражённые границы. Тонкими линиями показаны изолинии скоростей и их значения в км/с в белых прямоугольниках. Черными стрелками покА-зано положение пунктов взрывов. Голубыми стрелками — пересечения с другими профилями. Вертикальный масштаб ~14.5:1 для осадочного чехла модели и ~2.4:1 для полной модели. Скважины (данные производственных организаций) SVR-4 — Суворовская (13.2 км на север от профиля); FMR1 — Фурмановская (5.7 км на север); S-TR-1 — Старо-Трояновская (28.5км на север); KLS-5 — Килийская (16,0 км на север); OLN-6 — Оленевская (2,8 км на юг); RDN-2 Родниковская (0,8 км на юг); W-OCT-31 — Западно-Октябрьская (1,6 км на юг); GLB-27 — Глебовская (9,6 км на север); OCT-2 — Октябрьская (2,8 км на юг); (DNZ-1 — Донузлавская (5,0 км на север); ELZ-2 — Елизаветинская (0,6 км на юг); SVR-1 — Северская (7,2 км на север); KSN-3- Красновская (5,8 км на север); KRG-1 — Красногвардейская (12,6 км на север); SHB-7 — Шубинская (1,6 км на север); KMN-1 — Каменская (1,4 км на север); SLZ-2 — Селезневская (2,0 км на север); SLS-2 — Слюсаревская (1,6 км на юг); GOR-4 Горностаевская (3,1 км на север); FNT-12 Фонтановская (0,4 км на север); ALK-7 — Алексеевская (0,4 км на север).

В целом необходимо отметить, что по данным профиля DOBRE-5 не наблюдается никакой разницы между структурой земной коры СМ и южной части ВЕП, что согласуется с моделями, которые объясняют СМ в качестве переработанной коры ВЕП в течении позднего протерозоя и фанерозоя [Saintot et al., 2006; Гинтов и др., 2014].

Высокоскоростная нижняя кора (HVLC) отражена на сейсмическом профиле как асимметричное тело с максимальной толщиной ~10—15 км в западной части Каркинитского прогиба (240 км), где глубина до верхней границы HVLC уменьшается до ~21 км. Это подтверждается надежными преломлениями и отражениями от ее кровли и подошвы (Moho). HVLC может быть частью нижней коры, которая изменена путем магматического или структурного андерплейтинга или мафической интрузии [Lyngsie et al., 2007; Thybo, Artemieva, 2013].

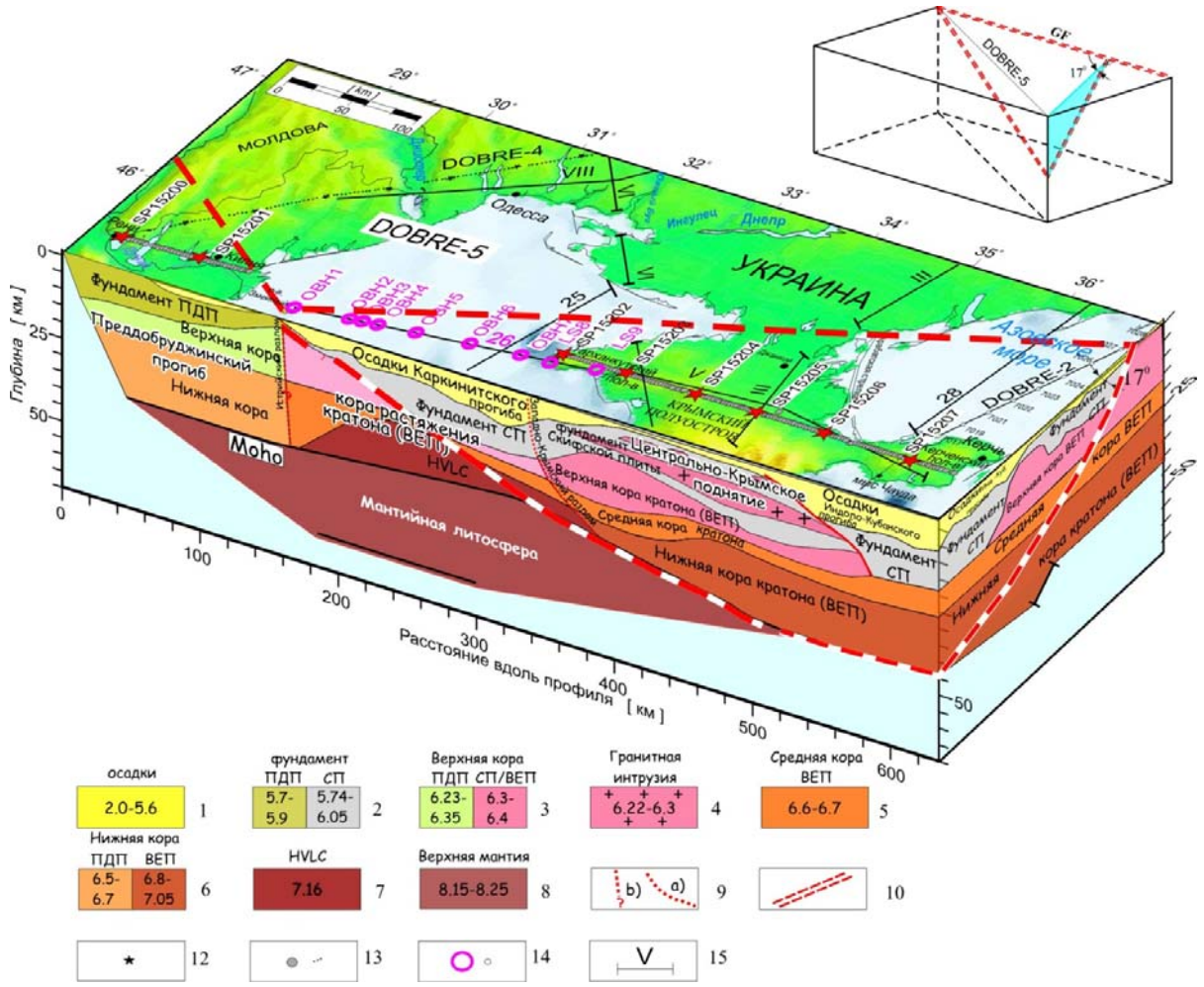


Рис. 1.43. Объемная схема геолого-тектонической интерпретации сейсмической модели по профилю DOBRE-5 и части сейсмической модели профиля DOBRE-2 (от точки пересечения с DOBRE-5 (2011) и до ОВН 7028 [Starostenko et al. 2006, 2007, 2012, 2015]). Земная кора: 1 — осадочные толщи с V_p=2,0—5,6 км/с; 2 — фундамент Скифской микроплиты (СМ) под Преддобруджинским прогибом (ПДП) с V_p=5,7—5,9 км/с и под Черным морем и Крымом с V_p=5,74—6,05 км/с; 3 — верхняя кора СМ под ПДП с V_p=6,23—6,35 км / с и под Черным морем и Крымом с V_p=6,3—6,4 км/с; 4 — гранитные интрузии в фундаменте СМ (V_p=6,22—6,3 км/с); середняя кора кратона с V_p=6,6—6,7 км/с; 5 — нижняя кора СМ под ПДП (V_p=6,5—6,7 км/с) и для ВЕП/СМ (6,8—7,1 км/с); высокоскоростной слой нижней коры (HVLC) — тело ниже Каркинитского прогиба (V_p=7,16 км/с); 8 — верхняя мантия со скоростями 8,15—8,25 км/с; 9 — глубинные разломы: (а) подтвержденные данными изменений сейсмического волнового поля и связанные с поверхностным разломом (Западно-Крымский разлом), (б) не подтвержденный в сейсмическом разрезе, но обозначен на поверхности (работа Morosanu 2007) (Истрийский разлом); 10 — красный жирный штрих указывает зону разломов земной коры между СМ и ВЕП, образованную Голицынским (ГР) и Азовским разломами на поверхности. Диаграмма на вставке показывает угол 17° погружения между ВЕП и СМ на перпендикулярном срезе к ГР.

Структурно-скоростной элемент двумерной модели по профилю DOBRE-5 (2011) — наклонная сейсмическая граница (НСГ). Выделенная на профиле DOBRE-5 наклонная сейсмическая граница является важным структурно-скоростным элементом полученной модели [Starostenko et al., 2015]. Она прослеживается от ПВ ОВН1+20 км на глубине 2 км до ПВ 15205+30 км на глубине 47 км (рис. 1.42, 1.43), представляя собой достаточно гладкую поверхность протяженностью не менее 400 км. НСГ пересекает скоростные слои с V_p=5,6, 5,9—6,0, 6,3, 6,6, 7,0 км/с, то есть верхнюю и нижнюю кору, и далее около 200 км прослеживается вдоль наклонной (~6° на восток) поверхности Мохо. Визуализации этой границы способствует то, что, во-первых, в ее пределах коровые изолинии V_p изменяют свой наклон от субгоризонтального к субпараллельному к границе и, во-вторых, почти везде в коре в районе границы уверенно прослеживаемые изолинии отраженных и преломленных волн прерываются (проведены условно). Это свидетельствует о том, что НСГ представляет собой достаточно мощную зону дезинтеграции, то есть имеет явную тектоническую природу. На рис. 1.43 она показана как элемент объемной структурно-тектонической модели региона.

Тектоническая и геодинамическая природа обсуждаемой наклонной границы подробно рассматривается в нескольких аспектах (пункт 2.2.6). Здесь же отметим два важных момента: а) западная верхняя точка НСГ на профиле DOBRE-5 находится у о. Змеиный в пункте пересечения профиля с южной границей ВЕП, трассируемой Голицынской и Азовской зонами разломов (рис. 1.38, 1.43);

б) большинство профилей ГСЗ, пересекающих СМ субмеридионально, — профили 25 и 28—29 в интерпретации [Ермаков, Пийп, 2005] (рис. 1.44), геотраверс VI [Соллогуб, 1986] (пункт 2.2.6), профиль DOBRE-2 [Starostenko et. al., 2006, 2007, 2012] (рис. 1.45) — показывают наклон скоростных границ в коре СМ, ее подошвы и поверхности Мохо в южном направлении.

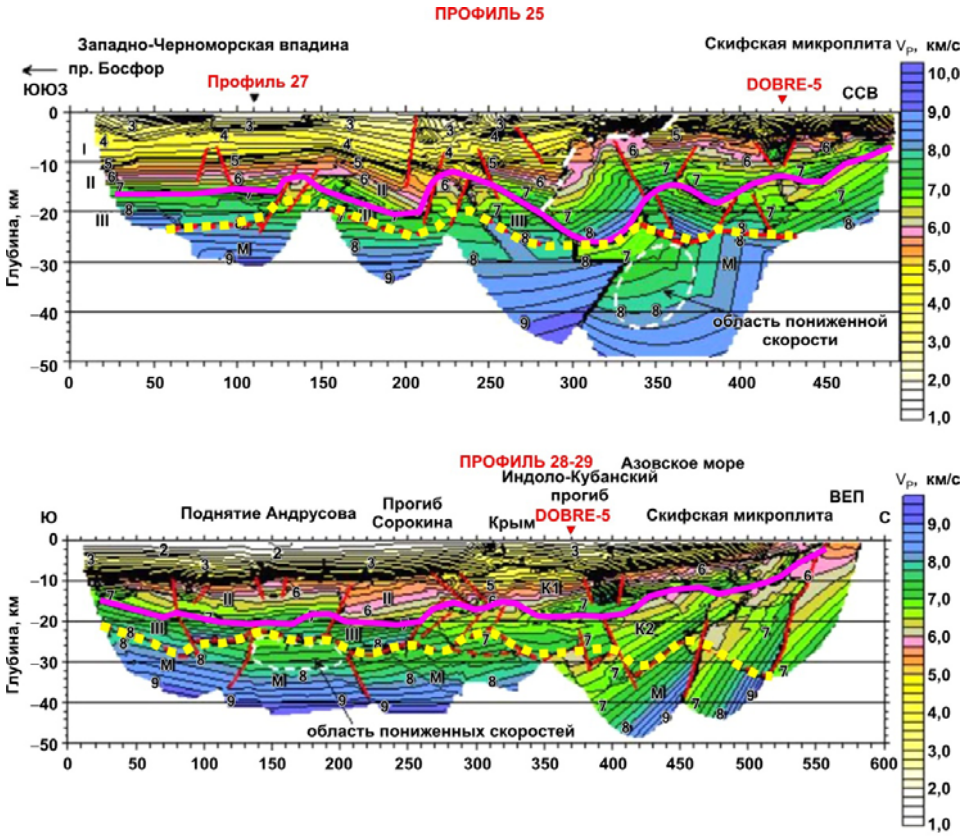


Рис. 1.44. Сейсмогеологические разрезы по профилям 25 (а) и 28-29 (б), по [Ермаков, Пийп, 2005]. Сечение изолиний скорости (тонкие линии) 0,25 км. Красные сплошные линии — тектонические нарушения, черные толстые линии — границы слоев, красная пунктирная линия — граница Мохо, белая штрих-пунктирная линия — зона сочленения коры Черного моря и Скифской микроплиты.

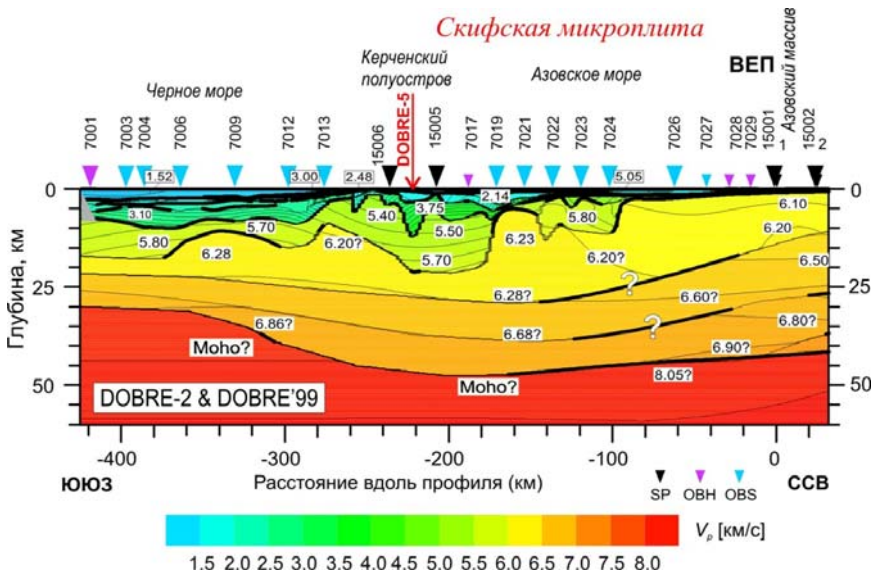


Рис. 1.45. Южная часть двумерной сейсмической модели по скоростям продольных волн вдоль профиля DOBRE-2 до ПВ 15002 на севере вкрест простирания Скифской микроплиты. Условные обозначения см. в работе Starostenko et al., 2006, 2007, 2012. Черными линиями обозначены скоростные границы и толстыми черными линиями обозначены преломленные или/и отражённые границы. Тонкими линиями показаны изолинии скоростей и их значения в км/с в белых прямоугольниках. Черными стрелками показано положение пунктов взрывов на суше, голубыми (OBSs) и розовыми (OBHs) стрелками — в море. Вертикальный масштаб ~6.7:1 для осадочного чехла модели и ~2.4:1 для полной модели.

Это приводит к уверенному выводу, что профиль DOBRE-5 пересекает НСГ под острым углом и ее истинный наклон имеет юг-юго-восточное направление, субперпендикулярное границе ВЕП и СМ. Имея азимуты ориентации профиля DOBRE-5 и границы ВЕП и СМ, а также углы наклона НСГ в сечении профиля, нетрудно рассчитать ее истинные углы наклона α. В меридиональном сечении, показанном на рис. 1.40 (врезка), α=17°, а в сечениях, перпендикулярных границе ВЕП и СМ, α=от 22° до 38°, в зависимости от расстояния между профилем и следом НСГ на поверхности (чем ближе, тем наклон НСГ круче). То есть, НСГ — поверхность листрического типа: более крутая в верхних горизонтах коры и более пологая в нижних.

1.6. Восточные (Украинские) Карпаты

В этом разделе дается в тезисной форме наше видение глубинного строения Карпатского региона в пределах Украины (рис. 1.46) с учетом новых геолого-геофизических данных, полученных как в Украине, так и в соседних государствах (Польше, Словакии, Венгрии), в первую очередь опубликованных результатов исследований вдоль сейсмических профилей, выполненных по проекту CELEBRATION 2000 [Grad et al., 2006; Guterch et al., 2003; Janik et al., 2011; Sroda et al., 2006 и др.].

Обзор глубинного строения Украинских Карпат основывается на результатах бурения глубоких параметрических скважин и интерпретации геофизических данных, в первую очередь сейсмических. Почти во всех тектонических зонах этого региона есть скважины глубиной до 5—7 км и довольно густая сеть сейсмических наблюдений методами отраженных волн (МОВ), общей глубинной точки (МОГТ), корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) [Заяц, 2013]. Карпатский регион на территории Украины пересекают два международных профиля глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). На одном из них (геотраверс II) полевые исследования были выполнены Институтом геофизики НАНУ еще в 1968 [Литосфера..., 1988], а на втором (PANCAKE или Добре 3) — в 2008 г. [Starostenko et al., 2013]. Использование при исследованиях на последнем профиле более совершенных технологий при проведении полевых наблюдений и интерпретации полученных данных позволили существенно повысить количество и качество полученной информации о строения земной коры и верхней мантии до глубины 65 км. Поэтому именно эти данные вместе с новой тектонической картой территории Украины [Тектоническая ..., 2007] и другими опубликованными материалами лежат в основе краткого анализа глубинного строения Карпат.

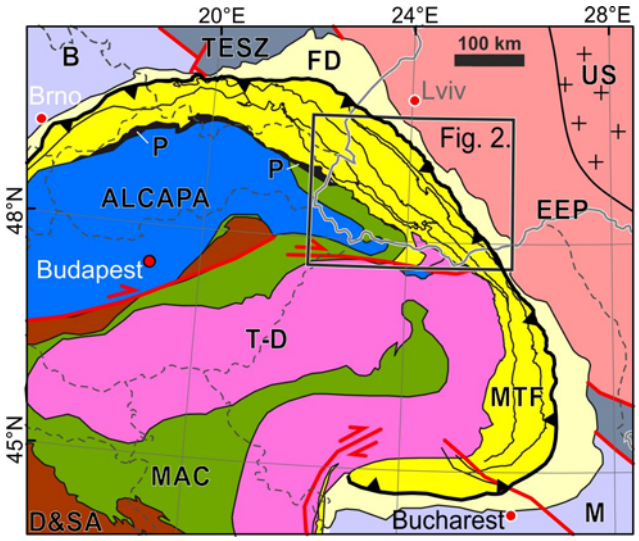


Рис. 1.46. Тектоническая карта Карпато-Паннонского региона, по [Schmid et al., 2008]. T-D — Тиса-Дакия, D&SA — Динариды и Южные Альпы, MAC — Мезозойский аккреционный комплекс и офиолиты, P — Пениский клипповый пояс, MTF — складчато-надвиговый пояс, FD — Передовой прогиб, TESZ — Транс-Европейская сутурная зона, EEP — Восточно-Европейская платформа, US — Украинский щит, M — Мезийская платформа, B — террейн Брновистулиан. Прямоугольником обозначен район Украинских Карпат.

Тектоническое положение и районирование Украинских Карпат. Карпатская дуга, как северная часть Средиземноморского альпийского пояса, простирается вдоль края Евразийской плиты от Альп на северо-западе до Балкан на юго-востоке. По особенностям строения земной коры и геологического развития в ее пределах выделяют Западные, Восточные и Южные Карпаты. Украинские Карпаты являются северо-западной частью Восточных Карпат. На тектонической карте Украины (2007 г.)

(рис. 1.47) в их пределах выделяют Предкарпатский передовой прогиб, Внешние или Флишевые Карпаты, Закарпатский прогиб, зону Пенинских клиппов (утесов), Мармарошский пояс, представленный зоной Мармарошских клиппов и частично Мармарошским кристаллическим массивом, а также ограниченные фрагменты восточной части Паннонского бассейна. Предкарпатский прогиб сформировался на разновозрастных (от позднего протерозоя до эоцена) структурах доальпийской Европы. С учетом различий в возрасте, строении и истории развития донеогенового фундамента, особенностей формирования кайнозойской осадочной толщи в прогибе выделяют три тектонические зоны — Бильче-Волицкую, Самборскую и Бориславско-Покутскую. Бильче-Волицкая зона заложилась на древней платформенной основе (рис. 1.48). Ее осадочная толща сложена слабо деформированным миоценовым молассовым комплексом, толщина которого достигает 5,0—6,5 км. Самборская зона представляет собой сложенный миоценовым комплексом тектонический покров, сформировавшийся в условиях повышенной активности земной коры. Бориславско-Покутская зона также имеет покровное строение. Покров состоит из двух комплексов. Его нижняя часть представлена верхнемеловым и палеогеновым флишем, а верхняя — миоценовыми соленосными молассами. Бориславско-Покутский покров надвинут на Самборскую зону, а Самборский — на Бильче-Волицкую.

Флишевые Карпаты сложены меловыми, палеогеновыми и нижнемиоценовимы флишоиднымы комплексами. Здесь выделяют несколько структурно-фациальных зон и подзон, которые представляют собой тектонические покровы со складчато-чешуйчатой внутренней структурой. Толщина аллохтонных флишевых отложений достигает 8—10 км, а общая толщина осадочного слоя по сейсмическим данным изменяется от 12—15 до 18—24 км [Заяц 2013; Janik et al., 2011; Starostenko et al., 2013 и др.].

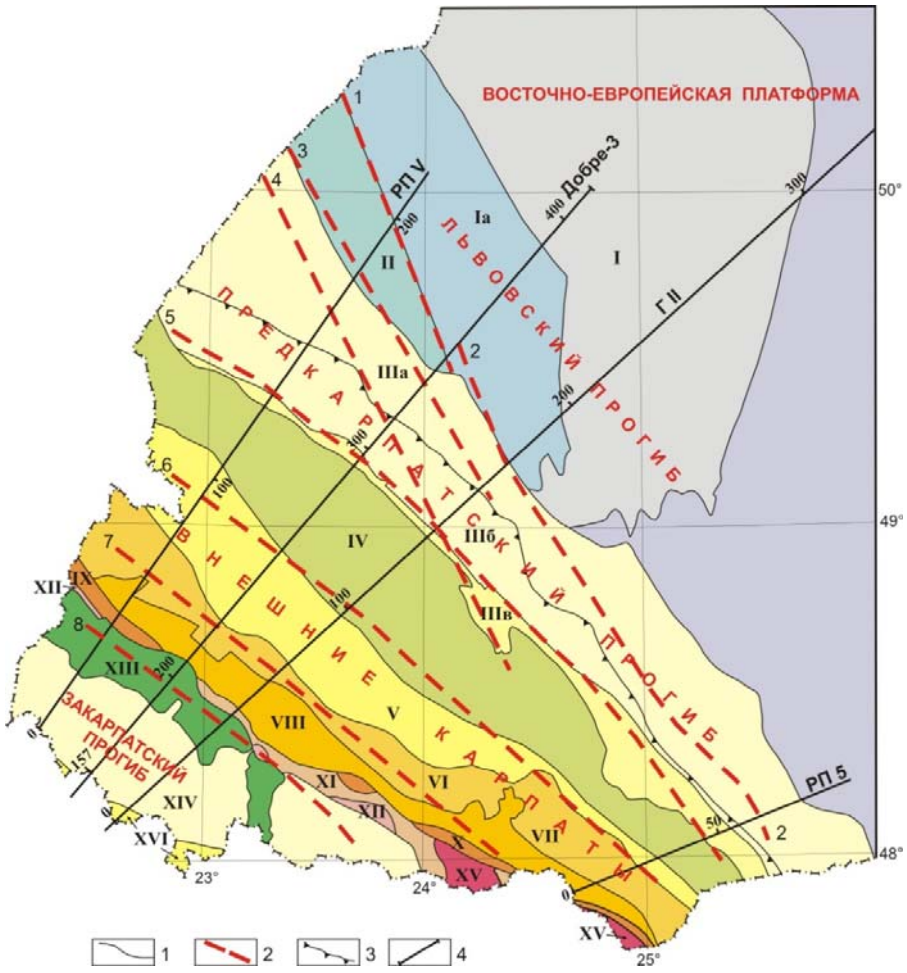


Рис. 1.47. Схема тектонического районирования Украинских Карпат (Тектоническая..., 2007) и положение профилей глубинного сейсмического зондирования. 1 — границы тектонических элементов, 2 — глубинные разломы, 3 — надвиг Флишевых Карпат, 4 — сейсмические профили; I — склон Восточно-Европейской платформы (Львовский палеозойский прогиб): Ia — внутренняя (Ростокская) зона Львовского палеозойского прогиба; II — Западно-Европейская (палеозойская) платформа (Рава-Русская зона); III — Предкарпатский прогиб: IIIa — Бильче-Волицкая зона; IIIб — Самборская зона; IIIв — Бориславско-Покутская зона; IV- XII — зоны Складчатых Карпат: IV — Скибовая; V — Кросненская; VI — Дуклянская; VII — Черногорская; VIII — Поркулецкая; IX — Магурская; X — Раховская; XI — Мармарошских клиппов; XII — Пенинских клиппов; XIII — Вигорлат-Гутинский вулканический комплекс; XIV — Закарпатский прогиб; XV — Мармарошский массив; XVI — Паннонский бассейн. Основные разломы: 1 — Рава-Русский, 2 — Калушский, 3 — Городокский, 4 — Краковецкий, 5 — Предкарпатский, 6 — Ужокский, 7 — Черноголовский, 8 — Закарпатский.

С юго-запада Внешние Карпаты ограничены зонами Пенинских и Мармарошских утесов — тектоническими покровами с чрезвычайно сложными и еще до конца не познанным геологическим строением и условиями развития, связанными с раскрытием океанических бассейнов в мезозое и формированием покровно-складчатых структур на субдукционном и коллизионном этапах развития Карпатского региона.

В зоне Украинских Карпат между Внешними и Внутренними Карпатами находится Закарпатский прогиб. Он состоит из трех впадин — Восточнословацкой, Мукачевской и Солотвинской. Прогиб закладывался как преддуговой бассейн в конце олигоцена на гетерогенной основе, представленной палеозойскими, мезозойскими и палеогеновыми образованиями. Его формирование в неогене сопровождалось магматической активностью и накоплением молассовых отложений, толщина которых изменяется от 1,0 до 3,5 км [Карпатская..., 2004; Kovač et al., 1995 и др.].

Отложения альпийского структурного этажа Внешних УК представлены породами раннемелового-раннемиоценового возраста. Мощность стратифицированных образований весьма переменная, с многочисленными литологическими и фациальными переходами. Картирование и построение геологических разрезов выполняется на основании выделения, по литологическим критериям и возрасту, главных стратиграфических единиц — свит. За период изучения Карпат таких свит выделено около 300 наименований, что сильно затрудняет корреляцию геологических разрезов.

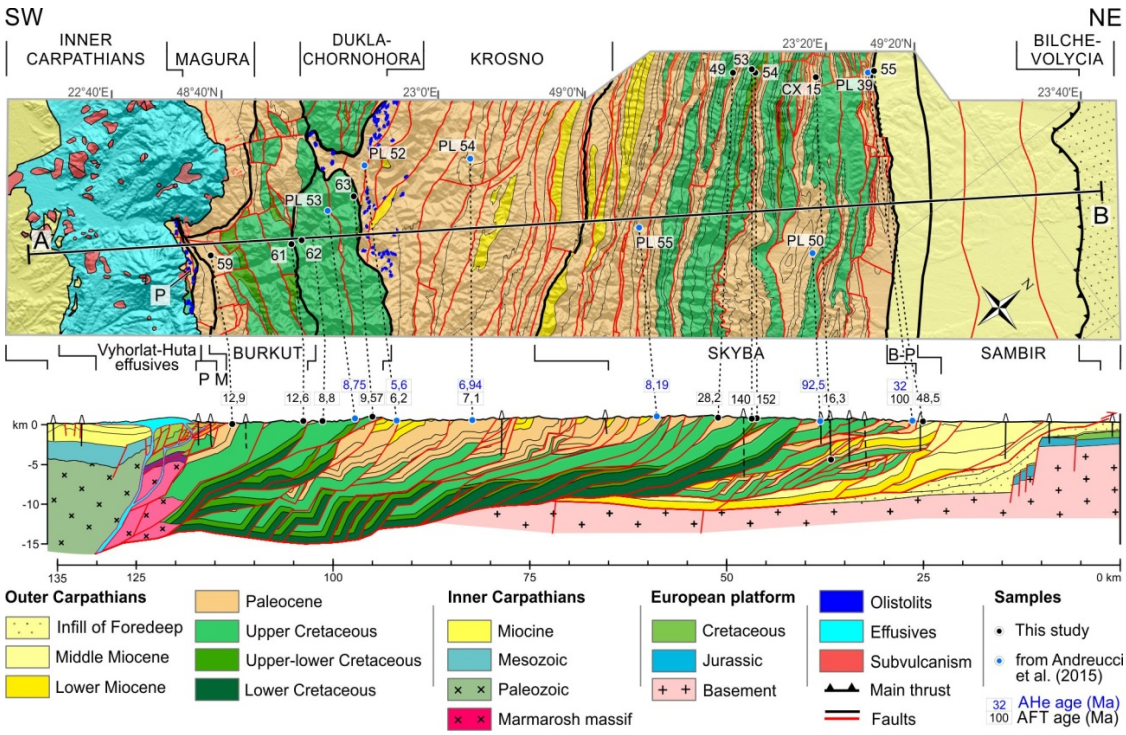


Рис. 1.48. Геологическая карта [Shlapinskyi, 2015] и сбалансированный разрез Свалява [Gintov et al., 2014] Украинских Карпат вдоль профиля PANCAKE (Добре 3). Покровы: P — Пенинский, M-Мармарошский, B-P — Бориславско-Покутский. Пункты отбора проб для фишн-трек анализа: голубые кружки — по [Andreuce et al., 2015], черные — соавтором пункта М. В. Накапелюхом (результаты фишн-трек анализа обсуждаются в пункте 2.2.1).

В данной работе использована одна из последних стратиграфических схем УК, приведення в работе [Геологічна..., 2007]. В таблице 1.1 приведен сокращенный вариант этой схемы, относящийся к покровам и свитам, развитым в пределах наиболее детально изученного глубинными геофизическими методами района профиля PANCAKE.

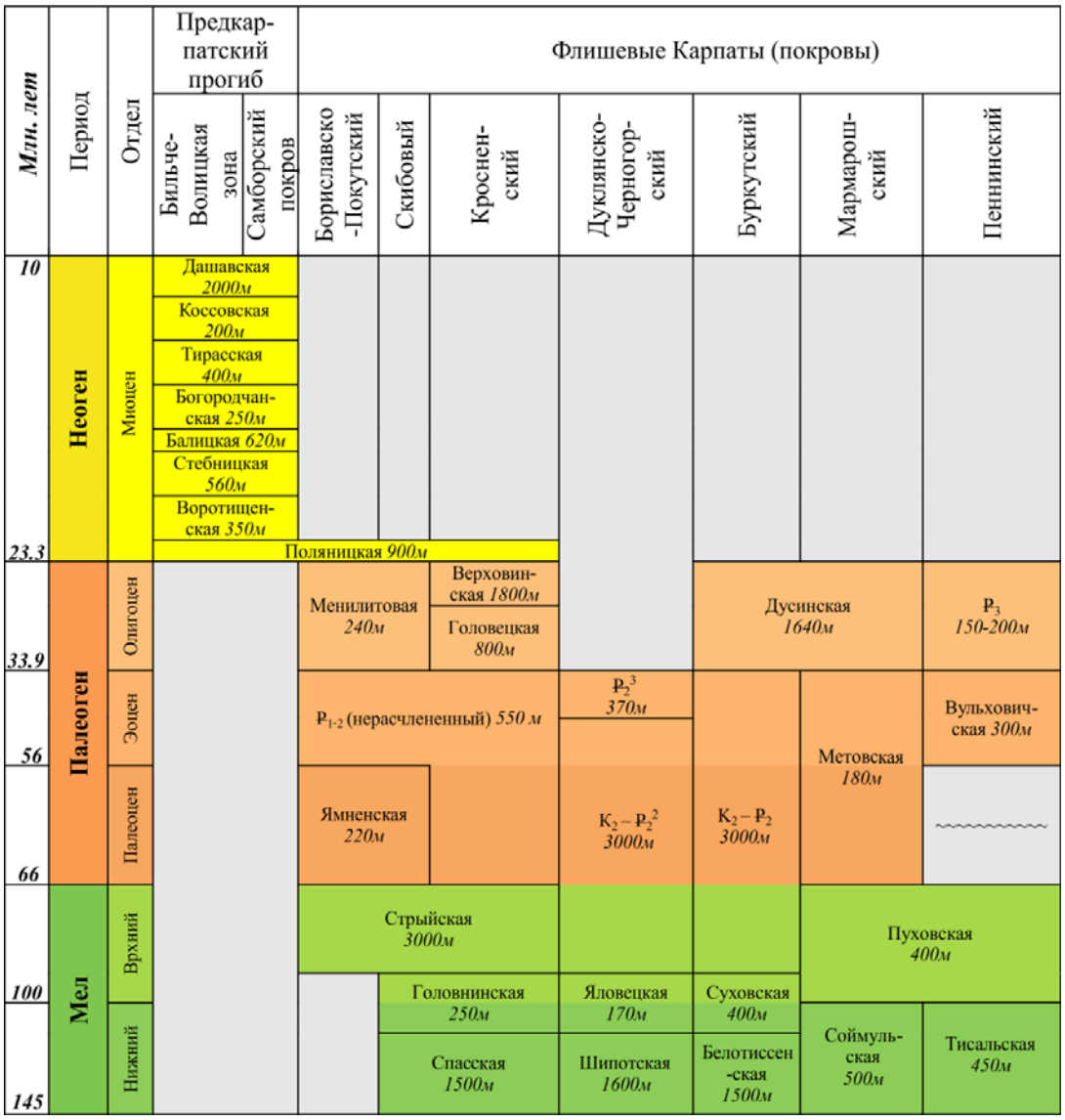
Характеристика глубинного строения. Сейсмический профиль PANCAKE (рис. 1.47—1.49) проходит через центральную часть Украинских Карпат и пересекает Паннонский бассейн (интервал 0-160 км), Закарпатский прогиб (интервал 160—200 км), зону Пенинских утесов, Внешние (Флишевые) Карпаты (200—295 км), Предкарпатский прогиб (295—340 км), юго-западный склон Восточно-Европейской платформы.

Земная кора вдоль юго-западного склона Восточно-Европейской платформы по сейсмическим данным [Заяц 2013; Литосфера..., 1988; Тектоническая…, 2007; Starostenko et al., 2013] имеет четырехслойное строение — слой осадков и три слоя кристаллической коры. Общая толщина земной коры ВЕП на профиле PANCAKE составляет 40—48 км.

Толщина осадочного слоя постепенно возрастает в направлении Предкарпатского прогиба от сотен метров на склонах Украинского щита до 2—3 км в юго-восточной части и 6—10 км в северо-запад-

ной. Осадки представлены отложениями рифея, палеозоя и мезозоя. Структура осадочной толщи по сейсмическим данным согласована с результатами бурения параметрических скважин.

Таблица 1.1. Стратиграфическая схема флишевых и молассовых отложений, развитых в районе профиля PANCAKE, по [Геологічна..., 2007].



Поверхность кристаллического дорифейского фундамента постепенно углубляется в юго-западном направлении. Максимальная толщина палеозойских и мезозойских отложений наблюдается во Львовском палеозойском прогибе. Сейсмическими исследованиями и бурением доказано, что она разделена на блоки многочисленными продольными и поперечными разломами [Заяц, 2013]. Кристаллическая земная кора имеет типичную для кратонов трехслойную структуру. Верхний слой (Vp=6,1—6,4 км/с) имеет толщину 20—25 км. В нем на глубинах 10—18 км выделяются слои разуплотненных пород с пониженной скоростью (Vp=6,05-6,1 км/с). В направлении Предкарпатского прогиба верхний слой постепенно углубляется в юго-западном направлении, а толщина его уменьшается. Средний слой имеет толщину 9—10 км. Он также постепенно углубляется в направлении Складчатых Карпат без существенного изменения толщины. Толщина нижнего слоя (Vp=6,8—7,2 км/с) в направлении Предкарпатского прогиба уменьшается от 15—20 км до 8—10 км.

Существенные изменения в структуре земной коры и ее физических параметров наблюдаются в Предкарпатском прогибе, особенно в Самборской и Бориславско-Покутской зонах и во Внешних Складчатых Карпатах. Под ними кристаллическая земная кора Восточно-Европейской платформы опускается на глубины до 8—10 км в юго-восточной части и до 20—22 км в северо-западной. Погружение происходит ступенеобразно по системе разломов типа сбросов, вытянутых с северо-запада на юго-восток параллельно границе Восточно-Европейской платформы и под углом к границе Складчатых Карпат.

Разломы активизировались (или образовались) в позднемеловое время и сохраняли активность до неогена. Систему продольных нарушений образуют Городокский, Краковецкий, Калушский, Сторожинецкий, Прикарпатский и другие разломы. Максимальное погружение фундамента наблюдается под Внешними Карпатами. Ось прогиба проходит примерно вдоль границы между Кросненской и Скибовой зонами (по линии населенных пунктов Турка — Сколе — Верховина). С ней согласуется минимум гравитационного поля. С юго-запада прогиб ограничивается Ужокским глубинным разломом.

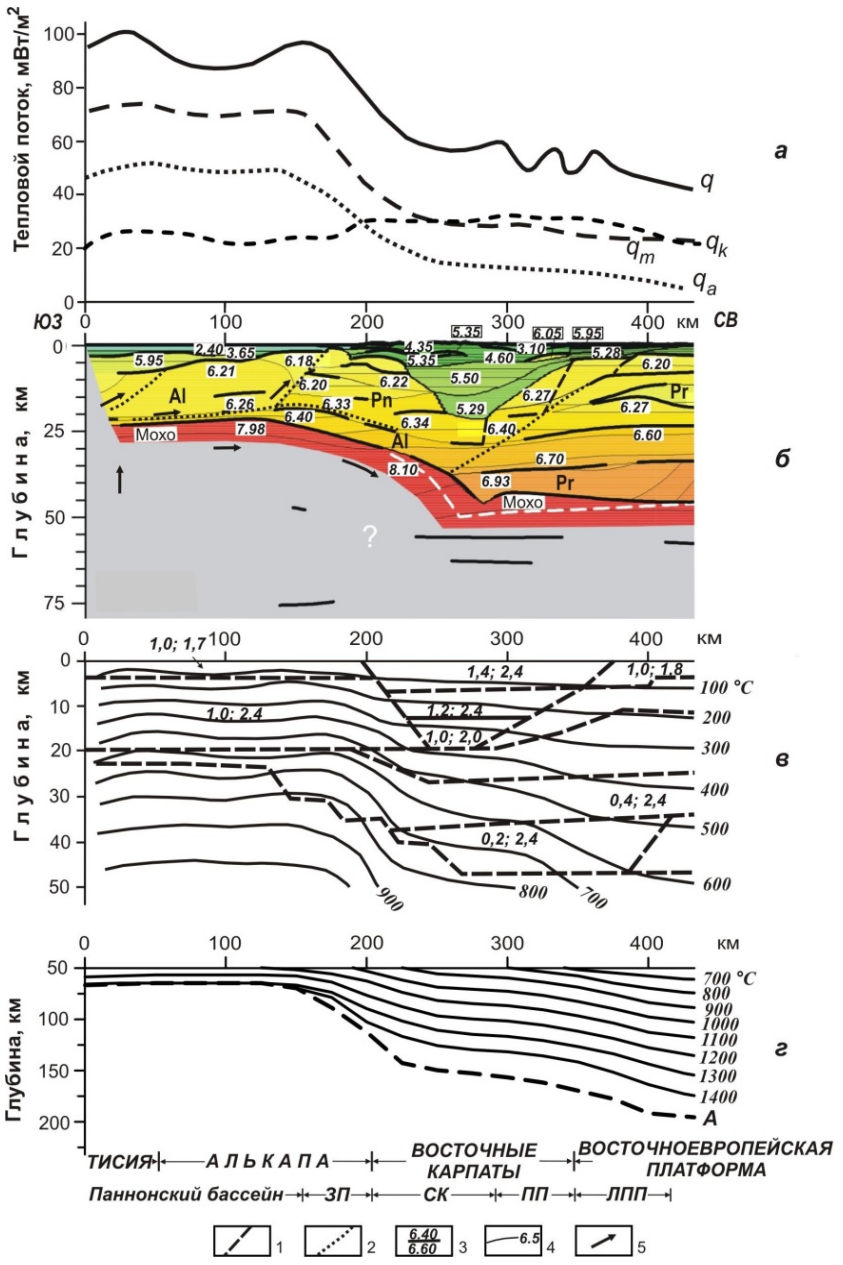


Рис. 1.49. Структура земной коры и геотермическая модель литосферы вдоль профиля PANCAKE (Добре-3) (положение профиля см. рис. 1.47) [Кутас, 2016]. а) q — среднее значение тепловых потоков по результатам измерений в скважинах, $q_к$ и q_m — коровая и мантийная составляющая теплового потока, q_a — аномальный тепловой поток; б) геологический и сейсмический разрезы [Starostenko et al., 2013]: 1 — разломы в верхней коре, 2 — поверхности срывов и надвигов, 3 — сейсмические границы, 4 — изолинии сейсмических скоростей, 5 — направление тектонических движений. Тектонические блоки: Al — Алкапа, Pn — Пенинский, Pr — протерозой Восточно-Европейской платформы; *в* — геотермическая модель земной коры: толстыми линиями выделены блоки с разной радиогенной теплогенерацией (мкВт/м^3, цифры слева) и теплопроводностью горных пород (Вт/м·К, цифры справа), изолинии — температуры, °С; г) распределение температур в литосфере (глубже 50 км). А — поверхность астеносферы. ЗП — Закарпатский прогиб; СК — Складчатые Карпаты; ПП — Предкарпатский прогиб; ЛПП — Львовский палеозойский прогиб.

Осадочная толща, выполняющая прогиб под Флишевыми Карпатами, по сейсмическим данным имеет трехслойную структуру. Толщина верхнего слоя (Vp=3,10—4,65 км/с) изменяется от 4 до 8 км, среднего (Vp=5,45—5,35 км/с) — от 2 до 8 км, нижнего (Vp=5,29 км/с) — от 1—2 до 7 км. Толщина всех слоев увеличивается в юго-западном направлении. Верхний слой, очевидно, следует отождествлять с

молассовыми отложениями Предкарпатского прогиба (Vp=3,1 км/с) и надвигом Флишевых Карпат. Средний слой, возможно, представлен автохтонными отложениями палеозоя и мезозоя, а нижний — отложениями рифея. Но следует отметить, что система поперечных разломов делит прогиб на блоки с существенно отличной структурой осадочной толщи. В северо-западной части в Крукеницкой впадине непосредственно под неогеновыми отложениями раскрыты отложения рифея. По сейсмическим данным их толщина в этом районе превышает 10—15 км и кристаллический фундамент залегает на глубинах 17—20 км. Но в юго-восточной части толщина рифейских отложений уменьшается до 1—2 км, а под надвигом Складчатых Карпат залегают мезозойские и палеозойские отложения [Атлас..., 2001; Заяц, 2013; Карпатская..., 2004 и др.].

Значительную роль в формировании палеозойско-мезозойского основания Внешних Карпат и Предкарпатского прогиба сыграли тектонические нарушения. Детальными сейсмическими исследованиями и бурением обнаружены разрывные надвиговые нарушения в толще отложений верхнего протерозоя и палеозоя. В частности, складчатые структуры каледонского тектонического цикла надвинуты на платформенные палеозойские образования [Карпатская ..., 2004]. Разломы развивались в различных геодинамических условиях. Некоторые разрывы в неогеновых отложениях проявляются как сбросы, а в породах ложа — как надвиги.

Кристаллическая земная кора под Предкарпатским прогибом сохраняет трехслойную структуру. С приближением к Пенинскому клипповому поясу она деформируется и трансформируется в двухслойную. Перестройка происходит за счет верхнего слоя земной коры, который постепенно углубляется и разрушается. Его толщина на профиле PANCAKE уменьшается от 20—25 км под платформой до 7—10 км под Внешними Карпатами. При этом толщина коры остается почти без изменений. Ее нижний (Vp=6,8—7,2 км/с) и средний (Vp=6,4—6,7 км/с) слои с незначительным наклоном и уменьшением толщины продолжаются примерно до середины прогиба под Внешними Карпатами (до Ужокского разлома или границы между Кросненским и Скибовым покровами в верхней коре). Здесь они ограничиваются поверхностью Мохо, которая поднимается от 45 км под Внешними Карпатами до 30 км под Закарпатским прогибом. Уменьшение толщины коры между Внешними Карпатами и Закарпатским прогибом сопровождается изменением ее структуры, поднятием фундамента и повышением теплового потока. По толщине (30—35 км) земная кора в этой переходной зоне приближается к Западно-Европейской платформе (или к коре смешанного типа, свойственной кристаллическим массивам Западных Карпат). Но по своей внутренней структуре она отличается от коры Западно-Европейской платформы и микроплиты Алькапа. В частности, на профиле PANCAKE слоистая структура средней коры заменяется микроблоковой, сейсмические горизонты имеют разный наклон и выделяются фрагментарно, существенно изменяется распределение изолиний скорости. Все это создает весомые основания для выделения здесь отдельного тектонического блока, который имеет продолжение под Закарпатским прогибом.

Неоднородности средней земной коры в зоне перехода от внешних Карпат к внутренним выделяются и на других сейсмических профилях и интерпретируются часто как остаточные фрагменты коры Пенинской тектонической единицы [Janik et al., 2011].

Проведенный анализ особенностей строения земной коры под краевой частью платформы, Предкарпатским прогибом и Флишевыми Складчатыми Карпатами позволяет сделать вывод о несоответствии структуры верхней и нижней коры. Ширина этой области изменяется от 50—60 км до 120—130 км. В ее пределах под Восточными Карпатами продолжается нижняя кора докембрийской Восточно-Европейской платформы, а под Западными Карпатами — Западно-Европейской (рис. 1.50). Верхняя кора представлена разновозрастными породными комплексами (от позднепротерозойских до кайнозойских), которые по системе надвигов северной и северо-восточной вергенции перекрывают край Евразийской плиты. Эту переходную и активную область, как считают некоторые исследователи [Grad et al., 2006; Janik et al., 2011; Гинтов и др., 2014; Кутас, 2016], следует рассматривать как Транс-Европейскую сутурную зону, которая разделяет Восточно-Европейскую и Западно-Европейскую платформы. Схема предполагаемых границ между разновозрастными тектоническими элементами на уровне нижней коры приведена на рис. 1.50.

Толщина земной коры в Паннонском бассейне и Закарпатском прогибе в районе профиля PANCAKE составляет 22—28 км (рис. 1.49). Уменьшение ее толщины происходит за счет нижнего слоя. Земная кора имеет трехслойное строение: слой осадков и два слоя кристаллической коры. Толщина осадочной толщи составляет 3,0—12,0 км. Ее верхняя часть представлена неогеновыми молассами (Vp=2,3—3,7 км/с, h=3—6 км), а нижняя — метаморфизованными образованиями палеозоя-мезозоя (Vp=5,7—5,9). Толщина слоя метаморфизованных осадков постепенно уменьшается в направлении внешних Карпат.

На границе с зоной Пенинских утесов она частично разрушается или выклинивается. Толщина верхнего слоя кристаллической коры (Vp=6,0—6,1 км/с) составляет 15—18 км, а нижнего (Vp=6,4—6,5 км/с) — не превышает 10 км. Отражающие границы в кристаллической коре выделяются фрагментарно, что указывает на ее значительную раздробленность. Распределение изолиний скоростей в слоях земной коры существенно отличается и не согласуется с их границами. В верхнем слое кристаллической

коры они деформированы, их простирание ограничено границами слоя и разломами. В нижнем слое сохраняется субгоризонтальное или наклонное положение изолиний скорости, а их простирание ограничено наклоненными под Внешние Карпаты границами слоя. Такое несоответствие между распределением изолиний скоростей и положением основных отражающих границ может быть связано с наличием внутрикоровых срывов и значительных горизонтальных перемещений слоев по поверхностям срывов.

Верхняя кора Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба характеризуется наличием значительного количества разломов в виде внутрикоровых срывов, сбросов, надвигов. Большинство из них в средней коре выполаживается и сливается с границами средней коры. Средняя кора по своей структуре и распределению скоростей существенно отличается от верхней. Эту особенность строения земной коры можно рассматривать как достаточно весомый аргумент в пользу тектонической природы границ между ними.

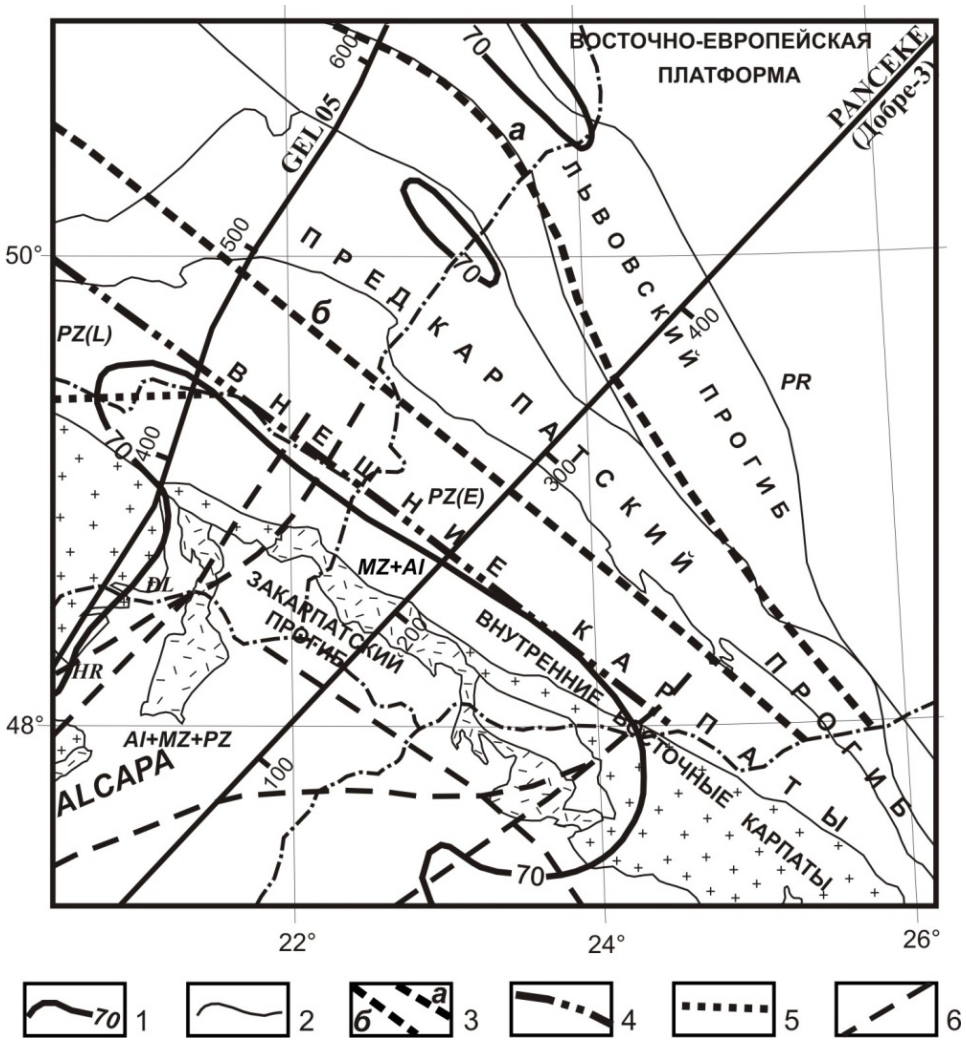


Рис. 1.50. Контуры геотермической аномалии и положение разновозрастных блоков земной коры в Карпато-Паннонском регионе [Кутас, 2016].1 — изолинии теплового потока, мВт/м^2; 2 — границы тектонических зон; 3 — граница ВЕП по поверхности фундамента (а) и подошве коры (б); 4 — границы зоны с раннепалеозойским фундаментом; 5 — границы варисцийской платформы; 6 — некоторые глубинные разломы. HR, DL — соответственно Хурбаново и Дарно тектонические линии. PR, PZ (E), PZ (L), MZ, AI — протерозойские, раннепалеозойские, позднепалеозойские, мезозойские и кайнозойские блоки соответственно.

На уровне верхней и средней коры Закарпатский прогиб от Паннонского бассейна и зоны Пенинских утесов отделяют падающие под Паннонский бассейн разломы, на которых происходит изменение структуры земной коры и ее скоростных параметров. Разлом, отделяющий Закарпатский прогиб от зоны Пенинских утесов, четко прослеживается по изменению скоростной структуры коры от поверхности до верхней границы нижнего слоя кристаллической коры. Его можно рассматривать как зону тектонического контакта или надвига средней и верхней коры микроплиты ALCAPA на кристаллическую кору Закарпатского прогиба, представленную, вероятно, остаточными фрагментами коры Пенинско-Магурской тектонической единицы (бассейна?). Она выделяется на уровне средней коры под Закарпатским прогибом в виде куполообразного тела.

Структура нижней кристаллической коры вдоль профиля в зоне перехода от Паннонского бассейна к Внешним Карпатам существенно отличается от верхней и средней коры. Нижняя кора выделяется в виде единого однородного и утоненного слоя, постепенно погружающегося под Внешние Складчатые Карпаты до границы с Восточно-Европейской платформой, край которой по сейсмическим данным выделяется по резкому изменению мощности земной коры от 30 до 44 км и понижением тепловых потоков. В нижней коре отсутствуют разломы и сохраняется субгоризонтальное распределение сейсмических скоростей, которое нарушается куполообразным поднятием поверхности Мохо. Типичный для континентальной коры нижний слой со скоростями >6,4 км/с под Закарпатским прогибом и Паннонским бассейном отсутствует [Starostenko et al., 2013]. В подкоровом слое верхней мантии Паннонского бассейна скорость продольных волн Vp=7,8—7,9 км/с, в Закарпатском прогибе она возрастает до 8,0—8,1 км/м^2.

Такая структура земной коры Паннонского бассейна сформировалась в миоцене-плиоцене. Срывы, разломы и другие деформации максимально проявились в верхней коре, вязкие деформации — в средней коре и пластическое растекания или растяжение — в нижней. Кора формировалась в условиях регионального сжатия, высоких температур, значительного реологического расслоения и неравномерных горизонтальных перемещений в различных секторах и на различных глубинных уровнях. Плотность теплового потока в этом регионе составляет 80—130 мВт/м^2.

Подобное строение земной коры сохраняется и за пределами Закарпатского прогиба в зоне контакта между Западными Карпатами и поясом Пенинских утесов [Grad et al., 2006]. Так, на профиле Cel 05, пересекающем Западные Карпаты на территории Польши (рис. 2.34), толщина земной коры постепенно увеличивается от 22—23 км под Паннонским бассейном до 30—35 км под кристаллличеким массивом Внутренних Карпат. Отделяет Внутренние Карпаты от Пенинской зоны утесов наклоненная под них тектоническая зона, которую по изменению скоростной структуры можно протрассировать от поверхности в зоне Пенинских утесов до верхней границы нижней коры на глубинах 18—20 км. Между этой тектонической границей и прогибом коры под Внешними Карпатами в средней коре выделяется блок, который по своим скоростным характеристикам отличается от прилегающих тектонических элементов Внутренних и Внешних Карпат и может принадлежать отдельной тектонической единице. В общих чертах здесь сохраняется подобная внутренняя структура земной коры (двухслойное строение осадочной толщи, двухслойная кристаллическая кора), но существуют и некоторые различия. В первую очередь, следует обратить внимание на увеличение до 10—12 км толщины слоя метаморфизованных осадков под кристаллическим массивом перед тектонической границей с Пенинским клипповым поясом, а также на существенное снижение плотности теплового потока, что свидетельствует о различии геотектонических условий развития этой зоны и Закарпатского прогиба в кайнозое.

Необходимо также обратить внимание на еще одну особенность глубинного строения Карпатского региона, которая проявляется в наличии отражающих горизонтов в верхней мантии, выделяемых на 15—25 км ниже поверхности Мохо практически на всех профилях из серии CELEBRATION 2000, пересекающих Карпаты, и на профиле PANCAKE (см. рис. 1.49). Относительно природы этих горизонтов мнения у исследователей расходятся: одни связывают их с мезозойской или кайнозойской субдукцией под Восточно-Европейскую платформу [Colonka et al., 2003; Janik et al., 2011; Гинтов и др., 2014], другие — с поднятием астеносферных диапиров, деструкцией и растяжением литосферы под Паннонским бассейном в миоцене — плиоцене [Crad et al., 2006; Jolivet et al., 2009; Кутас, 2016]. Последний вариант, учитывая особенности строения и развития этого региона представляется нам более обоснованным.

По результатам геотермических [Кутас, 1993, 2016] и сейсмотомографических [Гейко и др., 2006] исследований толщина литосферы в Карпатском регионе изменяется от 65—70 км под Паннонским бассейном до 130—150 км под структурами позднепалеозойской стабилизации и, соответственно, до 150—180 км, 200—220 км под раннепалеозойскими и докембрийскими тектоническими элементами (рис. 1.49).

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. В Карпато-Паннонском регионе можно выделить три разновозрастные области с различной структурой и физическими параметрами земной коры, связанными с геодинамическими особенностями ее развития и стабилизации — докембрийскую, палеозойскую и мезокайнозойскую.

2. Толщина докембрийской земной коры составляет 40—60 км. Она имеет четырехслойную структуру: слой осадков и три слоя кристаллической коры с Vp=5,9—6,3 км/с, Vp=6,4—6,7 км/с и Vp>6,8—7,2 км/с.

3. Кора палеозойского типа имеет толщину 30—45 км и состоит из осадочной толщи (Vp=4,5—5,6 км/с) и двух или трех слоев кристаллической коры (Vp=5,8—6,3 км/с, Vp=6,3—6,6 км/с, Vp=6,7—6,9 км/с).

4. В мезокайнозойских областях толщина и структура земной коры зависит от типа геодинамического режима. В деструктивных зонах ее толщина составляет 20—30 км, а в конструктивных — 40—50 км. Для кристаллической коры характерна пониженная скорость. В нижнем слое земной коры скорость не превышает 6,4—6,6 км/с.

1.7. Добруджа

Добруджей называют историческую и географическую провинцию между побережьем ЧМ и нижним течением Дуная, которая представляет собой холмистую возвышенность с превышениями 100—500 метров, окруженную равнинами: Предобруджинским прогибом, Румынской равниной и Предкарпатским прогибом. Большая часть Добруджи расположена в Румынии, а на территории Украины находится Прутский выступ Северной Добруджи и Преддобруджинский прогиб [Тектонічна карта України, 2007].

Добруджа является ключевым узлом для понимания геодинамики Центральной Европы, поскольку она расположена на ЮВ окончании Транс-Европейской шовной зоны (ТЕШЗ) и доступна непосредственному изучению в обнажениях (рис. 1.51, а).

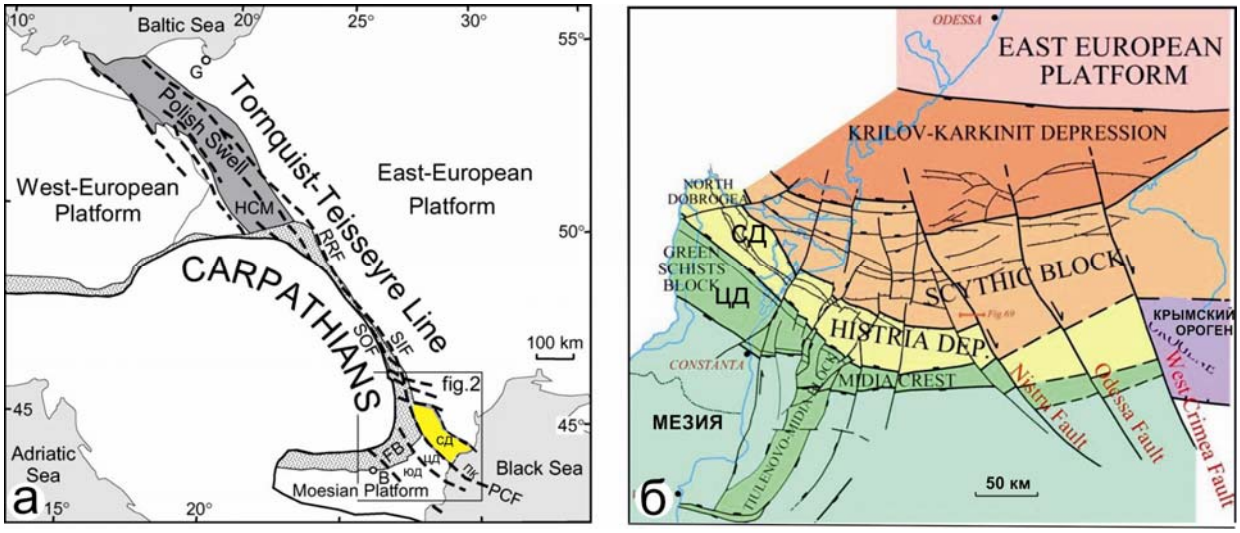


Рис. 1.51. Положение Добруджи в системе ТЕШЗ (а) по [Hyppolite, 2002] и сочленение Добруджи с Крымским орогеном (б) по [Morosanu, 2010].

Современное положение Добруджи в предгорьях ЮВ Карпат и на СЗ окраине Черного моря делает ее связующим звеном между Паннонско-Карпатским и Крымско-Черноморским регионами. Переход структур Добруджи к Крымскому орогену происходит в пределах северо-западного шельфа ЧМ (рис. 1.44, б).

Тектоническое строение Добруджи. Традиционно Добруджа делится разломами СЗ простирания (315—320°) на Южную (ЮД), Центральную (ЦД) и Северную (СД) [Seghedi, 2011 и ссылки в ней] (рис. 1.51). ЮД и ЦД заложены на коре Мезийской плиты и в литературе часто фигурируют как Восточная Мезия в противоположность Западной Мезии, например [Balintoni, Balica, 2016]. Интра- Мезийский (ИМ) разлом ограничивает Южную Добруджу от остальной части Мезийской плиты. Южная и Центральная Добруджа разделены разломом Копидаву-Овидиу (КО). СД ограничена разломами Печенега-Камена (ПК) на юго-западе и Сфанту-Георгиевским на северо-востоке.

Преддобруджинский прогиб (ПДП) вытянут в субширотном направлении вдоль ЮЗ окраины ВЕП и погружается на запад под кайнозойские отложения Предкарпатского прогиба. ПДП заложен на фундаменте Скифской плиты (СП) и отделяется от СД Сфанту-Георгиевским разломом — крутопадающим на юго-запад инвертированным взбросом, погребенным под третичными породами и голоценовыми отложениями дельты Дуная [Hyppolite, 2002, Seghedi, 2011 и ссылки в них]. Преддобруджинский прогиб представляет собой инвертированный мезозойский бассейн, заполненный мощной толщей (около 3000 м) среднеюрских — раннемеловых отложений, залегающих на складчатом фундаменте дотриасового возраста (венд-девон), который перекрывает протерозойский кристаллический фундамент.

Структура домезозойского фундамента ПДП восстановлена на основании многочисленных скважин и представляет собой интенсивно тектонизированную зону шириной около 100 км, ограниченную коровыми разломами. Под полого залегающим среднеюрским-кайнозойским чехлом, Преддобруджинская депрессия представляет собой пермский палеорифт, в пределах которого выделяется две основные системы разломов. Субширотные разломы разделяют ПДП на два параллельных бассейна (северный и южный), разделенных горстом. Основание бассейнов в виде ступени погружается

в западном направлении в сторону Предкарпатского прогиба по системе субмеридиональных разломов [Seghedi, 2011 и ссылки в ней].

Северная Добруджа располагается между Мезийской и Скифской плитами и представляет собой узкий киммерийский складчато — надвиговый пояс СЗ простирания, наложенный на палеозойский ороген, генетическая принадлежность которого является темой дискуссии. На юго-западе СД контактирует с приподнятым блоком ЦД по разлому Печенега-Камена (ПК) круто падающему на ЮЗ и имеющему как вертикальную, так и горизонтальную компоненты перемещения [Hyppolite, 2002]. В пределах орогена СД выделяются две основные надвиговые пластины — Мачин на юге и Тулча на севере, разделенные крутым киммерийским надвигом Лункавита-Консул. В надвигание вовлечены безкорневые реликты палеозойских структур, которые представлены разнообразными осадочными метаморфическими и магматическими комплексами [Seghedi, 2011; Balintoni, Balica, 2016].

На палеозойских и триас-юрских складчатых структурах СД залегают смятые в пологие складки сеноман — коньякские мелководные отложениями Бабадагского бассейна, перекрывающего восточный сегмент ПК разлома [Hyppolite, 2002] и продолжающегося в Черном море Истринской депрессией [*Konerding et al,* 2010].

В ***Центральной Добрудже,*** представляющей собой приподнятый блок, ограниченный разломами ПК и КО, обнажаются два докембрийских комплекса и несколько эрозионных останцов мезозойского чехла; палеозойские отложения здесь полностью отсутствуют [Seghedi, 2011 и ссылки в ней]. Неопротерозойские отложения Altîn Tepe группы (696 млн) обнажаются в узкой зоне вдоль разлома ПК и по пологому детачменту контактирует с отложениями венда, которые выходят на поверхность на большей части ЦД [Seghedi, 2011; Balintoni, Balica, 2016].

Вендское (или эдиакарийское) основание ЦД представлено турбидитами истринской формации мощностью около 5 000 м, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации и формирующими крупные складки субширотного простирания. На основании возрастов обломочных цирконов и характерных перерывов в осадконакоплении предполагается Авалонский генезис для истринской серии [Balintoni, Balica, 2016 и ссылки в ней].

Бат — киммериджские песчаники и карбонаты несогласно перекрывают истринский флиш. Эти средне — позднеюрские образования обнажаются в Casimcea синклинали северо-западного простирания и местами перекрывается субгоризонтально залегающими аптскими породами [Hyppolite, 2002].

К ***Южной Добрудже*** относится погруженный блок Мезийской плиты, где на поверхность выходят пологозалегающие третичные породы и четвертичные лессовые отложениями, и только в долинах ручьев наблюдаются отдельные выходы мелового комплекса. Фундамент ЮД достаточно хорошо изучен скважинами и методами сейсморазведки. Между КО и разломом Паласу находится террейн Паласу (рис. 1.52), который имеет архейско-палеопротерозойскую метаморфическую кору, представленную архейскими ортогнейсами, палеопротерозойскими полосчатыми железистыми кварцитами и слюдистыми сланцами, а также слабометаморфизованной вулканогенно-осадочной формацией Кокосу позднего протерозоя (547 Ma) [Seghedi, 2011; Balintoni, Balica, 2016]. Гнейсы и железистые кварциты могут быть сопоставлены с аналогичными образованиями УЩ, а формация Кокосу — с базальтами Волыни. Блок ЮД с архейско-раннепротерозойским фундаментом ограниченный разломом Паласу, интерпретируется как узкий террейн Балтики оторванный от СЗ склона УЩ и перемещенный на ЮВ вдоль ТЕШЗ [Seghedi, 2011].

На складчатых докембрийских и палеозойских образованиях ЮД несогласно залегает верхнеюрская песчанисто-известняковая формация, перекрытая аптскими отложениями.

Глубинное строение Добруджи по геофизическим данным. В *Гравитационном поле* (аномалии Буге, модель EGM-2008) ЮЗ окраины ВЕП (рис. 1.53) находят отражение основные геологические структуры региона. Характер гравитационного поля Добруджи и Мезии практически не различается и определяется небольшими положительными значениями поля уровня 0—40 мГал. В соответствии с гравитационным полем, структуры Добруджи и Мезии продолжаются на западный шельф ЧМ, где они по меридиональной зоне градиента поля контактируют с Западно-Черноморской впадиной (ЗЧВ), характеризующейся сильной положительной аномалией Буге.

Преддобруджинский и Предкарпатский прогибы выделяются отрицательными гравитационными аномалиями, достигающими –20 и –70 мГал соответственно (рис. 1.53).

В *магнитном поле* (рис. 1.46) хорошо проявляется зона перехода между ВЕП и ЗЕП. Магнитное поле Мезии, Добруджи и ПДП, по сравнению с ВЕП, имеет спокойный характер с мозаичными аномалиями амплитудой от –100 до +50 нТл. Обращает на себя внимание отрицательная линейная аномалия магнитного поля, проходящая от Внутренних Карпат в юв направлении через ЦД, а затем разветвляющаяся на акватории ЧМ на две части: вдоль СЗ и З континентального склона ЧМ. В геологическом отношении она соответствует приподнятому блоку вендских зеленых сланцев, обнажающихся в ЦД (рис. 1.51, 1.52).

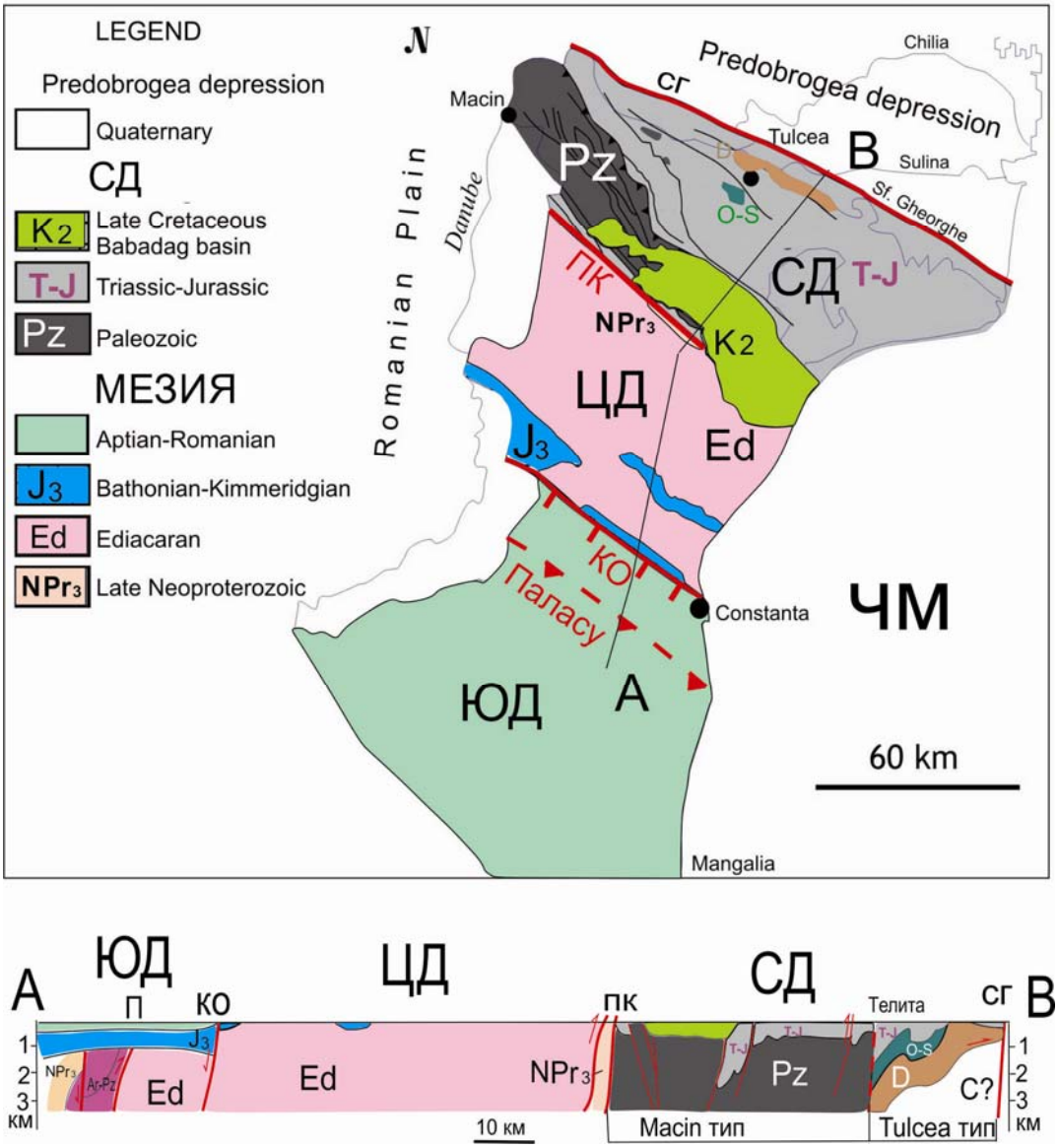


Рис. 1.52. Тектоническая схема Добруджи и обобщенный разрез по линии АВ, модифицировано из [Seghedi, 2011; Balintoni, Balica, 2016].

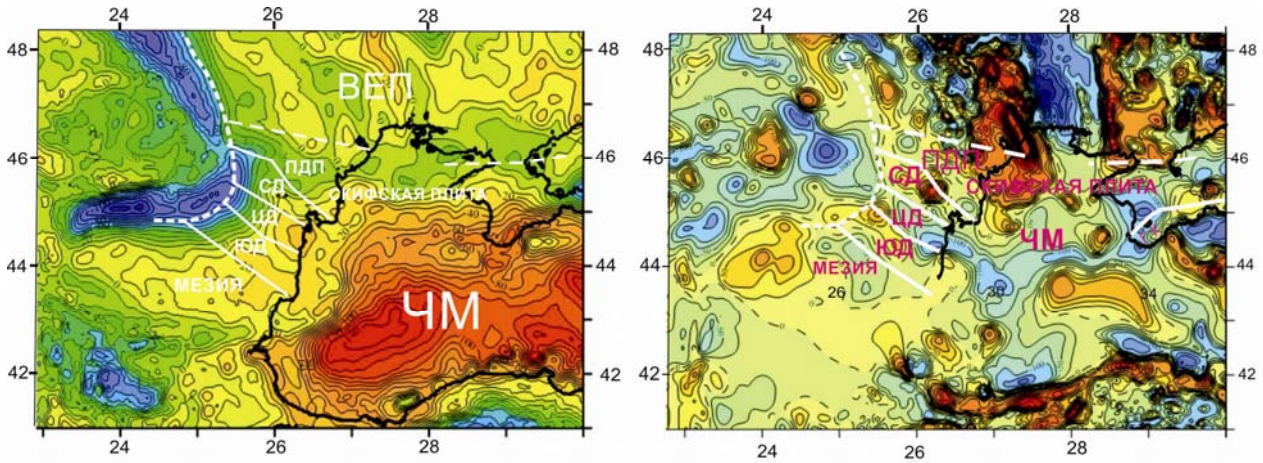


Рис.1.53. Гравитационное и магнитное поля юго-западной окраины ВЕП; слева: фрагмент гравитационного поля Европы (аномалии Буге, модель EGM-2008, мГал); справа: фрагмент магнитного поля Европы (аномалии полного вектора магнитного поля на высоте 4 км, модель EMAG2, нТл).

На карте *рельефа поверхности Мохо* (рис. 1.54), по [Grad et al, 2008], СД приурочена к зоне перехода от толстой коры (>40—50 км мощности) докембрийской ВЕ кратона к герцинской и альпийской утоненной коре мощностью 25—35 км. Граница раздела, за которую принята изолиния 40 км, проходит в субширотном направлении через СД и ЦД и не наследует СЗ-ЮВ ориентировку структур Добруджи.

Строение земной коры района Добруджи изучено сейсмическими исследованиями ГСЗ, которые проводятся в регионе начиная с 70-х гг. прошлого века до настоящего времени [Radulescu etal., 1976; Структура…, 1978; Соллогуб и др., 1980, 1983, 1985; Cornea et al., 1981; Mucuta et al., 2006; Hauser et al., 2007; Enciu et al., 1972, 2009; Grad et al., 2008; Starostenko et al., 2013 и др. Starostenko et al., 2015].

Строение земной коры района исследований в направлении Трансильванский бассейн — Северная Добруджа охарактеризовано скоростной моделью по профилю ВРАНЧА-2001 [Hauser et al., 2007]. На рис. 1.55 показан восточный участок профиля, пересекающий СД, Фокшанский басейн и Карпатский ороген.

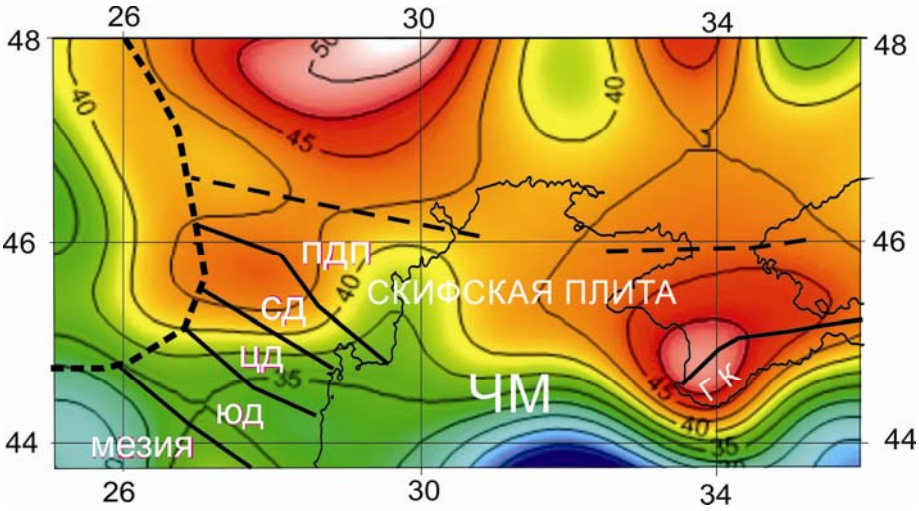


Рис.1.54. Рельеф поверхности Мохо по [Grad et al, 2008]. ГК — Горный Крым, ПДП — Преддобруджинский прогиб, СД — Северная Добруджа, ЦД — Центральная Добруджа, ЮД — Южная Добруджа.

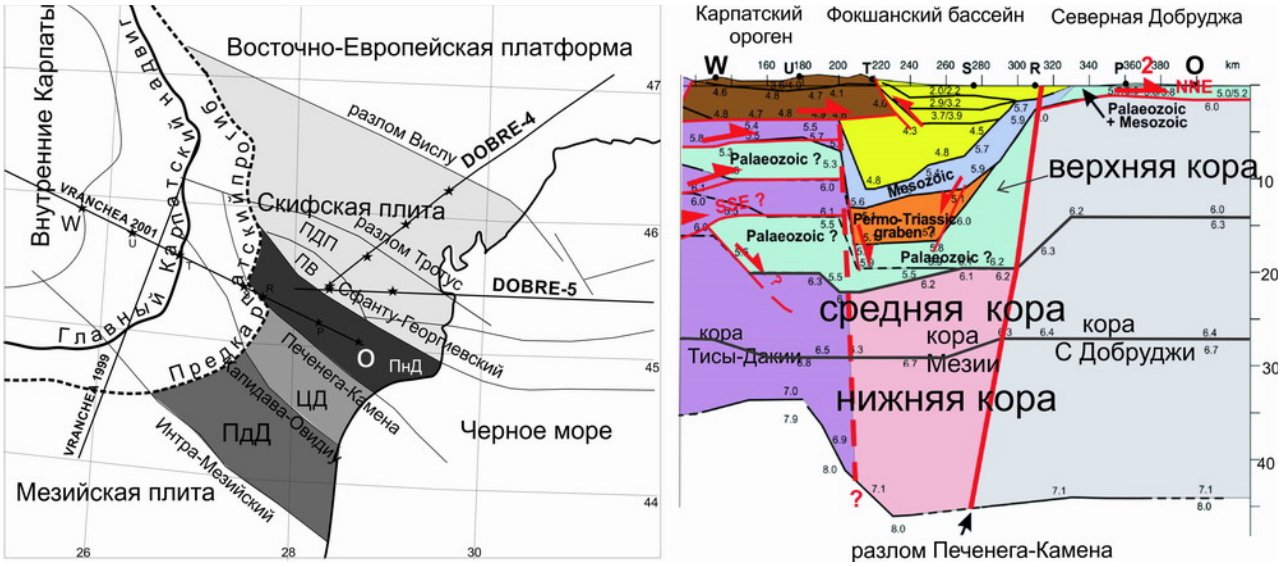


Рис. 1.55.Тектоническая схема района исследования с положением профилей ГСЗ, по [Starostenko et al., 2015] и сейсмогеологический разрез по профилю VRANCHEA 2001 [Hauser et al., 2007].

На сейсмогеологическом разрезе отчетливо выделяются три коровых блока с различной структурой и скоростями продольных волн. С запада на восток это: коровый блок Тисса-Дакия с наложенным на него Карпатским орогеном, Мезийский блок с перекрывающим его Фокшанским бассейном и Северо-Добруджинский блок, отделенный с запада разломом ПК.

Фокшанский бассейн, заложенный на Мезийской плите, с запада ограничен крутопадающим разломом, который отделяет его от плиты Тисса-Дакия. Разлом прослежен от поверхности палеозойского фундамента (на глубине ~4 км) до границы Мохо (42 км), а на поверхности разлом перекрыт Карпатским надвиговым поясом. В региональном плане этот же разлом разделяет Добруджу с корой Скифской и Мезийской плит мощностью >40 км от альпийских структур Трансильванского бассейна и ЮВ Карпат, образованных на более тонкой коре микроплиты Тисса-Дакия. Фокшанский прогиб, наложенный на структуры Добруджи с запада, ограничен, как и сама Добруджа, разломом Печенега-Камена.

Центральный домен представляет Мезийскую плиту с утолщенной корой — поверхность Мохо здесь залегает на глубинах до 45 км. Нижняя и средняя кора блока имеют суммарную мощность 20—25 км и представлены кристаллическими и метаморфическими породами. Верхняя кора мощностью до 22 км сложена слоистой осадочной толщей Фокшанского бассейна со скоростями, изменяющимися от 2 км/с на поверхности до 5,6 км/с на глубине ~17км, и характеризуется чередованием низко- и высокоскоростных слоев.

Восточный блок, соответствующий СД (рис. 1.55), имеет примерно такую же толщину коры, что и под Фокшанским бассейном (44 км) и характеризуется трехслойным строением кристаллической коры. Верхняя кора СД блока кардинально отличается от верхней коры Мезийского блока, она несколько тоньше (около 15 км), очень однородная — скорости здесь составляют 6—6.2 км/с, что может указывать на гранитно-гнейсовый состав. Верхняя кора перекрыта тонким слоем (1—3 км) с относительно высокими скоростями (5—5.7 км/с), который интерпретируется как осадочный комплекс с инкорпорированными вулканитами и блоками фундамента [Hauser et al., 2007].

Граница между СД и Мезией крутая и четкая, она соответствует хорошо известной по геофизическим и геологическим данным зоне разломов ПК. Исследования методом ГСЗ-ОГТ, выполненные в пределах Фокшанского прогиба и зоны разломов ПК [Mucuta et al., 2006], показали, что в зоне разломов наблюдаются ступени по сейсмическим горизонтам, амплитуда которых увеличивается с глубиной и достигает 5 км на границе Мохо. Граница между Мезией и Тиссой-Дакией прослежена значительно хуже, а природа ее остается дискуссионной.

Толстая кристаллическая кора СД соответствует коре СП, которая является продолжением южной окраины ВЕП, а верхний слой (до 3 км) представляет собой надвинутые палеозой-мезозойские породы СД орогена. В низах верхнего слоя получены высокие скорости 5.8—5.9 км/с, указывающие на возможное присутствие вулканического покрова. Деформированные породы СД орогена включают герцинский фундамент и пермско-меловой осадочный чехол. Этот комплекс, вероятно, был надвинут на СП в период между поздним триасом и поздней юрой [Hauser et al., 2007].

Профиль DOBRE-4 [Starostenko et al., 2013] дает представление о сочленении Скифской плиты и СД. Профиль пересекает в СВ направлении Скифскую плиту, Преддобруджинский прогиб, Нижнепрутский выступ СД и северо-восточное крыло южной части ТЕШЗ. На скоростном разрезе в районе ПК 80 виден прогиб глубиной 3—4 км в осадочном чехле с пологим северо-восточным крылом (~5°), который, скорее всего, связан с пологим участком ТЕШЗ. Однако мощность (40 км) и скорости в низах коры (6.7 км/с) свидетельствуют о продолжении «толстой» коры (>40 км) на юго-запад под СД [Grad et al, 2008] еще примерно на 60 км. Это привело О. Б. Гинтова с соавторами [Гинтов и др., 2014] к заключению, что ПДП и СД были заложены на коре СП. При этом возможны два альтернативных варианта: 1) Верхние слои СД сейчас залегают на коре СП, будучи на нее надвинуты; 2) В основании Мезии кора также изначально была толстой, и сохраняется таковой в СЗ части Мезии, что видно на профиле VRANCHEA 2001 [Hauser et al., 2007], но утонилась в ее СВ и Ю части в результате альпийского тектогенеза. Из этого предположения следует, что толщина коры под СД не является окончательным аргументом в пользу ее принадлежности к СП.

Судя по данным сейсмотомографии (см. пункт 2.2.7), верхняя мантия под СД (44—46° с.ш., 27—30° в.д.) до глубины ~300 км является переходной между высокоскоростной мантией ПДП, СП и ВЕП и низкоскоростной ЦД, ЮД и Мезии.

Интенсивное изучение румынского шельфа методами сейсморазведки, начавшееся в 1970-х годах, и составленные в результате сейсмогеологические разрезы детально освещают структуру и стратиграфию западного шельфа Черного моря. Структуры Мезии и Добруджи продолжаются на румынском континентальном шельфе (рис. 1.51 б) [Morosanu, 2010 и ссылки в ней]. Северная Добруджа в пределах румынского шельфа продолжается Истринской депрессией, заполненной мощной толщей олигоценовых отложений, а ограничивающие ее разломы ПК и СГ приобретают субширотную ориентировку. Северо-западный шельф рассекается разломами СЗ-ЮВ ориентировки (наиболее известные из них Нистру, Одесский и Западно-Крымский) на отдельные блоки, смещенные друг относительно друга по правому типу. По Западно-Крымскому разлому Истринская депрессия сочленяется с Крымским орогеном (рис. 1.51 б) [Morosanu, 2010]. Мантия под СЗ шельфом на глубинах 200—300 км по своим низкоскоростным характеристикам близка к мантии Карпат и ЗЕП (см. пункт 2.2.7), но их разделяет относительно более высокоскоростная мантия под СД.

1.8. Горный Крым

Крымские горы являются северной частью Альпийского складчатого пояса и в структурно-геологическом отношении относятся к северо-западной пассивной окраине восточной части Черноморской микроплиты [Nikishin et al., 2001]. Формирование Горного Крыма связано с формированием Большого Кавказа, на северо-западном продолжении которого он находится. Поэтому в Горном Крыму должны сохраниться признаки тектонических событий, связанных с эволюцией бассейна Большого Кавказа и раскрытием Черноморской впадины, а также деформации, связанные с кайнозойской фазой сжатия Горного Крыма и Большого Кавказа, обусловленной перемещением на север и северо-запад Аравийской плиты и Восточно-Черноморской микроплиты [Зоненшайн и др., 1990; Никишин и др., 1997; Ershov et al., 2003; Nikishin et al., 2003; Паталаха и др., 2003; Казьмин и др., 2004; Муровская, 2012; Гончар, 2013; Гинтов и др., 2014] (рис. 1.56).

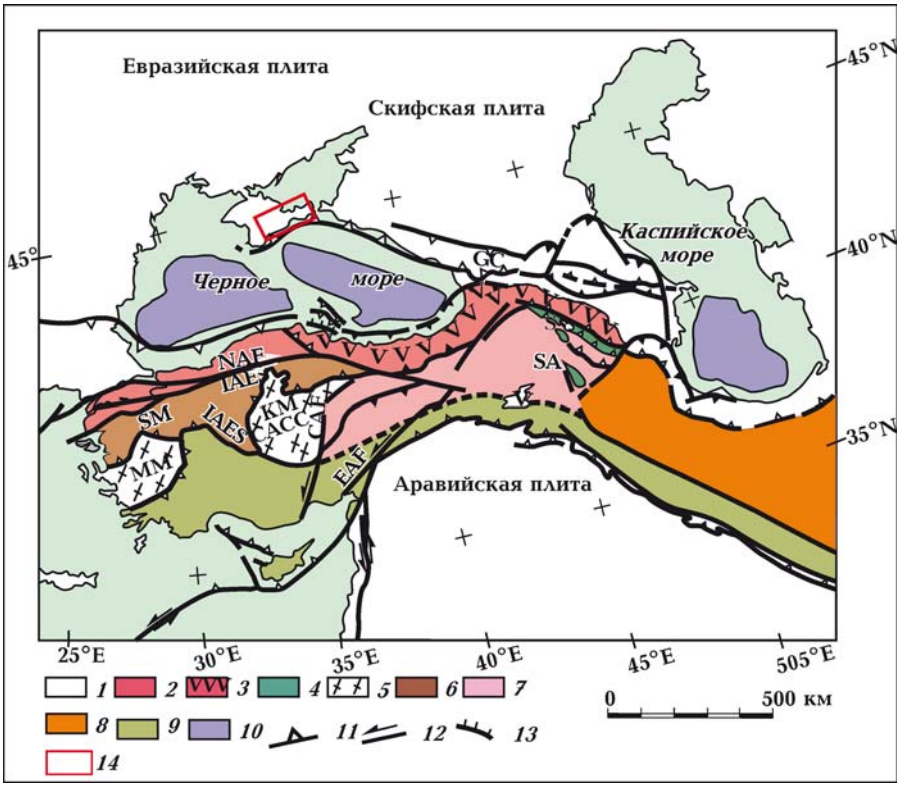


Рис. 1.56. Структурная карта-схема территории Черного моря и Кавказа [Sosson et al., 2010]. Район исследований (Горный Крым) обозначен красной рамкой: *1* — плиты, *2* — Понтиды, *3* — магматическая дуга: Понтиды, Сомхето-Карабах, *4* — Малый Кавказ и офиолитовый комплекс, *5* -метаморфический массив, *6* — аккреционный комплекс Сакарья, *7* — Тавриды—Анатолиды, Южно-Армянский аккреционный район, *8* — Иранский аккреционный район в период киммерийского орогенеза, *9* — Тавриды—Анатолиды с обдукцией офиолитов и Ликийский покров, содержащий офиолиты, *10* — предположительно океаническая кора, *11* — зона надвига, *12* — зона сдвига, *13* — зона сброса, *14* — изучаемая территория. CACC — Центральный Анатолийский кристаллический комплекс, KM — массив Кирсехир, MM — массив Мендерес, SM — массив Сакарья, IAES — Измир — Анкара — Эрзинкан сутура, NAF — Северо-Анатолийский разлом, EAF — Восточно-Анатолийский разлом, GC — Большой Кавказ, LC — Малый Кавказ, SA — Южно-Армянский блок.

Материалы геофизического изучения Крымско-Черноморского региона всегда несли важную информацию о тектонике и глубинном строении этой части Черноморско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Крупное обобщение и геологическая интерпретация первых результатов проведенных здесь геофизических исследований выполнена А. В. Чекуновым [Чекунов, 1976]. Обобщением геофизических данных по региону занимались также В. В. Белоусов, В. Б. Соллогуб, В. И. Старостенко, Р. И. Кутас, В. П. Коболев, В. Г. Казьмин, Д. А. Туголесов, Е. И. Паталаха, М. Е. Герасимов, И. Финетти, Б. Г. Пустовитенко и многие-многие другие. Вместе с тем до настоящего времени на основные вопросы, касающиеся глубинного строения литосферы Горного Крыма, однозначных ответов нет.

Основную информацию о глубинном строении Горного Крыма дает сейсмогравитационное моделирование и особенно геологическая интерпретация аномалий Буге и Фая, полученных по данным гравиметрических съемок и спутниковых наблюдений аномалий геоида. Ранее анализ аномаль-

ного гравитационного поля и его геологическая интерпретация (как правило, в комплексе с материалами сейсмометрии) выполнялся по материалам гравиметрической съемки масштаба 1:200 000—1:500 000 (суша) — 1:1 000 000—1:2 500 000 (море) в работах [Бурьянов, Павленкова, 1974; Бурьянов и др., 1987, 1996, 1998; Баранова и др., 1980; Гобаренко и др., 1991; Козленко и др., 1994; Довбнич, Тяпкин, 2006; Довбнич, Демьянец, 2009]. К настоящему времени обобщены данные гравиметрических съемок масштаба 1: 50 000 [Ентин и др., 2002], что позволило получить детальную карту аномалий Буге Крымского полуострова и окружающих территорий (рис. 1.57), более точно оконтурить Крымский максимум, проследить его локальные особенности и выполнить тектоническое районирование большей части Крымского п-ва и Черноморской впадины.

В частности, гравитационное поле Крыма четко подразделяется на крупные региональные составляющие, которым соответствуют определенные структурно-тектонический типы геологического разреза.

На востоке Крымского п-ва и в южной части Азовского моря выделяется глубокий минимум силы тяжести, который с севера охватывает Керченский полуостров и прослеживается далее в западном направлении на расстояние 50 км, до р. Кучук-Карасу. Его природа обусловлена западной ветвью известного Индоло-Кубанского прогиба, заполненного мощными терригенными отложениями позднего кайнозоя.

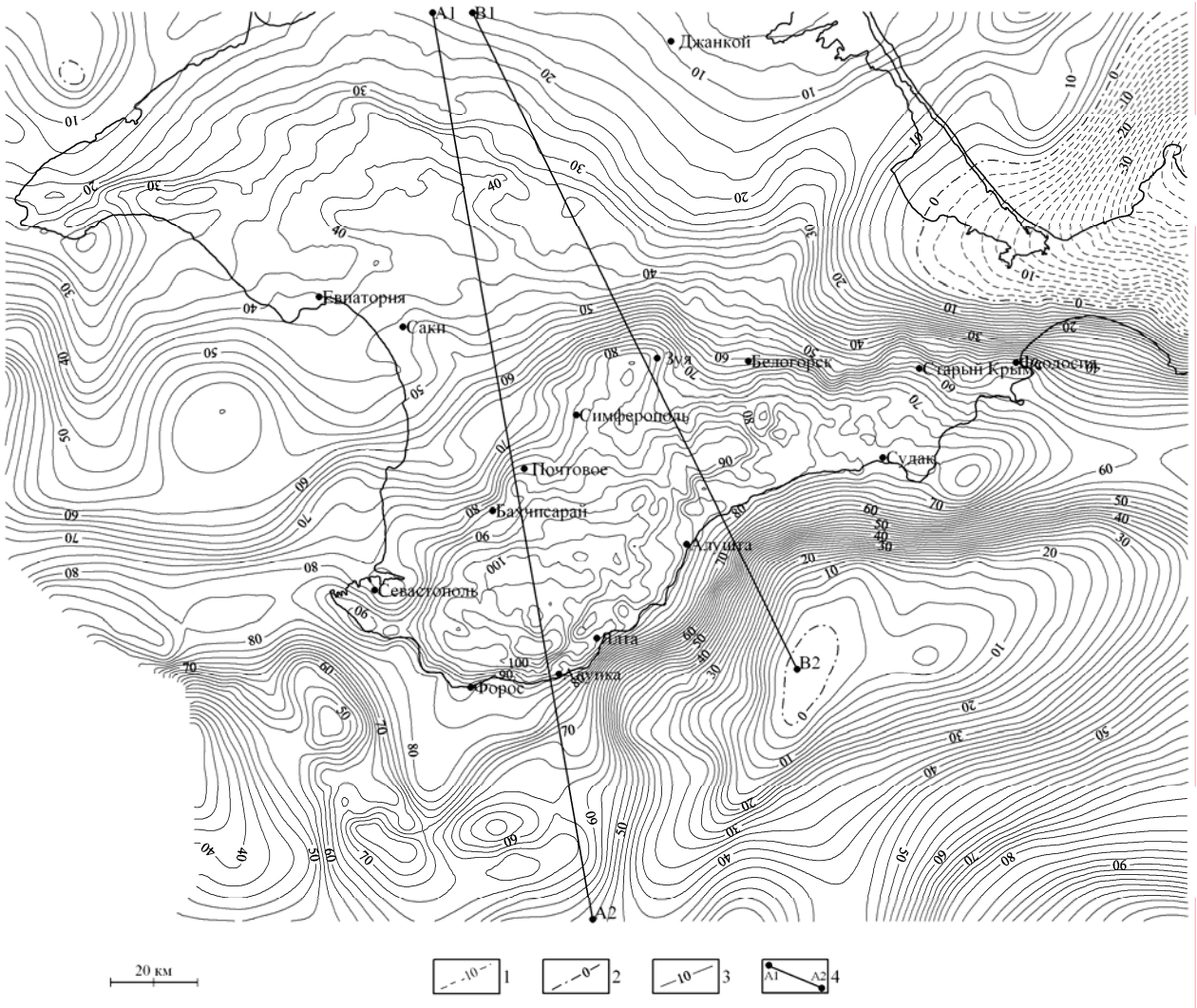


Рис. 1.57. Карта аномального гравитационного поля (редукция Буге, σ=2.3 г/см^3) Крымского полуострова и примыкающих участков акваторий Черного и Азовского морей. 1—3 — изоаномалы силы тяжести g_a: 1 — положительные, 2 — нулевые, 3 — отрицательные; 4 — линии расчетных профилей.

Северная и северо-восточная часть равнинного Крыма относится к области устойчивого нарастания напряженности поля аномалий силы тяжести в юго-западном направлении, от нулевых значений в районе Сиваша до 30 мГал в южной части. Эта Джанкойская региональная составляющая

имеет достаточно простое строение и обусловливается гравитационным эффектом толщи домеловых отложений повышенной мощности, формирующих здесь погруженную часть Скифской плиты.

Более сложную структуру имеет поле аномалий силы тяжести в центральной и северо-западной части Крымского полуострова. Его природа связывается со строением Центральнокрымского поднятия, которое в целом сформировано по кровле герцинского яруса. В западной приморской части Крыма наблюдается относительный минимум, связанный с Альминской впадиной второго порядка, характеризующейся резким увеличением мощности позднекайнозойских отложений.

Вся южная часть Крымского полуострова, от береговой линии до равнинной зоны, граница которой огибает Горный Крым по направлению г.г. Кача-Симферополь-Феодосия, охватывается региональным максимумом силы тяжести площадью около 8 тыс. км^2. Его осевая зона, с небольшими отклонениями, вытянута вдоль Главной гряды Крымских гор. Эпицентр этой региональной аномалии смещен к юго-западу, где в области Ялтинской яйлы ее амплитуда достигает максимальных для всей Украины значений на уровне 100—110 мГал, а перепад напряженности между Крымским максимумом и Керченским минимумом достигает величины 200 мГал (на расстоянии 220 км).

Южный фланг этой региональной положительной аномалии местами выходит за пределы суши, продолжаясь в шельфовую часть Черного моря, и характеризуется более высокими значениями градиентов по сравнению с северным. На востоке Крымский максимум прослеживается в Черном море и соединяется с крупной положительной гравитационной аномалией Западного Кавказа в районе п-ва Абрау-Дюрсо, из-за чего иногда именуется Крымско-Кавказской гравитационной зоной или одноименной аномальной полосой.

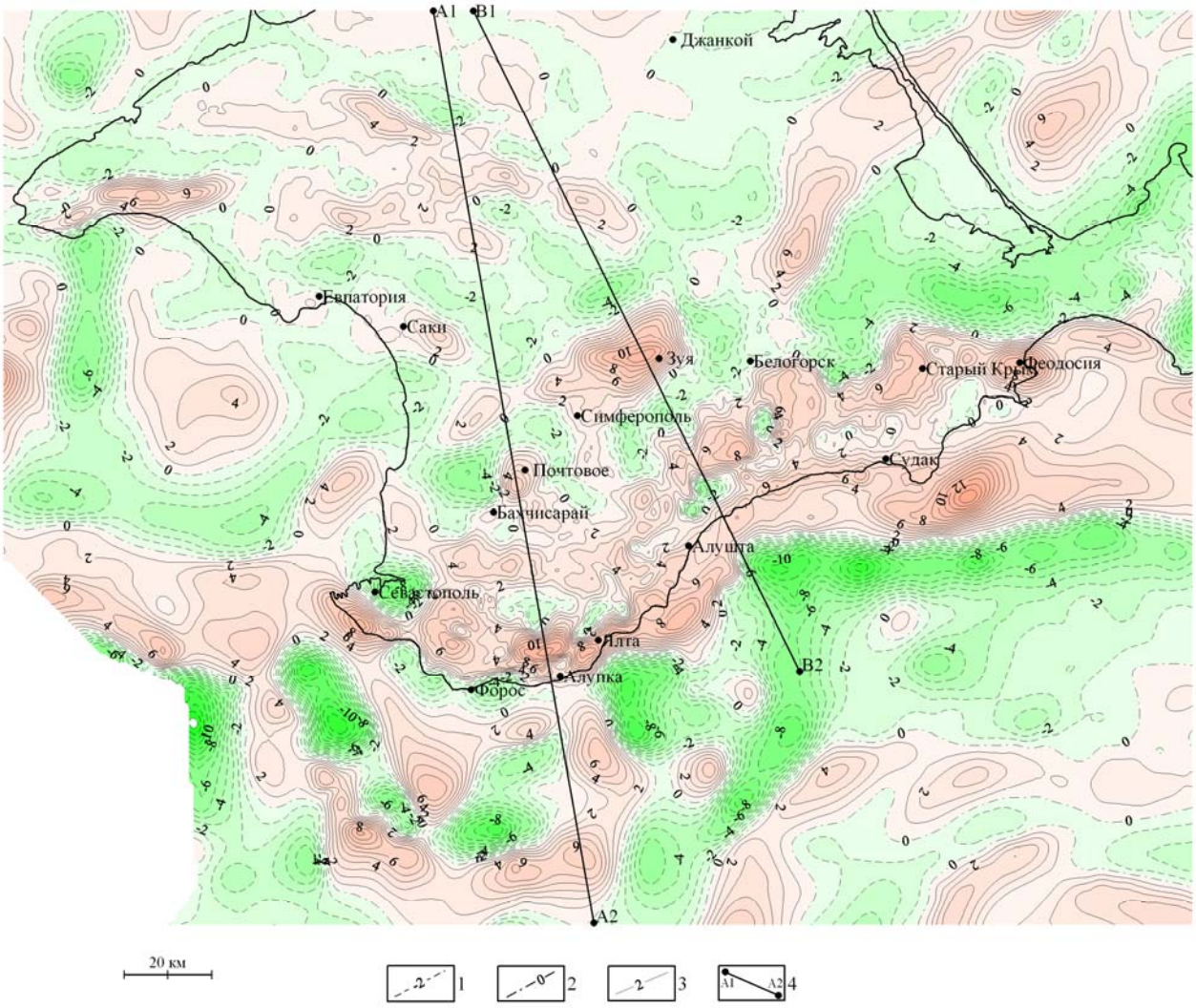


Рис. 1.58. Карта локальных аномалий δg_a (осреднение в скользящем окне 24×24 км). 1—3 — изолинии δg_a в мГал: 1 — положительные, 2 — нулевые, 3 — отрицательные; 4 — линии расчетных профилей.

Если в степной части Крымского п-ва характер гравитационного поля практически однозначно согласуется с тектоническим районированием, то величина и положение Крымского максимума силы

тяжести всегда вызывали необходимость нестандартного подхода к объяснению его геолого-геофизической природы. В первую очередь это относится к его приуроченности к горной части Крыма, что нетипично для молодых горных сооружений Карпат, Кавказа и других альпийских орогенов, обычно сопровождающихся интенсивными минимумами поля аномалий Буге. Как считает большинство исследователей, наблюдаемое явление — следствие еще неустановившегося здесь режима изостатического равновесия блоков земной коры.

Полезно также сопоставить гравитационное поле с аномалиями ΔT_a по данным высокоточной аэромагнитной съемки м-ба 1:100 000, выполненной к настоящему времени на большей части Крымского полуострова [Нечаева, 1983], и данными структурного бурения, отраженными в работах (Державна геологічна…, 2006, 2007, 2008).

На рис. 1.57 приведена карта аномалий Буге при плотности промежуточного слоя 2,3 г/см^3 Крымского полуострова и прилегающей акватории Черного моря, на рис. 1.58 — карта остаточных аномалий, полученных после осреднения наблюденного поля в скользящем квадратном окне со стороной 24 км, а на рис. 1.59 представлена карта локальных аномалий $\delta\Delta T_a$ (осреднение в окне со стороной 24 км, сечение изолиний 10 нТл). Подробное сопоставление установленных аномалий с данными приповерхностной геологии выполнено в работе [Ентин и др., 2010]. Это дало возможность построить геолого-геофизическую модель верхней части земной коры Горного Крыма (до 3 км) и выделить гравитационный эффект средней и нижней коры.

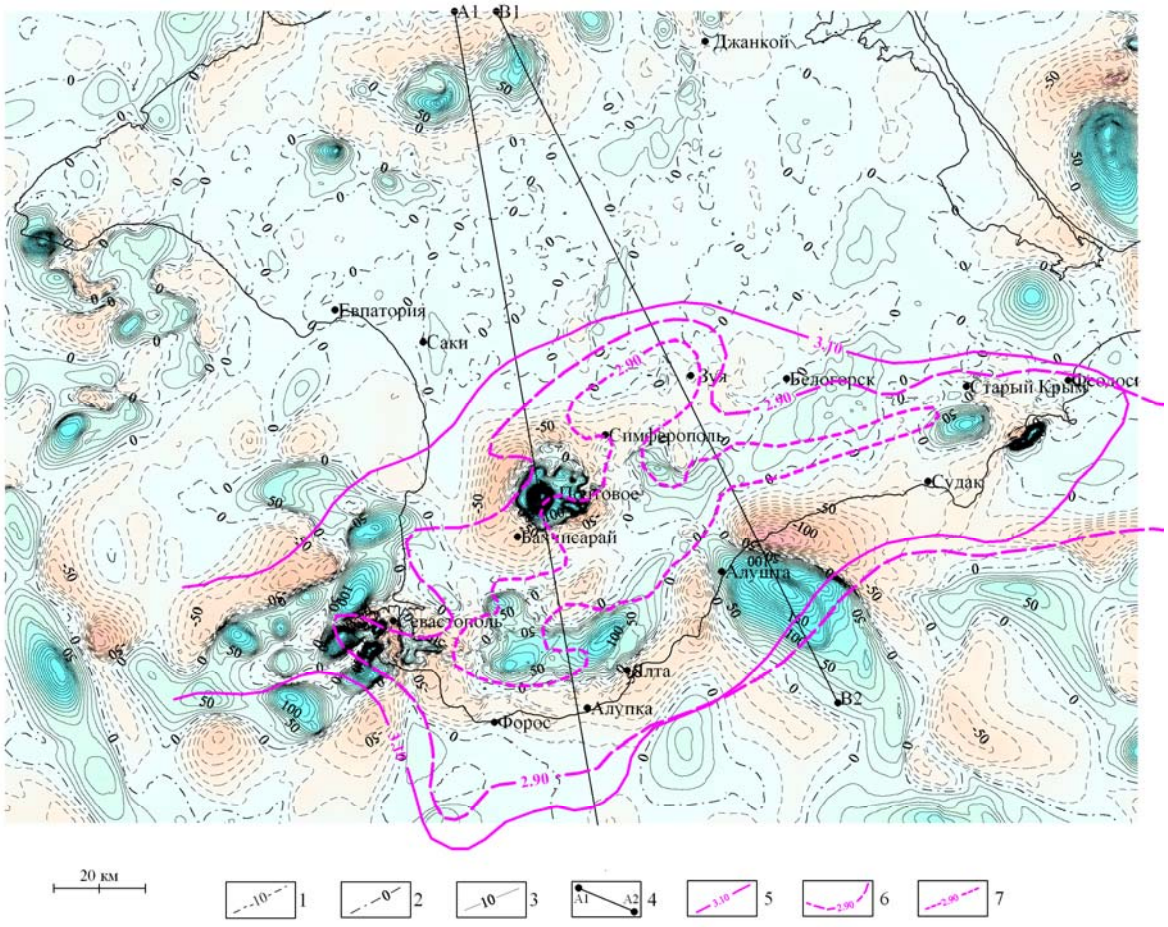


Рис. 1.59. Карта локальных аномалий магнитного поля (осреднение в скользящем окне 24×24км). 1-3 — изолинии $\delta\Delta T_a$ в нТл: 1- положительные, 2- нулевые, 3- отрицательные; 4- линии расчетных профилей; 5-7 — контуры аномальных гравитирующих объектов и их плотности на глубинах: 5- 40 км, 6- 20 км, 7- 10 км.

В связи с получением новых геофизических и геологических материалов в работе [Ентин и др., 2010] были сделаны граничные количественные оценки некоторых параметров основных гравитирующих объектов Горного Крыма и его предгорной части на основе петроплотностного моделирования разреза по данным гравиметрии и результатов геологических работ.

Для количественной интерпретации гравитационного поля выбраны два профиля A_1—A_2 и B_1—B_2, отстоящих друг от друга на 35 км, ориентированных вкрест простирания основных геологических структур Горного Крыма и дополнительно пересекающих наиболее контрастные и достаточно изученные бурением локальные гравитирующие объекты в его предгорной части (рис. 1.58—1.61).

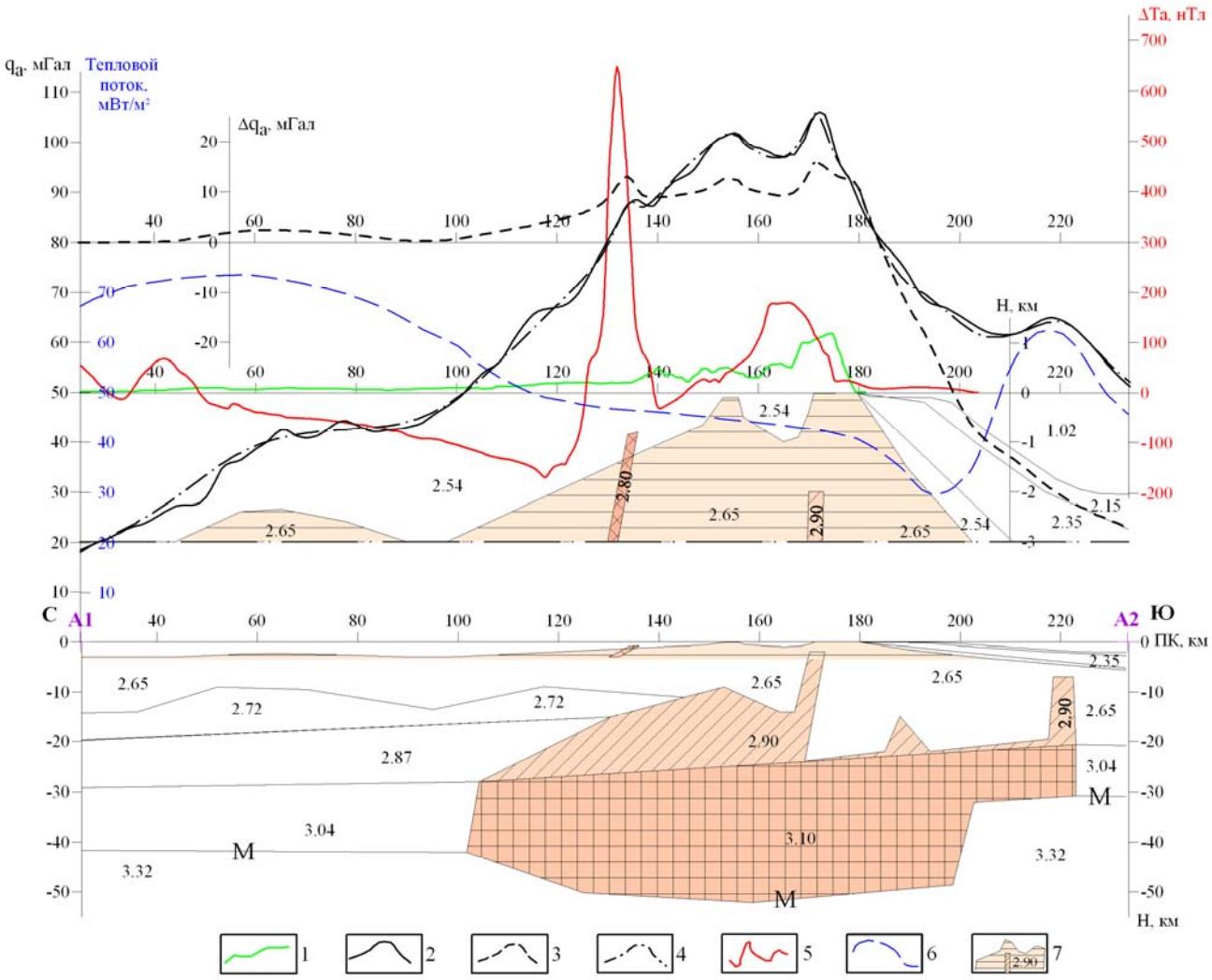


Рис. 1.60. Плотностная модель земной коры Крымского полуострова вдоль профиля А1—А2. 1 — рельеф дневной поверхности; 2 — наблюденная кривая g_a (редукция Буге, σ=2.3 г/см^3); 3 — расчетная кривая Δg_a от верхнего (3 км) слоя земной коры; 4 — суммарная расчетная кривая Δg_a от всего разреза земной коры; 5 — кривая аномального магнитного поля ΔT_a; 6 — кривая теплового потока, по [Кутас, 2010]; 7 — аномальные гравитирующие объекты и их плотность в г/см^3.

Моделирование петроплотностного разреза выполнялось в интерактивном режиме с использованием программного обеспечения АСОМ РГ [Гольдшмидт, 1990]. Расчеты велись от нулевой линии рельефа, с учетом трехмерности аномалиеобразующих объектов. Не останавливаясь на подробностях количественных расчетов, отметим следующие полученные результаты.

Кривые Δg первых трех километров земной коры, расчитанные по отношению к плотности континентальных осадков 2,54 г/см^3, по своему характеру напоминают классическую аномалию типа уступа амплитудой более 100 мГал (с положительной ветвью до + 15 и отрицательной до — 90 мГал), обусловленную переходом от континентальной коры Крымского п-ва к субокеанической, которая в своей верхней части представлена водой и слабоуплотненными морскими осадками. Гравитационный эффект от локальных петроплотностных неоднородностей этой части разреза Горного Крыма определяется антиклинальными структурами, в строении которых главное место занимают отложения таврической серии и герцинского яруса (σ =2,65 г/см^3), а также штокообразные магматические тела основного состава, (σ =2,80—2,90 г/см^3, диаметр 1,5—3 км), верхняя кромка которых может достигать глубины 1—2 км.

Если суммировать гравитационный эффект от плотностных неоднородностей верхней части

земной коры (до 3 км), то в отдельных местах он может достигать максимальной величины 10—15 мГал, что составляет около 10% от полной амплитуды Крымской аномалии силы тяжести. Поэтому возникновение этой аномалии обусловливается в основном причинами глубинного характера.

По расчетным данным мантийная депрессия под Горным Крымом заполнена породами коро-мантийного состава (σ=3,10 г/см^3), которые поднимаются над ней еще минимум на 10 км, занимая всю область базальтового слоя шириной около 100—120 км. Положительный гравитационный эффект этой коро-мантийной смеси на фоне базальтового слоя практически равен ее отрицательному эффекту на фоне мантийных пород, окружающих депрессию. Поэтому приходим к выводу, что масса тела коро-мантийных пород изостатически скомпенсирована.

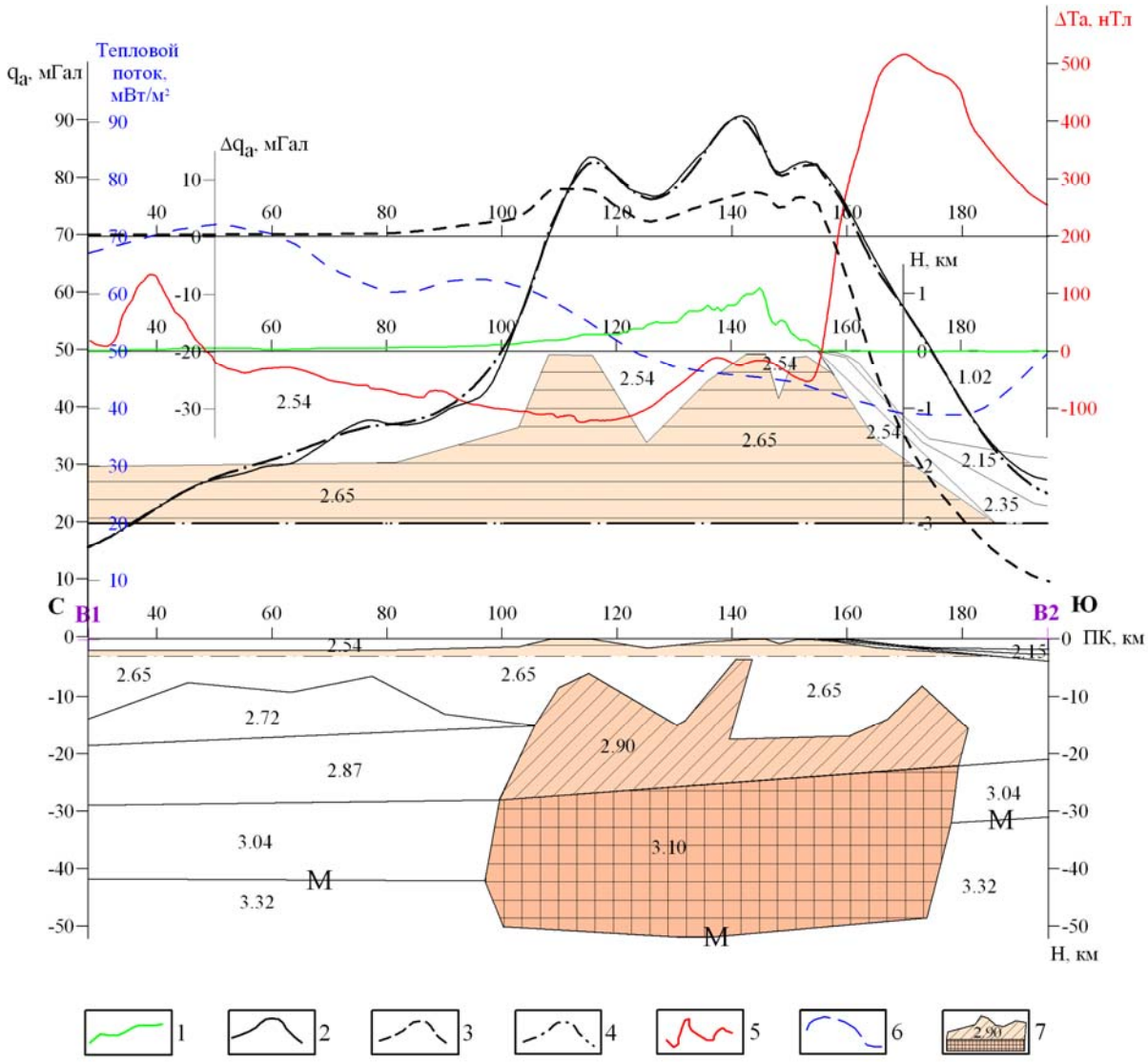


Рис. 1.61. Плотностная модель земной коры Крымского полуострова вдоль профиля В1—В2.
Условные обозначения на рис. 1.52.

На уровне гранодиоритового и гранитного слоев над коро-мантийной смесью находится тело пород основного состава (σ=2,90 г/см^3) достаточно сложной формы. Его основная масса располагается в северной части Горного Крыма, полого выклиниваясь в сторону предгорной и равнинной частей и круто обрываясь в сторону моря. Это интрузивное тело и вызывает до 90% гравитационного эффекта Крымского максимума. Характер боковых контактов интрузии, совместно со ступенеподобным подъемом поверхности «М» в сторону моря, определяют ассиметричный вид наблюденной кривой силы тяжести с более крутой южной ветвью.

В своих апикалиях интрузивное тело прорывает гранитный слой и может внедряться в отложения герцинского яруса, достигая в отдельных случаях глубины 3—8 км от дневной поверхности. Именно эти штокоподобные выступы, по-видимому, формируют антиклинальные формы в вышезал-

егающих отложениях герцинского и киммерийского ярусов, обусловливая вместе с последними характерную полосовидность поля локальных аномалий силы тяжести Горного Крыма.

Таким образом, по данным количественной интерпретации, в южной части Крымского п-ва земная кора представляет собой аномально плотное тело — корово-мантийный диапир, состоящий на глубинах 30—50 км из коромантийной смеси (3,1 г/см^3). Ширина тела в нижней части коры около 100—120 км, при этом третья часть его находится в акватории и распространяется южнее континентального склона, т.е. охватывает северный край Западно-Черноморской плиты.

В средней и верхней части коры плотность тела снижается до средней плотности «базальтового» слоя и поперечные размеры его уменьшаются (рис. 1.60). Выше 20 км диапир образует несколько выступов, некоторые из них в пределах ГК достигают глубины 9—2 км. Над этими выступами оказываются приподнятыми также породы таврической серии и подстилающие их комплексы, образующие на поверхности Качинское, Южнобережное, Алуштинское и другие поднятия.

Суммарно коромантийная смесь, «базальтовый слой», приподнятые породы «гранитного» слоя, палеозоя и таврики и создают основной гравитационный эффект (около 100 мГал) Крымского максимума. На этом фоне локальные положительные аномалии («полосы локальных максимумов» на рис. 1.58) вызваны, по-видимому, не выходящими на поверхность интрузивными телами — саттелитами выступов диапира и слагающими ядра антиклиналей породами таврики (рис. 1.60, ПК 152, 170; рис. 1.61, ПК 115, 142), — а минимумы — верхнеюрскими и нижнемеловыми породами, занимающими осевую часть Горного Крыма. Природа полосы локальных максимумов, наблюдаемой в шельфовой части, пока не совсем ясна: либо это выступы пород базальтового состава, как показано на рис. 1.60, ПК 188 и 6, ПК 173, либо коромантийной смеси, если предположить, что они образовались на рифтовом этапе формирования Черноморской впадины.

Присутствие крупного массива пород ультраосновного-основного состава в земной коре ГК подтверждается и геотермическими данными. В работе [Гобаренко и др., 1991] было показано, что относительно низкий тепловой поток (ТП) в пределах Крымских гор (как считают авторы, не менее чем на 7—9 мВт/м^2 ниже, чем на соседних участках) свидетельствует о более основном составе нижней и средней коры ГК. Кроме того, выполненные в этой работе расчеты привели авторов к выводу, что для остывания внедрившегося в кору мантийного диапира потребовалось ~110 млн лет, т.е. время внедрения — поздний мел.

За последние 20 лет новых данных о ТП ГК практически не прибавилось, но Р. И. Кутасом построена схема распределения ТП в Черном море и прилегающих регионах [Кутас, 2010], которая подтверждает высказанное предыдущими авторами представление о низком тепловом потоке в ГК. На рис. 1.60 и 1.61 видно (графики ТП построены на основании данной схемы), что величина ТП над мантийным диапиром составляет 40—45 мВт/м^2, тогда как за его пределами возрастает до 50—70 мВт/м^2 . Поэтому было бы неправильным не доверять расчетам, выполненным в работе [Гобаренко и др., 1991].

В этой связи кажется вполне вероятным, что Горный Крым представляет собой верхнекоровую призму вулканогенно-осадочных пород, поднятую более чем на 1,5 км при образовании выступов корово-мантийного диапира. Породы призмы претерпели две фазы складчатости — раннекиммерийскую и альпийскую. Начало образования диапира связано, скорее всего, с заложением Западно- и Восточно-Черноморской плит (поздний мел — поздний палеоцен, по [Казьмин,Тихонова, 2006]), когда в низах коры образовалась коро-мантийная смесь, а подъем тела базальтов и его выступов — на позднеальпийском этапе (олигоцен - квартер) как результат давления этих плит с юга и юго-востока.

Судя по интенсивности поднятия Крымских гор в новейшее время (+700 м за четвертичный период [Верховцев, 2007] и распределению гипоцентров землетрясений в их пределах [Пустовитенко и др.,1989; Паталаха и др., 2003], подъем коровой части диапира продолжается до сих пор. Разрыв во времени между фазами образования коро-мантийной смеси и подъема диапира согласуется с тем, что в первую фазу процесс изостатической компенсации уже состоялся, а во вторую — еще нет.

Отсутствие положительных аномалий теплового потока над выступами мантийного диапира можно объяснить разными причинами: а) редкая сеть точек определения теплового потока, в результате чего такие аномалии пропущены; б) внедрение выступов мантийного диапира происходит в виде протрузий без прогрева вышележащих толщ горных пород.

1.9. Черноморская впадина

Формирование Черноморской (ЧМ) впадины обусловлено тектоническими процессами, связанными с эволюцией океана Тетис. Считается, что ЧМ впадина образовалась в нижнемеловое время как задуговый бассейн в тылу Понтийской дуги при закрытии мезозойского океана Неотетис и его субдукции под Понтийскую магматическую дугу [Dercourt et al., 1993; Okay et al., 1994; Robinson, Kerusov, 1997; Nikishin et al, 2001, 2003]. Заложение впадины произошло, скорее всего, на континентальной

литосфере, которая представляла собой коллаж микроплит и террейнов различного происхождения, спаянных вместе аккреционными процессами [Pease et al., 2008; Winchester et al., 2006; Stephenson, Shellart, 2010; Yegorova, Gobarenko, 2010]. В настоящее время ЧМ впадина представляет собой плоскую абиссальную котловину с дном моря на глубине 2 км, которая перекрывает очень мощную осадочную толщу, которая, в свою очередь покрывает неоднородный фундамент.

Как известно, ЧМ мегавпадина состоит из двух впадин с субокеанической или сильно утоненной континентальной корой (рис. 1.62) — Западно-Черноморской (ЗПВ) и Восточно-Черноморской (ВЧМ), заполненной мощными (до 12—14 км мощности) кайнозойскими и четвертичными осадками [Tugolesov et al., 1985; Finetti et al., 1988; Belousov, Volvovsky, 1989; Starostenko et al., 2004]. Эти две впадины разделены Центрально-Черноморским поднятием (ЦЧП) — линейной структурой С-З простирания с подъемом фундамента до 6 км, в составе которого выделяются валы Андрусова на севере и Архангельского на юге (рис. 1.62).

По имеющимся данным ЗЧВ и ВЧВ отличаются практически по всем геолого-геофизическим параметрам — своими размерами, строением осадочной толщи, преобладающему направлению основных структурных элементов, по характеру геофизических полей, сейсмичности и строению коры и верхней мантии [Yegorova, Gobarenko, 2010; Старостенко и др., 2010; Гобаренко, Яновская, 2011; Starostenko et al., 2010; 2015].

Не смотря на значительные успехи в изучении ЧМ впадины различными методами геологии и геофизики, все еще остается ряд нерешенных вопросов, вызывающих активную дискуссию. К ним относятся время раскрытия ЧМ (или возраст образования самых древних осадков), механизм образования самой мегавпадины, природа и конфигурация основных литосферных блоков под ЧМ, строение мантийной литосферы и др. [Nikishin et al., 2003; Starostenko et al., 2004; Shillington et al., 2008; Stephenson, Shellart, 2010; Yegorova, Gobarenko, 2010]. Ключом к дальнейшему прогрессу в изучении коллизии литосферных плит и внутренних процессов в литосфере Черноморского региона, определяющих современную геодинамику региона, могут послужить детальные модели литосферы региона.

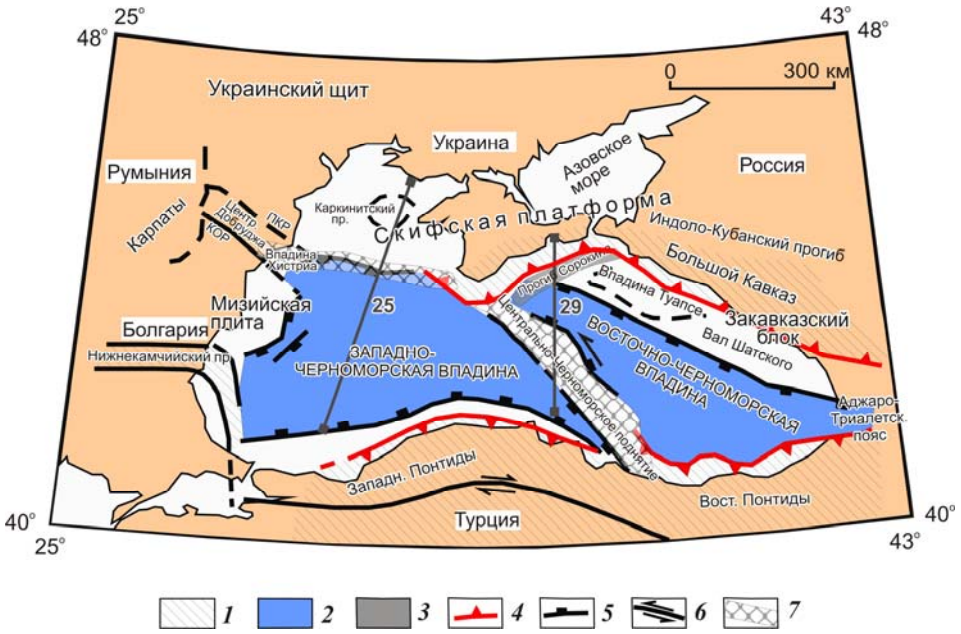


Рис. 1.62. Тектоническая схема Черноморского региона [Yegorova, Gobarenko, 2010]. ПКР и КОР соответствуют разломам Печенега-Камена и Капидава-Овидиу, которые ограничивают Центральную Добруджу; линиями показаны сейсмические профили ГСЗ 25 и 29. 1 — области основных третичных деформаций сжатия, 2 — тонкая субокеаническая кора, 3 — аккреционный прогиб (Сорокина), 4 — основные зоны сжатия, 5 — основные зоны растяжения, 6 — основные сдвиги, 7 — шовные зоны.

Краткий геолого-тектонический очерк. По геологическим данным считается, что раскрытие ЧМ впадины произошло в меловое время [Адамия и др., 1974, Letouzey et al., 1977; Görur. 1988; Nikishin et al., 2003]. Уточненный период для этого события, между нижним мелом и палеоценом, был получен Финетти с соавторами [Finetti et al., 1988] в результате анализа и обобщения большого количества сейсмических материалов, что, в целом совпадает с представлениями [Zonenshain, Le Pichon,1973; Robinson et al., 1996]. По результатам новых региональных сейсмических исследований, полученных в 2011—2012 гг. в рамках международного научного проекта «Геология без границ» [Graham, Kaimakci, Horn, 2013; Амелин и др., 2014; Глумов и др., 2014], Никишиным с соавторами был сделан вывод, что континетальный рифтогенез в ЧМ происходил в позднебарремское-альбское вре-

мя, а раскрытие бассейнов с одновременным формированием коры океанической или сильно утоненной континентальной происходило почти одновременно с сеноманского по сантонское время [Nikishin et al., 2015б].

Проблема возможного механизма образования ЧМ впадины представляется довольно противоречивой. При этом точки зрения варьируют довольно широко: от принятия ЧМ сегмента (вместе с Южно-Каспийской впадиной) как остатков древнего мезозойского океана [Dewey et al., 1973; Zonenshain, Le Pichon 1986] до современных точек зрения, рассматривающих формирование субокеанической коры ЧМ впадин в ходе преобразования изначально континентальной коры в результате: 1) рифтинга или 2) базификация под влиянием внедрения мантийного диапира или плюма [Чекунов, 1989; Коболев, 2016].

В настоящее время большинство геологов рассматривают образование впадины как задугового бассейна в связи с рифтогенезом в тылу Понтийской магматической дуги раннемелового возраста [Görur, 1988; Nikishin et al., 2003]. Данные региональной геологии [Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Banks, Robinson, 1997] и морских сейсмических исследований отраженными волнами [Finetti et al., 1988] свидетельствуют об отличиях в происхождении двух впадин в западной и восточной частях ЧМ.

При раскрытии Западно-Черноморской впадины наиболее известные геодинамические схемы предполагают либо смещение только палеозойской Стамбульской зоны Западных Понтид к югу в течение апта-сеномана [Okay, 1994], либо вместе с Центральными Понтидами [Banks, Robinson, 1997]. В последнем случае важнейший элемент Центральных Понтид — комплекс Кюре — вплоть до поздней юры был причленен к юго-западному Крыму.

В работе [Okay et al., 1994] рассматривается, что ЗЧВ раскрылась в мелу как задуговый рифтогенный бассейн при отрыве Стамбульской зоны, которая сначала располагалась рядом с Мизийской плитой на западе, от южного края Восточно-Европейской платформы (сейчас занятого Одесским шельфом). При этом считается, что в позднем мелу — палеоцене Стамбульская зона двигалась на юг (по отношению к Одесскому шельфу) по двум трансформным разломам: Западно-Черноморскому с правосторонним сдвигом и Западно-Крымскому разлому с левосторонним сдвигом [Okay et al., 1994]. Близкий механизм формирования Западно-Черноморской впадины предлагают Русаков и Пашкевич (2017), которые отмечают решающую роль коровых разломов (и, прежде всего, Одесско-Синопского разлома) при раскрытии Черноморской впадины.

Наиболее четко идея различного происхождения ЗЧВ и ВЧВ была разработана в работах Робинсона с соавторами [Robinson et al., 1996, Banks, Robinson, 1997; Robinson. Kerusov 1997]. По их мнению, ЗЧВ начала раскрываться в середине мела как микроплита (включающая структуры, представленные современными Западными и Восточными Понтидами), отделившаяся от Мизийской и Скифской плит и двигающаяся в юго-восточном направлении, оставляя за собой новообразованный задуговый океанический бассейн. Ключевой современной структурой такого тектонического события является разлом Печенега-Камена (рис. 1.55) и его продолжение на акватории [Banks, Robinson 1997]. Разлом Печенега-Камена, являющийся продолжением зоны Тейссейра-Торнквиста, контролирует на территории Румынии южную границу Восточно-Европейской платформы [Săndulesku 1978; Visarion et al., 1990]. Вдоль этой зоны отмечены тектонические сдвиговые деформации, которые могут быть связаны с раскрытием впадины в западной части ЧМ [Banks, Robinson, 1997; Seghedi, Oaie, 1994; Săndulesku, 1994; Hippolite, 2002]. В определенной степени подтверждением этому может быть обнаружение по 25 профилю [Баранова и др., 2008] высокоамплитудного разлома на месте возможного продолжение разлома Печенега-Камена, по которому фундамент на шельфе резко (до 8 км!) погружается в ЗЧВ.

Вращение блока Центрально-Черноморского поднятия (ЦЧП) (обсуждались разные схемы вращения) рассматривалось в качестве основного приводного механизма раскрытия впадины в восточной части ЧМ [Finetti et al., 1988; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Shillington et al., 2009]. Хорошо согласуется с этими представлениями механизм, предложенный в работе [Русаков, Пашкевич, 2017] и рассматривающий образование ВЧВ в результате вращения против часовой стрелки континентального блока в восточной части моря. Для восточной части ЧМ установлена генетическая связь ВЧВ со структурами Северного Кавказа, подразумевая заложение ВЧВ на коре Закавказской глыбы (Transcaucasus domain) [Адамия и др., 1994; Golonka, 2004; Saintot et al., 2006б], что также подчеркивается продолжением ВЧВ в восточном направлении в пределы Аджаро-Триалетского пояса [Адамия и др., 1974; Чекунов, 1989; Shcherba, 1994; Banks et al., 1997]. Более того, современная структура ВЧВ была составной частью Закавказского осадочного бассейна, существовавшего в юре и мелу от Добруджи до Копет-Дага [Zonenshain, Le Pichon 1986; Banks et al., 1997; Shreider et al., 1997; Brunet et al., 2003; Golonka, 2004].

Сейсмичность ЧМ региона. Черное море окружено молодыми тектоническими структурами с высокой сейсмической активностью. По сейсмологическим данным, собранным с 1927 г., выделяются несколько сейсмогенных зон — Крымская (или Крымско-Кавказская), Северо-Анатолийская, Мра-

морного моря [Чекунов и др., 1996]. Самые сильные землетрясения зарегистрированы вдоль юго-западной границы ЧМ в Северо-Анатолийской зоне, где землетрясения магнитудой больше 7 не являются редкостью. На рис.1.63 показана сейсмичность ЧМ региона за период 1971—2012 гг. по данным каталога ISC, сайтов [http://www.isc.ac.uk; http://www.sismo.deprem.gov.tr, http://www.emsc-csem.org, http://www.ceme.gsras.ru], бюллетеней региональной сети сейсмических станций Крыма [Сейсмологический…, 1970—1990; Сейсмологический…,1991—2013]. Данные по этим землетрясениям, к которым была применена процедура релокации источников, использовались для построения сейсмотомографической модели ЧМ региона [см. п. Строение литосферной мантии ЧМ по данным сейсмической томографии; Яновская и Гобаренко, 2011; Яновская и др., 2016].

На рис. 1.63 видно, что очаги сильных землетрясений Северо-Анатолийской зоны, расположены преимущественно в верхней части коры. Эта сейсмогенная зона прослеживается и в восточном направлении вдоль южной границы ВЧВ в пределах Восточных Понтид.

Вдоль южной границы Скифской платформы на границе с ВЧВ вдоль Крымско-Кавказского побережья отмечается серия более глубоких землетрясений, формирующих Крымскую сейсмогенную зону, с магнитудой m_b=4—5, очаги которых расположены в нижней коре и верхней мантии (H=20—46 км) (рис. 1.56). Вдоль побережья Горного Крыма (ГК) эта зона контролируется Южнобережным разломом, вдоль которого резко изменяется структура коры — от 25—30 км мощности под ВЧВ до 48 км под ГК [Starostenko et al., 2004]. Здесь землетрясения локализованы в пределах северного борта прогиба Сорокина, простирание которого перпендикулярно оси ВЧВ. Решение механизмов очагов землетрясений в этой зоне позволяет говорить о режимах сжатия, направленных со стороны ЧМ к Крыму; были также получены и механизмы, связанные со сбросами (режим растяжения) и сдвигами [Пустовитенко, 2002; Пустовитенко и др., 2014; Гобаренко и др., 2016]. Самое сильное землетрясение 1927 г. на побережье Крыма в районе Ялты (магнитудой 6.8) произошло в обстановке режима растяжения (сбросовый механизм очага). Землетрясения Керченско-Таманской зоны и Северного Кавказа характеризуются бóльшей амплитудой (M>5) и очагами, расположенными в нижней коре-верхней мантии. Механизмы очагов в этой зоне могут быть связаны с субгоризонтальными СВ-ЮЗ деформациями сжатия по надвигам и сдвигам [Пустовитенко, 2002; Гобаренко и др., 2016].

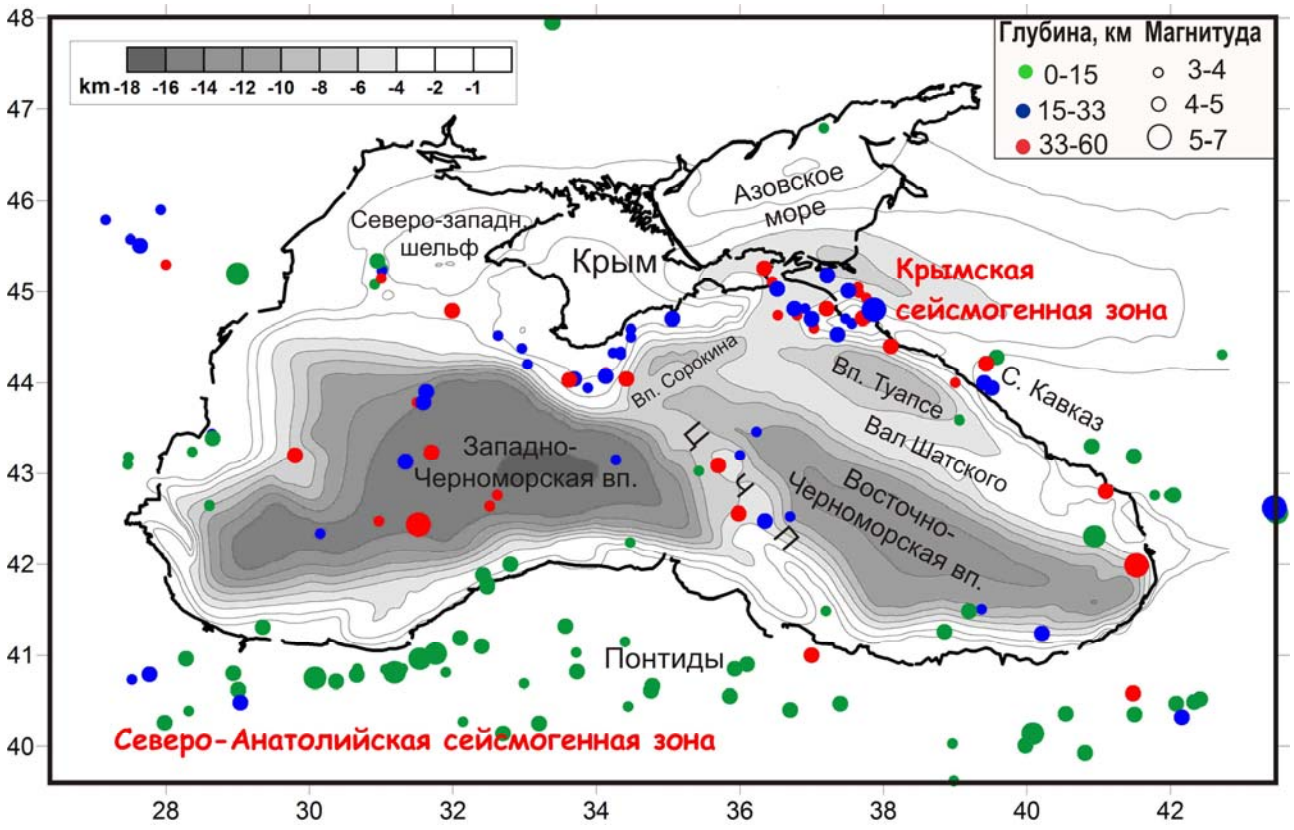


Рис. 1.63. Распределение эпицентров землетрясений Черноморского региона в зависимости от глубины очага (на фоне глубин подошвы осадочных отложений Черноморской впадины) [Яновская и др., 2016]. Величина кружка показана в зависимости от магнитуды землетрясений, а его цвет — от глубины очага. Черными треугольниками показаны сейсмические станции, зарегистрировавшие землетрясения. ЦЧП — Центрально-Черноморское поднятие.

Крымская сейсмогенная зона может быть прослежена в западном направлении субширотной сейсмогенной зоной вдоль континентального склона между Северо-западным шельфом (Скифская платформа) и глубоководной ЗЧВ, с возможным прослеживанием на территории Румынии с землетрясениями различной магнитуды и глубинности.

В центральной части Черноморской впадины выделяется цепочка землетрясений СЗ-ЮВ ориентации, приуроченная к ЦЧП (рис. 1.63). Определение механизмов очагов здесь указывает на деформационные режимы сжатия с ориентацией главной оси сжатия в С-СВ направлении [Гобаренко и др., 2016]. В пределах ЗЧВ зарегистрированы землетрясения с магнитудами m_b=3—5, очаги которых находятся на глубинах H=22—36 км. С учетом результатов ГСЗ по профилю 25 [Маловицкий, Непрочнов, 1972] и их последней переинтерпретации [Баранова и др., 2008], показывающей, что мощность коры в ЗЧВ уменьшается до 19—20 км, можно утверждать, что землетрясения здесь происходят в самых верхах мантии. В ВЧВ надежно не зарегистрировано ни одного землетрясения в диапазоне m_b≥3.

Таким образом, разгрузка напряжений происходит по-разному в двух частях ЧМ впадины, что, в свою очередь, подтверждает присутствие двух впадин с литосферой разной реологии. ЗЧВ ограничена с юга Северо-Анатолийской зоной сильных землетрясений с очагами в верхней коре, а главная сейсмогенная зона ВЧВ (Крымская) ограничивает ее с севера. Землетрясения в последней имеет меньшую магнитуду (4—5 баллов), а очаги расположены на бóльших глубинах (в нижней коре верхней мантии). Две впадины ЧМ разделены ЦЧП, в пределах которого отмечаются землетрясения разной интенсивности и глубины.

Строение осадочного чехла ЧМ. ЧМ впадина имеет довольно внушительные размеры — по поверхности мела (Mz) достигает более 1100 км в длину при ширине от 150 до 300 км. Как показывают сейсмические исследования ОГТ [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988], ЗЧВ и ВЧВ отличаются мощностью осадочной толщи, своими размерами, формой и общей ориентировкой структур. Существующие различия в двух частях впадины прослеживаются и в строении подстилающей коры и верхней мантии [Yegorova, Gobarenko, 2006; Starostenko et al., 2010; 2015]. ЗЧВ широкая (150-300 км), вытянута в субширотном направлении в виде треугольника на расстоянии около 600 км. ВЧВ, примерно такой же длины, значительно сужена (до 100-150 км) и имеет четкую северо-западную ориентировку, параллельную ЦЧП и складчатым структурам Кавказа. Две субвпадины разделены ЦЧП, которое в своей северной части представлено валом Андрусова длиной до 200 км и шириной свода от 20 до 70 км. К югу он сменяется валом Архангельского. С востока и северо-востока ВЧВ ограничена валом Шатского, протягивающимся в северо-западном направлении на 450 км при ширине свода 10—60 км.

В результате проведения огромного количества сейсмических исследований отраженными волнами, территория Черноморской впадины была практически полностью покрыта сетью профилей ОГТ [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988]. Результаты интерпретации всего этого материала позволили построить серию структурных карт для кайнозойской осадочной толщи ЧМ впадины с выделением нескольких слоев. На рис.1.64 показана структура осадочного чехла ЧМ по данным [Туголесов и др., 1985] с выделением слоев: (1) антропогеновых отложений; (2) неогеновых осадков (плиоцен — верхний-средний миоцен); (3) майкопской серии (нижний миоцен-олигоцен); (4) палеоцен-эоценовых отложений.

Самый нижний слой (палеоцен-эоцен) характеризуется картой по поверхности меловых пород (рис. 1.57 д) и мощностью палеоцен-эоценовых пород. В пределах двух суб-впадин видны более мелкие впадины и прогибы, и разделяющие их поднятия и валы, которые особенно четко выделяются в ВЧВ. Здесь обособляется, вытянутая в северо-западном направлении вдоль побережья Грузии, Туапсинская впадина, которая отделена от ВЧВ валом Шатского. В юго-восточной части ВЧВ выделяется Гурийский прогиб — довольно узкий, вытянутый в СВ направлении, прогиб с мощностью палеоцен-эоценовых отложений до 4 км, продолжающийся на побережье Аджаро-Триалетским вулканогенно-флишевым поясом. Максимальной мощности (более 6 км) отложения палеоцена-эоцена достигают в двух узких прогибах ЗЧВ — Нижнекамчийском и Синопском. На Северо-западном шельфе Черноморской впадины выделяется Каркинитский прогиб с мощностью палеоцен-эоценовых отложений до 2 км.

На валах Андрусова и Шатского отложения палеоцен-эоцена отсутствуют. Судя по характеру сейсмической записи, палеоцен-эоценовые отложения представлены здесь довольно мощной, почти горизонтально залегающей осадочной толщей, сложенной переслаиванием карбонатов с терригенными породами [Туголесов и др., 1985]. Палеоцен-эоценовые отложения прибрежных прогибов Западного Кавказа и Понтийского побережья представлены флишевым комплексом; в Гурийском прогибе в составе флиша преобладают вулканогенные породы.

В ***майкопское время*** (олигоцен-нижний миоцен, рис. 1.64, г) были сформированы узкие прогибы на севере ВЧВ вдоль Крыма и Керченского полуострова — прогиб Сорокина, который в восточном направлении переходит в Керченско-Таманский прогиб, а также Туапсинский прогиб — вдоль береговой линии с Кавказом. Основное погружение и заполнение осадками эти прогибы, как и Индоло-

Кубанский прогиб, испытали в майкопское время, в течение которого было накоплено до 5 км осадков. В это же время отчетливое очертание приобрел вал Шатского. Наиболее мощная толща майкопских отложений накопилась в ЗЧВ (до 5 км), тогда как в ВЧВ они имеют меньшую мощность (до 3.5—4 км) и площадь. Мощные майкопские отложения представлены пологими складками, которые отчетливо выделяются на фоне горизонтального залегания палеоцен-эоценовых отложений; состав отложений — существенно глинистый.

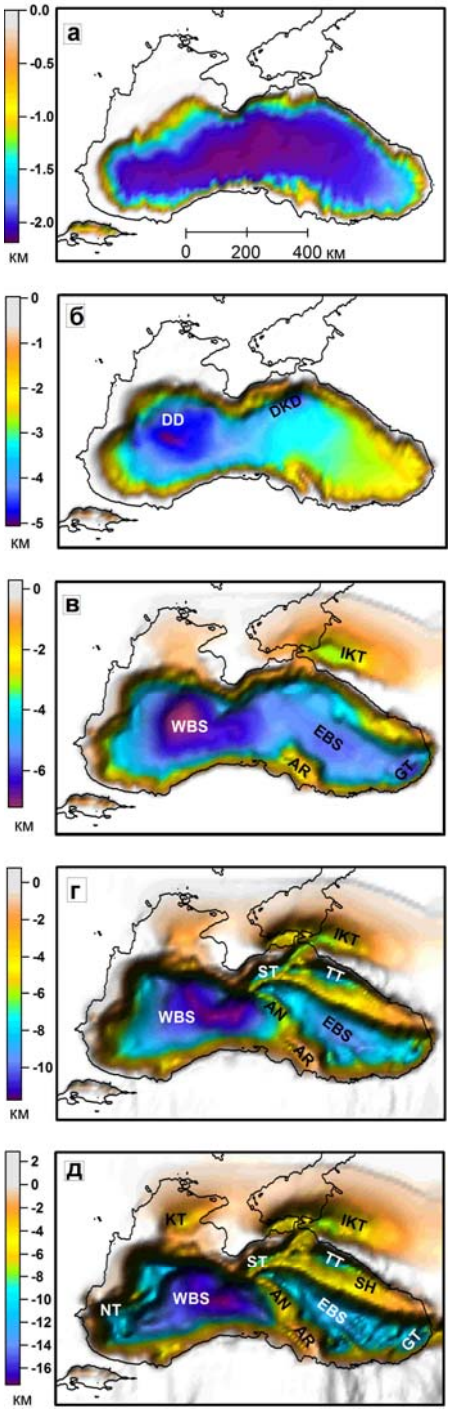


Рис. 1.64. Структура осадочного чехла Черноморской впадины [Туголесов и др., 1985]. Представлена слоями: (1) четвертичных осадков (между глубинами дна моря (а) и подошвой антропогена (б)), (2) неогеновых осадков с подошвой по кровле майкопской серии (в); (3) отложений майкопа, ограниченных подошвой олигоцена (г) ; (4) палеоцен-эоценовых пород с подошвой по кровле мела (д). AN — вал Андрусова, AR — вал Архангельского, DD — дельта Дуная, DKD — Доно-Кубанская дельта, GT — Гурийский прогиб, IKT — Индоло-Кубанский прогиб, KT — Каркинитский прогиб, ST — прогиб Сорокина, NT — Нижнекамчийский прогиб, SH — вал Шатского, TT — Туапсинская впадина, WBS — Западно-Черноморская впадина, EBS — Восточно-Черноморская впадина.

В обобщенном виде характер и интенсивность погружения ЧМ впадины за все послемайкопское время отражается в структурной карте по кровле майкопских отложений (рис. 1.64, в). На ней уже намечается единая ЧМ впадина, которая к антропогену объединила в себе, кроме двух основных впадин (ЗЧВ и ВЧВ), также валы Андрусова и Шатского, и прогибы Туапсинский и Сорокина.

Изменение мощности третьего слоя, представленного в основном **отложениями неогена** (среднего-верхнего миоцена+плиоцен, рис. 1.64, в) свидетельствует о постепенном изменении условий осадконакопления в ЧМ впадине. Так, мощность средне-верхнего миоцена в ЗЧВ в 1.5—2 раза меньше, чем в ВЧВ (в майкопе картина была обратная). Началось погружение валов Андрусова и Шатского, оказались включенными в общую впадину прогибы Сорокина и Туапсинский, в относительно приподнятую перемычку превратился Керченско-Таманский прогиб. Формирование перемычки продолжалась и в плиоцене и сопровождалась погружением Индоло-Кубанского прогиба с накоплением максимальных для всего района мощностей плиоцена (до 1.8 км).

В ***антропогене*** ЧМ впадина приобрела все черты современной единой структуры (рис. 1.64, а, б). Мощность антропогеновых отложений различна в западной и восточной частях впадины. Большая мощность (3—3.5 км) антропогеновых отложений в ЗЧВ сформирована отложениями авандельты Дуная, размеры которой достигают 50 тыс. м^2. В ВЧВ средняя мощность антропогена меньше 1 км. Здесь большой мощностью осадков (более 3 км) выделяется мощная линза Доно-Кубанской авандельты.

Из ***докайнозойских отложений*** ЧМ впадины наиболее изучены меловые отложения, широко развитые в береговой и шельфовой зоне. В глубоководной котловине информация о докайнозойских отложениях получена на валах Шатского и Андрусова. Здесь ниже подошвы кайнозоя прослеживаются достаточно протяженные и хорошо выраженные отражения, связанные с докайнозойскими осадочными толщами. Мощность меловых отложений в пределах валов достигает нескольких км [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988], а на валу Андрусова — и до 4 км.

В 2011 г. в ЧМ были проведены региональные сейсмические исследования в рамках международного сейсмического проекта «Геология без границ» [Graham et al., 2013; Амелин и др., 2014; Глумов и др., 2014]. Работы проводились по 27 профилям ОГТ общей длиной около 9 тыс. пог. км с временной глубинностью до 18 сек. и более. Исследования проводились с целью разработки новой структурно-геодинамической модели Черного моря, изучения строения и эволюции земной коры и осадочного заполнения с акцентом на докайнозойские этапы ее эволюции [Сенин и др., 2012]. По результатам этих исследований была проведена интерпретация и обобщение полученных материалов [Graham et al., 2013; Nikishin et. al., 2014а,б]. На профиле, пересекающем центральную часть ЧМ впадины в СВ-ЮВ направлении (рис.1.58) видно, что континентальная кора с-з шельфа мощностью около 38 км разбита сбросами. Самая глубокая часть впадины (ЗЧВ) подстилается тонкой корой, которая выделяется своей сейсмической прозрачностью, ограниченной хорошо прослеженной отражающей границей по поверхности Мохо на глубине ~22 км. Утолщенная континентальная кора ЦЧП в своей верхней части насыщена, скорее всего, магматическими породами и вулканитами. На крайнем юго-востоке профиль пересекает южную часть ВЧВ (у побережья Турции) с тонкой корой, аналогичной ЗЧВ (рис. 1.65).

Субмеридиональный профиль ОГТ ДОБРЕ-2 (рис. 1.66) был отработан в 2007 г. в с-в части ЧМ и в Азовском море [Sydorenko et al., 2016]. На нем выделяется серия осадочных комплексов, прослеженных от Азовского моря через Керченский полуостров и шельф в центральную часть ЧМ, которые формируют серию поднятий фундамента и валов, разделенных осадочными прогибами и впадинами. Такая современная структура была сформирована в результате тектонического режима сжатия, под воздействием которого район находится с кайнозойского времени. Деформации сжатия в виде надвиговых структур и принадвиговых складок наиболее сильно проявлены в центральной инверсионной зоне, расположенной на продолжении Крымско-Кавказского складчатого пояса на Керченском полуострове и шельфе, и в прогибе Сорокина рис. 1.66; [Sydorenko et al., 2016].

Геофизические поля. Гравитационное поле. Гравитационное поле ЧМ региона исследований формируется контрастными тектоническими структурами, в пределах которых поле силы тяжести меняется в широком диапазоне: от +140 до –180 мГал. Глубоководная часть ЧМ характеризуется отрицательными аномалиями в свободном воздухе, на фоне которого выделяются две региональные положительные аномалии в центральных частях двух субвпадин (ЗЧВ и ВЧВ) (рис. 1.67). Аномалия ЗЧВ амплитудой до 20 мГал имеет форму овала, вытянутого в с-в направлении. В ВЧВ выделяется осевой линейный максимум (до 40 мГал) с-з ориентировки. Между этими двумя аномалиями расположена довольно широкая субмеридиональная область отрицательных значений, протягивающаяся от Центральных Понтид к Крыму (рис. 1.67).

Вдоль Крымско-Кавказского побережья, на акватории, выделяется полоса интенсивных линейных минимумов амплитудой –(80÷90) мГал над прогибами, заполненными мощными (5—6 км) майкопскими отложениями (прогиб Сорокина и Туапсинская впадина). Она охватывает и значитель-

ную часть вала Шатского. Индоло-Кубанский прогиб также характеризуется выразительным субширотным минимумом амплитудой –60 мГал.

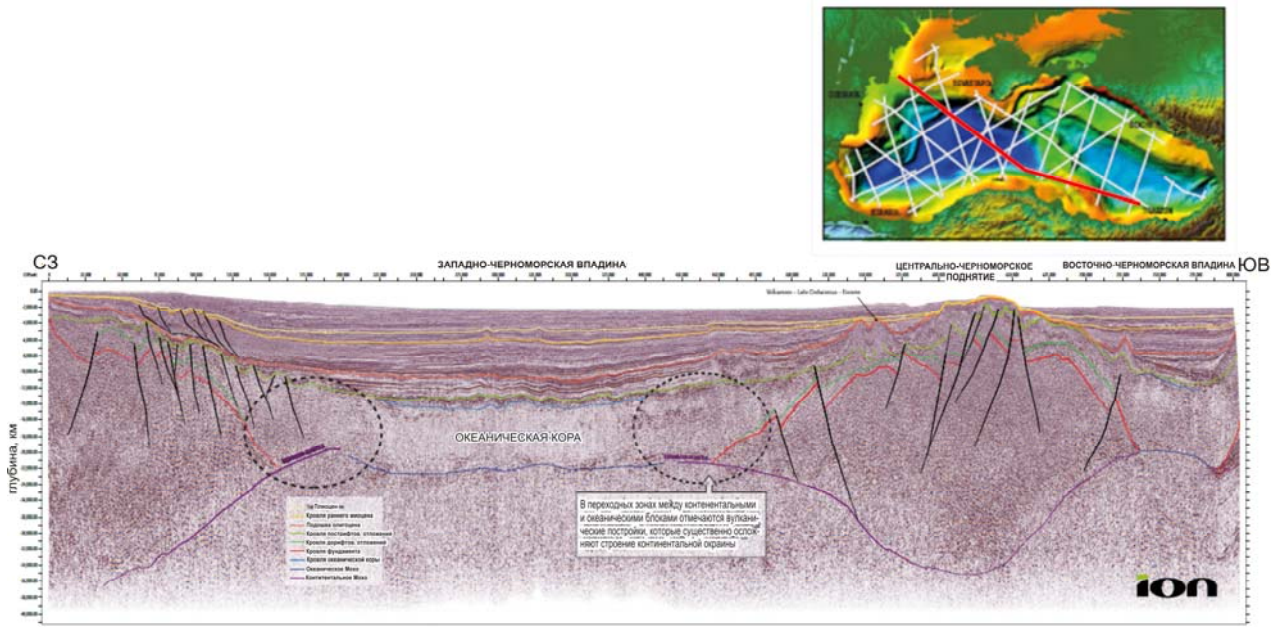


Рис. 1.65. Временной сейсмический разрез через Западно- и Восточно-Черноморскую впадины [Graham et al., 2013].

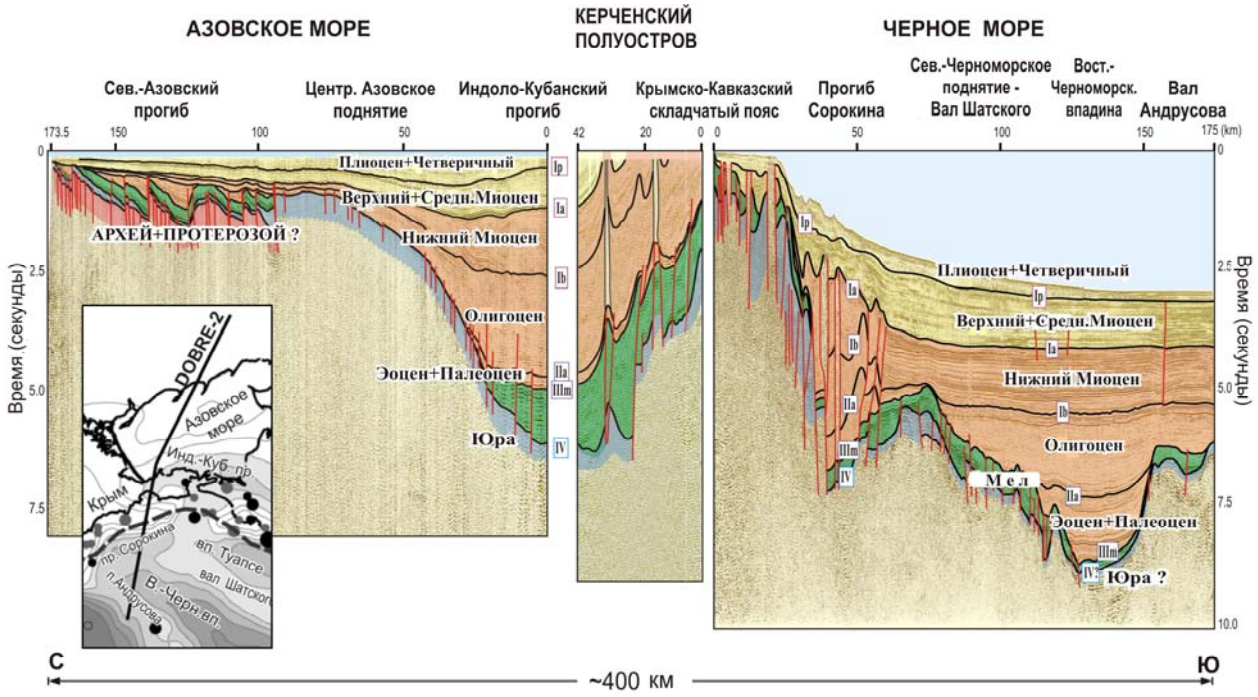


Рис. 1.66. Сейсмический разрез по профилю ОГТ DOBRE-2 [Sydorenko et al., 2016].

Характерной особенностью поля силы тяжести шельфовых зон ЧМ являются цепочки положительных аномалий. Северная полоса аномалий амплитудой от 20 до 80 мГал прослежена от северо-западного шельфа через Горный Крым к Кавказскому побережью. Южная полоса аномалий прослеживается вдоль береговой линии от Балканид через Западные Понтиды в Центральные Понтиды. Эти полосы положительных аномалий образуют своего рода ступень, которая отделяет гравитационное поле шельфовых зон и структур обрамления на суше от отрицательного поля силы тяжести ЧМ впадины внутри контура, очерченного изобатой 200-м.

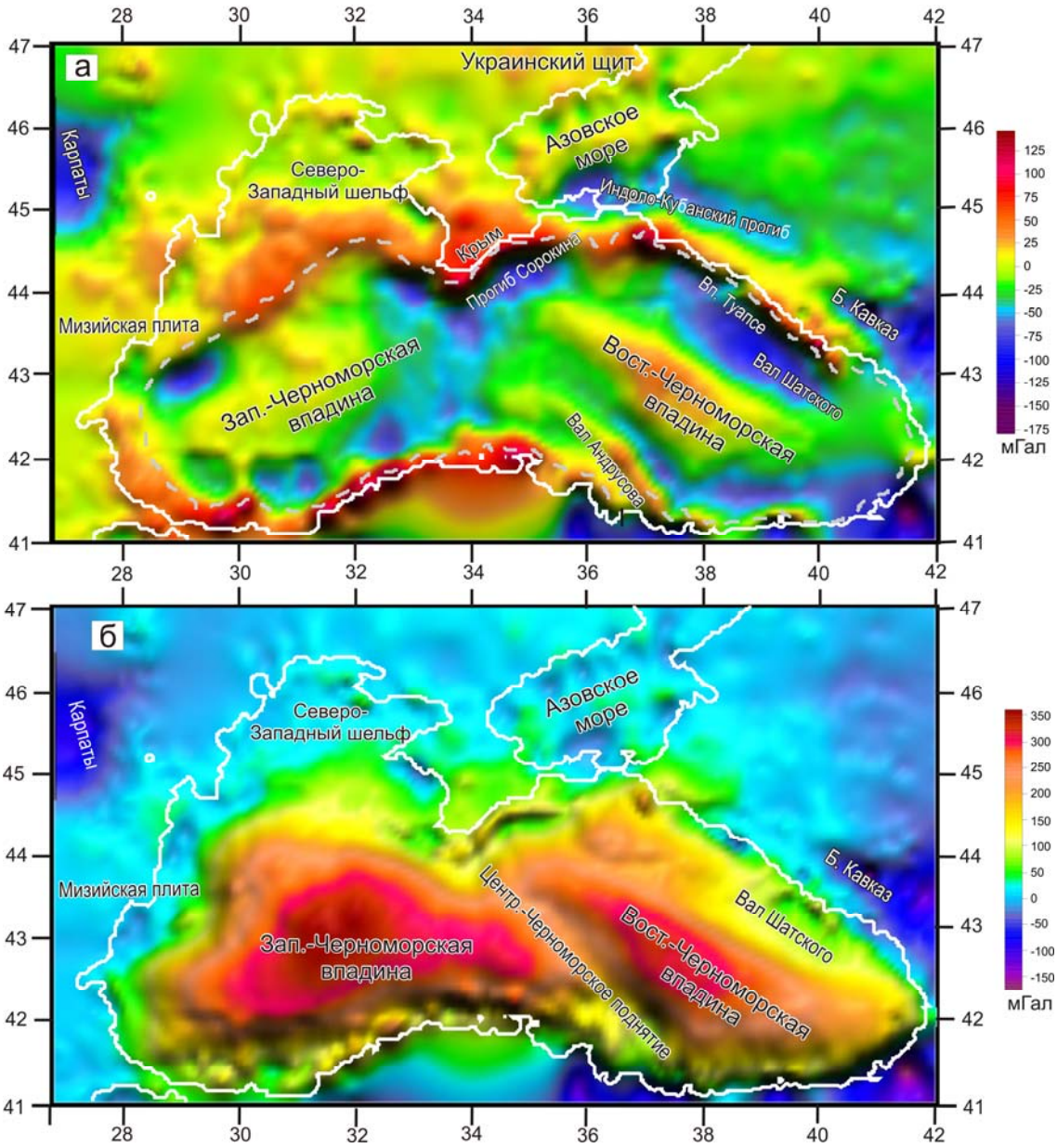


Рис. 1.67. Гравитационное поле Черного моря и окружающих структур: аномалии в свободном воздухе на акватории и аномалии Буге — на суше [Wybraniec et al., 1998] (а), и разностные аномалии (б), полученные удалением эффекта слоя морской воды и осадочной толщи из гравитационного поля (а). Аппроксимация и параметризация плотностной модели осадочной толи показана на рис. 1.64 и 1.73.

Гравитационный фон структур, окружающих ЧМ, формируется слабо положительным полем УЩ и пониженными значениями поля (до –20 мГал) Скифской плиты. Последнее соответствует увеличению мощности осадочного чехла до 1—2 км. Структуры Предкавказья с отрицательными аномалиями Буге формируют гравитационный фон северо-восточного обрамления Черноморской впадины. Интенсивными минимумами с экстремальными значениями аномалий Буге до –180 мГал выделяются горные сооружения Кавказа и Западного Понта к востоку и юго-востоку ЧМ впадины. К северо-западу от ЧМ впадины четко виден минимум Карпат амплитудой до –100 мГал в виде характерной дуги. К югу от него выделяется полоса положительного поля Добруджи, которая сменяется слабым отрицательным полем Мизийской плиты и положительным полем Балканид.

При интерпретации гравитационного поля Черноморской впадины, помимо построения 2D плотностных моделей по отдельным сечениям, неоднократно предпринимались попытки построения 3D плотностных моделей земной коры и верхней мантии с расчетом гравитационного эффекта основных слоев модели — от водного слоя до подкоровой мантии [Belousov et al., 1988; Бурьянов и др., 1989; Егорова и др., 1996; Starostenko et al., 2004, 2010, 2015]. В качестве примера на рис. 1.67 б показаны результаты расчета гравитационного эффекта осадочной толщи ЧМ [Yegorova, Gobarenko,

2006; Yegorova et al., 2010], структура которой задавалась по структурным картам рис. 1.64, описанным выше [Туголесов и др., 1985]. Результирующие разностные аномалии, полученные удалением эффекта слоя морской воды и осадков из наблюденного поля, показаны на рис. 6, б. В пределах ЗЧВ и ВЧВ локализовались две интенсивные разностные аномалии амплитудой до 320—350 мГал, разделенные локальным минимумом ЦЧП. Эти положительные аномалии обусловлены, главным образом, резким подъемом границы Мохо до уровня 20—25 км, в два раза превышающим уровень глубин Мохо под окружающими структурами. Таким образом, интенсивные разностные аномалии оконтуривают области распространения тонкой субокеанической коры высокой плотности, а зоны сильных градиентов аномалий контролируют бортовые зоны (скорее всего тектонического, разломного характера), в пределах которых происходит переход от континентальной коры к субокеанической.

Магнитное поле. В магнитном поле Черного моря (рис. 1.68) ЗЧВ и ВЧВ проявлены поразному. В западной части моря выделяется положительная Западно-Черноморская аномалия, вытянутая в субширотном направлении вдоль оси впадины. Центральная часть аномалии совпадает с областью отсутствия «гранитного» слоя в ЗЧВ [Мирлин и др., 1972; Корнев, 1982; Шрейдер и др., 1997]. Сопоставление магнитного поля с остаточными гравитационными аномалиями (рис. 1.67, б) показывает, что Западно-Черноморская магнитная аномалия располагается в центральной осевой части разностной гравитационной аномалии, оконтуривающей область распространения тонкой субокеанической коры. По мнению Макриса (личное сообщение), эта магнитная аномалия в центральной части глубоководной ЗЧВ, где мощность осадков достигает 14 км, может объясняться сохранением здесь корового реликта мезозойского океана Тетис.

Западно-Черноморская магнитная аномалия отделена полосой отрицательного магнитного поля ЦЧП, состоящего из цепочки локальных минимумов общего северо-западного простирания, от аномального поля ВЧП, в котором преобладают элементы северо-западного направления (рис. 1.68).

Главной аномалией восточной части ЧМ является Алуштинско-Батумский максимум (АБМ) — гигантская полосовая аномалия, состоящая из нескольких максимумов амплитудой >250 нТл, расположенных кулисообразно и вытянутых вдоль побережья Кавказа на расстоянии 600 км при наибольшей ширине 100 км. В своей средней части АБМ охватывает вал Шатского.

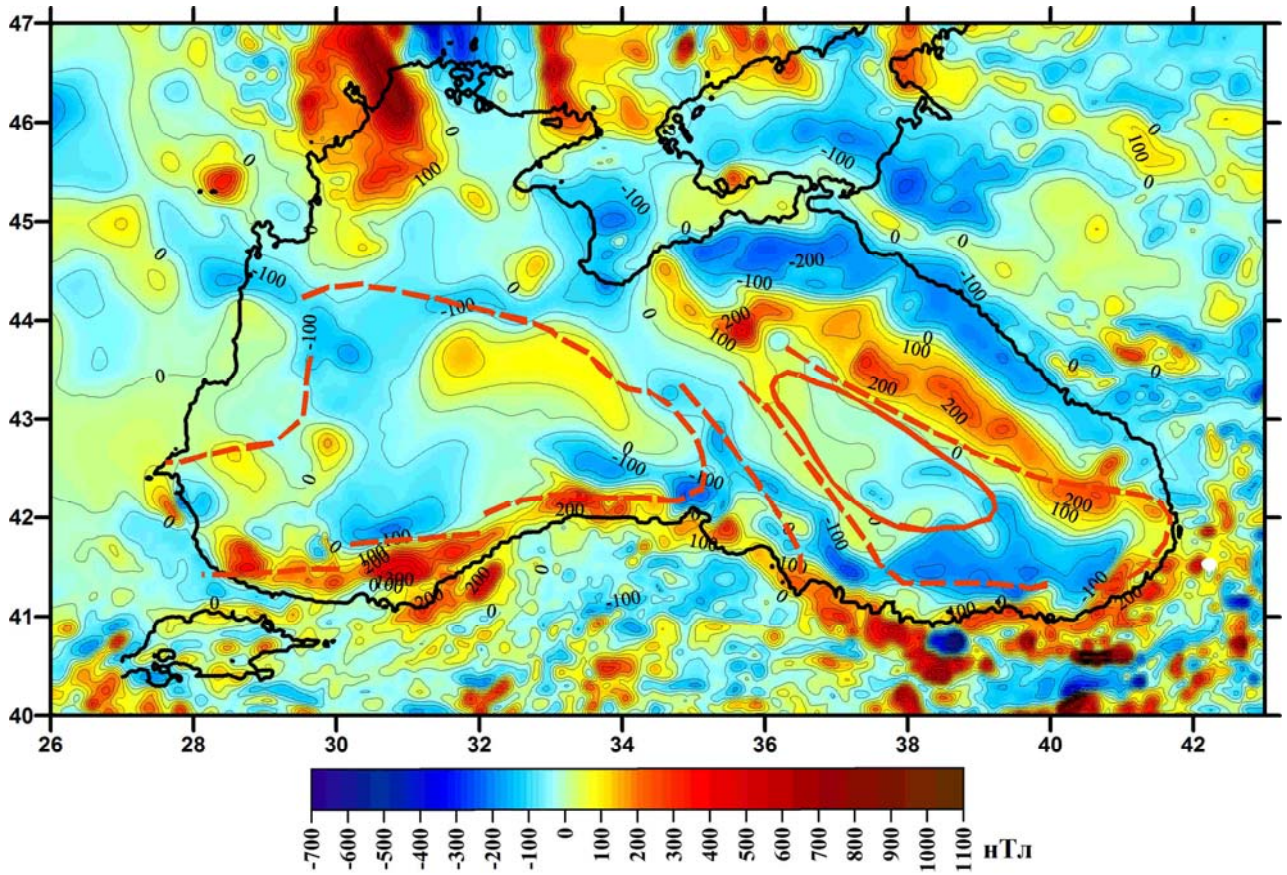


Рис. 1.68. Аномалии полного вектора магнитного поля EMAG2 (Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution), http://www.geomag.org/models/emag2.html) на высоте 4 км для Черноморского региона. Изолинии проведены через 50 нТл. Пунктирная красная линия подчеркивает разностную гравитационную аномалию (за вычетом эффекта слоя морской воды и осадков) на рис. 1.67, б.

Совпадение краевой юго-восточной части АБМ с северо-восточной краевой частью разностной гравитационной аномалией (рис. 1.67, б) может указывать на то, что обе аномалии (магнитная и гравитационная) имеют общий источник и контролируются линейным элементом с-з направления. Маловицкий с соавторами (1972) считают, что АБМ может быть связан с крупным разломом, по которому произошло внедрение магматических масс основного и ультраосновного состава в виде серии параллельных тел. Интерпретация магнитного поля Черного моря показала, что эта аномалия объясняется телом в коре с остаточной намагниченностью — 2 А/м [Starostenko et al., 2015]. Этот линеамент разделяет континетальную кору вала Шатского на северо-востоке и тонкую субокеаническую кору ВЧВ.

Скорее всего, эта зона активизировалась неоднократно в разное время и контролировала разные тектонические события. Сильная магнитная аномалия АБМ является, скорее всего, «отпечатком» магматической дуги, фрагмент которой сейчас сохранился в с-в части ЧМ. Она может быть прослежена в с-з направлении в Крым и в ю-в направлении в сторону Аджаро-Триалетского пояса (рис. 1.68). Магматическая дуга сформировалась в юрское время в результате субдукции океана Тетис под Евразийскую плиту [Nikishin et al., 2001; Saintot et al., 2006a; Saintot et al., 2007;Stampfli, Borel, 2004; Meijers et al., 2010].

Изучение геохимического состава и определение абсолютного возраста Ar-Ar методом вулканитов и магматических пород Крыма показали среднеюрский возраст вулканитов, образование которых происходило, скорее всего в субдукционной обстановке [Meijers et al., 2010; Шнюкова, 2016]. Эти магматические тела и вулканические массивы сформировали Крымскую аномальную зону, которая охватывает большую часть Крымского полуострова и прилегающую с запада акваторию. Она представлена локальными изометричными магнитными аномалиями, которые вызваны сравнительно небольшими проявлениями трещинного и эксплозивного вулканизма средней юры и нижнего мела [Корнев, 1982].

Полосы магнитных аномалий, вызванные кайнозойским вулканогенным комплексом Понтийской магматической дуги, расположены на южной окраине ЧМ впадины. Это западная полоса интенсивных локальных аномалий на акватории вдоль береговой линии с Западными Понтидами, и восточная полоса аномалий меньшей интенсивности вдоль береговой линии с Восточными Понтидами. С этим этапом кайнозойской субдукции океана Неотетис под Понтийскую магматическую дугу связывается раскрытие задугового ЧМ бассейна. Понтийская магматическая дуга представлена рядом вулканических (андезиты и базальты) и вулканокластических пород, достигающих 2 км мощности в Восточно-Понтийской дуге [Okay et al., 2001].

Глубоководная ЧМ впадина окружена структурами шельфа и суши с различным характером магнитного поля. Наиболее интенсивные линейные субмеридиональные аномалии выделяются в северной части Черного моря в пределах Северо-западного шельфа и северной половине Азовского моря (рис. 1.68), где они обусловлены магнитными источниками пород докембрийского фундамента южного края Восточно-Европейской платформы (Украинского щита). Сама южная граница ВЕП контролируется резким широтным перегибом южного окончания субмеридиональной Одесской аномалии. Западное окружение ЧМ впадины представлено слабым и спокойным магнитным полем палеозойского фундамента Добруджинско-Молдавской зоны и структур метаморфического комплекса рифея (байкальское основание) Мизийской плиты [Корнев, 1982].

Довольно известны интерпретации магнитного поля Черного моря, которые в комплексе с гравитационным полем, позволили построить схему коровых разломов, среди которых доминируют диагональные разломы [Starostenko et al., 2010, 2015; Rusakov, Pashkevich, 2017].

Тепловое поле. Среди других внутриконтинентальных морей Альпийско-Средиземноморского пояса ЧМ впадина выделяется очень низкими значениями наблюденного на поверхности теплового потока (ТП). В ЧМ аномалия низкого ТП совпадает с контуром области интенсивного погружения и накопления осадков неоген-четвертичное время [Кутас, 2010].

Практически со всех сторон глубоководная впадина ЧМ окружена повышенными и аномально высокими ТП на поверхности. Средняя плотность ТП на суше согласуется с возрастом формирования или тектоно-термальной активизации структур. На севере и северо-западе глубоководной ЧМ впадины выделяется субширотная полоса повышенных ТП (50—60 мВт/м^2) Скифской плиты и Крымской аномальной зоны со значениями 60-70 мВт/м^2 [Kutas et al., 1998; Гордиенко и др., 2002]. Аномалии Крымской зоны приурочены к зонам разломов и, особенно, к узлам пересечений разломов разной ориентировки, по которым происходит подъем тепловых потоков с флюидами [Гордиенко и др., 2002].

С северо-востока и востока ВЧВ окружена областью высоких ТП (50—80 мВт/м^2) над молодыми и тектонически активными на современном этапе структурами Предкавказья и северо-западного Кавказа. Часть этих аномалий прослеживается в виде зон положительных аномалий ТП, занимающих секущее положение к береговой линии, на акваторию — в пределы вала Шатского и Туапсинской впадины.

В самой южной части ВЧВ выделяется полоса высоких (60—70 мВт/м^2) ТП, ориентированная вдоль побережья. Этот разогретый блок представляет продолжение в море структур Восточного Понта, которые на суше характеризуются значениями ТП до 80 мВт/м^2 [Hurtig et al., 1992]. В южной и юго-западной части акватории ЗЧВ область высоких ТП со значениями 60—80 мВт/м^2 фиксирует продолжение в море окружающих структур альпид Западного Понта, антиклинория Истранджа, Балканид (Стара Планины).

По характеру ТП глубоководной части ЧМ выделяются западная, центральная и восточная области. Западная область занимает довольно обширную площадь в пределах глубоководной ЗЧВ. Она характеризуется минимальными для всей впадины значениями ТП — 30—40 мВт/м^2, среди которых довольно часто отмечаются значения около 20 мВт/м^2 [Kutas et al., 1998; Кутас, 2010; Starostenko et al., 2014].

ТП в ВЧВ характеризуется примерно такими же низкими значениями. Однако характер его распределения по сравнению с ЗЧВ более неоднородный и дифференцированный [Kutas et al., 1998; Гордиенко и др., 2002; Кутас, 2010; Starostenko et al., 2014]. Характерной особенностью распределения ТП в ВЧВ являются отмеченные выше две линейные аномалии пониженного ТП общей северо-восточной ориентировки, которые протягиваются практически вдоль всей ВЧВ. Низкие ТП зарегистрированы на значительной площади вала Шатского. Между двумя областями низкого ТП в западной и восточной частях ЧМ расположена центральная область повышенного до 70 мВт/м^2 ТП, прослеживаемая в северо-западном направлении вдоль западного склона вала Андрусова.

Низкие значения ТП в глубоководной части ЧМ впадины связываются, прежде всего, с большой мощностью неоген-четвертичных осадков, которые могут значительно уменьшить глубинный ТП. Однако, как показали расчеты [Kutas et al., 1998;Galushkin et al., 2006], объяснить аномально низкий ТП ЧМ только влиянием большой мощности молодых рыхлых осадков вряд ли возможно. Некоторое влияние на величину ТП оказывают изменение водного баланса ЧМ в позднечетвертичное время. Наиболее мощный поток воды и осадков поступает с северо-запада в результате выноса потоков реками Дунай, Днепр и Днестр. Достигнув южного континентального склона, он поворачивает на восток и в пределах ЗЧВ его контуры совпадают с зоной низких ТП [Кутас, 2010]. Одной из причин низких ТП в ЧМ может быть важное климатическое событие, произошедшее ~7000 лет назад, когда в результате раскрытия пролива Босфор бóлее соленые и теплые воды Средиземного моря стали поступать в ЧМ [Galushkin et al., 2006].

Оценки влияния осадконакопления на геотермическую ситуацию в ЧМ предпринимались неоднократно. Так, после введения поправок за осадконакопление, глубинный ТП увеличился и составил в западной и восточной частях 40—45 мВт/м^2 (в западной части отмечаются и низкие значения ТП до 30 мВт/м^2), а в центральной части — 60 70 мВт/м^2 [Kutas et al., 1998; Гордиенко и др., 2002]. Известны неоднократные попытки разных авторов определения возраста формирования ЧМ впадины по геотермическим данным, часто в комплексе с определением мощности термической литосферы [Кутас и др., 1997; Kutas et al., 1998; Galushkin et al., 2006].

По мнению Р. И. Кутаса (2010], правильным подходом к оценке реального распределения геотермических параметров в такой нестационарной геодинамической системе, как осадочный бассейн ЧМ, является геотермическое моделирование его эволюции (на базе решения уравнения теплопроводности). Такое моделирование позволяет восстановить как историю накопления осадочной толщи, так и изменение ее теплового режима. Выполненное моделирование осадочного бассейна ЗЧВ [Кутас, 2010] показало, что активный процесс растяжения впадины, продолжавшийся с перерывами около 30—40 млн. л., закончился к концу раннего эоцена. Все вариации ТП с этого времени объясняются седиментационными процессами и приповерхностными факторами. Литосфера реагировала на воздействие внешних сил как единая жесткая плита.

1.9.5. Глубинное строение. Прямыми методами изучения строения литосферы являются сейсмические методы, позволяющие просвечивать земную кору и верхнюю мантию на разные глубины. В результате проведения глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) в Черном море в 60—80-х гг. прошлого столетия почти вся Черноморская впадина была покрыта сетью профилей ГСЗ (всего был отработан 21 профиль ГСЗ) разной длины и ориентировки [Строение..., 1972, 1989]. В результате интерпретации были построены первые, довольно упрощённые сейсмические разрезы, вошедшие в научный «оборот» как структурная основа для последующих геолого-геофизических построений и обобщений. С тех пор в методах обработки и интерпретации материалов ГСЗ произошел колоссальный прогресс, связанный прежде всего с появлением новых методов волнового компьютерного моделирования (ray tracing methods). Эти методы были применены для переинтерпретации сейсмических материалов по субмеридиональным профилям ГСЗ в Черном море — по профилю 25 в ЗЧВ и объединенному профилю 28—29 в восточной части, пересекающему Азовское море и саму глубоководную ВЧВ [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010].

Профиль 25 пересекает с юга на север глубоководную ЗЧВ и область Северо-западного

шельфа, перекрывающего Скифскую плиту и южный склон УЩ. Согласно полученному скоростному разрезу (рис. 1.69 а), в южной и центральной частях профиля выделен глубокий осадочный бассейн с мощностью осадков 12—14 км. Северный борт бассейна образует резкую ступень в виде сброса, по которому происходит резкое погружение фундамента с глубины 3.5 км на шельфе до 11 км в глубоководной впадине, образуя, таким образом, ложе ЗЧВ. В консолидированной коре наблюдается резкий переход от тонкой высокоскоростной (6.6—7.0 км/с) субокеанической коры глубоководной впадины к толстой континентальной коре Скифской платформы и Украинского щита. Граница Мохо залегает под глубоководной впадиной на глубине 20 км, резко погружаясь на север в виде ступени до 39 км.

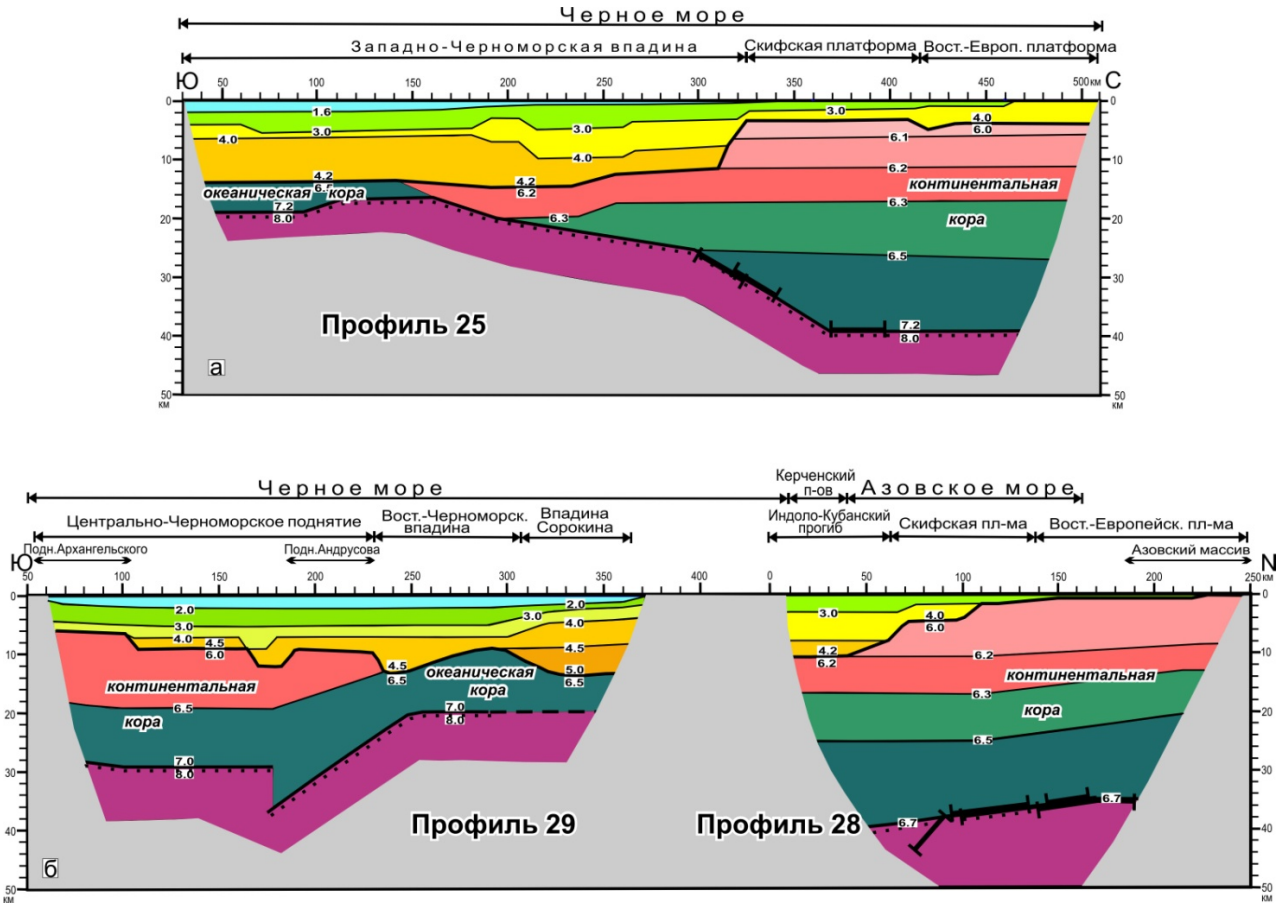


Рис. 1.69. Скоростные модели коры: западной части Черноморской впадины, профиль 25 (а), и вдоль линии, пересекающей Азовское море и центральную часть Черного моря, профиль 28/29 (б). Цифры - значения скоростей в км/с. Положение профилей показано на рис. 1.55.

Скоростная модель по профилю 28/29 (рис. 1.69, б) характеризует строение коры при переходе от континентальной коры под Азовским морем к коре глубоководной впадины ЧМ. Северный сегмент профиля (пр. 28) демонстрирует строение континентальной коры южного края Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты при переходе к Индоло-Кубанскому прогибу. Южная часть профиля (пр. 29) пересекает ЧМ от впадины Сорокина к Центрально-Черноморскому поднятию. По профилю 28/29 мощность осадков сильно изменяется и достигает максимальных значений (12—13 км) в Индоло-Кубанском прогибе, прогибе Сорокина и ВЧВ. По латерали в консолидированной коре с севера на юг выделяется континентальная кора 40-км мощности южного края ВЕП и Скифской плиты, тонкая кора ВЧВ и блок континентальной коры ЦЧП, под которым поверхность Мохо установлена на глубине около 30 км (рис. 1.69, б).

Кратко результаты, полученные при переинтерпретации сейсмических материалов ГСЗ в Черном и Азовском морях по профилям 25 и 28/29 [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010] могут быть охарактеризованы следующим образом.

В Черном море выделяются два глубоких бассейна, заполненные мощной (12—13 км) толщей кайнозойских осадков, — ЗЧВ и ВЧВ с тонкой (5-7 км) высокоскоростной корой субокеанического типа и залеганием поверхности Мохо на уровне глубин 19—20 км. Доказательством рифтогенеза в ЗЧВ является обнаружение нормального высокоамплитудного сброса (с вертикальным смещением до

8 км) на краю северо-западного шельфа. Вполне вероятно, что этот разлом прослеживается в западном направлении в зону Тейссейра-Торнквиста. Такая структурная приуроченность этого разлома, свидетельствует, скорее всего, о его образовании при рифтогенезе, произошедшем между Скифской и Мизийской платформами в конце мела. Это хорошо согласуется с представлениями о заложении Западно-Черноморской впадины на литосфрере Мизийской плиты [Spadini et al., 1996; Saintot et al., 2006a].

Земная кора Скифской платформы и южной окраины ВЕП (включая Украинский щит) относится к континентальной коре кратонового типа со средней мощностью около 40 км. При этом не установлено существенных различий в строении коры Скифской плиты и южной части Украинского щита.

Изучено строение коры при переходе от субокеанической коры ВЧВ к континентальной коре ЦЧП. Фундамент поднятия представлен эшелонированной системой блоков, поднимающихся в южном направлении. По подошве коры ЦЧП отделено от ВЧВ глубинным разломом в виде резкой ступени. Этот тектонический элемент связан, вероятно, с формированием ВЧВ, заложение которой происходило на коре Закавказского блока (Грузинской глыбы) [Saintot et al., 2006a; Адамия и др., 1974]. Раскрытие Восточно-Черноморской впадины было инициировано, скорее всего, движениями сдвигового характера под воздействием напряжений сжатия направленных с юга.

Из последних сейсмических работ в ЧМ следует отметить сейсмическое зондирование по методике ГСЗ (или WARR — wide-angle reflection and refraction) по меридиональному профилю DOBRE-2 (2007 г.), пересекающему Азовское и Черное море [Starostenko et al., 2016] примерно вдоль линии профиля 28—29. Профиль DOBRE-2 отрабатывался по смешанной системе наблюдений с использованием наземных взрывов и невзрывных источников (пневматические пушки) на море. Регистрация сигналов осуществлялась однокомпонентными сейсмометрами на суше и океаническими донными станциями в море. Недостатки в ходе проведения эксперимента (отсутствие запланированного пункта взрыва на крайнем южном конце профиля и в целом слабый сигнал, особенно полученный в ВЧВ) не позволили полностью реализовать цели, поставленные перед экспериментом. Тем не менее, эти исследования позволили получить надежную скоростную модель для верхней коры (рис. 1.70). В Азовском море Главный Азовский разлом соответствует границе между ВЕП и Скифской плитой. Изучен разрез верхней коры Скифской плиты. В нем выделяется верхний слой осадков и осадочно-метаморфизованных пород (Vp=1.8—3.9 км/с) — мезозойских отложений, образовавшихся в рифтогенную фазу формирования ЧМ (мел-палеоцен) и в ходе последней фазы сжатия Крымско-Кавказской зоны (эоцен и моложе). Под ними расположены более глубокие осадки с Vp=5.4—5.8 км/с, представленные, скорее всего, уплотненными породами мезозоя-палеозоя и, возможно, более древними образованиями. Глубина Мохо вдоль профиля увеличивается от 40 км под Азовским массивом (УЩ) до 47 км под Крымско-Кавказским складчатым поясом (рис. 1.70).

В центральной и южной части ВЧВ были выполнены сейсмические зондирования по трем профилям (один продольный и два секущих поперечных) [Shillington et al., 2009; Scott et al., 2009]. Они показали, что ВЧВ подстилается тонкой корой, тип которой может быть континентальный (Vp=5.5—7.2 км/с), или океанический (Vp=6.8—7.2 км/с); поверхность Мохо залегает на уровне около 20 км.

Особенности глубинного строения ЧМ впадины нашли свое отражение в поведении подошвы коры (поверхности Мохо). Для ЧМ района широко известна карта Мохо, опубликованная в работе [Starostenko et al., 2004]. В нашем исследовании мы использовали карту, опубликованную в [Yegorova et al., 2010; Егорова и др., 2012; Яновская и др., 2016] и показанную на рис. 1.71. Основой для построения этой карты послужила карта Мохо для Европы [Grad et al., 2009], уточненная по данным последних скоростных моделей в ЧМ [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010; Shillington et al., 2009] и региональных сейсмических работ в Предкавказье и на Кавказе [Kostyuchenko et al., 2004; Краснопевцева, 1996].

Под ЗЧВ и ВЧВ поверхность Мохо образует крупные своды с подъемом поверхности до глубины порядка 20 км. В ЗЧВ это широкий свод общего субширотного простирания, в составе которого намечаются два ответвления вдоль северного и южного континентальных склонов, а в ВЧВ — это узкий подъем в форме вала, вытянутого в СЗ направлении (рис. 1.71). Они разделены полосой погружения Мохо примерно до 30 км под ЦЧП. Практически со всех сторон ЧМ окружена структурами разного возраста с утолщенной до 40—44 км континентальной корой. Максимальные глубины подошвы коры (45—50 км) установлены под альпийскими орогенами Горного Крыма, северной части Большого Кавказа и Восточных Понтид (рис. 1.71).

По результатам 3D гравитационного анализа и локальной сейсмической томографии установлено, что морфология рельефа раздела Мохо полностью сопоставима с положительными аномалиями силы тяжести ЗЧВ и ВЧВ и с тектоническим рисунком кровли их меловых отложений [Старостенко и др., 2010; 2010, Yegrova et al., 2010; Егорова и др., 2012). Однако обе эти поверхности находятся в инверсионной зависимости. Если поверхность раздела Мохо образует своды, то располагающиеся над ними осадки представляют собой депрессии с глубиной погружения 15—16 км в ЗЧВ и 12—13 км

в ВЧВ (рис. 1.65). Это может говорить о хорошей конвертированности коры Черноморской впадины, когда сильный подъем поверхности Мохо (избыток масс) компенсирует недостаток масс в глубоком осадочном бассейне. Эта особенность хорошо видна на 3Д диаграмме основных структурных поверхностей ЧМ впадины (рис. 1.72) и на плотностной модели коры и верхней мантии (рис. 1.73) [Yegorova et al., 2010; Егорова и др., 2012].

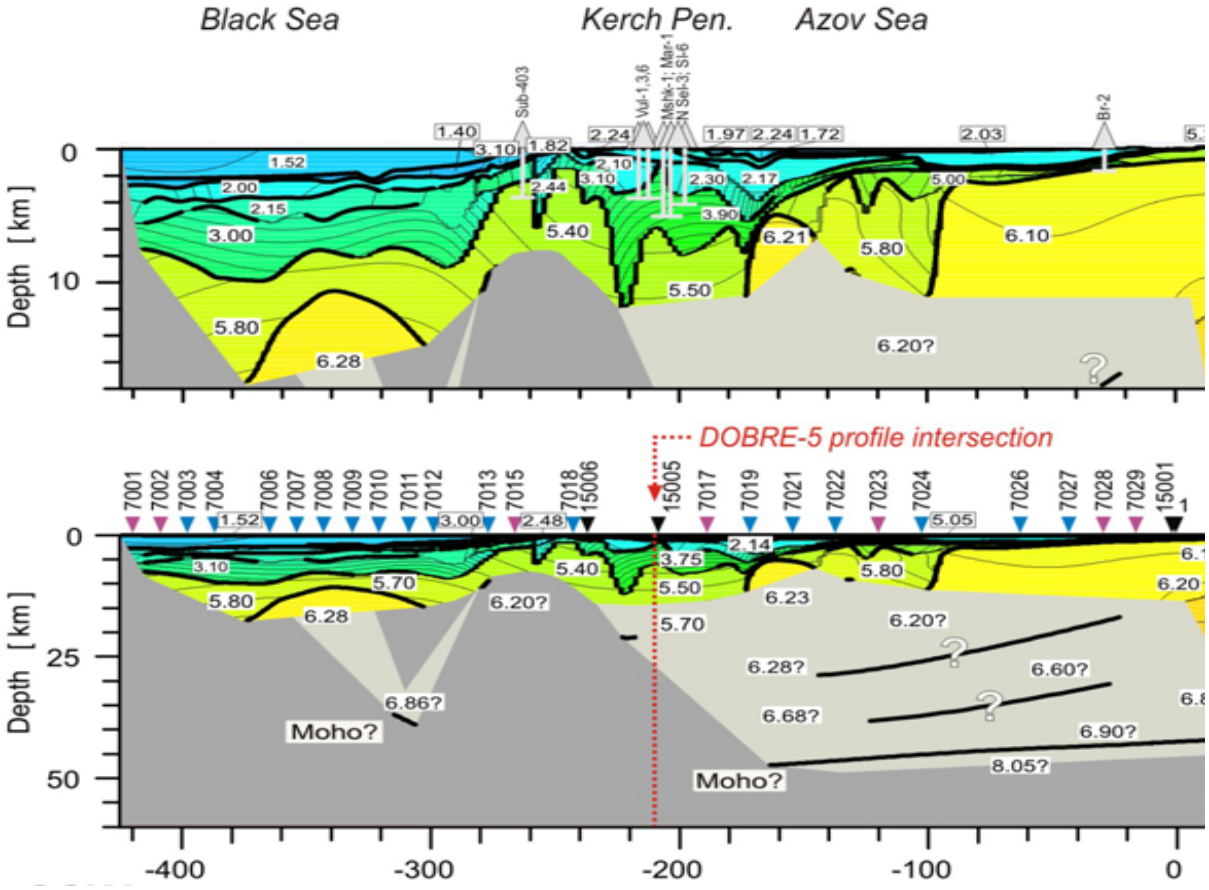


Рис.1.70. Скоростные модели осадочной толщи (сверху) и коры (внизу) по профилю ДОБРЕ-2 [Starostenko et al., 2016].

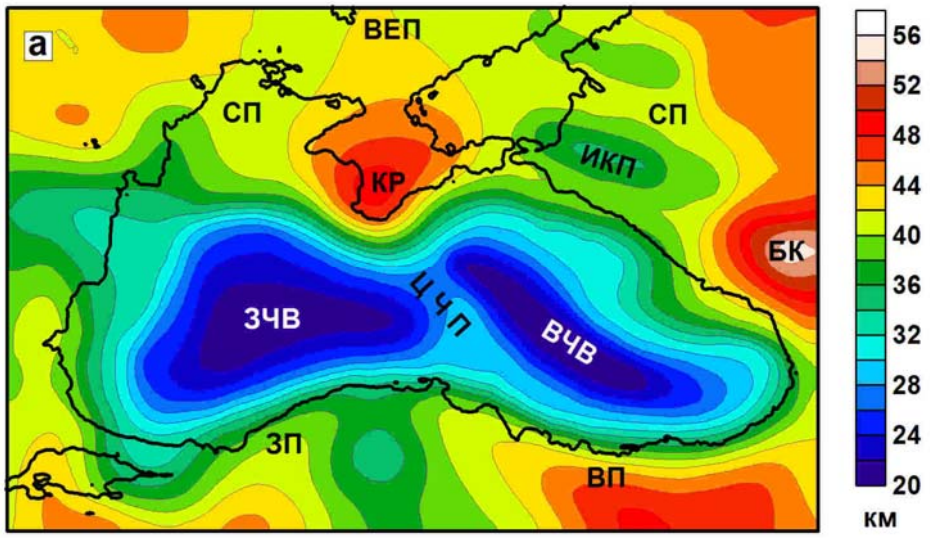


Рис. 1.71. Поверхность Мохо Черноморского региона (см. пояснения в тексте) [Егорова и др., 2012; Yegorova et al., 2013]. БК — Большой Кавказ, ВЕП — Восточно-Европейская платформа, ВП — Восточные Понтиды, ЗП — Западные Понтиды, ЗЧВ — Западно-Черноморская впадина, ВЧВ — Восточно-Чорноморська впадина, КР — Крым, ИКП — Індоло-Кубанський прогиб, СП — Скифская плита, ЦЧП - Центрально-Чорноморское поднятие.

Строение литосферной мантии ЧМ по результатам сейсмической томографии. Ключом к дальнейшему прогрессу в изучении коллизии литосферных плит и внутренних процессов в литосфере Черноморского региона, определяющих новейшую и современную геодинамику региона, могут послужить новые данные о скоростном строении литосферной части мантии методами сейсмической томографии. В последнее время сделано несколько попыток выполнения локальной сейсмической томографии ЧМ, использующей времена пробега Р-волн от землетрясений, произошедших внутри и вокруг моря, и зарегистрированных сетью постоянных сейсмических станций в ЧМ регионе [Гобаренко, Егорова, 2008; 2010; Гобаренко, Яновская, 2011; Yegorova, Gobarenko, 2010; Yegorova et al., 2013; Егорова и др., 2012]. Эти исследования позволили установить неоднородную структуру литосферы под ЧМ с преобладанием высокоскоростных областей сложной конфигурации в мантийной литосфере. Для ЧМ региона известна сейсмотомографическая модель мантии, построенная до глубин 2500 км по данным мировой сейсмологической сети [Бугаенко и др., 2008] и ее геодинамическая интерпретация, выполненная О.Б. Гинтовым с соавторами [Гинтов и др., 2016].

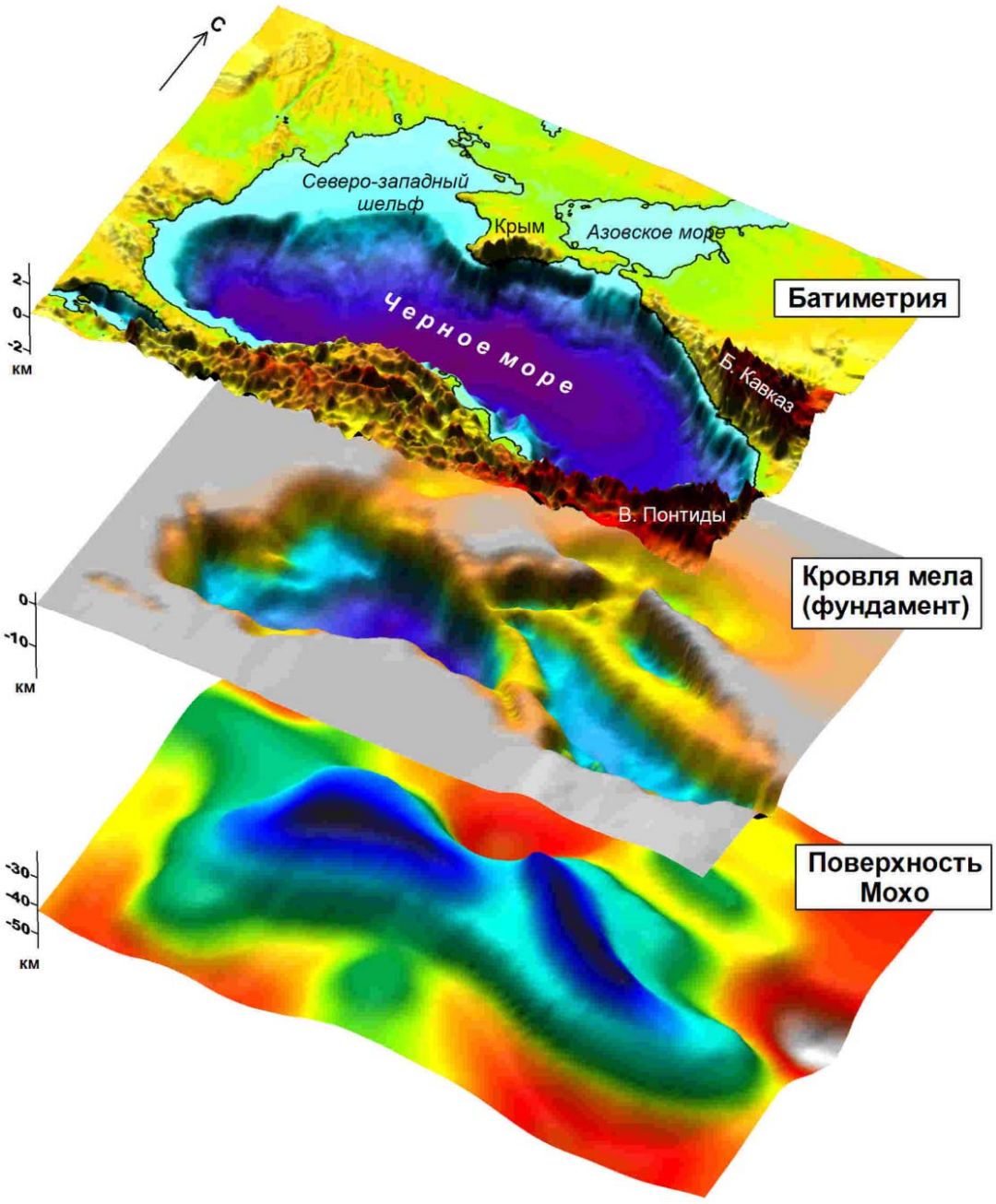


Рис. 1.72. 3-Д диаграмма основных поверхностей коры Черного моря [Егорова и др., 2012; Yegorova et al., 2013]

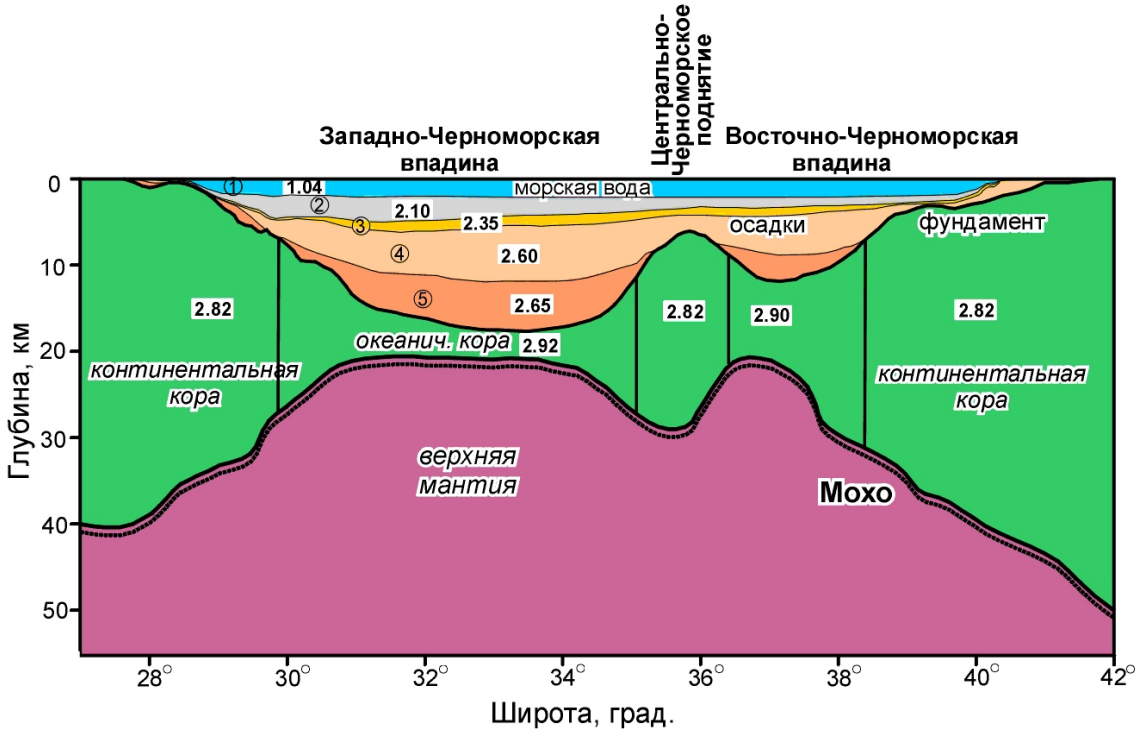


Рис. 1.73. Плотностной разрез вдоль широты 43^0, иллюстрирующий строение модели и средние плотности осадочных отложений и консолидированной коры Черного моря, использованные для 3Д гравитационного анализа [Егорова и др., 2012; Yegorova et al., 2013]. Цифры в кружках соответствуют слоям: 1 — морской воды, 2 — четвертичных осадков, 3 — плиоцен — верхнесреднемиоценовых отложений, 4 — майкопской серии (нижний миоцен-олигоцен), 5 — палеоцен-эоценовых пород.

Новые сейсмотомографические исследования мантийной литосферы Черноморского бассейна [Яновская и др., 2016] выполнены с привлечением большего объема сейсмологических данных за период 1971-2012, полученных по существенно большему количеству станций в регионе. Была использована новая методика томографии, разработанная для неравномерного покрытия области трассами [Яновская, 2012]. В результате получена уточненная скоростную модель литосферы Черного моря, которая представляет существенный интерес для геодинамических построений. На рис. 1.74 и 1.75 приведены скоростные распределение продольных волн на глубинах 35—95 км и вертикальные разрезы, пересекающие Черноморскую впадину в субширотном и меридиональном направлениях.

В первом приближении можно интерпретировать структуру литосферы под ЗЧВ и ВЧВ как состоящую из высокоскоростных блоков, расположенных на разной глубине — под ЗЧВ центр блока располагается на глубинах 55—70 км, тогда как под ВЧВ на меньших глубинах — 45—55 км. Высокоскоростные области в мантийной литосфере ЧМ прослеживаются как минимум до глубин 80—100 км, при этом они оказываются более отчетливо выраженными в ЗЧВ. Такое поведение скоростей Р-волн может быть связано с разной природой литосферных террейнов, на которых образовались ЗЧВ и ВЧВ, и/или разной мощностью литосферных блоков на западе и востоке ЧМ. Это соответствует выводам работ по моделированию осадочных бассейнов ЧМ [Spadini et al., 1996, 1997], согласно которым ЗЧВ имеет холодную, утолщенную (до ~200 км) литосферу, а ВЧВ подстилается более тонкой и, возможно, более разогретой литосферой. Вполне возможно, что такое различие в реологических свойствах двух литосферных блоков ЧМ объясняет отсутствие землетрясений в ВЧВ и их наличие в ЗЧВ (рис. 1.63).

Как уже отмечалось (см. п. Сейсмичность), литосферные блоки ЗЧВ и ВЧВ ограничены тремя главными сейсмогенными зонами ЧМ региона — Северо-Анатолийской, Крымско-Кавказской и Центрально-Черноморской. Центрально-Черноморское поднятие с континентальной корой мощностью ~30 км [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010], прослеживается и в подкоровом слое до глубины 50—55 км (рис.1.67), причем на глубинах 35—45 км как зона пониженных скоростей, а в интервале 45—55 км — как зона повышенных скоростей. На глубине 50—75 км высокоскоростная область под ЧМ представлена единой структурой со скоростями 8.0—8.4 км/с (рис. 1.74, 1.75), которая до глубины ~65 км развита больше в западной и центральной частях впадины, а глубже расположена в восточной части. Это хорошо видно на вертикальном сечении модели по линии AA’ (рис. 1.75), демонстрирующем достаточно однородное распределение высоких скоростей в литосфере ЗЧВ в сравнении с «более размытой» областью повышенных скоростей в восточной впадине, включающей неоднородности относительно повышенных и пониженных скоростей.

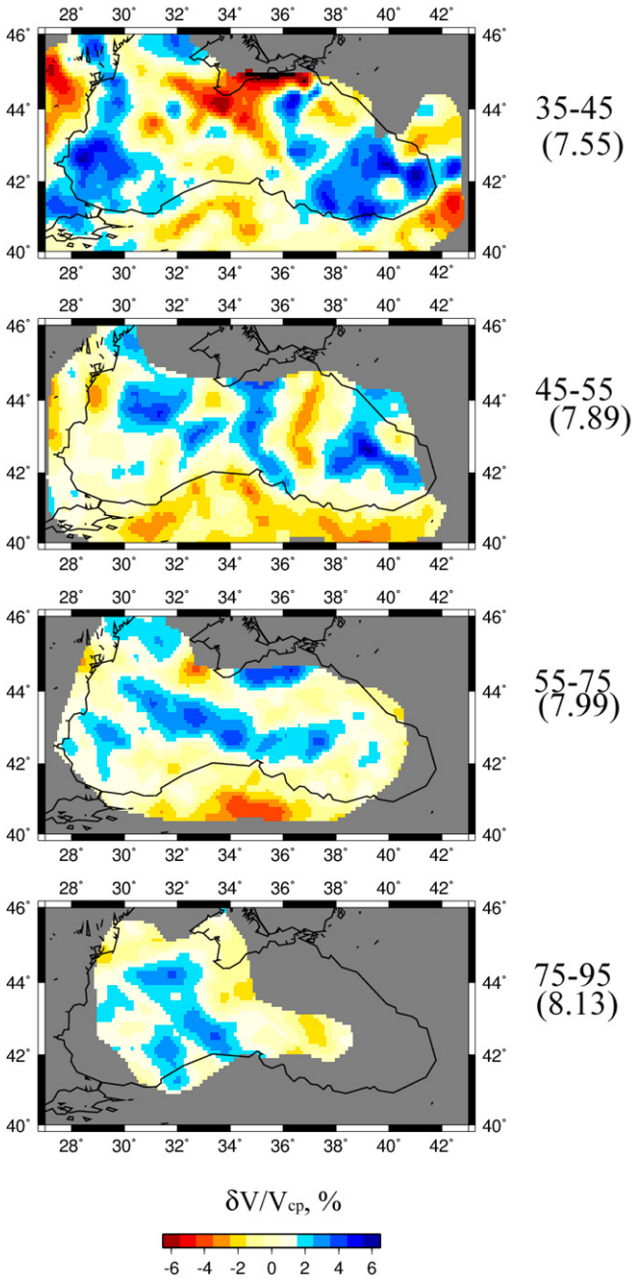


Рис. 1.74. Карты латеральных вариаций скорости P-волн на глубинах 35—95 км по результатам сейсмотомографической инверсии [Яновская и др., 2016]. Справа — глубины слоев и средние скорости в них.

Высокотемпературный режим Понтид и Анатолийской микроплиты, представляющей собой аккреционный коллаж террейнов и блоков, ответственен за низкие скорости в литосфере Турции к югу от ЧМ побережья. Следует отметить, что переход от высокоскоростной литосферы ЧМ к низкоскоростной верхней мантии Понтид происходит довольно резко (рис. 1.75, разрез по линии ВВ') вдоль побережья: на уровне глубины 50 км скорости изменяются от 8.0—8.2 км/с в ЧМ до 7.7—7.8 км/с под Понтидами. Этот контакт между блоком высокоскоростной литосферы ЧМ и молодой верхней мантией Анатолийской микроплиты может быть результатом субдукционно-аккреционных процессов, происходивших вдоль южного края Евразии в нижнемеловое время при закрытии/субдукции океана Неотетис [Okay et al., 2001; Barrier et al., 2008]. Это привело к формированию магматической дуги Понтид и задугового бассейна ЧМ. Признаки существования магматической дуги можно сейчас увидеть в полосовых магнитных аномалиях (рис. 1.68) и коротковолновой компоненте остаточных гравитационных аномалий вдоль побережья ЧМ в Западных и Восточных Понтидах (рис. 1.70, а) в [Егорова и др., 2012]. Северо-Анатолийский разлом и соответствующая одноименная сейсмогенная зона обусловлены сдвиговыми деформациями в результате современной коллизии Евразийской и Арабской плит.

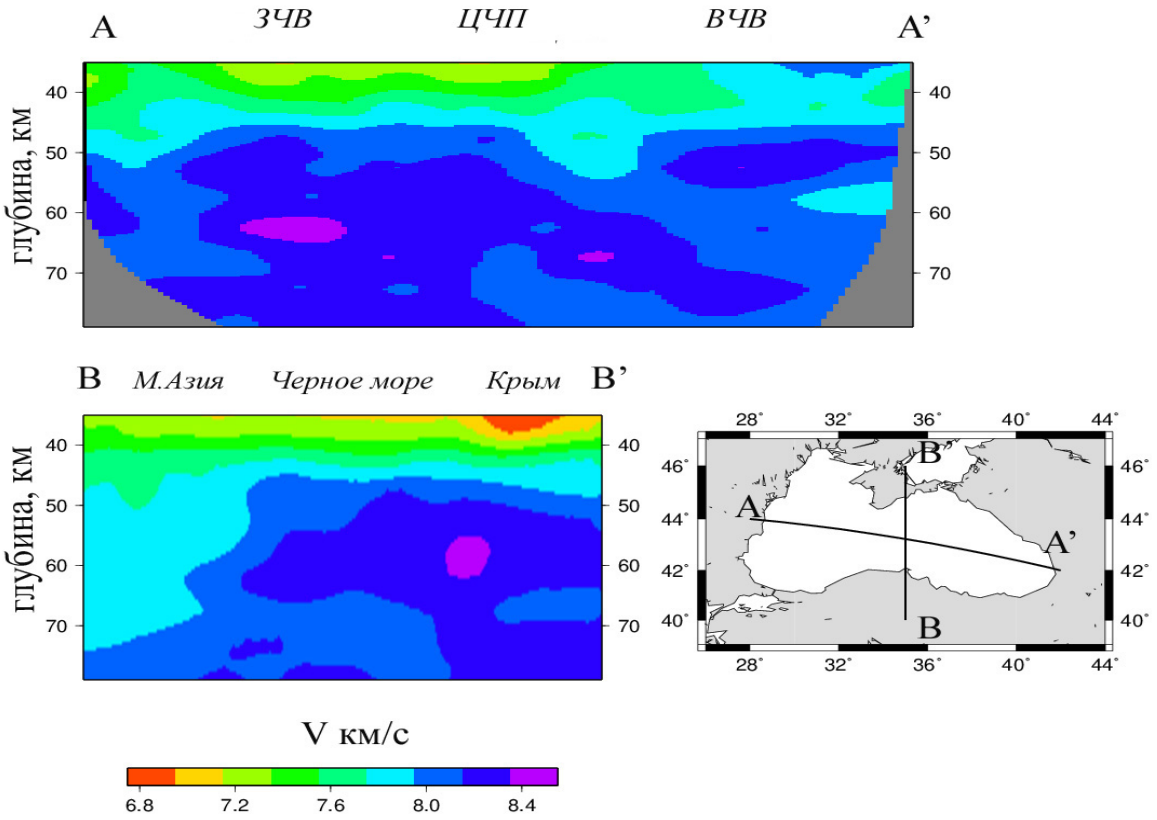


Рис. 1.75. Вертикальные скоростные разрезы вдоль профилей АА и ВВ, положение которых показано на карте в нижней правой части рисунка.

Геотектоника Черноморского региона. Сейсмическая томография показывает, что высокоскоростные области в мантийной литосфере ЧМ прослеживаются до глубин 80–100 км [Yegorova, Gobarenko, 2010; Yegorova et al., 2013; Яновская и др., 2016]. При этом они более выражены в ЗЧВ. Различия в скоростной характеристике литосферной мантии на западе и востоке ЧМ могут объясняться разной природой литосферных блоков в двух частях впадины и их разной мощностью. Это согласуется с выводами Спадини с соавторами [Spadini et al., 1996; 1997], что ЗЧВ имеет холодную, утолщенную (до ~200 км) литосферу, а ВЧВ подстилается более тонкой и, возможно, более разогретой литосферой. Такое различие в реологических свойствах двух литосферных блоков ЧМ может объяснить отсутствие землетрясений в ВЧВ и их наличие в ЗЧВ.

Считается, что ЗЧВ была сформирована на континентальной коре Мизийской плиты в результате нижнемелового рифтогенеза, тогда как образование ВЧВ генетически связано с эволюцией Закавказского осадочного бассейна и предполагает его заложение на литосфере Закавказского блока [Адамия и др., 1974; Golonka, 2004; Габаренко, Егорова, 2008; Yegorova, Gobarenko, 2010].

Высокие скорости в литосфере ЧМ, которые согласуются с повышенными плотностями литосферы по результатам 3D-гравитационного моделирования [Егорова и др., 2012; Yegorova et al., 2013], указывают на присутствие континентальной литосферы под ЧМ. Такая литосфера наследует, скорее всего, основные особенности более древних литосферных блоков, за счет которых она была сформирована, хотя и подверглась изменениям в ходе последующих деструктивных и конструктивных процессов рифтогенеза, магматизма и аккреции при эволюции океана Тетис. Рифтогенные процессы не привели к кардинальным изменениям мантийной литосферы (в сторону превращения ее в океаническую), но они существенно изменили строение коры, что привело к образованию двух крупных бассейнов с тонкой высокоскоростной корой.

Обнаруженные высокие скорости и плотности мантийной литосферы ЧМ свидетельствуют о высокой прочности литосферы ЧМ, что согласуется с исследованиями [Spadini et al., 1996; Meredith et al., 2002; Cloetingh et al., 2003; Nikishin et al., 2003; 2015; Stephenson, Shellart, 2010; Yegorova et al., 2013]. Более того, 3D-региональное гравитационное моделирование Европы выявило сходные по характеру и амплитуде положительные мантийные аномалии в пределах докембрийской ВЕП и ЧМ [Yegorova et al., 2002; Kaban et al., 2010]. Эти же два региона характеризуются областью высоких значений интегральной прочности, рассчитанной для модели Европы по данным геотермической модели

[Tesauro et al., 2009]. Современное моделирование субдукционных процессов в ЧМ показало, что ЧМ задуговый бассейн сформировался на реологически жесткой континентальной литосфере, которая была сформирована не позднее позднего докембрия-раннего палеозоя [Stephenson, Shellart, 2010].

Литосферные блоки ЗЧВ и ВЧВ ограничены тремя главными сейсмогенными зонами с разным характером сейсмичности — Северо.-Анатолийской, Крымской и Центрально-Черноморской. В этих сейсмогенных зонах, в которых происходит разгрузка накопленных в регионе напряжений, проявляется главный геодинамический процесс ЧМ региона, обусловленный коллизионным взаимодействием Евразийской и Арабской плит (рис. 1.76).

Расположенная вдоль Крымско-Кавказского побережья Черного моря Крымская сейсмогенная зона свидетельствует об активных коллизионных процессах в области сочленения Скифской плиты и Черноморской микроплиты [Гобаренко и др., 2016]. Обобщение механизмов очагов 31 сильного землетрясения показало преобладание взбросового и взбросо-сбросового деформационных режимов. Современный тектонический процесс происходит в условиях сжатия и транспрессии. Сопоставление сейсмичности с гравитационным полем и напряженно-деформированным состоянием указывает, что такой процесс, скорее всего, реализуется в виде поддвига Восточно-Черноморской микроплиты с тонкой корой под Скифскую платформу с толстой континентальной корой [Гобаренко и др.. 2016]. В Южнобережной подзоне Крымской сейсмогенной зоны обстановка представляется более сложной за счет вклинивания фронтальной части коры Восточно-Черноморской микроплиты в краевую часть коры Скифской плиты [Гобаренко и др., 2016] или процесса экструзии [Гончар, 2015]. Такой инденторный механизм «вдвигания» объясняет сильную гравитационную аномалию Горного Крыма и его современное воздымание.

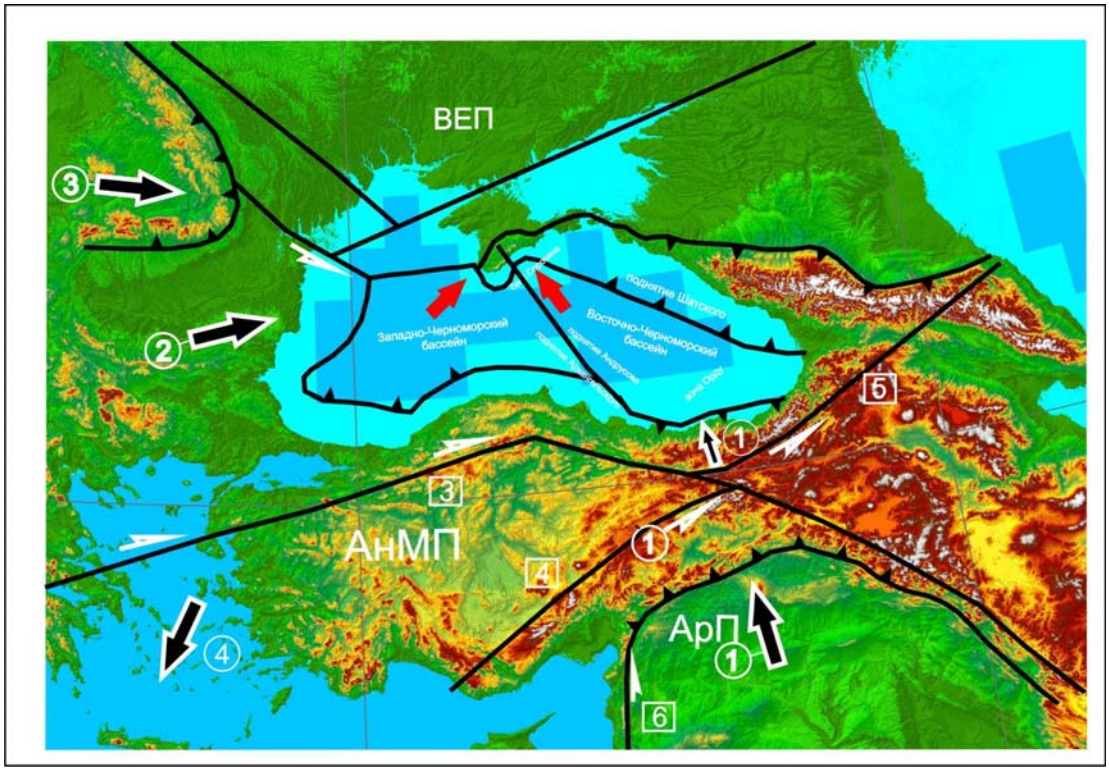


Рис. 1.76. Геодинамическая схема Черноморского региона [Паталаха и др., 2003 с изменениями].

Геодинамический процесс в Крымской сейсмогенной зоне мы называем поддвигом, а не субдукцией, поскольку самые глубокие очаги расположены на глубинах до 90 км, а коллидирующие плиты — Скифская и Восточно- Черноморская микроплита (как часть Черноморской микроплиты) — относятся к континентальному типу. Согласно рис.1.76, этот коллизионный процесс с поддвигом субокеанической коры ВЧВ инициируется более высокой скоростью движения Арабской плиты (по сравнению с Африканской) к северу, в сторону Евразийской плиты.

Таким образом, возникает логичный вопрос — каким образом могла образоваться тонкая высокоскоростная кора, которая обычно считалась океанической, над высокоскоростной континентальной мантийной литосферой ЧМ с повышенными плотностями и реологическими свойствами, близкими к докембрийской ВЕП? В контексте изложенных выше результатов такую кору вряд ли можно считать типично океанической, поскольку океаническая кора предполагает присутствие молодой, ново-

образованной, океанической верхней мантии под ней, образуемой в зонах спрединга в океанах. Такую кору можно отнести к субокеаническому или переходному типу, а по сути она, скорее всего, представляет собой тонкую континентальную кору, образованную в результате очень сильного растяжения (hyper-extension) при рифтогенезе, который не привел к сильным изменениям подстилающей мантии. Такие бассейны с сильным растяжением континентальной коры обнаружены в последнее время в Амеразийском бассейне (Арктическая часть Канады) и в юго-западной части Китайского моря [Piese et al., 2014; Li et al., 2014].

Рифтогенез в ЧМ происходил в нижнем мелу или на границе мела и палеоцена почти одновременно или с небольшим сдвигом во времени (разные авторы придерживаются различных мнений) в двух центрах локализации рифтогенеза, которые сформировали современные Западно- и Восточно-Черноморскую впадины. Особенности рифтогенеза в двух частях ЧМ определялись, прежде всего, как отмечалось выше, их заложением на разных микроплитах, которые, в свою очередь, состояли из частей или фрагментов более древних микроплит и террейнов.

В ЗЧВ, широкой и вытянутой в субширотном направлении впадине, выделяются две полосовые зоны (по морфологии кровли меловых пород и по разностным гравитационным аномалиями). Это свидетельствует о приуроченности рифтогенеза к бортовым зонам, которые, возможно, контролировали шовные зоны между Скифской плитой и Мизийской плитой на севере и между последней и Анатолийской плитой на юге. При изменении (в конце мела) общей геодинамической обстановки в ЧМ регионе, эти зоны могли быть активизированы с "включением" рифтогенных процессов. О наличии нескольких центров рифтогенеза как указывал В. П. Коболев [Коболев, 2016], который выделил тройное сочленение рифтов в центральной части ЗЧВ.

Рифтогенез же в ВЧВ происходил на коре Закавказского блока (Закавказской глыбы). В результате была сформирована узкая рифтовая зона СЗ простирания ("щелевой" рифт), которая раскололa кору блока и образовала ВЧВ с тонкой корой субокеанического или континентального типа. Такой сценарий подтверждается тем, что ВЧВ расположена между и параллельно структурам с континентальной корой — Центрально-Черноморскому поднятию на западе и валу Шатского — на востоке, которые до нижне-мелового рифтогенеза, скорее всего, входили в состав Закавказского блока. Шовная зона между двумя микроплитами в ЧМ, на которых были заложены ЗЧВ и ВЧВ, проходила вдоль ЦЧП.

II. Особенности геодинамического развития регионов Украины

2.1. Физико-геологические основы геодинамических процессов и некоторые методические вопросы

Обоснованию геодинамических процессов с позиций новой глобальной тектоники и тектоники плит, а также методике геодинамических исследований и палеогеодинамических реконструкций посвящено огромное количество работ. Крупные обобщения выполнены Л. П. Зоненшайном и Л. А. Савостиным, А. С. Мониным и Л. П. Зоненшайном, К. Сайфертом, В. Е. Хаиным и К. Е. Сеславинским, О. Г. Сорохтиным и С. А. Ушаковым, В. Е. Хаиным, Л. И. Лобковским и др. [Зоненшайн, Савостин, 1979; История…, 1987; Лобковский, 1988; Структурная геология…, 1990; Хаин, Сеславинский, 1991; Сорохтин, Ушаков, 1991; Лобковский и др., 2004]. Поэтому в данной работе рассмотрены только некоторые из этих проблем, разрабатываемые непосредственно в Институте геофизики НАН Украины.

2.1.1. Палеомагнитные исследования

С момента становления плитовой тектоники, согласно которой структура и история развития литосферы Земли определяется движением литосферных плит, одной из основных проблем было определение местоположения континентов в прошлом. Последнее имеет непосредственное отношение к разгадке многих ключевых проблем в науках про Землю, включая эволюцию флоры и фауны, изменения климата, а также к вопросу, где следует искать минеральные ресурсы. Движения плит на сфере поддаются количественному расчету с оценкой полюсов вращения и угловой скорости вращения, в результате чего в геологию впервые введены мера, число. Это оказалось возможным, в первую очередь, благодаря палеомагнитным данным. Введение числа позволяет в принципе прогнозировать тектонические движения для любого интервала истории развития земной коры, как в прошлом, так и в будущем. Тектоника плит базируется на геолого-геофизических и геохимических данных. Она объединила такие геологические концепции как рифтогенез, дрейф континентов, происхождение океанов, развитие складчатых поясов и др.

Феномен палеомагнетизма позволяет получить информацию о древнем геомагнитном поле, «запись» которого сохранилась в естественной остаточной намагниченности горных пород. Уже на протяжении более 50 лет изменения полярности геомагнитного поля используются для создания геомагнитной временной шкалы (магнитостратиграфия и магнитохронология), для документирования спрединга морского дна, для проверки гипотезы тектоники плит и реконструкции древних суперконтинентов. Палеомагнитным данным отводится приоритетная роль при глобальных палеогеодинамических реконструкциях, поскольку они позволяют количественно интерпретировать перемещения и вращения отдельных блоков земной коры и являются своего рода каркасом, в который должны укладываться модели дрейфа литосферных плит, процессы их консолидации и события на их окраинах. Кроме того, палеомагнитные данные способствуют решению ряда геологических задач, среди которых можно назвать синхронизацию и корреляцию магматических явлений на консолидированных участках платформ, выяснение условий тепловой истории метаморфизма горных пород, исследование динамических аспектов тектоники блоков земной коры, палеотектонические реконструкции разных масштабов.

Для построения палеогеодинамических моделей за длительные геологические временные интервалы палеомагнитные данные представляют в виде палеополюсов, которые рассчитываются на основе гипотезы геоцентрического осевого диполя. Последняя является одним из главных постулатов палеомагнитного метода и подразумевает, что палеомагнитный полюс указывает положение оси вращения Земли относительно континента, для которого были получены соответствующие палеомагнитные данные. Приняв эту гипотезу, положения палеомагнитных полюсов можно использовать для выполнения палеогеографических реконструкций.

В конце 1950-х и в начале 1960-х годов палеомагнитные доводы в пользу дрейфа континентов были подвержены жесткой критике противниками, которые подвергали сомнению законность этой гипотезы для палеозоя и мезозоя с учетом вклада недипольных компонент поля. Как отметил более 50 лет назад один из основателей палеомагнитного метода Е.Ирвинг после анализа материалов «недипольной гипотезы», это была «hypothesis of desperation, useful at this stage only to those anxious to avoid implications of paleomagnetism» [Irving ,1964], т. е. «гипотеза отчаяния, полезная на этом этапе только для тех, кто стремился принизить роль и значение палеомагнетизма». С последующим увеличением объема палеомагнитных данных и развитием тектоники плит фундаментальная гипотеза гео-

центрического осевого диполя многократно подтверждалась, и сегодня ее разделяет подавляющее большинство исследователей.

Палеомагнитные полюса, определенные для разных временных интервалов, являются основой для построения траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП, APWP). Последняя, являясь отражением дрейфа тектонических плит, позволяет получить численные оценки движения тектонических блоков в различные периоды геологической истории. В общем случае ТКМП — это график последовательных положений палеомагнитных полюсов, рассчитанных для одного континента (блока), обычно представленный в современной географической системе координат. Эта техника была введена К. Криром и др. (1954) и стала стандартным методом представления палеомагнитных данных, охватывающих большие геологические временные интервалы.

Суть метода понятна из рис. 2.1, где кора представлена состоящей только из двух литосферных плит. Положение плиты F фиксировано, а плита M вращается против часовой стрелки вокруг полюса Эйлера, который фиксирован относительно подстилающей мантии и оси вращения Земли. Направление абсолютного движения плиты M показывает жирная стрелка; направления относительного движения пластины вдоль границ плиты показывают маленькие стрелки; границы горного хребта показаны двойными линиями; границы трансформного разлома показаны обычными линиями; конвергентная граница плиты показана символом с зубчиками. Трансформные разломы, разделяющие пластины, находятся на малых кругах (широтные круги) с центром в полюсе Эйлера. Если под плитой M существует горячая точка (неподвижная относительно мантии), то образуется морская горная цепь, подводные горы которой лежат на малом круге с центром в полюсе Эйлера. Палеомагнитные полюсы, определенные по самым молодым породам на плите M, расположены вблизи оси вращения. Для более древних пород палеомагнитные полюсы расположены на ТКМП, которая также описывает малый круг возле полюса Эйлера. Эти палеомагнитные полюса на рис. 2.1 представлены точками, которые прежде располагались на оси вращения, но затем были перемещены вследствие вращения плиты M вокруг Эйлерова полюса. По дугообразному треку на ТКМП определяется палеомагнитный полюс Эйлера, вокруг которого вращался континент, что позволяет восстановить движение и конфигурацию границ древних литосферных плит.

Таким образом, согласно гипотезе геоцентрического осевого диполя, ТКМП определяет кажущееся движение оси вращения относительно континента наблюдения. Когда в 1960-х годах были построены первые ТКМП, казалось, что кажущаяся полярная миграция происходит в значительной степени из-за вращения Земли как целого, известное как истинная миграция (блуждание) полюса. Позднее стало понятно, что главная часть кажущейся полярной миграции обусловлена движением литосферных плит, перемещающих континенты по поверхности Земли.

Если относительные позиции разных континентов достаточно хорошо известны, палеомагнитны данные по этим континентам могут быть объединены в глобальную ТКМП (GAPWaP). Такие наиболее широко известные компиляции по [Besse and Courtillot, 2002] охватывают последние 200 млн лет, а в работах [Torsvik et al. 2008a, 2012] для отдельных блоков охватывают весь фанерозой. По палеомагнитным реконструкциям определяют древние широты и относительную ориентацию (вращение) континентов, но не их палеодолготы. Это дает определенную степень свободы в принятии тех или иных палеогеографических моделей. Дополнительная информация может быть получена путем выбора опорной плиты, которая оставалась стационарной (или квазистационарной) по отношению к долготе.

Другими словами, если есть основания полагать, что конкретный континент незначительно перемещался в восточном — западном направлении во временном интервале, для которого выполняется реконструкция, то такой континент может быть использован в качестве опорной плиты (в относительной системе координат). Таким критериям соответствует Африканская плита, по крайней мере с начала распада Пангеи [Burke and Torsvik, 2004; Torsvik et al., 2008a,b], что используется для привязки дрейфа других континентов к «фиксированной» Африканской плите (в современном ее положении). Более детальная информация по особенностям построения GAPWaP приведена в [Torsvik et al., 2012].

В палеомагнитном отношении исследования Восточно-Европейского кратона начались в середине 60-х годов прошлого столетия, начиная с работ под руководством А. Н. Храмова. К настоящему времени получены сотни единичных палеомагнитных определений, в том числе порядка 20 определений на территории Украины, информацию о которых можно получить из Мировой базы палеомагнитных данных http://earthref.org/MAGIC (следует отметить, что в Базу включены не все определения). С накоплением данных стало очевидным, что назрела необходимость не только реконструировать положение кратона как единого целого на разных временных интервалах, но и уточнить эволюцию его ключевых фрагментов (в частности УЩ) с привлечением новых палеомагнитных и геохронологических данных. Здесь следует отметить большой объем работ, выполненный в конце прошлого столетия сотрудниками Института геофизики НАН Украины Н. П. Михайловой, А. М. Глевасской,

С. Н. Кравченко и др., основные результаты которых опубликованы в [Михайлова, 1982; Михайлова и Глевасская, 1989; Михайлова и др., 1994; Elming et al., 1993, 1998, 2001, 2006].

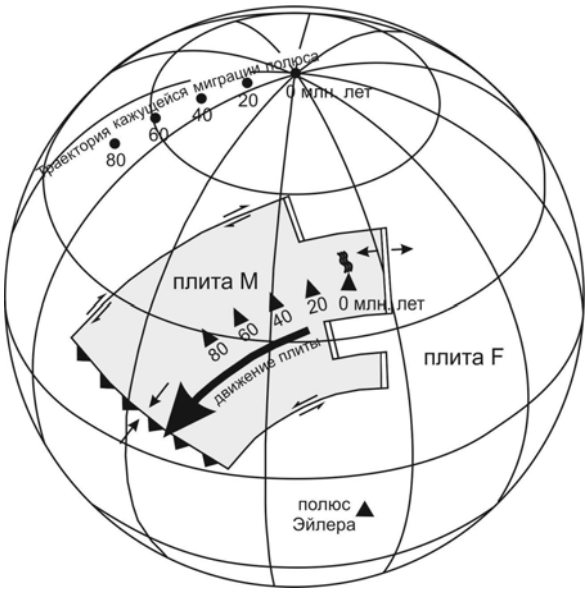


Рис. 2.1. Модель палеомагнитных полюсов Эйлера д ля траектории кажущейся миграции полюса. Горячая точка под активной морской горой (0 млн лет) фиксирована относительно мантии и производит цепь морских подводных гор (трек горячей точки) с обозначенными возрастами. Недавний палеомагнитный полюс для плиты М (0 млн лет) расположен на оси вращения, более древние палеомагнитные полюсы лежат на ТКМП с нанесенными возрастами (млн. лет назад) [Gordon et al., 1984; Butler, 1992].

Создание Мировой базы палеомагнитных данных повлияло на становление современных представлений о геодинамике крупных литосферных блоков. Стоит отметить, что приоритет в размещении материалов в базе данных предоставляется наиболее надежным определениям, удовлетворяющим современным критериям надежности. Для получения достоверных данных важно тщательное рассмотрение всех возможных факторов, которые влияют на результат. Привлекаемые для построения кривых миграции палеомагнитных полюсов палеомагнитные определения представляют собой направления древнего геомагнитного поля с угловыми характеристиками определения их точности и с надежной стратиграфической (геохронологической) привязкой. Одним из первых шагов при построении кривых ТКМП является селекция имеющихся палеомагнитных определений по тем или иным параметрам (критериям, условиям), характеризующим их надежность и достоверность [Печерский и Диденко, 1995; Pisarevsky and McElhinny, 2003; Van der Voo, 1990]. В соответствии с современным требованиям, палеомагнитные данные должны сопровождаться результатами комплексных магнитно-минералогических исследований минералов — носителей остаточной намагниченности, определением природы различных компонент намагниченности, оценками их стабильности, полевыми тестами, изотопно-геохронологической или стратиграфической привязкой результатов к шкале геологического времени и др.

В данной работе представлены результаты палеомагнитных исследований, выполненных на территории Украины в нынешнем столетии, которые, по нашему мнению, можно отнести к высоконадежным. Полевые и лабораторные работы, а также обработка результатов выполнялись по стандартным методикам [Kirshvink,1980; Палеомагнитология,1982; Butler, 1992]. Вкратце их охарактеризуем и опишем те методы, которые использовались в наших работах.

Лабораторные исследования и обработка результатов в основном выполнялись в палеомагнитной лаборатории Института геофизики им. С.И.Субботина, г. Киев, отдельные образцы исследовались в палеомагнитной лаборатории Института геофизики Польской академии наук (г. Варшава), часть коллекции образцов из андезитовых и трахитовых даек восточной части Украинского щита измерялась на аппаратуре Мичиганского университета (США) и на аппаратуре Геологического Института Российской академии наук (г. Москва).

При проведении любых палеомагнитных работ важной является процедура отбора коллекции ориентированных образцов горных пород. В наших исследованиях отбор проводился на максимально доступных (по площади) участках обнажений либо карьеров, особое внимание уделялось выбору пород с визуально ненарушенной текстурой, без признаков вторичных изменений.

Отбор образцов предварялся измерением начальной магнитной восприимчивости (χ) полевым каппаметром КТ-6 непосредственно в обнажениях. Предпочтение отдавалось участкам тонко- и мел-

козернистых разностей осадков и магматическим породам с умеренной величиной χ. Образцы отбирались как вручную (штуфами), так и с помощью мини буров, сконструированными на основе бензопил Vega и Shtill, и электродрели Makita в комплекте с бензогенератором Honda. Для ориентирования штуфов использовался горный компас ГК-1, для ориентирования образцов-кернов — специальная система ориентации с компасом Brunton. Точность ориентировки образцов относительно современного магнитного меридиана и горизонтальной плоскости составляла ±1°, учитывались величины регионального магнитного склонения на месте проведения работ. Географические координаты точек отбора фиксировались GPS-приемником.

В осадочных породах из одного стратиграфического уровня отбирались 1—2 независимо ориентированных штуфа или керна, с каждого из которых изготавливались несколько образцов, что в дальнейшем позволило рассчитать средние направления для каждого стратиграфического уровня. Дальнейшее усреднения результатов выполнялось на уровне свиты, далее на уровне серии, а финальное направление рассчитывалось на уровне подразделения системы стратиграфической шкалы. Параллельно с отбором образцов проводились полевые наблюдения и исследования характера изменения бассейна осадконакопления. Фиксировалась изменение характера осадконакопления и фациальных обстановок, а также наличие тектонических нарушений для дальнейшей коррекции.

Для интрузивных и изверженных пород отбиралось от 10—12 до 25—30 и более независимо ориентированных образцов из одной точки — сайта («site» в англоязычной литературе). Из каждого штуфов (керна) изготовлялось по 2—3 стандартных образца — кубика с ребром 20 мм (цилиндра диаметром и длиной 25 мм) для последующих измерений.

Для восстановления последовательности и условий образования пород изучалась магнитная текстура образцов — величина и форма анизотропии начальной магнитной восприимчивости (AMB). Она измерялась на каппаметрах KLY-2 и MFK-1 в 15 положениях, параметры AMB рассчитывались и анализировались по программам ANISO и Anisoft 4.2, предпочтение при выборе расчетных параметров и соответствующие формулы приведены в разделе 3 работы [Бахмутов, 2006)].

Важной частью любых палеомагнитной исследования является установление природы и механизмов формирования намагниченности в горной породе, в частности определение минералов железа — носителей намагниченности. Определение состава ферромагнитных минералов позволяет наиболее продуктивно устанавливать порядок проведения магнитных чисток для выделения компонент намагниченности и установления их природы. Одной из основных процедур палеомагнитных исследований является последовательное ступенчатое размагничивания образцов с последующей интерпретацией полученных данных (так называемая «магнитная чистка»). Проблемой является установление корректных связей между выделенными компонентами остаточной намагниченности и ферромагнитными минералами, которыми обусловлена та или иная компонента. Эта информация является определяющей для установления их природы и времени образования. Для этого выполнялись петромагнитные, магнитно-минералогические и микроскопические исследования разных комплексов пород в зависимости от эффективности того или иного метода. Частично эти работы выполнялось на аппаратуре палеомагнитной лаборатории Института геофизики Польской академии наук (г. Варшава).

Для определения магнитных минералов анализировались спектры блокирующих температур (Тб), температур Кюри (Тс), параметры петли гистерезиса, параметры кривых изотермической остаточной намагниченности (IRM) и идеальной остаточной намагниченности (ARM), кривые зависимости магнитной восприимчивости от температуры, кривые терморазмагничивания наведенной по трем осям IRM. Магнитная жесткость и доменное состояние магнитных минералов оценивались по параметрам петли гистерезиса: намагниченность насыщения и остаточная намагниченность насыщения (Ms и Mrs), коэрцитивная сила и остаточная коэрцитивная сила (Hc и Hcr). Для определения доменного состояния магнитных минералов по параметрам петли гистерезиса анализировались диаграммы Дея-Данлопа. Тест Лоури для определения минералов, имеющих близкие параметры магнитной жесткости, но разные Тб, выполнялся при наведении в образце IRM по трем перпендикулярным осям соответственно в полях 3.3, 1.5 и 0.15 Тл и дальнейшем ступенчатом терморазмагничивании с измерениями остатка величины IRM после каждой температуры.

Микроаналитические исследования минералов железа выполнялись методами оптической микроскопии (микроскоп Nikon) для определения минерального состава горной породы, процентного соотношения породообразующих и рудных компонентов, микроструктурных и микротекстурных особенностей строения горной породы и для установления последовательности образования минералов. Для осадочных пород выполнялся электронно-микрозондовый анализ (Cameca SX 10, JEOL JSM-6380LA) с целью диагностики минералов 2-х и 3-х валентного железа, что является важным для установления минералов — носителей намагниченности.

При выполнении стандартной процедуры палеомагнитных исследований — применение к образцам разных методов магнитной чистки — все образцы проходили полное ступенчатое терморазмагничивание (Т-чистка) в специальных установках MMLTD с четырехслойным экраном из μ-металла

(остаточное магнитное поле в такой установке менее 10 нТл, обычно 5 нТл), размещенных в специальных экранированных от внешнего магнитного поля комнатах MMLFC. Максимальные температуры размагничивания составляли 600—700 °С, шаг нагрева зависел от поведения намагниченности в ходе исследования и изменялся от 50° при нагревах при низких температурах до 20—10 °С при средних и высоких температурах. Обычно число шагов температурной чистки варьировало от 15 до 20 и более. Измерения естественной остаточной намагниченности (ЕОН, NRM) образцов проводились на спин-магнитометре JR-6, слабомагнитных образцов осадочных пород — на криогенном магнитометр 2G SQUID DC с приставкой для размагничивания переменным магнитным полем (в лаборатории Института геофизики Польской академии наук, г. Варшава). Магнитометры размещены в экранированных комнатах MMLFC, внутри которых магнитное поле на два порядка меньше современного, что минимизировало вероятный подмагничивающий эффект. Минералогические изменения в образцах при нагревах контролировались изменениями магнитной восприимчивости на каппаметре MFK1 после каждой ступени нагрева.

Параллельно для образцов-дублей выполнялось размагничивание переменным магнитным полем (Н-чистка) на установке LDA-3A при 12—15 шагах ступенчатого размагничивания до 100 мТл с последующими измерениями на спин-магнитометре JR-6, либо размагничивание с последующими измерениями на SQUID магнитометре до 100—140 мТл.

Выделение компонент ЕОН по результатам размагничивания выполнялось по программам Remasoft 3.0 [Chadima & Hrouda, 2006] и PALMAG [Levandovsky et al., 1997]. Выделялись компоненты, соответствующие прямолинейным отрезкам на диаграммах Зийдервельда [Zijderveld, 1967], расчеты выполнялись отдельно для каждого образца по методу наименьших квадратов [Kirschvink, 1980], как правило для 5—7 (минимум для трех) и более ступеней размагничивания с угловым отклонением (для большинства образцов) <5°. В дальнейшем основное внимание уделялось анализу характеристической компоненты намагниченности (ChRM), выделяющейся на заключительных этапах чистки, а при ее расчете результаты приводились к началу координат диаграмм Зийдервельда.

По результатам анализа Т- и Н-чистки образцов определялась эффективность того или иного метода чистки. Для изверженных пород и для осадочных красноцветов более эффективной была Т-чистка, в то время как для сероцветных осадочных пород Подолии более репрезентативными оказались результаты, полученные в результате Н-чистки.

Для оценки возраста компонент естественной остаточной намагниченности осадочных пород применить тесты конгломератов и складки не удалось из-за отсутствия подходящих для проведения этих тестов объектов. Для пермо-триасовых даек был применен тест контактов. Как для осадочных, так и для интрузивных пород применялся теста обращения [McFadden & McElhinny, 1990].

Расчеты палеомагнитных направлений и палеомагнитных полюсов выполнялся по стандартным методикам [Палеомагнитология, 1982; Butler, 1992], анализ данных проводился последовательно по дублям одного образца, образцам из одного сайта, по сайтам. В сайты входили образцы, отобранные в определенной части разреза, либо определенные стратиграфические уровни в ранге свит либо серий.

Для анализа движения тектонических блоков на сфере и построения траектории кажущейся миграции полюса привлекалась программа GMAP [Torsvik and Smethurst, 1999].

2.1.2. Планетарные и региональные деформации земной коры и трещиноватость горных пород

Тектонофизические исследования в пределах различных регионов Украины показали, что определение вариаций региональных полей напряжений по парагенетическим ассоциациям хрупких и квазихрупких трещин в горных породах, в частности изменения положения главных осей напряжений во времени, позволяет, в дополнение к палеомагнитным данным, устанавливать ориентацию крупных литосферных блоков (по отношению к современной системе координат) в различные геологические периоды. Согласованность результатов независимых палеомагнитных и тектонофизических исследований свидетельствует о научной обоснованности обоих методов (вопреки мнению отдельных критиков) и, следовательно, подтверждает объективность представлений о движении литосферных плит.

Выбор для рассматриваемых тектонофизических исследований широко развитой в горных породах хрупкой и квазихрупкой трещиноватости обусловлен тем, что в этой гамме разрывных структур имеются группы трещин, возраст которых устанавливается достаточно точно. К ним относятся т.н. *планетарная мезотрещиноватость* и *трещиноватость остывающих интрузивных массивов.*

Первая группа трещин образуется в процессе первичной литификации осадочных горизонтов и остывания излившихся лав. Как правило, возраст таких горизонтов известен по палеонтологическим данным, поэтому известен и возраст планетарной трещиноватости, о чем более подробно будет сказано ниже.

Вторая группа трещин возникает при остывании интрузивных массивов на небольшой глубине, и если по данным радиогеохронологии известно время остывания таких массивов, то известен и возраст образовавшихся при этом трещин.

Ниже будет рассмотрена методика изучения и использования трещиноватости горных пород для решения вопросов палеогеодинамики. В пунктах 2.2.1, 2.2.4, 2.4.2, в которых геодинамические процессы рассматриваются на основе использования тектонофизических данных о напряженно-деформированном состоянии горных массивов, с помощью изучения планетарной трещиноватости устанавливаются наиболее ранние поля напряжений и этапы деформаций. Аналогичная методика применяется и при изучении трещиноватости остывающих интрузивных массивов (см. пункты 2.4.2 и 2.5.3). Однако проблема именно планетарной трещиноватости всегда вызывает много споров среди геологов и геофизиков, поэтому рассмотрим ее более подробно.

Планетарная мезотрещиноватость и ротация Земли. Под планетарными, по С. С. Шульцу [Шульц, 1971,1966,1973,1979], понимаются деформации земной коры, развивающиеся под влиянием внешних, по отношению к Земле, факторов — в первую очередь, ее осевого вращения, а также межпланетных и межгалактических взаимодействий. Главным следствием этих процессов С. С. Шульц и многие другие исследователи считают возникновение в земной оболочке планетарной трещиноватости, к которой они относят все разрывные структуры (от внутри- пластовых трещин до крупных глубинных разломов), имеющие субвертикальное падение и статистически четкую связь своей ориентации с четырьмя направлениями относительно современной оси вращения — ортогональными и диагональными [Долицкий, 1985, Каттерфельд, 1970, Стовас 1977, Федоров, 1999, Чебаненко, 1963].

Несколько по-другому к этой проблеме подходит К. Ф. Тяпкин [Тяпкин, 1974, Тяпкин и др., 1998], который основную причину деформаций литосферы видит в изменении формы Земли в результате перемещения оси вращения относительно ее поверхности. Поскольку автор объясняет этим механизмом практически все тектонические процессы, он не делит деформации литосферы на планетарные и тектонические.

С нашей точки зрения, решающую роль в механизмах тектогенеза играют внутриземные процессы, связанные с мантийной конвекцией, адвекцией, фазовыми переходами вещества и др. Силы, вызываемые такими процессами, носят региональный характер и могут быть причиной возникновения региональной, но не планетарной, трещиноватости. Поэтому выделение планетарных деформаций и соответствующих им структур в отдельную категорию следует считать правомерным.

Прежде всего, из широкого спектра разномасштабных дизъюнктивных структур, относимых к категории планетарной трещиноватости, выделим густую систему первоначально субвертикальных непротяженных (не более сотен метров) трещин, сопровождающихся малозаметным сдвиговым перемещением их бортов (чаще всего вообще без смещения), в ориентировке которых обнаруживается связь с положением оси вращения Земли. Это позволит более четко разделить деформации земной коры, обусловленные внутренними и внешними силами, и быстрее приблизиться к пониманию природы последних.

Первостепенную роль здесь играет то обстоятельство, что возраст мелкой трещиноватости осадочных и вулканогенных комплексов (в классификации разрывов по размерам она относится к классу мезотрещиноватости) почти всегда может быть определен безошибочно, тогда как крупные разломы, даже будь их развитие обусловлено планетарными деформациями, являются, как правило, долгоживущими и время их возникновения определить трудно. Кроме того, мелкие и крупные разрывы часто отражают тектонические активизации разной периодичности: для образования крупных разломов требуется более длительное накопление напряжений в земной коре, чем для формирования мезотрещиноватости. Поэтому, уделяя особое внимание последней, можно получить более детальную картину деформаций земной коры, развернутую во времени.

В дальнейшем, говоря о планетарной трещиноватости, будем иметь в виду только густую систему непротяженных трещин, о которой сказано выше. Тем самым мы не противоречим утверждению об иерархии деформационных структур, используемых в полевой тектонофизике: рассматриваемая планетарная трещиноватость представляет собой в основном площадное развитие структур второго порядка — сколов и трещин отрыва, обусловленных регулярными планетарными (ротационными) полями напряжений, равномерно распределенными на больших площадях и не всегда вызывающими формирование зон скалывания в силу малости касательных напряжений и особого механизма образования первичной трещиноватости в горных породах (см. ниже).

Опыт тектонофизического изучения стратифицированных осадочных и вулканогенных комплексов Украины показывает, что первые деформации горных пород, выражающиеся в образовании достаточно густой закономерной системы трещин, начинаются сразу после отложения и первичной литификации осадков либо в процессе затвердевания лав и интрузивных тел.

Независимо от генетической природы трещин — диагенетических, тектонических, первичных магматических и других (за исключением трещин усыхания или трещин отдельности), их элементы

залегания обнаруживают статистически закономерную связь с региональными или планетарными полями напряжений в земной коре.

Под первыми, как сказано выше, понимаются поля напряжений, возникающие в результате действия тектонических сил: растяжения и прогибания бассейнов осадконакопления, сжатия и последующего складкообразования (или без него) и др. Примером может служить трещиноватость мезокайнозойских пород Крымского полуострова [Гинтов, Муровская, 2000]. Наиболее древние системы трещин возникали здесь в конце этапов растяжения и прогибания таврического, верхнемелового, палеогенового бассейнов осадконакопления, вытянутых в северо-восточном или субширотном направлении. Вслед за северо-западным или субмеридиональным растяжением и прогибанием следовало сжатие, приблизительно параллельное предшествовавшему растяжению, при этом трещины, обусловленные сжатием, появлялись *раньше, чем вызванная сжатием складчатость.*

Основная особенность описываемых трещин — их нормальносекущее положение по отношению к напластованию, что, во-первых, свидетельствует об их относительно древнем возрасте и, во-вторых, об обусловленности действием горизонтальных сил. Более молодые системы трещин, обусловленные действием тектонических напряжений (соскладчатые либо связанные с субвертикальными перемещениями блоков), обычно являются косо секущими по отношению и к напластованию, и к дневной поверхности.

Трещины, связанные с планетарными полями напряжений, морфологически мало отличаются от первой группы разрывов и распознаются, главным образом, по таким признакам: их однотипные парагенезисы наблюдаются на больших площадях, охватывающих регионы различного тектонического строения; ориентация этих разрывов обнаруживает обычно *закономерную связь с положением оси вращения Земли*при повсеместном преобладании диагональных систем; трещины этого типа весьма коротки в вертикальном разрезе — они редко пересекают несколько стратиграфических горизонтов, обычно сосредотачиваясь в одном. Часто планетарную трещиноватость этого типа рассматривают как трещины отрыва, формирующиеся перпендикулярно оси максимального растяжения, обосновывая это отсутствием сдвиговых перемещений бортов трещин. Однако это далеко не так. О сколовом характере многих таких трещин говорит их прямолинейность, притертость бортов, повсеместное образование парагенезисов сколов Риделя. Конечно, во многих случаях наблюдаются и трещины отрыва (по их ориентации параллельно оси максимального сжатия), но количественно сколовые трещины резко преобладают.

Еще один важный идентификационный признак планетарной трещиноватости обнаруживается после интерпретации материалов полевых наблюдений, которая почти всегда указывает на инверсионный характер деформационного процесса: главные оси σ_1и σ_3, которые всегда субгоризонтальны, в течение относительно коротких промежутков времени меняются местами. Более подробно это будет показано в разделе о результатах тектонофизических исследований в Украине (пункт 2.4.2).

Рис. 2.2. Трещиноватость пород силура Волыно-Подольской плиты. Левый берег р. Серет Тернопольской обл.

В складчатых областях выделение среди густых систем разноориентированных разрывов трещин, связанных с действием планетарных сил, нередко затруднено, так как и региональные, и планетарные силы разного типа могут иметь близкую ориентацию. Более эффективные результаты получаются при изучении планетарной трещиноватости осадочных и вулканогенных платформенных чехлов, которые не подвергались значительным тектоническим деформациям. Например, в Украине платформенный чехол Волыно-Подольской плиты накапливался около 1 млрд лет, но при этом практически не испытал процессов складкообразования — уклоны осадочных толщ здесь не превышают

первых градусов, за исключением узко локальных зон на границах дифференциальных подвижек блоков. С другой стороны, он испещрен такой же густой системой трещин, как и многие вулканогенно-осадочные комплексы складчатых областей — Карпат, Крыма, Донбасса (рис. 2.2).

Поэтому изучение деформаций, обусловленных силами планетарного масштаба, здесь не осложнено такими факторами, как складкообразование, перемещение толщ на значительные расстояния, крупные сбросы, взбросы, надвиги, соседство интрузивных тел и др.

Кроме того, ограничение распространения трещин рамками свиты или слоя свидетельствует об относительно малой величине напряжений, создаваемых в горной породе планетарными силами, и об особых условиях формирования трещин, возникающих только на определенной стадии литогенеза [Шульц, 1979].

Связь планетарной трещиноватости с полями напряжений, обусловленными ротационным режимом Земли, обосновывается корреляцией тектонофизических данных с материалами палеомагнитных и палеоклиматических исследований: оси главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3, восстанавливаемые по трещинам планетарной системы в позднемезозойских—кайнозойских вулканогенных осадочных отложениях, закономерно располагаются параллельно современным меридианам и параллелям; в более ранние геологические эпохи оси σ_1 и σ_3оказываются повернутыми относительно современной географической сетки в основном приблизительно так же, как и палеомагнитные меридианы.

Доводы против ротационного механизма формирования планетарной трещиноватости обычно опираются на расчеты величины напряжений, возникающих при замедлении или ускорении вращения Земли. Эти напряжения представляются слишком малыми для образования трещин в горных породах. Но геометрия полей напряжений в мезо-кайнозое, устанавливаемая при изучении планетарной трещиноватости, их «глобальный» характер и морфология самих трещин свидетельствуют все же в пользу ротационного механизма формирования подобных систем разрывов, соединенного с эндокинетическим механизмом разрывообразования [Шульц, 1979], когда дополнительная энергия для возникновения трещин извлекается из процесса литификации осадка или остывания расплава, а ориентация трещин в пространстве определяется ротационными силами, возникающими при изменении угла наклона оси (кажущемся) и скорости вращения Земли.. Процесс литификации осадка или остывания расплава вызывает в породе напряженное состояние, характеризующееся в большинстве случаев сферическим тензором $\langle\sigma'\rangle$. Поэтому тензор напряжений $\langle\sigma_{1,2,3}\rangle$, определяемый соотношениями соотношением Кулона-Мора $\tau=\tau_0+q\sigma_n$(τ – касательное напряжение на будущей трещине, τ_0 — прочность связей в породе, не зависящая от выбранного направления, q — коэффициент внутреннего трения, σ_n — нормальное напряжение на плоскости будущей трещины) арифметически складывается с тензором $\langle\sigma'\rangle$ ($\tau'=0$, q и σ'_n=const) и соотношение Кулона-Мора изменяется только на величину прочности связей, которая преобразуется в $\tau'_0=\tau_0+q\sigma'_n$. Остальные члены правой части уравнения остаются неизменными, следовательно, геометрия поля напряжений определяется тензором $\langle\sigma_{1,2,3}\rangle$.

Тот же результат будет и при литификации (либо остывания расплава) вблизи поверхности: главное напряжение, ориентированное вертикально, обращается в нуль, а два горизонтальных главных напряжения равны между собой. Отметим, что к зонам скалывания и крупным разломам эндокинетический механизм разрывообразования неприменим (если, конечно, не обращаться к гипотезе расширяющейся Земли), поэтому малая величина касательных напряжений, возникающих при смене ротационного режима, пока еще является препятствием на пути универсализации ротационных теорий Установление периодической смены осей сжатия—растяжения также хорошо согласуется с ротационным механизмом формирования планетарной мезотрещиноватости: при колебаниях скорости вращения планеты или направления кажущегося смещения ее оси деформации меняют знак, т.е. планетарные деформации земной коры носят *инверсионный* характер. Период таких инверсий не превышает геологический период и, возможно, значительно короче (см. пункт 2.4.2).

Мы не пытаемся определить, какой тип ротационных сил играет главную роль в формировании рассматриваемой мезотрещиноватости — связанных с изменением скорости вращения или кажущегося перемещением оси вращения Земли. Во-первых, оба механизма формируют поля напряжений с одинаковыми траекториями главных нормальных и максимальных касательных напряжений и разделить их трудно. Во-вторых, хотя и имеются расчеты [Довбнич, 2000], указывающие на большую разницу (два порядка) в величине напряжений, возникающих вследствие изменения скорости вращения и перемещения оси (во втором случае напряжения выше), при эндокинетическом механизме трещинообразования величина ротационных напряжений не является решающим фактором. Поэтому, говоря о ротационном механизме формирования планетарной трещиноватости, мы подразумеваем суперпозицию деформаций и напряжений, связанных с обоими типами ротационных сил.

Обычно при исследовании деформаций литосферы, обусловленных изменением скорости вращения и кажущимся перемещением оси вращения Земли, используют в основном данные о постоянном уменьшении угловой скорости планеты в связи с лунно-солнечными приливами. Средняя

скорость такого замедления вращения, выражаемая в увеличении длительности суток, за последние 500 млн. лет составляет около 0,25—10^{-4} с/год. Однако сейчас уже известны вековые, многолетние, годовые и более короткопериодные вариации угловой скорости вращения Земли, примеры которых можно найти, в частности, у К. Ф. Тяпкина [Тяпкин 1998]. Так, за период с 1910 по 1930 гг. отмечается уменьшение длительности суток в среднем на — $2 \cdot 10^{-4}$ с за год, а с 1870 по 1905 гг. — увеличение в среднем на $2{,}3 \cdot 10^{-4}$ с/год. В течение года длительность суток может увеличиваться на 8—10^{-4} с и уменьшаться на $12 \cdot 10^{-4}$ с. Следовательно, среднепериодные и сезонные изменения угловой скорости вращения Земли могут на один—два порядка превышать среднюю скорость замедления ее вращения. Указывается также на существование аномалистических изменений скорости вращения Земли, при которых на временном отрезке в $176 \cdot 10^6$ лет возникают периоды ускорения и замедления с промежутком приблизительно в $60 \cdot 10^6$ лет [Цареградский, 1963].

По дрейфу географических полюсов таких подробных данных пока нет, однако материалы и палеомагнитных, и палеоклиматических, и астрономических исследований указывают на существование циклических составляющих разной частоты, складывающихся на однонаправленное перемещение полюсов относительно земной поверхности [Тяпкин, 1998].

Описываемая нами планетарная трещиноватость формируется на ранних стадиях литификации осадков, остывания лав и т. д., т.е. на небольших глубинах. Поэтому, говоря о планетарных деформациях, имеются в виду деформации маломощного поверхностного слоя земной коры толщиной от нескольких десятков метров до одного километра. Это, по сути, тонкая пленка, которая должна реагировать на долго-среднепериодные и сезонные колебания угловой скорости вращения Земли и дрейфа ее полюсов колебаниями своего напряженного состояния, что мы и наблюдаем в природе по регулярной смене одинаково ориентированных главных осей сжатия и растяжения.

Исходя из сказанного, представляется несомненной прямая связь формирования планетарной мезотрещиноватости и возникающих при этом полей напряжений с ротационными процессами. В любой точке земной поверхности промежуточная главная ось нормальных напряжений σ_2 параллельна радиусу Земли, проходящему через эту точку, а оси максимального сжатия и растяжения σ_1 и σ_3, периодически меняясь, совпадают с меридианом и параллелью в ней.

Миграция географических палеополюсов. Прямая и обратная задачи для разных гипотез. Под миграцией географических палеополюсов понимается изменение с течением геологического времени относительного положения полюса и участка наблюдений на поверхности Земли независимо от того, какой из этих двух объектов менял свое положение в системе современных географических координат. Причиной миграции палеополюсов является изменение положения оси вращения Земли относительно геолого-географической ситуации. Считается несомненным [Палеомагнитология, 1982, Тяпкин, 1998], что изменение относительного положения оси вращения обязано перемещению внешних оболочек Земли или их частей относительно внутренних при стабильном положении оси.

Палеомагнитологи, заинтересованные в широком внедрении данных о миграции палеомагнитных полюсов в геотектонику, уже сравнительно давно обратили внимание на материалы изучения планетарной трещиноватости, пытаясь найти в них подтверждение движения литосферных плит [Палеомагнитология, 1982, Храмов и др., 1974]. Отмечалось, что системы субперпендикулярных разломов, обычно относимые к категории планетарной мегатрещиноватости, на разных материках и в разных регионах повернуты в соответствии с постулируемым поворотом плит. Не говоря уже об умозрительности такого подхода, основывающегося не на непосредственных измерениях, а на анализе картографических материалов, следует напомнить о трудностях и возможных ошибках, возникающих при использовании для решения задач подобного рода линеаментов и крупных разломов земной коры (на них указывалось выше). Кроме того, в любом регионе насчитывается достаточно много (не менее шести) систем субперпендикулярных глубинных разломов и при желании всегда можно подобрать такие системы, которые будут соответствовать направлению палеоширот.

Возможности использования материалов полевого изучения планетарной мезотрещиноватости для решения задач реконструкции палеополюсов и проверки некоторых геотектонических гипотез проанализируем ниже.

В первую очередь, можно попытаться решить вопрос о том, как происходит перемещение литосферы относительно оси вращения Земли: в виде жесткой оболочки, которая при перемещении сохраняет свою целостность, либо в виде отдельных литосферных плит, движущихся по самостоятельным траекториям. Хотя палеомагнитные данные указывают на максимальную вероятность второго варианта, нельзя отказываться от возможности проверить это независимым методом.

Для случая интерпретации материалов изучения планетарной мезотрещиноватости сформулируем прямую и обратную задачи реконструкции палеополюсов.

Прямая задача: по известным географическим координатам x и y (широта и долгота) палеогеографических полюсов на некотором этапе геологического развития Земли определить для данного этапа угол a между палео- и современным меридианами, проходящими через пункт с географическими координатами φ и λ.

Обратная задача: по известным для некоторого этапа геологического развития Земли углам α_1, α_2..., a_n между современными и палеомеридианами, проходящими через каждый из пунктов с географическими координатами φ_1, λ_1 ; φ_2 , λ_2; ... ; φ_η, λ_η, определить для данного этапа координаты *x* и *y* палеополюса в современной системе географических координат.

Учитывая точность определения ориентации главных осей нормальных напряжений и соответствующую ей погрешность определения угла α, форму Земли можно принять в виде правильной сферы.

Тогда величина угла *a* определяется соотношением

$$\operatorname{tg}\alpha = \frac{\sin(y-\lambda)}{\cos\varphi\operatorname{tg}x - \sin\varphi\cos(y-\lambda)} \qquad (1)$$

В соотношении (1) углы φ и *x* отсчитываются от экватора: на север от 0 до π/2, на юг от 0 до −π/2. Углы λ и y отсчитываются от меридиана Гринвича от 0 до 2π против часовой стрелки, если смотреть со стороны северного полюса; угол α отсчитывается от современного меридиана в пункте с координатами φ и λ: по часовой стрелке от 0 до π/2, против часовой стрелки — от 0 до –π/2.

Поскольку угол α между современным и палеомеридианами определяется при натурных наблюдениях, соотношение (1) используется в основном при решении обратной задачи. Его можно также использовать для построения палеомеридианов на сфере: зная угол α и задаваясь значениями *x* (или y), рассчитываем значения y (или *x*) точек на сфере, через которые проходит данный палеомеридиан. Используя сетку Вульфа или Шмидта, палеомеридианы можно построить графически, не прибегая к расчетам.

Для решения обратной задачи необходимо иметь систему как минимум из двух соотношений типа (1) с известными α_1 ,α_2; φ_1 ,λ_1; φ_2,λ_2, т. е. исследования планетарной мезотрещиноватости должны быть выполнены не менее чем в двух удачно расположенных регионах, имеющих хорошо стратифицированный и обнаженный платформенный чехол. Удачное расположение региона подразумевает его достаточную удаленность от пункта с уже известными палеомеридианами и от наиболее густо расположенных палеомеридианов. Тогда долготу палеополюса определяем из соотношения

$$y = \operatorname{arctg}\frac{A_1k_2 - A_2k_1}{B_1k_2 - B_2k_1}, \qquad (2)$$

где

$$A_1=\sin\lambda-\sin\varphi_1\cos\lambda_1;\ A_2=\sin\lambda_2-\sin\varphi_2\cos\lambda_2;$$

$$B_1=\cos\lambda_1+\sin\varphi_1\sin\lambda_1;\ B_2=\cos\lambda_2+\sin\varphi_2\sin\lambda_2;$$

$$k_j=\operatorname{tg}\alpha_1\cos\varphi_1;\ k_2=\operatorname{tg}\alpha_2\cos\varphi_2.$$

Полученное значение *y* подставляется в одно из соотношений типа (1) и вычисляется широта *x* палеополюса.

Если иметь в виду выяснение вопроса о характере движения литосферы (как неделимой оболочки или как разделенной на автономно движущиеся плиты), то здесь особых методических трудностей возникнуть не должно. Достаточно изучить планетарную мезотрещиноватость где-либо на Африканском, Северо- и Южноамериканском континентах Восточно-Европейской и Сибирской платформах (важно наличие слабо дислоцированного чехла широкого возрастного диапазона), построить палеомеридианы или вычислить координаты палеополюсов. Пересечение всех одновозрастных палеомеридианов в одной узко локализованной зоне (палеополюсе) будет свидетельствовать о верности первой гипотезы. Если же палеомеридианы одного возраста пересекаются в разных местах, то следует признать правильность второй позиции.

Кстати, если верна первая точка зрения, то для реконструкции географических палеополюсов не так принципиально, по какой пограничной зоне происходит относительное смещение внешних и внутренних оболочек Земли — по астеносфере (если таковая имеется везде) или по «жидкому» внешнему ядру, как предполагает К. Ф. Тяпкин [Тяпкин, 1998].

В случае подтверждения гипотезы мобилизма к сформулированной обратной задаче может быть добавлена задача реконструирования меридиональной составляющей траектории перемещения плиты путем совмещения палеополюсов с современными полюсами и вычисления палеоширот пунктов исследований.

Для пунктов с координатами φ_i, λ_i, для которых определены палеополюса, палеошироты φ_i' восстанавливаем по соотношению

$$\sin\varphi' = \sin\varphi_i \sin x + \cos\varphi_i \cos x \cos\left(y - \lambda_i\right). \quad (3)$$

Задача определения палеодолгот λ' в тектонофизике не решается. Однако можно хотя бы определить ориентацию плиты в геологическом прошлом по отношению к сетке меридианов и параллелей, используя для этих целей несколько (две или более) точек плиты, расстояние между которыми, в случае жесткой плиты, должно оставаться неизменным. Это условие учитывается для двух точек следующим соотношением:

$$\cos(\lambda' - \lambda'_2) = \frac{\cos(\lambda_1 - \lambda_2)\cos\varphi_1\cos\varphi_2 + \sin\varphi_1\sin\varphi_2 - \sin\varphi'_1\sin\varphi_2}{\cos\varphi'_1,\ \cos\varphi'_2} \quad (4)$$

Таким образом, имея для двух достаточно удаленных точек палеошироты φ'_1 и φ'_2 и разницу палеодолгот $\lambda'-\lambda'_2$, мы знаем расстояние и ориентацию плиты по отношению к географическому полюсу при произвольном положении по долготе.

Использование рассматриваемой методики для изучения кинематики литосферных плит сталкивается с определенными трудностями, обусловленными тем, что районы исследований должны располагаться в пределах одной плиты, но на значительных расстояниях друг от друга (десятки градусов по широте или долготе). Поэтому обратная задача в полном объеме может, по-видимому, решаться только для самых крупных плит.

С другой стороны, данный метод может служить составной частью общего комплекса геодинамических исследований, особенно в сочетании с палеомагнетизмом. В частности, он отвечает на вопрос, поворачивалась ли плита и на какие углы в различные периоды геологической истории. Кроме того, появляется еще одна возможность оконтуривать участки литосферы, представляющие собой единую плиту на определенном этапе развития, прослеживать границы между плитами и т. д.

Изучение планетарной мезотрещиноватости стратифицированных комплексов на основе тектонофизического анализа дает новый независимый метод решения задач планетарной геодинамики. Однако приходится с сожалением признать, что физико-математическое обоснование ротационных механизмов геологических процессов сильно отстает от результатов геолого-геофизических наблюдений и тектонофизических экспериментов. Только этим можно объяснить довольно скромное место ротационных гипотез в общей массе теоретических подходов к решению вопросов геотектоники.

Материалы изучения планетарной трещиноватости и систем разломов земной коры указывают на значительную роль в формировании разрывов любого масштаба касательных напряжений, которые, в свою очередь, требуют наличия девиатора нормальных напряжений. Это выражается в том, что на розах- диаграммах, стереограммах и графиках, построенных по материалам изучения планетарной трещиноватости, диагональная система разрывов всегда выделяется очень ярко и во многих случаях преобладает над ортогональной [Каттерфельд, Чарушин, 1970, Планетарная трещиноватость, 1973, Шульц, 1979, и др.]. При изучении систем крупных разломов, относимых к планетарным, очень часто наблюдаются достаточно большие горизонтальные сдвиги их крыльев, невозможные без сильных касательных напряжений.

Линейная теория тонких оболочек, обычно применяемая для определения деформаций тектоносферы (и земной коры в частности) как поверхности эллипсоида вращения, не дает, как нам представляется, удовлетворительного решения этой задачи. Деформация эллипсоида вращения не сопровождается возникновением ощутимых касательных напряжений ни при каких условиях, поскольку изменения длин меридианов и параллелей тонкой оболочки при любых скоростях вращения и перемещениях полюсов примерно равны. Если взять, например, переход от эллипсоида вращения с полярным сжатием 1:100 к эллипсоиду со сжатием 1:299 (данные приведены в работе [Цареградский, 1963]), то отношение удлинений (и укорочений) меридианов Δl_M параллелей $\Delta l_П$ на площадках $10\cdot10^0$ составит $\Delta l_M / \Delta l_П \approx 1{,}01$. Таково же отношение и главных нормальных напряжений: $\sigma_1/\sigma_3 \approx 1{,}01$. Расчеты, выполненные в работе [Довбнич, 2000], показывают, что при дрейфе географических полюсов и накоплении напряжений до $3\cdot10^7$ Па отношение главных нормальных напряжений находится в тех же пределах. Следовательно, в плоскости $\sigma_1\sigma_3$(горизонтальная плоскость) тензор напряжений при ротации представляет собой окружность или слегка вытянутый эллипс с отношением полуосей не более 1,01. Касательные напряжения при этом на два порядка ниже нормальных.

Возможно, в рамках ротационных гипотез решение необходимо искать в анализе суммы всех сил, возникающих при изменениях скорости вращения и дрейфе полюсов Земли: сил деформации эллипсоида вращения и тангенциальных составляющих центробежной силы, направленных по меридиану и параллели. Если принять модель латерально неоднородной по плотности тектоносферы, литосферы и земной коры, а также наличие астеносферы, то все эти силы в сумме должны создавать касательные напряжения, соизмеримые с нормальными.

2.1.3. Процессы в тектоносфере и мантийная конвекция

В этой главе рассмотрено взаимодействие мантийной конвекции с литосферой. Анализ основывается на физически корректном, новом методе теплового моделирования литосферы. Вначале рассматривается более простой случай взаимодействия мантийной конвекции с океанической литосферой. Затем полученные результаты используются для выяснения вопроса о том, как взаимодействует с континентальной литосферой регулярная мантийная конвекция, а также аномально горячие мантийные поднятия (мантийные плюмы). Полученные результаты сопоставлены с сейсмологическими наблюдениями литосферно-астеносферной границы в субокеанической мантии, результатами выполненной авторами термобарометрии ксенолитов/ксенокристов из 39 кимберлитов мировых провинций и данными о пространственно-временных корреляциях магматизма в областях трапповых излияний.

Введение. Верхний слой Земли, включающий кору и литосферную мантию, является чисто кондуктивным в отличие от нижележащей мантии, в которой теплоперенос является преимущественно конвективным. В этом разделе мы называем этот кондуктивный слой литосферой. Вместе с конвективным пограничным слоем (КПС), в котором осуществляется переход от кондуктивной литосферы к конвектирующей мантии, литосфера составляет тепловой пограничный слой мантийной конвекции. Кроме того, литосфера включает химический пограничный слой (ХПС), состоящий из коры и деплетированного слоя, который потерял базальтовую составляющую и летучие вследствие плавления высокой степени (например, Pearson et al. [1995, 2003], Griffin et al. [2003], Carlson et al. [2005]).

Тепловой баланс литосферы определяется теплоотдачей с поверхности, тепловыделением внутри литосферы, главным образом в коре, и потоком тепла, поступающим из конвектирующей мантии (сублитосферным тепловым потоком). Как мы увидим ниже, в континентальном регионе последний составляет примерно от 30 до 50% поверхностного теплового потока и потому он должен учитываться при выяснении вопроса о тепловом состоянии литосферы (тепловом моделировании). Мы начнем с того, что опишем существующие методы теплового моделирования и покажем, что они имеют принципиальные дефекты, неизбежно приводящие к значительным погрешностям. Затем будут описаны физические принципы метода, основывающегося на принципе предельной устойчивости конвективного погранслоя, который мы предлагаем. Как работает этот метод, мы продемонстрируем на примере океанического региона и континентального региона. Результаты будут сопоставлены с сейсмологическими наблюдениями и данными термобарометрии ксенолитов/ксенокристов кимберлитов.

Стандартный метод теплового моделирования литосферы и метод Маккензи. Обычно тепловое моделирование континентальной литосферы основывается на решении одномерного стационарного уравнения теплопроводности с граничными условиями (температура и тепловой поток), заданными на поверхности (например, [Pollack, Chapman,1977]; [Rudnick et al., 1998]; [Jaupart et al., 1998]; [Artemieva, Mooney, 2001]; [Artemieva, 2009, 2011]; [Hasterok, Chapman, 2011]; [Jaupart, Mareschal, 2014]). Такой подход мы будем называть стандартным. Основанием для использования стационарного уравнения является то, что характерное время тепловой релаксации химического погранслоя $\tau_{Ch} = \frac{H_{ch}^2}{\pi^2 \kappa}$, где $\kappa \approx 0.8 \cdot 10^{-6}$ м^{2}с$^{-1}$ — температуропроводность [Aryasova, Khazan, 2015], много меньше возраста ХПС. Для архейских блоков мощность химического погранслоя, H_{Ch}, составляет 180—250 км [Artemieva, 2009], так что τ_{Ch}=140–260 млн лет, то есть мало по сравнению с возрастом архейской литосферы, превышающим 2.5 млрд лет. Для протерозойской литосферы, мощность которой 150–180 км, время тепловой релаксации τ_{Ch}=90–140 млн лет, т. е. также мало по сравнению с ее возрастом 0.5—2.5 млрд лет. Другими словами, исключая короткопериодические возмущения, докембрийская литосфера близка к квазистационарному состоянию, хотя это состояние испытывает секулярные вариации вследствие ослабления со временем радиоактивных источников тепла и постархейского остывания мантии [Herzberg, 2010].

Если тепловой поток и теплогенерация, а также теплофизические параметры пород были бы хорошо известны, стандартный подход мог бы дать достаточно разумную оценку литосферной геотермы. Однако принципиальным недостатком подхода является то, что он не принимает во внимание тепловую связь между литосферой и конвектирующей мантией, что делает невозможным расчет температуры в литосфере как функции ее мощности и потенциальной температуры конвектирующей мантии. Кроме того, на решение сильно влияет неопределенность теплогенерации в коре и теплового потока [Artemieva, 2009], причем влияние погрешности теплогенерации на расчетную температуру возрастает с глубиной, что противоречит физической интуиции, предполагающей противоположное поведение.

Другой подход к моделированию предложили [McKenzie et al., 2005], [Mather et al., 2011]. Эти авторы использовали эмпирическую зависимость числа Нуссельта от числа Релея [Richter et al.,

1983], чтобы выразить разность между температурой конвектирующей мантии и температурой на подошве литосферы (по сути это разность температур на границах КПС) как функцию сублитосферного теплового потока. Одновременно температура на подошве литосферы находилась как решение уравнения теплопроводности для литосферы с заданными температурой на поверхности и тепловым потоком на ее подошве. На последнем этапе значение сублитосферного теплового потока подбиралось так, чтобы температуры на подошве литосферы, определенные двумя способами, совпадали.

В отличие от стандартного подхода, метод Маккензи учитывает теплообмен между конвектирующей мантией и литосферой и исключает влияние на решение неопределенности поверхностного теплового потока. Однако метод основывается на глобальном числе Релея, так что решение зависит от полной мощности области конвекции и значения теплофизических параметров на глубине. Этот недостаток подхода является принципиально важным, поскольку, в действительности, квазистационарное состояние системы мантийной конвекции контролируется тепловой неустойчивостью в конвективном пограничном слое, лежащем между литосферой и конвектирующей мантией. Корректный подход к решению этой задачи рассматривается в следующем разделе. Мы увидим также, что из корректного решения вытекают весьма существенные геодинамические следствия.

Необходимое и достаточное условие квазистационарности мантийной конвекции: принцип предельной устойчивости. Известно, что в случае интенсивной конвекции пограничные слои находятся на пределе устойчивости (например, [Howard, 1966]; [Spiegel, 1971]; [Busse, 1979]; [Parsons, McKenzie, 1978]; [Smith, 1988]; [Davaille, Jaupart,1994]; [Solomatov, 1995]; [Jaupart et al., 2007]; [Korenaga, 2009]). Из-за сильной зависимости реологии горных пород от температуры и давления (например, [Hirth, Kohlstedt, 2003]) литосфера, т.е. холодная верхняя часть пограничного слоя, является эффективно твердой (например, [Nataf, Richter, 1982]; [Stengel et al., 1982]; [Richter et al., 1983]; [Jaupart, Parsons, 1985]; [Ogawa et al., 1991]; [Davaille, Jaupart, 1993, 1994]; [Solomatov, 1995]), и только его горячая нижняя часть, т.е. КПС, находится в состоянии предельной устойчивости.

Сформулируем необходимые и достаточные условия квазистационарности мантийной конвекции.

При интенсивной конвекции в горизонтальном слое изовязкой жидкости с постоянными граничными условиями формируются один или два (в зависимости от граничных условий) погранслоя. Можно ввести два характерных времени: время релаксации погранслоя и время установления конвекции в основной части жидкости. Если система существует дольше времени релаксации погранслоя, то он неизбежно находится на пределе устойчивости (например, [Howard, 1966]; [Spiegel, 1971]; [Busse, 1979]) и его толщина контролируется гравитационной неустойчивостью ([Howard, 1966]; [Busse, 1979]). Эта предельная устойчивость является необходимым условием существования конвекции в слое. Если, помимо этого, длительность существования слоя превышает время установления конвективного перемешивания, то конвекция становится квазистационарной.

В случае мантийной конвекции есть три разных характерных времени. Первое — это время релаксации, $\tau_{КПС}$, переходного слоя между жесткой литосферой и конвектирующей мантией, второе — характерное время перемешивания в конвектирующей мантии, τ_M, и третье — время тепловой релаксации литосферы, которое во введении обозначено τ_{Ch} и составляет 90—140 млн лет для протерозойской литосферы и 140—260 млн лет для архейской. Приближенно время установления конвекции можно оценить как время ее полного оборота. При конвекции, охватывающей всю мантию мощностью ~3000 км, и скорости течения 3—10 см/год время полного оборота порядка 30—100 млн лет. Это время определенно меньше времени релаксации архейской или раннепротерозойской литосферы. Поскольку время тепловой релаксации конвективного погранслоя мощностью порядка 40 км менее 10 млн лет, то можно заключить, что $\tau_{КПС}<\tau_M<\tau_{Ch}$. Таким образом, вся система находится в квазистационарном состоянии, если успевает установиться распределение температуры в литосфере, время релаксации которой наибольшее.

Можно заключить, что необходимым и достаточным условием квазистационарности мантийной конвекции являются (1) предельная устойчивость конвективного погранслоя, и (2) не зависящее от времени распределение температуры в литосфере. Нарушение второй части этого условия возможно в случае нестационарной конвекции. Если же не выполняется условие предельной устойчивости погранслоя, то конвекция невозможна. Например, такая ситуация может возникнуть, если мгновенно включить охлаждение сверху слоя покоящейся жидкости, внутри которого температура всюду была первоначально одинаковой. В этом случае конвекция начнется только после того, как сформируется и достигнет порога устойчивости пограничный слой. Видимо, именно по этой причине остывание океанической литосферы первые примерно 60 млн лет после ее формирования в СОХ происходит чисто кондуктивным образом.

Оба условия (1) и (2) вместе будем называть принципом предельной устойчивости (ППУ). Далее мы всегда будем рассматривать распределения температуры в литосфере, которые являются решениями стационарного уравнения теплопроводности. Поэтому название принцип предельной ус-

тойчивости ниже иногда употребляется в более узком смысле — как условие предельной устойчивости погранслоя.

Математически условие предельной устойчивости пограничного слоя формулируется как равенство между соответствующим образом определенным числом Релея *Ra* для КПС и его критическим значением Ra_c [Parsons, McKenzie, 1978]; [Solomatov, 1995]; [Korenaga, 2009]; [Aryasova, Khazan, 2016]). В настоящей работе мы используем определения *Ra* и Ra_c, предложенные [Korenaga, 2009]. Важно, что так же, как и для изовязкой конвекции [Priestley, 1959]; [Spiegel, 1971], ППУ выражается через переменные, являющиеся локальными для конвективного погранслоя, т.е. в выражение для *Ra* не входят никакие глобальные параметры, кроме характерной температуры области развитой конвекции.

В настоящей работе мы следуем подходу Parsons, McKenzie [1978], которые использовали ППУ для объяснения наблюдений зависимости океанического теплового потока и глубины океана от возраста коры. Эти наблюдения свидетельствуют, что в областях старой коры глубина и тепловой поток стремятся к постоянным значениям (например, Parsons, Sclater [1977]; Lister et al. [1990]; Stein, Stein [1992]; Smith, Sandwell [1997]; Hasterok [2013]). В отличие от Parsons, McKenzie [1978], которые использовали упрощенное описание реологии горных пород, считая их твердыми при температуре ниже некоторой или ньютоновской жидкостью при более высокой температуре, мы основываемся на реалистической неньютоновской реологии с аррениусовской зависимостью от температуры и давления (например, Hirth,Kohlstedt [2003]). Изложение ниже следует, в основном, работам Хазан, Арясова [2014], Aryasova, Khazan [2016].

Как и подход McKenzie et al. [2005] и Mather et al. [2011], в применении к континентальному региону настоящий метод, основывающийся на ППУ, гарантирует, что решение описывает реальное квазистационарное состояние мантийной конвекции и позволяет явным образом выразить зависимость температуры в литосфере от температуры мантийной конвекции и мощности литосферы. Кроме того, глубинная часть литосферы практически не подвержена влиянию неопределенности коровой теплогенерации и поверхностного теплового потока. Поэтому ППУ-подход особенно удобен для совместного использования вместе с термобарометрией глубинных ксенолитов, которая как раз и освещает глубинный сегмент геотермы.

Структура модели. Аналогично конвекции изовязкой жидкости, при мантийной конвекции верхний тепловой погранслой находится на пределе устойчивости. Однако в отличие от изовязкого случая, в случае мантийной конвекции тепловой погранслой состоит из двух подслоев, причем верхний из них (литосфера) является эффективно твердым и чисто кондуктивным.

К литосфере снизу примыкает более горячий и более фертильный подслой теплового погранслоя, который мы называем конвективным погранслоем (КПС). КПС частично вовлечен в мантийное перемешивание и именно в нем осуществляется переход от кондуктивной литосферы к той части мантии, в которой теплоперенос является преимущественно конвективным.

Обязательной составляющей литосферы является так называемый химический пограничный слой (ХПС), включающий кору и слой пород, испытавший в прошлом плавление высокой степени и потерявший базальтовую составляющую и воду [Jordan, 1981; Jaupart et al., 1998]. Из-за пониженной плотности [Schutt, Lesher, 2006] и, в особенности, из-за высокой вязкости деплетированных и дегидратированных пород (например, Hirth, Kohlstedt [1996]; Dixon et al. [2004]) ХПС обеспечивает долговременную стабильность континентов (Jordan [1981]; Pearson et al. [1995]; Cooper et al. [2004]; Lee et al. [2005, 2011]; Jaupart et al. [2007]; Lee [2013]; Wang et al. [2014]) и является препятствием для мантийной конвекции. Литосфера может также включать недеплетированный (фертильный) слой, расположенный непосредственно под ХПС. Эти две возможные конфигурации модели показаны на рис. 2.3 б, в соответственно. На рис. 2.3 а показана структура предельного случая изохимической модели (модель "без ХПС"). В этом случае литосфера формируется вследствие сильной зависимости от температуры вязкости горных пород (например, Hirth, Kohlstedt, [2003]) и представляет собой холодный, кондуктивный слой, имеющий чисто реологическую природу (например, Parsons, McKenzie, [1978]; Solomatov, [1995]; Korenaga, [2009]).

В природной ситуации переход от кондуктивной литосферы к области мантийной конвекции происходит посредством постепенной замены кондуктивного теплового потока конвективным с одновременным постепенным уменьшением градиента температуры. В действительности, вертикальная скорость течения внутри КПС быстро стремится к нулю вблизи его кровли, т.е. вблизи эффективно твердой литосферы [Busse, 1979]. Поэтому для упрощения при аналитическом и численном решении [Aryasova, Khazan, 2016] предполагается, что теплоперенос является чисто кондуктивным во всем тепловом погранслое вплоть до пересечения геотермы (толстые сплошные линии на рис. 2.3 а–в) и мантийной адиабаты (штрих-пунктир).

Океанический регион.. *Модель без химического пограничного слоя.* Здесь мы объясним, как на практике используется принцип предельной устойчивости.

Предположим, что ХПС отсутствует, т. е. состав и свойства пород одни и те же вплоть до поверхности. Пусть геотерма $T(z,q)$ является решением стационарного уравнения с известной абсолютной величиной q теплового потока на поверхности (если вертикальная ось направлена вниз, как показано на рис. 2.3, то вертикальная составляющая вектора теплового потока отрицательна). Пусть $T_{ad}(z,T_p)$ — адиабатичекое распределение температуры с потенциальной температурой T_p, а z_i — глубина, на которой пересекаются геотерма и адиабата: $T(z_i,q)=T_{ad}(z_i,T_p)$.

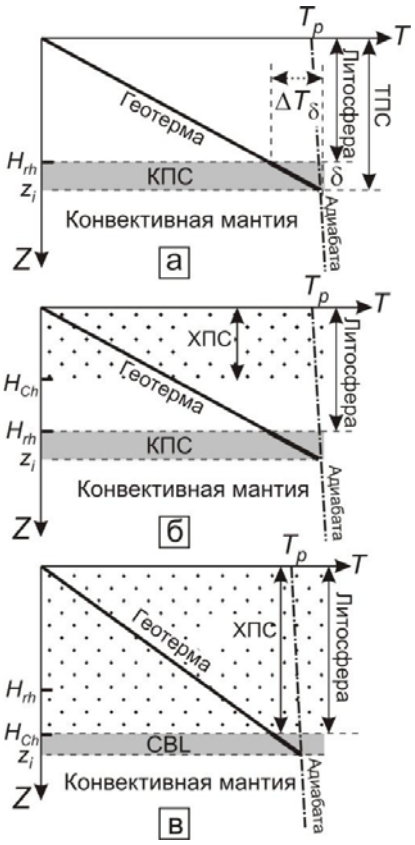


Рис. 2.3. Тепловая структура модели: (а) модель без химического погранслоя; (б) океаническая модель (тонкий химический погранслой) и (в) континентальная модель (толстый ХПС). Предполагается, что теплоперенос является чисто кондуктивным вплоть до пересечения, z_i, литосферной геотермы (сплошная линия) с адиабатой (штрих-пунктир); T_p — потенциальная температура. Переход от литосферы к конвектирующей мантии происходит внутри конвективного погранслоя (серая заливка), δ иΔT_δ — толщина КПС и перепад температуры на нем. Сегмент геотермы внутри КПС показан более толстой линией. Реологическая глубина, H_{rh}, — самосогласованная мощность литосферы в модели без ХПС, мощность которого обозначена H_{Ch}. ТПС — тепловой погранслой, который включает литосферу и КПС.

Преимущественным механизмом деформации в литосфере и прилежащей мантии является дислокационная ползучесть (например, [Karato, 2008]). Поэтому мы ниже предполагаем, что реология мантии является неньютоновской со степенной зависимостью эффективной вязкости η от дифференциального напряжения τ и аррениусовской зависимостью от температуры, T, и давления, P,

$$\eta = \frac{b}{\tau^{n-1}} \exp\left(\frac{E_a + PV_a}{RT}\right), \tag{1}$$

где E_a и V_a — энергия и объем активации соответственно, b — предэкспоненциальный множитель, n — показатель степени зависимости эффективной вязкости от напряжений, R — универсальная газовая постоянная.

При известных q и T_p число Релея для слоя мощности δ определяется следующим образом [Solomatov, 1995; Korenaga, 2009]:

$$Ra\left(T_p,q,\delta\right) = \frac{\alpha\rho g \Delta T_\delta \delta^{1+\frac{1}{n}}}{\kappa^{\frac{1}{n}} b^{\frac{1}{n}} \exp\left(\frac{Q(\delta,q)}{n}\right)}, \tag{2}$$

где ΔT_δ — разность температур на границах КПС (рис. 2.3, а), α — коэффициент теплового расширения, ρ — плотность, κ — температуропроводность, а $Q(\delta,q)$ — аррениусовский фактор осредненный по слою [Korenaga, 2009]:

$$Q(\delta,q) = \frac{1}{\delta}\int_{z_i-\delta}^{z_i} \frac{E_a + P(z)V_a}{RT(z,q)} \tag{3}$$

Потенциально неустойчивый слой соответствует максимальному значению, $Ra_{\max}(T_p,q)$, числа Релея (Solomatov [1995]; Korenaga [2009]):

$$Ra_{\max(T_p,q)} = Ra\left(T_p,q,\delta_{\max}\right), \tag{4}$$

причем $\delta_{max}(T_p,q)$ — значение δ, при котором $Ra(T_p,q,\delta)$ достигает максимума:

$$Ra\left(T_p,q,\delta_{\max}\right) = \max_{\delta} Ra\left(T_p,q,\delta\right) \tag{5}$$

В квазистационарном состоянии погранслой находится на пределе устойчивости, т.е. число Релея равняется его критическому значению

$$Ra_{\max(T_p,q)} = Ra_{\mathbf{c}} \tag{6}$$

причем Ra_c зависит от реологии пород [Korenaga, 2009]:

$$Ra_{\mathbf{c}} = \exp\left(3.84 + \frac{2.25}{n}\right) \tag{7}$$

При известной потенциальной температуре $Ra_{max}(T_p,q)$ является монотонно убывающей функцией теплового потока[Aryasova, Khazan, 2016]:

$$Ra_{\max} \infty q^{-1-2/n}, \tag{8}$$

Поэтому уравнение (6) можно решить относительно q, представив тепловой поток как функцию потенциальной температуры:

$$q = q(T_p). \tag{9}$$

Последнее уравнение подчеркивает отличие подхода, основывающегося на принципе предельной устойчивости, от стандартного: при ППУ-подходе тепловой поток на поверхности рассчитывается, а при стандартном подходе заранее определенное значение используется в качестве граничного условия. Иначе говоря, неточность плохо известного теплового потока не оказывает влияния на расчет геотермы.

Если известен тепловой поток q, то можно рассчитать и все остальные параметры модели: глубину z_i, на которой пересекаются геотерма и адиабата, т.е. положение подошвы конвективного погранслоя, совпадающей с подошвой теплового погранслоя; мощность КПС δ_{max} и глубину кровли КПС, совпадающую с мощностью литосферы

$$H_{rh} = z_i - \delta_{\max} T_p, q \tag{10}$$

При известной потенциальной температуре все величины полностью определяются реологией пород. Поэтому глубину H_{rh}, на которой устанавливается подошва литосферы в модели без химического погранслоя, мы назвали реологической.

Разумно предположить, что если мощность химического погранслоя H_{Ch} меньше H_{rh} (рис. 2.3, б), то мантийная конвекция "не видит" его и мощность литосферы равна H_{rh}. Такая тепловая структура является характерной для субокеанической мантии. В противном случае, т. е. если $H_{Ch}>H_{rh}$ (рис. 2.3, в), мощность литосферы равна H_{Ch}, поскольку, как отмечалось выше, химический погранс-

лой является препятствием для мантийной конвекции. Эта альтернатива соответствует субконтинентальной мантии. Этот случай будет рассмотрен в параграфе «*Квазистационарная континентальная литосфера*».

Численные решения. В океаническом регионе новая литосфера формируется из восходящей мантийной колонны под срединно-океаническим хребтом (СОХ) и возвращается в мантию в зонах субдукции через, примерно, 200 миллионов лет (наиболее древние разбуренные базальты имеют юрский возраст (например, [Floyd, Castillo, 1992]). Из-за высокой температуры вновь образующейся литосферы, вертикальный градиент мал и структура регулярной мантийной конвекции в областях молодой коры (моложе, чем 50–70 млн лет) нарушена. Наблюдения теплового потока и батиметрия океанского дна свидетельствуют о том, что восстановление нарушенной тепловой структуры происходит в два существенно различных этапа. На первом этапе верхняя часть плиты охлаждается чисто кондуктивно [McKenzie, 1967; Parsons, Sclater, 1977; Stein, Stein, 1992; Doin, Fleitout, 1996; Smith, Sandwell, 1997], откуда следует, что тепловой поток из мантии в литосферу подавлен. На втором этапе графики зависимости теплового потока и глубины океана от возраста коры «выполаживаются» [McKenzie, 1967; Parsons, Sclater, 1977; Schroeder, 1984; Lister et al., 1990; Stein, Stein, 1992; Smith, Sandwell, 1997; Zhong et al., 2007; Goutorbe, Hillier, 2013], т.е. состояние кондуктивной литосферы остается практически неизменным, что заставляет предположить восстановление теплового потока из мантии в литосферу.

Судя по наблюдениям теплового потока и батиметрии, тепловая структура океанической литосферы в областях старой коры вдали от возмущенных областей (СОХ, зон субдукции, горячих точек) приближается к квазистационарному состоянию, одинаковому для всех океанских бассейнов (например, [Sclater et al., 1980; Hasterok, 2013]). Чтобы изучить это стационарное состояние, мы рассмотрели модель, учитывающую существование океанической коры мощностью H_{cr}=7 км [Chen, 1992] и плотностью ρ_{cr}=2850 кг м$^{-3}$. В предположении, что теплогенерирующие элементы U, Th и K являются полностью некогерентными, степень плавления φ в источниках базальтов СОХ, приведшего к выделению коры, может быть оценена как $\varphi=C_m/C_{cr}=0.19$. Здесь C_{cr}=14.6 пВт кг$^{-1}$ и C_m=2.8 пВт кг$^{-1}$ — оценки мощности тепловыделения пород океанической коры при содержании микроэлементов согласно White, Klein [2014] и пород в источниках океанических базальтов [Jaupart et al., 2015] соответственно. При такой степени плавления мощность, H_{Ch}, химического погранслоя (кора и деплетированный слой) составляет $H_{cr}[(1-\varphi)\rho_{cr}/\varphi\rho_m+1]$, т. е. около 33 км ($\rho_m$=3300 кг м$^{-1}$ — плотность мантии). Некоторый произвол в оценке корового тепловыделения не может иметь существенного влияния на результаты моделирования, поскольку в квазистационарном состоянии тепловой поток является, в основном, сублитосферным.

При численном моделировании использовалась теплопроводность $\lambda=C_p\rho\kappa$ согласно Hasterok [2010], где C_p=1.3·10^3 Дж кг$^{-1}$К$^{-1}$ — теплоемкость при постоянном давлении, коэффициент теплового расширения принимался зависящим от температуры согласно Fei [1995]: $\alpha(T)=a_0+a_1T+a_2T^{-2}$ с коэффициентами, зависящими от состава пород. Для четырехминерального лерцолита (57% оливина (51.3% форстерита и 5.7% фаялита), 13.5% ортопироксена (энстатит), 10% клинопироксена (диопсид) и 19.4% граната (пироп)) [Stixrude, Lithgow-Bertelloni, 2007] a_0=2.6489·10^{-5} К$^{-1}$, a_1=1.0496·10^{-8} К$^{-2}$, a_2=–0.3780 К.

В процессе охлаждения мантии КПС углубляется и становится более мощным (рис. 2.4, а), а тепловой поток уменьшается (рис. 2.4 б). Изменение положения верхней (H_{rh}) и нижней (z_i) границ КПС при уменьшении потенциальной температуры показано на рис. 2.4 а тонкими и толстыми кривыми соответственно. Влияние содержания воды 800, 2000 и 3200 H/10^{6}Si иллюстрируется пунктирными, штриховыми и сплошными линиями соответственно. При умеренном содержании воды C_{OH}=2000 H/10^{6}Si подошва литосферы (H_{rh}) углубляется от 22 до 45 км в диапазоне потенциальных температур 1400—1275 °С. При тех же условиях тепловой поток уменьшается от 70 до 33 мВт м$^{-2}$, т. е. более чем вдвое.

Океанический тепловой поток сильно зависит от T_p и является поэтому чувствительным индикатором потенциальной температуры. Глобальные данные по тепловому потоку не обнаруживают заметных различий между океанскими бассейнами [Sclater et al., 1980; Hasterok, 2013], что позволяет предположить, что потенциальная температура повсюду одинакова, во всяком случае, в субокеанической мантии. Если реология известна, то по наблюдениям теплового потока в областях старой коры можно оценить T_p.

Основываясь на наиболее полном в настоящее время каталоге глобальных наблюдений теплового потока, Hasterok [2013] сгруппировал данные в интервалы (бины) длительностью 2.5 млн лет и составил базу данных квартилей $Q1$, $Q2$, $Q3$, где $Q2$— медианное значение для набора данных, разбивающее упорядоченные по возрастанию данные на верхнюю и нижнюю половины, $Q1$, $Q3$ — медианы нижней и верхней половины соответственно, а $IQR=Q3-Q1$ — межквартильный интервал.

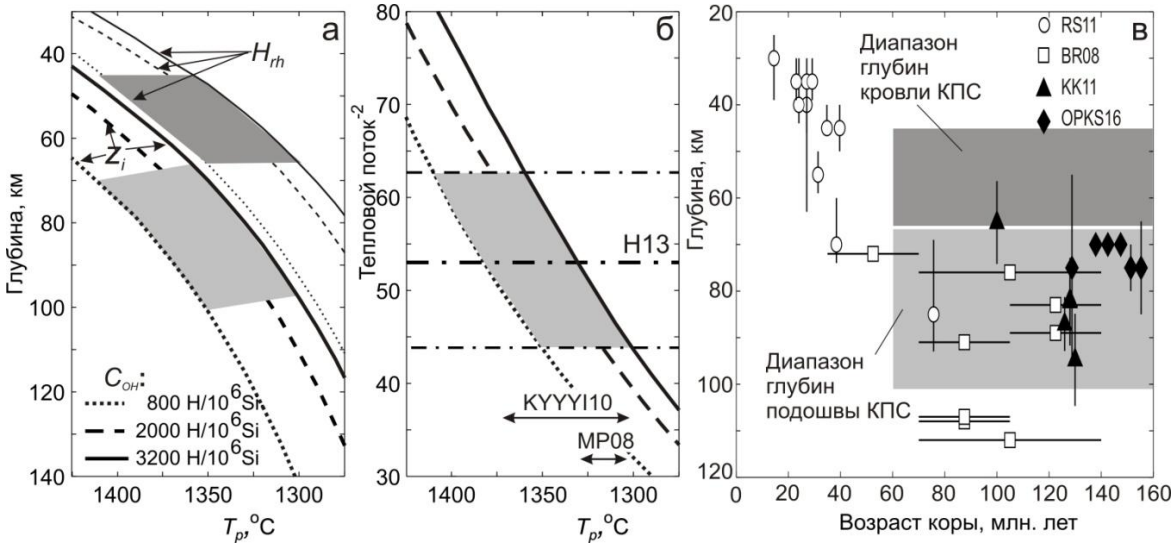


Рис. 2.4. Конвективный погранслой (КПС) в субокеаническом регионе. (а) Эволюция границ КПС при понижении потенциальной температуры, T_p. Толстые и тонкие линии показывают эволюцию кровли (H_{rh}) и подошвы (z_i) КПС соответственно. Пунктир, щтриховые и сплошные линии показывают эволюцию границ КПС при различном содержании воды (800, 2000, 3200 H/10^{6}Si соответственно). (б) Эволюция океанического теплового потока при понижении T_p. В серый криволинейный четырехугольник попадают точки, для которых тепловой поток лежит в пределах разброса наблюдений теплового потока в областях старой коры 53±9 мВт м$^{-2}$ относительно среднего значения 53 мВт м$^{-2}$ (Hasterok, 2013, H13), и удовлетворяются ограничения по содержанию воды в породах (800—3200 H/10^{6}Si; [Hirschmann, 2006]). Полная протяженность четырехугольника вдоль оси абсцисс (примерно 1300—1410°C) дает оценку допустимого интервала значений потенциальной температуры. Стрелки показывают оценки 1315±13 °C McKenzie, Priestley [2008], MP08, и 1337±35°C Katsura et al. [2010], KYYYI10. Проекция этого четырехугольника на (а) показана темно-серым цветом для H_{rh} и светлосерым для z_i. (в) диапазон глубин H_{rh} (67—101 км) и z_i (45—66 км), удовлетворяющих ограничениям по тепловому потоку и содержанию воды (темно- и светло-серая полоса соответственно). По оси абсцисс показан возраст коры. Символы — наблюдения глубины литосферно-астеносферной границы в мантии Тихого океана: эллипсы ([Rychert, Shearer, 2011], RS11; области «нормальной коры»); квадраты ([Bagley, Revenaugh, 2008], BR08); треугольники ([Kumar, Kawakatsu, 2011], KK11); ромбы ([Olugboji et al., 2016], OPKS16).

Среднеквадратичная оценка разброса данных может быть записана как $\overline{Q2} \pm 0.7413\overline{IQR}$ =53± ±9 мВт м$^{-2}$. Здесь черта сверху означает осреднение по интервалу возрастов коры от 120 до 170 млн лет, а численный множитель пересчитывает осредненное *IQR* в стандартное среднеквадратичное отклонение [Hasterok, 2013]. Этот интервал показан на рис. 2.4 б горизонтальными штрихпунктирными линиями, причем более толстая из них показывает $\overline{Q2}$ [Hasterok, 2013] (H13). Заметим, что оценки теплових потоков в областях старой коры, полученные Stein, Stein [1992] (47.9 мВт м$^{-2}$) и Grose [2012] (48 мВт м$^{-2}$), попадают в тот же интервал.

Точки, лежащие в наблюдаемом интервале значений теплового потока (53±9 мВт м$^{-2}$) и удовлетворяющие ограничению по содержанию воды в мантийных породах (800—3200 H/10^{6}Si; [Hirschmann, 2006]), т. е. находящиеся между пунктирной и сплошной кривыми на рис. 2.4, б, образуют криволинейный четырехугольник, показанный на рис. 2.4 б серым цветом. Его полная протяженность вдоль оси температуры от 1300 до 1410 °C дает оценку современной температуры мантийной конвекции.

Значения реологической глубины или, что то же самое, мощности океанической литосферы, H_{rh}, и положение подошвы КПС, z_i, удовлетворяющие тем же ограничениям, показаны на рис. 2.4, а темно- и светло-серыми четырехугольниками соответственно. Их полная протяженность вдоль оси ординат дает оценку возможных значений H_{rh} и z_i (45—66 км и 67—101 км соответственно). Эти оценки показаны на рис. 2.4 в в виде темно-серой и светло-серой полос соответственно. Символами показаны результаты наблюдения литосферно-астеносферной границы в мантии. Обращает на себя внимание, что в областях старой коры (>60 млн лет), где литосферная плита, видимо, близка к квазистационарному состоянию, отсутствуют отражения, соответствующие подошве собственно литосферы, а наблюдающиеся отражения хорошо согласуются с глубиной, соответствующей подошве теплового погранслоя.

Квазистационарное состояние литосферы поддерживается благодаря гравитационной неустойчивости КПС, которая развивается, когда толщина слоя из-за охлаждения с поверхности превышает стационарную. В этом случае формируются холодные капли, которые опускаются вниз и замещаются более теплой жидкостью [Howard, 1966; Busse, 1979]. Неустойчивость является дискретной и может проявляться как флуктуации температуры и теплового потока, а также флуктуации чувствительных к температуре скоростей поверхностных и объемных волн. Вариации сейсмической скорости,

обнаруженные Ritzwoller et al. [2004] и Goes et al. [2013], могут быть следствием этого эффекта. Интервал возрастов коры 20—30 млн лет, соответствующих наблюдаемым флуктуациям, близок ко времени тепловой релаксации океанического теплового погранслоя, мощность которого по нашим оценкам 67—101 км. Заметим, что максимум вариаций скорости наблюдается в интервале глубин 70—150 км [Ritzwoller et al., 2004; Goes et al., 2013], т.е. непосредственно под литосферой, где по нашим данным располагается КПС.

Квазистационарная континентальная литосфера. Мощность континентальной литосферы не может быть меньше мощности химического погранслоя (ХПС; кора вместе с деплетированным, а потому разуплотненным и дегидратированным высоковязким слоем). С другой стороны, если бы не препятствие мантийной конвекции в виде ХПС, регулярная конвекция проникла бы до глубины, равной H_{rh},, которая не превышает по нашим оценкам примерно 70 км (рис. 2.4, а), т. е. значительно меньше мощности докембрийской и даже фанерозойской литосферы. Поэтому в субконтинентальной мантии конвекция проникает вплоть до подошвы ХПС, а конвективный погранслой располагается между ХПС и пересечением геотермы с адиабатой, z_i. При этом, в соответствии с принципом предельной устойчивости, геотерма устанавливается такой, чтобы КПС находился на пределе устойчивости.

Алгоритм построения тепловой модели литосферы можно сформулировать следующим образом.

(1) Вначале нужно выбрать, используя геологические и сейсмологические данные, мощность химического погранслоя H_{Ch}, а также задаться значением потенциальной температуры и распределением мощности теплогенерации.

(2) После этого строится однопараметрическое семейство геотерм, параметром которого является поток q на поверхности. Это сводится к многократному решению уравнения теплопроводности с одним и тем же распределение теплогенерации, но с различающимися значениями теплового потока на поверхности, используемого в качестве граничного условия. Для каждой геотермы семейства находится ее пересечение с адиабатой, z_i, и рассчитывается число Релея для слоя, лежащего между подошвой ХПС и z_i.

(3) Из всех геотерм выбирается та, для которой рассчитанное число Релея равняется критическому, т. е. геотерма, которая соответствует принципу предельной устойчивости. Эта задача всегда имеет решение, поскольку в этом случае, как и для модели без ХПС, число Релея является монотонно убывающей функцией поверхностного теплового потока [Aryasova, Khazan, 2016].

В настоящей работе использовано однопараметрическое семейство геотерм HC11, предложенное [Hasterok, Chapman, 2011; Hasterok, 2010]. В их модели предполагается, что кора состоит из трех слоев с мощностями 16, 7 и 16 км. В средней и нижней коре теплогенерация равна $4{\cdot}10^{-7}$ мВт м$^{-3}$, а в верхней выбирается такой, чтобы вклад верхней коры в поверхностный тепловой поток составлял 26%. Выбор всех существенных теплофизических параметров (как и выбор теплогенерации) обосновывается в работах [Hasterok, Chapman, 2011; Hasterok, 2010] (см. также Aryasova, Khazan [2016]).

Эволюция границ КПС при уменьшении потенциальной температуры показана на рис. 2.5, а для нескольких значений мощности деплетированной литосферы H_{Ch}=75, 150 и 225 км и содержания воды C_{OH}=2000 H/10^{6}Si. Как видно из рис. 2.5, а, мощность КПС заметно, в 2—3 раза, возрастает при охлаждении мантии от T_p=1500 °C до T_p=1300 °C. Зависимость мощности КПС от H_{Ch} значительно слабее (например, при T_p=1350 °C мощность КПС возрастает от 23 км при H_{Ch}=75 км до 35 км при H_{Ch}=225 км. Как мы обсуждали выше (см. рис. 2.4, б и обсуждение в тексте), текущая потенциальная температура лежит в пределах от 1300 до 1410 °C. При этих условиях мощность КПС под кратонной литосферой (мощность ХПС около 200 км) лежит в пределах от 42 до 26 км.

Заметим, что все результаты в разделах 5 и 6 рассчитаны в предположении содержания воды C_{OH}=2000H/10^{6}Si. Варьирование C_{OH} в пределах от 800 до 3200 H/10^{6}Si лишь незначительно смещает кривые. Например, поверхностный и субконтинентальный тепловые потоки варьируются при этом менее, чем ±1 мВт м$^{-2}$. Поэтому, чтобы не загромождать рисунок, показаны только кривые, относящиеся к одному значению содержания воды.

Погрешность геотерм, связанная с неопределенностью корового тепловыделения, мощности литосферы и потенциальной температуры. Ниже мы исследуем влияние на расчетнуюгеотерму погрешности задания H_{Ch}, T_p и теплогенерации.

Влияние погрешности корового тепловыделения. Для иллюстрации предположим, что химический погранслой имеет мощность, H_{Ch}=200 км, а потенциальная температура равна 1350 °C. Для такой литосферы геотерма HC11, удовлетворяющая ППУ, имеет тепловой поток на поверхности q_0=38.3 мВт м$^{-2}$, которому соответствует мощность тепловыделения в верхней коре равная γ_0=0.62 μВт м$^{-3}$ (напомним, что в модели HC11 [Hasterok, 2010; Hasterok,Chapman, 2011] тепловыделение в верхней коре мощностью 16 км обеспечивает 26% теплового потока). На рис. 2.6, а, б эта геотерма показана толстой сплошной линией, которая хорошо видна на врезах.

Подчеркнем, что хотя эта выбранная геотерма, удовлетворяет ППУ, ее можно рассматривать и как геотерму, полученную стандартным методом, поскольку она принадлежит семейству HC11 и потому является решением стационарного уравнения теплопроводности.

Предположим теперь, что мощность теплогенерации в верхней коре отличается от γ_0, т. е. $\gamma=\gamma_0\pm\Delta\gamma$, и выясним, как изменяются ППУ- и стандартная геотермы вследствие вариации теплогенерации.

Влияние погрешности теплогенерации в верхней коре на стандартную геотерму. При стандартном подходе теплогенерация и тепловой поток считаются независимыми величинами. Поэтому, чтобы рассчитать измененную геотерму, нужно заново решить уравнение теплопроводности, использовав в качестве граничного условия то же значение теплового потока q_0, что и при построении исходной геотермы, но с измененным значением теплогенерации. Решения, показанные на рис. 2.6, а, б штриховыми линиями, соответствуют изменению интегральной теплогенерации $\Delta\Gamma=\pm\Delta\gamma H_{UC}$ в верхней коре на ±3 мВт м$^{-2}$. Здесь H_{UC}=16 км — мощность верхней коры в модели HC11, т. е. $\Delta\gamma$=0.1875 μВт м$^{-3}$.

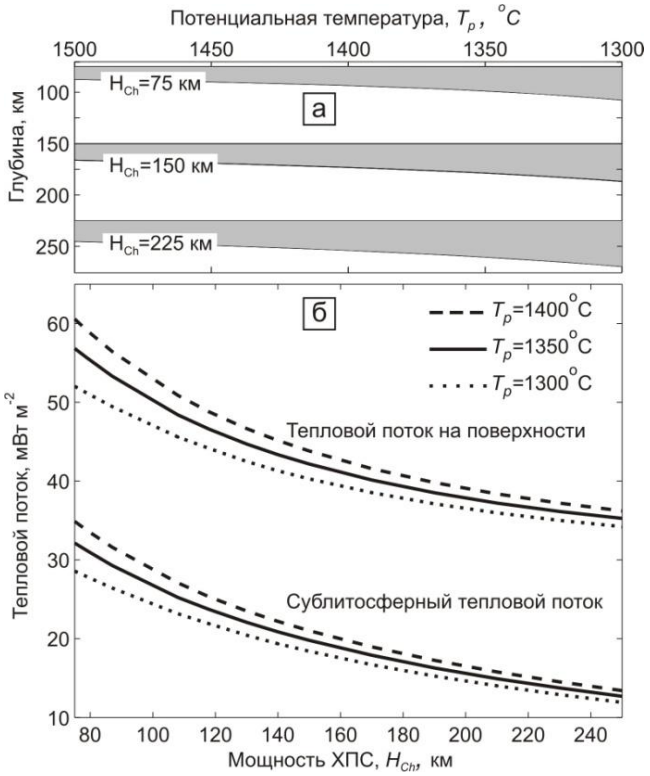


Рис. 2.5. (а) Эволюция границ КПС в случаях, когда мощность химического погранслоя, H_{Ch}, равна 75, 125 или 225 км. Каждый из случаев показан серой полосой, ширина которой (мощность КПС) возрастает с уменьшением потенциальной температуры, T_p, от 1500 °C до 1300 °C. (б) зависимость поверхностного (три верхние кривые) и сублитосферного (три нижние кривые) теплового потока от мощности ХПС, H_{Ch}. T_p=1300 °C (пунктир), 1350 °C (сплошные линии), или 1400 °C (штриховые линии).

Влияние погрешности теплогенерации в верхней коре на геотерму, удовлетворяющую принципу предельной устойчивости. Чтобы выяснить, как изменяется ППУ-геотерма при изменении теплогенерации в верхней коре, нужно, следуя алгоритму раздела 5, заново построить однопараметрическое семейство геотерм, соответствующих измененному значению теплогенерации, а затем выбрать тот член семейства, который удовлетворяет принципу предельной устойчивости. Результирующие геотермы показаны тонкими сплошными линиями на рис. 4, а. Они рассчитаны в предположении, что интегральная теплогенерация в верхней коре отличается от исходной на ±10 мВт м$^{-2}$ (т. е. $\Delta\gamma$=0.62 μВт м$^{-3}$).

Рис. 2.6, б иллюстрирует влияние изменения мощности литосферы (200±25 км; штрих-пунктир) и потенциальной температуры (1350°C±50°C; тонкие сплошные линии) на ППУ геотермы.

Основываясь на наиболее полном в настоящее время каталоге глобальных наблюдений теплового потока, Hasterok [2013] сгруппировал данные в интервалы (бины) длительностью 2.5 млн лет и составил базу данных квартилей $Q1$, $Q2$, $Q3$, где $Q2$— медианное значение для набора данных, разбивающее упорядоченные по возрастанию данные на верхнюю и нижнюю половины, $Q1$, $Q3$ — медианы нижней и верхней половины соответственно, а $IQR=Q3-Q1$ — межквартильный интервал.

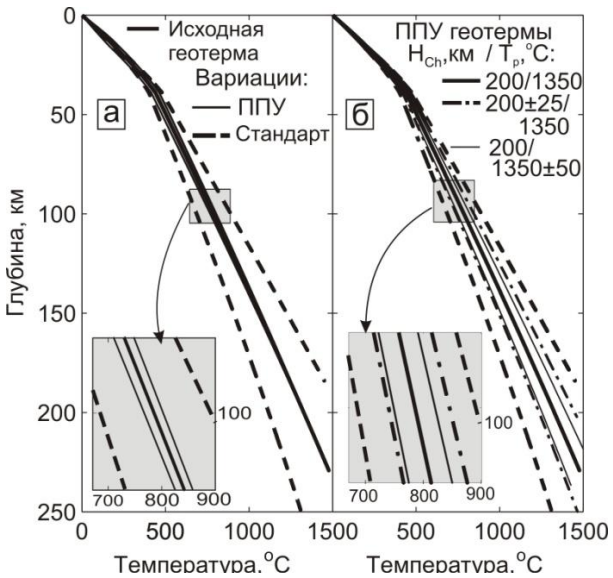


Рис. 2.6. Влияние коровой теплогенерации, мощности литосферы и потенциальной температуры на литосферную геотерму. (а) Сплошная линия (хорошо видимая на врезе) показывает начальную геотерму из семейства HC11, удовлетворяющую ППУ (H_{Ch}=200 км, T_p=1350 °C). Тонкими сплошными линиями (см. врез) показаны ППУ-геотермы, построенные для той же модели, но с интегральной теплогенерацией в верхней коре (16 км), отличающейся от исходной на ±10 мВт м$^{-2}$. Штриховые линии показывают стандартные геотермы с тем же потоком на поверхности (38 мВт м$^{-2}$), что и исходная геотерма, но с интегральной теплогенерацией в верхней коре, отличающейся от исходной на ±3 мВт м$^{-2}$. (б) Толстая сплошная и штриховые линии те же, что и на рис. 2.6, а. ППУ геотермы, показанные толстыми штрих-пунктирными и тонкими сплошными линиями иллюстрируют влияние погрешности мощности литосферы (200±25 км) и потенциальной температуры (1350°C±50°C) соответственно.

Влияние погрешности теплогенерации в верхней коре на геотерму, удовлетворяющую принципу предельной устойчивости. Чтобы выяснить, как изменяется ППУ-геотерма при изменении теплогенерации в верхней коре, нужно, следуя алгоритму параграфа «*Квазистационарная континентальная литосфера*» заново построить однопараметрическое семейство геотерм, соответствующих измененному значению теплогенерации, а затем выбрать тот член семейства, который удовлетворяет принципу предельной устойчивости. Результирующие геотермы показаны тонкими сплошными линиями на рис. 2.6, а. Они рассчитаны в предположении, что интегральная теплогенерация в верхней коре отличается от исходной на ±10 мВт м$^{-2}$ (т. е. $\Delta\gamma$=0.62 μВт м$^{-3}$).

Рис. 2.6, б иллюстрирует влияние изменения мощности литосферы (200±25 км; штрих-пунктир) и потенциальной температуры (1350±50 °C; тонкие сплошные линии) на ППУ геотермы.

Как можно видеть из рис. 2.6, вариация интегральной теплогенерации на ±10 мВт м$^{-2}$ приводит к изменению температуры на ±20 °C на глубине 100 км, что в пять раз меньше, чем изменение стандартной геотермы (±100 °C) из-за втрое меньшей вариации теплогенерации в верхней коре (±3 мВт м$^{-2}$). Кроме того, можно видеть, что ППУ-геотермы, соответствующие различным величинам теплогенерации, но одним и тем же значениям мощности литосферы и потенциальной температуры, сходятся с глубиной. Это означает, что влияние погрешности коровой теплогенерации на ППУ-геотермы уменьшается с глубиной, в то время как стандартные геотермы демонстрируют противоположное поведение.

ППУ-геотермы: влияние погрешности коровой теплогенерации на поверхностный и сублитосферный тепловой поток. Чтобы проиллюстрировать количественно влияние теплогенерации в верхней коре на поверхностный и сублитосферный тепловой поток, мы использовали ту же исходную модель HC11, что и в предыдущих параграфах (H_{ch}=200 км, T_p=1350 °C), но варьировали мощность верхнекоровой теплогенерации в интервале от 0 до 2 μW m^{-3} (теплогенерация для исходной геотермы составляет 0.62 μW m^{-3}).

Как видно из рис. 2.7, а, поверхностный тепловой поток изменяется при этом в пределах от 28 до 59 мВт м$^{-2}$ (штриховая линия), сублитосферный тепловой поток лишь немного уменьшается от 15.7 до 14.1 мВт м$^{-2}$ (сплошная линия), толщина КПС (рис. 2.7, б) практически не изменяется.

Наилучшая стратегия теплового моделирования литосферы. Суммируем сказанное выше в этом разделе.

Погрешность континентальных геотерм, основывающихся на принципе предельной устойчивости конвективного погранслоя, связана, в первую очередь, с неточностью оценки мощности химического погранслоя (литосферного киля) и потенциальной температуры. При мощности литосферы 200 км и потенциальной температуре около 1350°C погрешность оценки температуры на глубине

100 км составляет ±35 °C при погрешности H_{Ch} около ±25 км или ±50 °C при погрешности оценки T_p около ±50 °C (рис. 2.6, б). При этом, как видно из рис. 2.6, а, глубинный сегмент геотермы почти не зависит от корового тепловыделения.

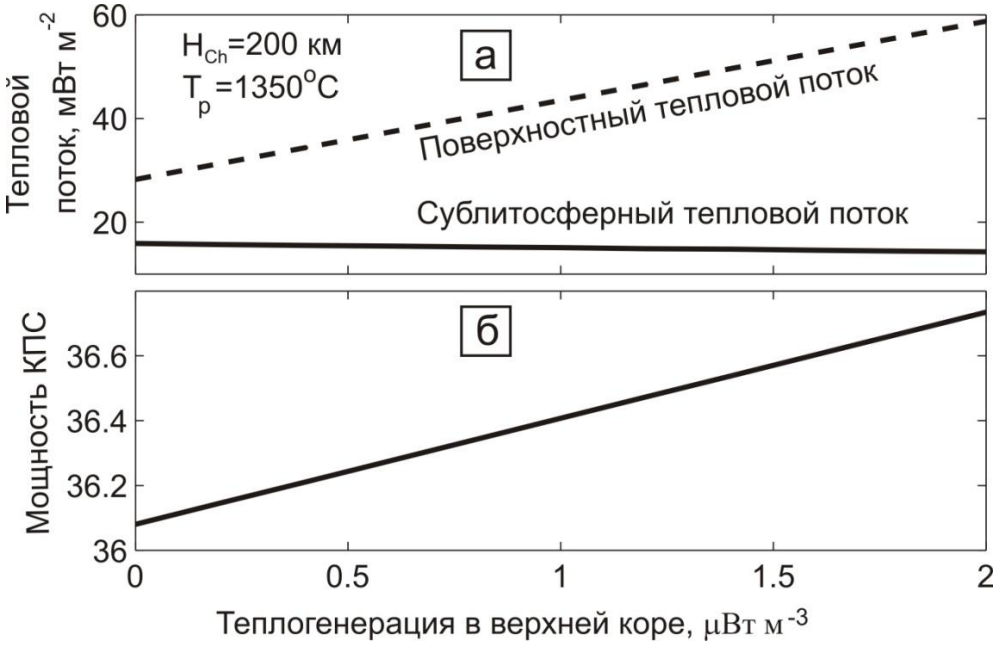


Рис. 2.7. Влияние теплогенерации в верхней коре на (а) поверхностный (штриховая линия) и сублитосферный (сплошная линия) тепловые потоки и (б) мощность КПС.

С другой стороны поверхностный тепловой поток почти не зависит от потенциальной температуры (рис. 2.5, б) и относительно слабо зависит от мощности деплетированного слоя (вариация H_{Ch} ±25 км сопровождается изменением поверхностного теплового потока на 4—5 мВт м$^{-2}$), но при этом существенно зависит от корового тепловыделения (рис. 2.7, а).

Поэтому наилучшая стратегия теплового моделирования литосферы, основывающегося на принципе предельной устойчивости КПС, заключается в том, чтобы вначале рассчитать геотерму, задавшись некоторой разумной оценкой H_{Ch} и T_p, а затем уточнить распределение и мощность тепловыделения в коре так, чтобы рассчитанное значение теплового потока соответствовало наблюдаемому. Существенно, что, как показано выше, эта «настройка» величины теплогенерации не изменяет глубинную часть геотермы.

Сопоставление модели с результатами термобарометрии. Кимберлиты доставляют из верхней мантии фрагменты мантийных пород (ксенолиты) и отдельные кристаллы (ксенокристы). Если перед транспортировкой ксенолиты/ксенокристы имели достаточно времени для достижения термодинамического равновесия с окружающей средой и их состояние не изменилось в процессе транспортировки, то их химический состав содержит информацию о *P—T* условиях, при которых они термодинамически уравновесились в последний раз. В этом разделе результаты теплового моделирования сопоставляются с термобарометрией ксенолитов/ксенокристов из 39 кимберлитов мировых провинций.

Для того, чтобы данные имели однородное качество, мы выполнили для всех кимберлитов *P—T* определения, используя один и тот же термобарометр NT00 [Nimis, Taylor, 2000; Grütter, 2009; Nimis, Grütter, 2010]. Полный список использованных кимберлитов и процедуры термобарометрии приведены в Приложении А (см. также Aryasova, Khazan [2016]). Для каждого кимберлита находился тепловой поток, q, для геотермы НС11, которая лучше всего (в смысле минимума среднеквадратичного отклонения) аппроксимировала результаты термобарометрии, и давление, P_{max}, для наиболее глубокого ксенолита/ксенокриста в выборке. Результаты аппроксимации приведены в Табл. А1 (Приложение А) и показаны на рис. В1—В5 в Приложении В. Значение q и его статистическая погрешность σ приведены в табл. А1 и на рис. В1—В5 как q±σ, а также показаны также на рис. В1—В5 как серое поле между геотермами q−σ и q+σ.

Чем тоньше химический погранслой (фактически, деплетированная литосфера) и чем выше потенциальная температура, тем выше сублитосферный тепловой поток (рис. 2.5, б), который почти не отличается от теплового потока в нижней части литосферы. Поэтому можно ожидать существование корреляции между тепловым потоком, фиксируемым термобарометрией ксенолитов кимберлитов

в нижней части литосферы, мощностью литосферы и потенциальной температурой. Качественной характеристикой мощности литосферы в месте внедрения кимберлита является его тектоническое положение, поскольку в мобильных поясах, граничащих с кратоном, литосфера тоньше, чем в ядре последнего (например, Rudnick et al. [1998]), причем кратонная литосфера выклинивается с приближением к краю кратона (например, Yuan,Romanowicz [2010]). Это иллюстрирует рис. 2.8, а, демонстрирующийчто тепловой поток, фиксируемый по данным термобарометрии вне кратона и на его краю, выше, чем в его центральной части в согласии с заключением [Nyblade, Pollack, 1993] о том, что в протерозойских террейнах тепловой поток выше, чем в архейских областях.

Поскольку в постархейское время литосфера монотонно охлаждается [Herzberg et al., 2010], возраст кимберлита использоваться в качестве характеристики потенциальной температуры в момент внедрения. Как видно, из рис. 2.8, а, существует выраженный тренд возрастания теплового потока с возрастом (серая полоса), в согласии с решениями, основанными на принципе предельной устойчивости. Этот тренд основан, главным образом, на высоких значениях теплового потока от 39 до 42 мВт м$^{-2}$ для мезопротерозойских кимберлитов (Премьер, Каапвааль; Кайл Лэйк, Канада) и лампроита (Аргайл, Австралия), превышающих тепловые потоки от 34 до 38 мВт м$^{-2}$, характерные для фанерозойских кимберлитов. Мезопротерозойские кимберлиты Вава, Онтарио, исследованные Kaminsky et al. [2002] (40—45 мВт м$^{-2}$; не показаны на рис. 2.8, а) также поддерживают существование тренда.

Геодинамические следствия того, что мантийная конвекции достигает подошвы литосферы. Из теплового моделирования следует, что в субконтинентальной мантии конвективный погранслой регулярной мантийной конвекции располагается непосредственно у подошвы химического погранслоя, т. е. деплетированной литосферы. Температура горячих мантийных поднятий (или мантийных плюмов) выше температуры регулярной конвекции, а их плотность и вязкость ниже. Поэтому они тем более достигают подошвы литосферы, порождая гигантские по объему излияния плато-базальтов (траппов) (например, [White, McKenzie, 1989]). В этом разделе мы покажем, что непосредственным геодинамическим следствием того, что мантийная конвекция достигает подошвы литосферы, является выраженная тектоническая приуроченность синхронных магм различного состава — от базальтов до кимберлитов — в трапповых областях.

Когда мантийный плюм достигает подошвы литосферы, восходящее течение сменяется преимущественно горизонтальным растеканием, которое приводит к формированию головы плюма диаметром, превышающим 1000 км [White, McKenzie, 1989]. ChalapathiRao, Lehmann [2011] и Арясова, Хазан [2013] обратили внимание на то, что во многих гигантских провинциях изверженных пород (траппы Афара, Деккана, Раджмахала, Сибирские и Вилюйские траппы, базальты Парана-Этендека, Кару-Феррар, Восточно-Европейской платформы и Кевеенаван) существуют четкие пространственные соотношения и четкая тектоническая приуроченность почти синхронных извержений магм различного состава. В частности, внедрение кимберлитов ограничено областями мощной архейской или раннепротерозойской кратонной литосферы, карбонатиты проявляются в рифтогенной обстановке за пределами архейских кратонов, а гигантские объемы базальтов извергаются сквозь относительно тонкую литосферу. Такие непосредственные корреляции между составом магм и мощностью литосферы указывают на то, что голова плюма, растекаясь, следует рельефу подошвы литосферы [Арясова, Хазан,2013], порождая расплавы, состав которых зависит от давления [Gudfinnsson, Presnall, 2005]. Davies et al. [2015] пришли к аналогичным заключениям, основываясь на четких корреляциях между составом магм и мощностью литосферы, наблюдаемых вдоль траектории горячей точки Cosgrove, пересекающей восточную Австралию.

Для дальнейшего нам важно, что источники кимберлитов приурочены к подошве химического пограничного слоя, так что глубина источника кимберлитов и давлениеP_1, при котором достиг термодинамического равновесия первый (наиболее глубокий) захваченный ксенолит должна коррелировать с мощностью литосферы. Реально, выборка ксенолитов/ксенокристов всегда ограничена по объему и имеет случайный характер. Мы можем определить только давление P_{max} для наиболее глубокого ксенолита/ксенокриста в каждом из кимберлитов. Это плохо определенная величина, и, в общем случае, $P_{max} \leq P_1$. Однако только P_{max} дает некоторое представление о глубине, на которой находятся источники кимберлитов и которая, несомненно, большеP_1 и, тем более, P_{max}. Резонно предположить, что с увеличением выборки P_{max} приближается к P_1.

Символы на рис. 2.8, б показывают равновесное давление P_{max} для наиболее глубокого ксенолита/ксенокриста в каждом из кимберлитов (левая ось ординат) в зависимости от теплового потока, q, оцененного по термобарометрическим данным (см. Приложения А, В). Учитывая, что конкретное значение P_{max} подвержено влиянию большого количества случайных факторов, только огибающая данных имеет реальный физический смысл. Эта огибающая показана на рис. 2.8, б полосой с вертикальной штриховкой. Штриховая линия на рис. 2.8, б показывает границу распространенности в мантии деплетированных перидотитов [Grütter, 2009], которая близка к огибающей данных термобаро-

метрии, поддерживая тем самым идею о том, что наиболее глубокие ксенолиты захватываются вблизи подошвы деплетированной литосферы. (Следует сказать, что в работе [Grütter, 2009] эта граница построена по отношению к системе геотерм PC77 (Pollack, Chapman, 1977). Мы перестроили эту кривую по отношению к системе геотерм HC11, основываясь на прямом сравнении этих семейств геотерм).

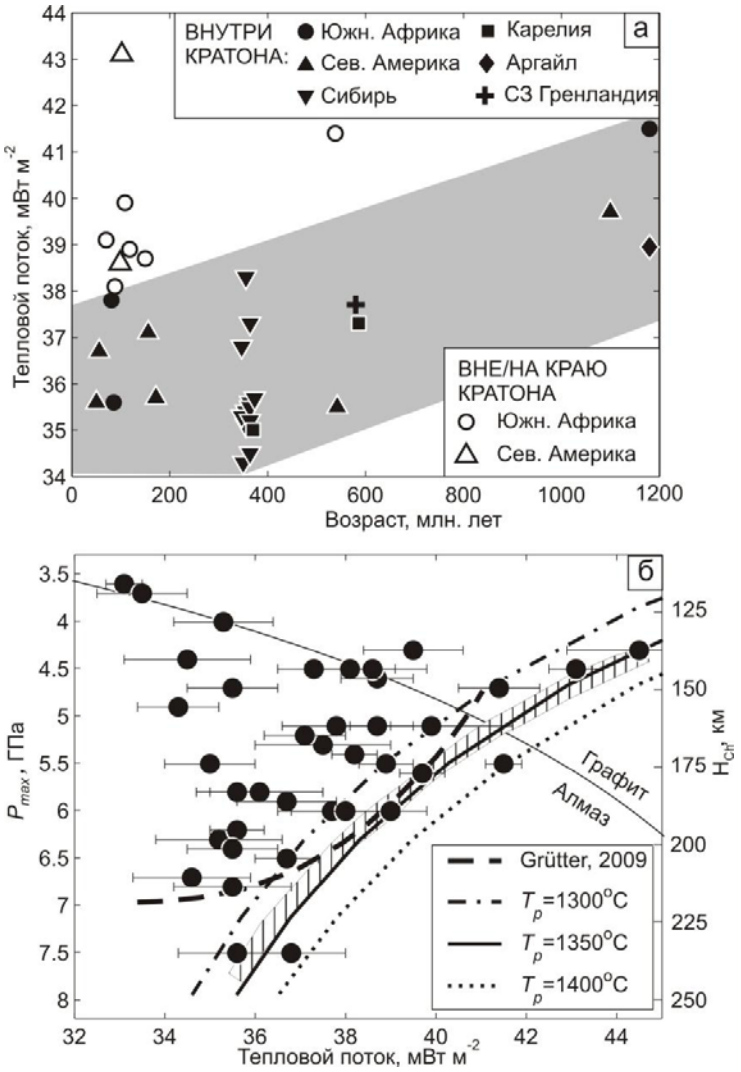


Рис. 2.8. Сопоставление предсказаний модели с данными термобарометрии. (а) Корреляция между тепловым потоком, фиксируемым по данным термобарометрии (см. Приложения А, В), мощностью литосферы и потенциальной температурой. В качестве характеристики мощности литосферы использована тектоническая позиция кимберлита (заполненные символы — внутри кратона, пустые — вне или на краю кратона). В качестве характеристики потенциальной температуры использован возраст (см. обсуждение в тексте). (б) Кривые — связь между мощностью литосферы (правая ось ординат) и тепловым потоком, рассчитанная в предположении, что конвективный погранслой непосредственно примыкает к химическому погранслою, как это следует из рассмотрения в настоящей работе (потенциальная температура T_p=1300 °C (штрих-пунктир), 1350 °C (сплошная), 1400 °C (пунктир)). Символы — равновесное давление для 39 кимберлитов (табл. А1, Приложение А) в зависимости от теплового потока для каждого из кимберлитов (табл. А1, Приложение А и рис. В1—В5 (Приложение В)). Полоса с вертикальной штриховкой — огибающая данных, штриховая линия ограничивает максимальные глубины, с которых доставляются деплетированные перидотиты [Grütter, 2009]. Тонкая сплошная — кривая равновесия графит–алмаз [Kennedy, Kennedy, 1976].

С другой стороны, основываясь на ППУ, можно рассчитать связь между мощностью литосферы, потенциальной температурой и поверхностным тепловым потоком. Для модели HC11 [Hasterok, Chapman, 2011], предполагающей определенную структуру коры, эта связь представлена на рис. 2.5, б (три верхние кривые) и показана также на рис. 2.8, б в координатах (мощность ХПС (правая ось ординат) — тепловой поток). На рис. 2.8, б штрих-пунктир соответствует T_p=1300 °C, толстая сплошная линия — T_p=1350 °C, пунктир — T_p=1400 °C. Как видно из рис. 2.8, б, предсказания модели согласуются с огибающей термобарометрических данных. Это означает, что, как и следует из анализа в настоящей работе, конвекция проникает до подошвы ХПС. Штриховая линия на рис. 2.8, б показывает границу распространенности в мантии деплетированных перидотитов [Grütter, 2009].

Заметим, что пространство между огибающей данных и тонкой сплошной линией (граница полиморфного перехода графит–алмаз [Kennedy,Kennedy, 1976]) представляет собой «алмазное окно», то есть интервал глубин, в котором могут захватываться алмазосодержащие ксенолиты. Как видно из рис. 2.8, б, при тепловом потоке, превышающем, примерно, 42 мВт м$^{-2}$ ширина алмазного окна равна нулю при любой потенциальной температуре, удовлетворяющей ограничению 1300 °C<T_p<1410 °C, вытекающему из наблюдений океанического теплового потока и измерениям содержания воды в мантийных породах (см. рис. 2.4, б).

Выводы. В настоящей работе предлагается новый метод теплового моделирования литосферы — принцип предельной устойчивости конвективного пограничного слоя (ППУ). Решения, основывающиеся на ППУ, имеют важные геодинамические следствия.

В отличие от всех остальных методов, принцип предельной устойчивости:

- учитывает тепловую связь между литосферой и конвектирующей мантией, что позволяет выяснить, как литосферная геотерма зависит от мощности литосферы и потенциальной температуры мантийной конвекции;
- не использует данные о поверхностном тепловом потоке и, соответственно, не вносит в решение погрешности наблюдаемого теплового потока;
- влияние погрешности тепловыделения в коре уменьшается с увеличением глубины.

Геодинамические следствия полученных решений:

- в океаническом регионе подошва литосферы устанавливается самосогласованным образом на глубине, которая при известной реологии пород зависит только от потенциальной температуры;
- сопоставление модели с наблюдениями теплового потока позволяет получить оценку потенциальной температуры мантийной конвекции;
- в континентальном регионе мантийная конвекция, как регулярная, так и аномально горячие поднятия (мантийные плюмы) достигает подошвы литосферы;
- голова мантийного плюма, растекаясь, следует рельефу подошвы литосферы и порождает магматизм, состав которого зависит от давления и потому от мощности литосферы.

Приложение А. *P—T оценки и аппроксимация палеогеотерм.* Как обсуждается в работе [Nimis, Grütter, 2010], геотермометры для гранатового перидотита дают значительно различающиеся результаты даже для хорошо уравновешенных мантийных ксенолитов. Чтобы избежать противоречий, мы выполнили оценки палеотемператур и палеодавлений для всех ксенолитов/ксенокристов из 39 кимберлитов, перечисленных в Табл. А1, используя один и тот же термобарометр NT00 [Nimis,Grütter, 2010] и одни и те же процедуры скрининга [Nimis, Taylor, 2000; Grütter, 2009; Nimis, Grütter, 2010]. Программные средства тестировались на тестовом примере из статьи Nimis, Grütter [2010] (см. также [Grütter, 2009]).

Пусть теперь T_k, P_k (k=1,...,N) равновесные температуры и давления N ксенолитов/ксенокристов для некоторого кимберлита. Среднеквадратичное отклонение, $S(q)$, данных термобарометрии от геотермы T=$T(P,q)$ (или P=$P(T,q)$) от однопараметрического семейства геотерм HC11 [Hasterok, Chapman, 2011] с тепловым потоком на поверхности, q, в качестве параметра семейства, может быть определено следующим образом:

$$S^2(q)=\frac{\sum_k^N\left(T_k-T\left(P_k,q\right)\right)^2}{N\sigma_T^2}+\frac{\sum_k^N\left(P_k-P\left(T_k,q\right)\right)^2}{N\sigma_P^2}.$$

Здесь σ_T=30 К, σ_P=0.23 ГПа — погрешности определения температуры и давления, соответственно, по данным калибровки Nimis, Taylor [2000].

$S(q)$ имеет форму параболы с ветвями направленными вверх. Минимальное значение S_{min} достигается при q=q_{min}, которое можно считать тепловым потоком для геотермы HC11, лучше всего аппроксимирующей результаты термобарометрии. В качестве погрешности теплового потока мы примем полуширину, σ, параболы на уровне $2^{1/2}S_{min}$. В основном тексте вместо q_{min} используется обозначение q. Значения q и σ приведены в Табл. А1 и подрисунках рис. В1—В5 в виде q±σ в единицах мВт м$^{-2}$.

Погрешность σ является чисто статистической и не полностью характеризует погрешность. В некоторых случаях часть данных находятся вне основного тренда, несмотря на то, что они успешно прошли процедуры скрининга. Эти данные исключались из процедуры оценивания геотермы. Кроме того, если геотерма изгибается, только ее низкотемпературная часть использовалась для определения q. На рис. В1—В5 данные, учитывавшиеся при оценке геотермы, показаны заполненными кружками, а данные, исключенные из процедуры оценивания геотермы — пустыми квадратами. Равновес-

ное давление, P_{max}, наиболее глубокого ксенолита/ксенокриста для каждого кимберлита определялось с использованием всего набора данных, успешно прошедших скрининг.

Таблица А1. Тепловой поток и максимальная глубина ксенолитов/ксенокристов кимберлитов

№	Поле/регион	Кимберлит	Возраст, млн лет	*q*, мВт м$^{-2}$	*Pmax*, ГПа	Источник
1	Алакит	Айхал	367—344	35.5–1.3	6.8	1
2		Комсомольская	367—344	34.6±1.3	6.7	1
3		Юбилейная	367—344	36.1±1.4	5.8	1
4	Алдан	Алданская		33.1±0.4	3.6	1
5		Огонек		33.5.±1.0	3.7	1
6	Анабар	Хардах		34.3±0.9	4.9	1
7	Attawipiskat	KyleLake	1100±40	39.7±0.5	5.6	2
8		Victor 1	Ранняя юра	38.2±0.5	5.4	2
9		X-Ray;	Ранняя юра	38.7±0.8	5.1	2
10	Australia	Argyle	~1180	39±0.8	6.0	3
11	Далдын	Удачная	347	36.8±1.2	7.5	1, 4
12		Загадочная		35.3±1.1	4.0	5
13	SW Greenland		604—555	37.7±1.2	6.0	6
14	Kaapvaal	Bultfontein	84—78	37.8±1.2	5.1	7, 8
15		Jagersfontein	85.6±1	35.6±0.6	5.8	7, 9
16		N. Lesotho, Monastery	Мел 88±4	38.1±1.0	4.5	7, 10
17		Premier	1180	41.5±0.4	5.5	11
18		Finsch	118.4±2.2	38.9±0.6	5.5	12, 13
19	Карельский кратон	Kaavi-Kuopio	626—589	38.0±1.2	6.0	14
20	Малоботуобинское поле	Дачная		34.5±1.4	4.4	1
21		Деймос		37.3±0.8	4.5	1
22		Мир	360	35.5±1.0	4.7	1
23		Новинка		35.6±1.3	7.5	1
24	Montana	Homestead	~50	44.5±1.6	4.3	15
25		Williams	Средний эоцен	37.5±1.5	5.3	16
26	Накын	Нюрбинская	364	35.2±1.4	6.3	1
27	SA off-craton	EastGriqualand	~150	38.7±0.8	4.6	17
28		EasternNamaqualand	143—74	39.9±1.8	5.1	17
29		Louwrensia	70	39.5±1.1	4.3	18

Таблица А1 (продолжение)

30	Slave	Diavik A154S	55.7±1.2	36.7±1.1	5.9	19,20,21
31		Ekati	53–47.5	35.6±0.6	6.2	22
32		GahchoKue	542	35.5±1.0	6.4	23
33		Jericho	172±2	36.1±1.4	5.8	24
34		KirklandLake	156	37.1±0.9	5.2	25
35	SomersetIsl.	Nikos	103–94	38.6±1.2	4.5	26
36		Ham		43.1±0.6	4.5	27
37	Верхняя Муна	Комсомольская-Магнитная		36.7±0.7	6.5	1
38	Zimbabwe	Murova, Sese	Sese: 538±11	41.4±0.9	4.7	28
39	Золотица	Архангельская	380–360	35.0±1.1	5.5	29

Источники данных: 1 — Ashchepkov et al. [2010]; 2 — Sage [2000]; 3 — Luguet et al. [2009]; 4 — Boyd et al. [1997]; 5 — Nimis et al. [2009]; 6 — Sand et al. [2009]; 7 — Grégoire et al. [2003]; 8 — Simon et al. [2007]; 9 — Burgess, Harte [2004]; 10 — Simon et al. [2003]; 11 — Viljoen et al. [2009]; 12 — Gibson et al. [2008]; 13 — Lazarov et al. [2009]; 14 — Lehtonen et al. [2004]; 15 — Hearn [2004]; 16 — Hearn, McGee [1984]; 17 — Janney et al.[2010]; 18 — Boyd et al.[2004]; 19 — Pearson et al.[1999]; 20 — Aulbach et al. [2007]; 21 — van Achterbergh et al. [2004]; 22 — Menzies et al. [2004]; 23 — Kopylova, Garo[2004]; 24 — Kopylova et al. [1999]; 25 — Grütter [2009]; 26 — Schmidberger, Francis [1999]; 27 — Jago, Mitchell [1987]; 28 — Smith et al. [2009]; 29 — Lehtonen et al. [2008].

Приложение В.

Корреляции между геотермами HC11 и данными термобарометрии.

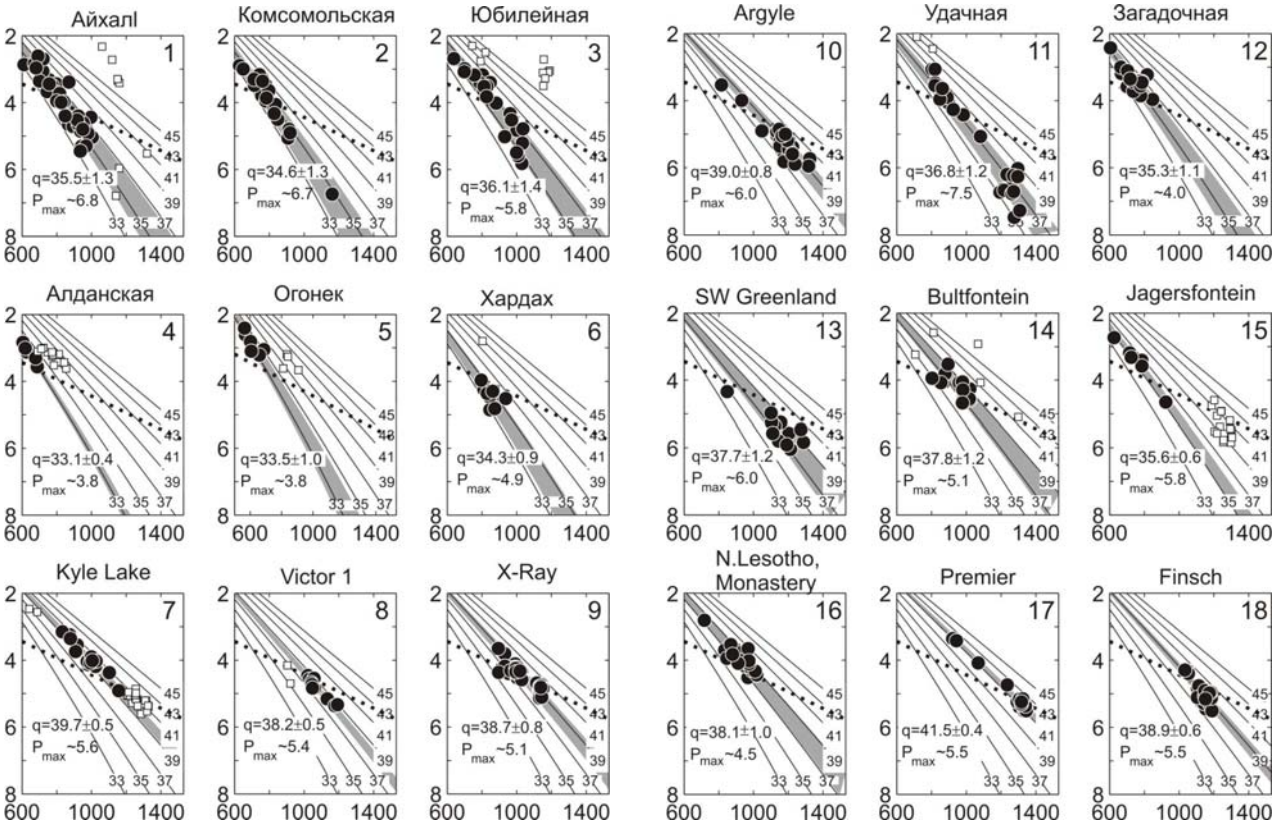


Рис. В1. Рис. В2.

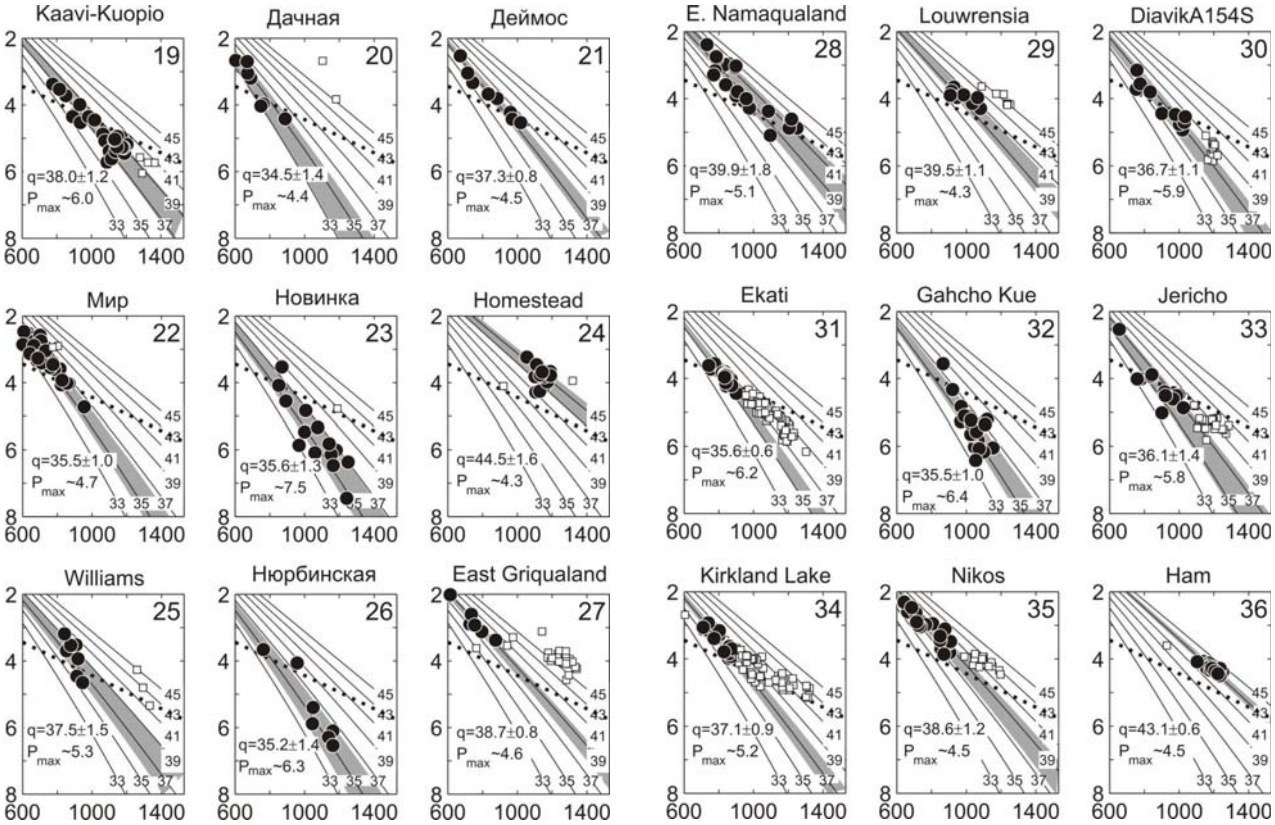


Рис. B3. Рис. B4.

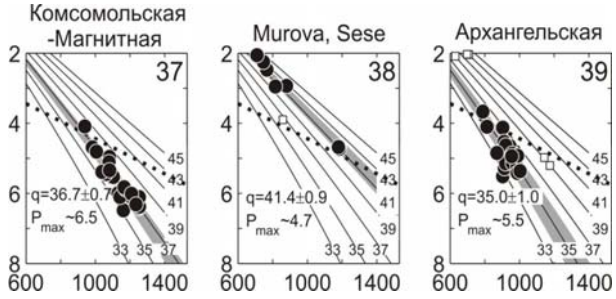


Рис. B5.

Рис. B1—B5. Каждый из рис. B1—B5 содержит 9 (рис. B1—B4) или 3 (рис. B5) нумерованных подрисунков. Их номера, показанные в правом верхнем углу подрисунка, совпадают с номерами в Табл A1. Символы на рис. B1—B5 показывают равновесное давление, P (ГПа), как функцию от равновесной температуры, T (°C), для ксенолитов, ксенокристов, прошедших процедуру скрининга. Тонкие сплошные линии показывают геотермы из семейства геотерм HC11 [Hasterok and Chapman, 2011]. В нижней части геотерм показан тепловой поток, q, в единицах мВт м$^{-2}$, рассчитанный с использованием процедур, описанных в Приложении A.

Данные, использованные для оценки теплового потока, показаны заполненными кружками, а данные, исключенные из процедуры аппроксимации, показаны пустыми квадратами. Значение q и статистической погрешности, σ, показаны на всех подрисунках в формате q±σ в единицах мВт м$^{-2}$ и также показаны как серое поле между геотермами q–σ и q+σ.

Равновесное давление P_{max} для наиболее глубокого ксенолита/ксенокриста находилось с использованием всего набора данных и показано на каждом подрисунке в единицах ГПа. Пунктирная линия показывает границу перехода графит—алмаз [Kennedy, Kennedy, 1976].

2.1.4. Обобщение в оценке вертикальных движений при рифтогенном и пострифтовом развитии литосферы

Глубинные процессы, приводящие к рифтогенезу на поверхности (формированию впадин растяжения), были и остаются далеко не однозначными в представлениях исследователей [Континен-

тальные рифты, 1981; Артюшков, 1993; Ziegler, Cloetingh, 2006]. Неоднозначность в определении механизмов рифтогенеза не означает, однако, отмены усилий в углублении понимания связанных с ним вертикальных движений, так как этот вопрос играет значительную роль в палеотектонических исследованиях осадочных бассейнов, чем обусловлен большой практический интерес. Ранее В. Г. Казьмин, выходя за рамки узкого понимания проблемы, обозначил как ключевую морфотектоническую дилемму противоположение континентальных рифтов, развивающихся с формированием высоких поднятий и без них [Казьмин, 1990]. Образование высоких плато он соотнес со слабым растяжением коры и компенсационным подъемом астеносферы, рифтов без поднятия — со значительным и быстрым растяжением континентальной литосферы. В настоящее время роль мощности коры в определении знака и интенсивности вертикальных движений при рифтогенезе рассматривается как ключевая [Ziegler, Cloetingh, 2006]. Допуская свободное варьирование мощности коры, можно ожидать разнообразный, в пределе — непрерывный, ряд его поверхностного выражения. Осуществляя такой предельный переход в восприятии процесса, мы приходим к обобщенному описанию поверхностных реакций литосферы.

Для реализации данного подхода были выполнены работы по численному 1-мерному моделированию вертикальных движений литосферы при континентальном рифтогенезе. В основу моделей положена схема активного рифтогенеза, предполагающая воздействие на литосферу восходящего мантийного потока (плюма), вследствие которого происходит термальное утонение литосферной мантии [Зорин, Лепина, 1984; Moreschal, Gliko, 1991]. Утонение коры вводится как формально автономный процесс, направляемый в общем случае суммой факторов: 1) внешним механическим растяжением (вклад «пассивного» рифтинга); 2) растяжением, генерируемым гравитационной неустойчивостью астеносферного выступа [Артюшков, 1972]; 3) замещающим и метаморфогенным действием мантийных магм [Артюшков, 1993; Ziegler, Cloetingh, 2004]; 4) поверхностной эрозией. Следует также иметь в виду действующее в противоположном направлении вулканическое наращивание мощности коры. Скорость утонения коры задавалась произвольно, ее граничные значения определялись сравнением параметров модельных и природных рифтогенов. Учитывая обобщенный характер параметра утонения коры, не обусловливаемого свойствами модели, речь здесь должна идти о режимах рифтогенеза, выяснение геодинамической подоплеки того или иного типа развития требует отдельного исследования.

В дополнение к основному механизму термального утонения литосферной мантии использовалась схема пассивного рифтинга, предполагающего равномерное общее утонение (вследствие растяжением) исходной литосферы, данный вид рифтогенеза часто именуют моделью МакКензи [Стифенсон и др., 1997]. Подключение модели пассивного рифтинга и последовательное соединение двух «конкурирующих» механизмов обусловлено спецификой задач реконструкции развития осадочных бассейнов, где также назрела необходимость методологического обобщения. Так, в практике бэкстриппинга — метода анализа погружения по стратиграфической записи и вычленения из нее тектонической составляющей [Стифенсон и др., 1997; van Wees et al., 2000; Vargas et al., 2009; Baur et al., 2010 и др.], — как правило, используются существенные упрощения, ограничивающие, а порой искажающие данные на выходе [Гончар, 2013]. К ним относится использование схемы полной осадочной компенсации погружения (абстрагирование от фаций глубинности), а также неучёт стратиграфических несогласий (перерывов и размывов). Поэтому, во второй части работы рассматриваются прикладные аспекты моделирования вертикальных движений, сопровождаемых осадконакоплением без указанных ограничений.

Вертикальные движения литосферы на этапах активного рифтогенеза и пострифтового термального погружения (1-мерное моделирование режимов рифтогенеза). Решение сформулированной задачи, в общем, сводится к установлению спектра изостатической поверхностной реакции литосферы на подъем границы литосфера/астеносфера (активный рифтогенез), с наложением в целом независимого хода утонения коры. Специальной целью такого исследования является установление некоторых промежуточных по характеру поверхностного выражения форм синрифтового тектогенеза, для которых актуальной является проблема распознавания при палеотектонических реконструкциях.

Особенности методического подхода. Компьютерная реализация процесса активного континентального рифтогенеза сопряжена с большими вычислительными трудностями. Для исследований в рамках первого приближения численный алгоритм по возможности был максимально упрощен. Принято, что граница литосферы и астеносферы является фазовой, так что ее смещение вверх при рифтогенезе осуществляется вследствие плавления мантийных пород в подошвенном слое литосферы под влиянием восходящего теплового потока (мантийного плюма) [Зорин, Лепина, 1984; Moreschal, Gliko, 1991], то есть, положение подошвы литосферы определяется пересечением геотермы солидуса мантии (последний принят равным 1300°С). Эффект мантийного плюма создавался путем мгновенного увеличения температуры в подошве литосферы до уровня принятой температуры аномальной мантии (1500 °С), при этом, между двумя поверхностями вводился высокоградиентный

пограничный слой (1—1.5 км). Далее методом конечных элементов решалась 1-мерная задача кондуктивного теплопереноса для литосферы. После каждого шага расчета подошва литосферы переносилась в точку с температурой солидуса. После прекращения мантийного апвеллинга одновременно прекращалось утонение коры и включался пострифтовый процесс затухания температурной аномалии в литосфере и астеносфере, для этого температура аномальной мантии фиксировалась в подошве астеносферного слоя. С началом пострифтового этапа в модели с эффективной теплопроводностью возвращались нормальные значения теплопроводности литосферной мантии. Вертикальные смещения границ определялись в приближении локальной изостатической компенсации без учета веса воды (тектоническое погружение); когда точка поверхности опускалась ниже нуля, для сравнения рассчитывалась также кривая с учетом веса воды (морское погружение). Получаемые кривые вертикальных движений приложимы в первую очередь к центральным частям (сводам, депоцентрам) рифтогенов и наследующих их осадочных бассейнов.

Сопоставление с данными моделирования других авторов. В отличие от работ [Зорин, Лепина, 1984; Moreschal, Gliko, 1991], где подъем астеносферы определялся с учетом скрытой теплоты плавления, в используемом методе данный эффект игнорируется. Чтобы оценить влияние этого упрощения, было проведено тестовое сравнение результатов, которые дают методики автора и работы [Moreschal, Gliko, 1991] (рис. 2.9, А), а также работ [Crough, Thompson, 1976; Зорин, Лепина, 1984] (рис. 2.9, Б). В первом случае сравнение проводится с привлечением косвенных данных о скоростях подъема кровли астеносферы в позднекайнозойском Восточно-Африканском (Кенийском) рифте и позднедевонском рифте Днепровско-Донецкой впадины, полученных на основе петрологического анализа [Wendlandt, Morgan, 1982; Усенко, 2004]. Результаты по глубинам зарождения магм и возрасту вулканитов двух рифтов расходятся в точности (что естественно), но в принципе не противоречат друг другу, что вписывается в идею о родстве Восточно-Африканского и Днепровско-Донецкого рифтов [Ляшкевич, 1977]. Начальное магмообразование, которое соотносят с первыми проявлениями рифтогенеза, происходит на глубине 180—185 км в случае Кенийского рифта, 190—200 км в случае ДДВ. Следующие проявления фиксируются с большим отрывом по глубине (в интервале 60—75 км), так что важный в диагностическом отношении этап быстрого начального продвижения астеносферы вверх остается неосвещенным. Далее темп изменения глубин очагов магмоотделения существенно замедляется. В случае Кенийского рифта глубины магм последовательно уменьшаются, достигая в конце современной подошвы коры (30—35 км), тогда как для Днепровско-Донецкой впадины фиксируется возвращение очагов на глубину 100—140 км после 20 млн лет эволюции, что позволяет говорить о двух этапах рифтогенеза [Усенко, 2004].

В работе [Moreschal, Gliko, 1991] добились весьма точного следования теоретической кривой движения фазовой границы точкам магмообразования Кенийского рифта (рис. 2.9, А), при этом, правда, авторам пришлось вводить в модель некоторые экстраординарные параметры. Для характеристики используемого метода приведены две кривые: с нормальной (лабораторной [Кутас и др., 1989]) и эффективной теплопроводностью мантии. В последнем случае основанием увеличения теплопроводности литосферной мантии в несколько раз является представление о конвективной составляющей переноса тепла (флюидами, магмой), которая имеет место при активном рифтогенезе [Зорин, Лепина, 1984]. Как будет показано ниже, использование величины эффективной теплопроводности мантии позволяет добиться лучшего совмещения предсказываемых и наблюдаемых величин теплового потока в рифтах в рамках рассматриваемого механизма активного рифтинга, тогда как при нормальной теплопроводности получаемый тепловой поток оказывается в 2—3 раза заниженным. Наименьшим отклонением от кривой подъема астеносферы, полученной в [Moreschal, Gliko, 1991], характеризуется рассчитанная траектория при нормальной теплопроводности мантии. Она показывает несколько замедленную скорость подъема в течение первых 15 млн лет эволюции, но величина этого отклонения (до 10 км) явно мала по сравнению с разрешением природных данных. После 15 млн лет эта кривая несколько превышает референтную траекторию и к 25 млн лет выходит к подошве коры. В целом она удовлетворительно аппроксимирует данные по Кенийскому рифту и Днепровско-Донецкой впадине. Принятие эффективной теплопроводности для литосферной мантии (22 Вт/м·К) приводит к более существенному отклонению траектории от кривой [Moreschal, Gliko, 1991]: подъем астеносферы вначале еще более замедлен, но впоследствии ускоряется, что приводит к раннему достижению астеносферой подошвы коры через 20 млн лет.

Рассмотренный пример расчета относится к утолщенной (докембрийской) литосфере. Было проведено также сравнение теоретических кривых подъема астеносферы применительно к исходной литосфере мощностью 120 км. Получено практическое совпадение результата настоящей работы с данными предшественников [Crough, Thompson, 1976; Зорин, Лепина, 1984] (рис. 2.9, Б). Контрольные характеристики подъема для природных рифтов, развивающихся на такой относительно тонкой литосфере, к сожалению пока неизвестны.

Режимы рифтогенеза и вертикальные движения: крайние и промежуточные типы. Так как здесь нами не акцентируется природа ряда важнейших факторов, связанных с утонением коры, в определении различных типов поверхностного выражения рифтогенеза будем пользоваться нейтральным термином «режим рифтогенеза», оставляя на будущее выяснение действующих механизмов изменения мощности коры.

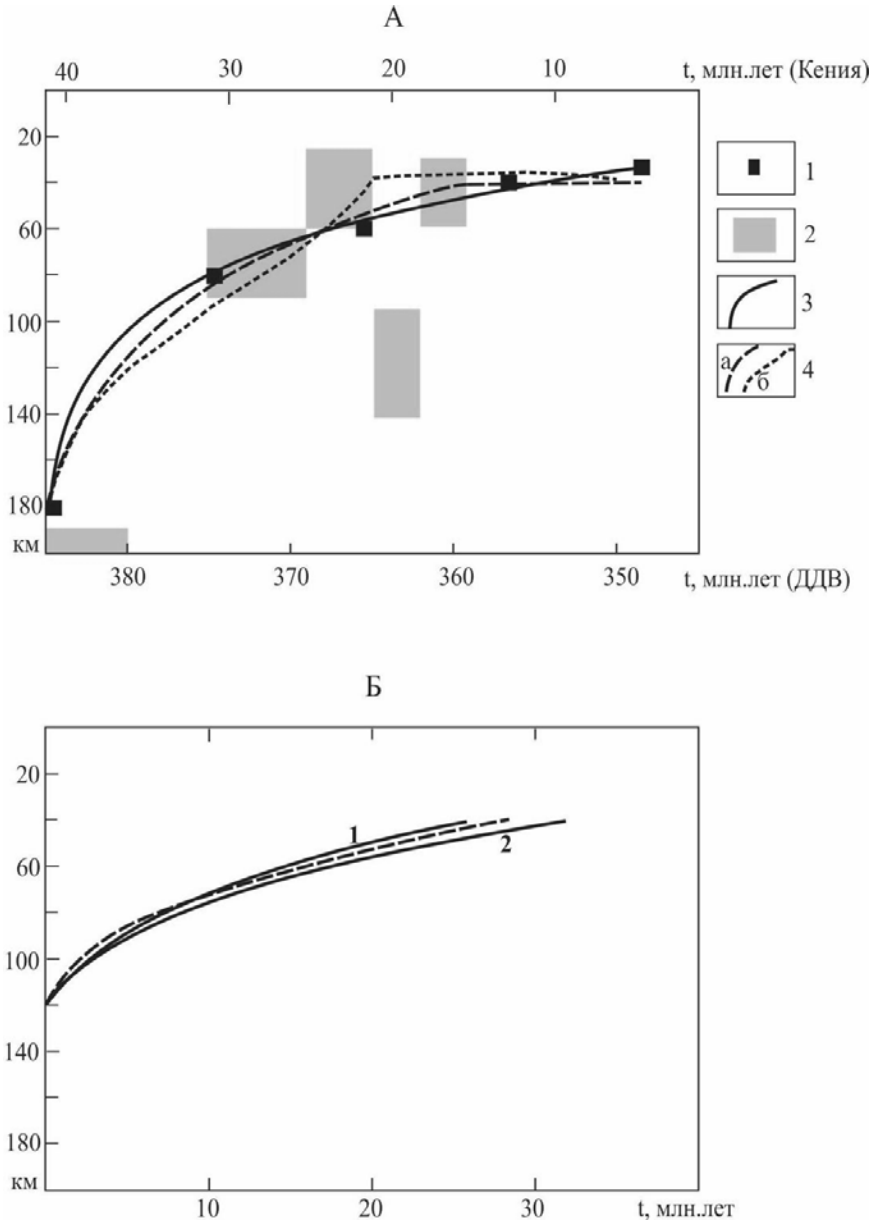
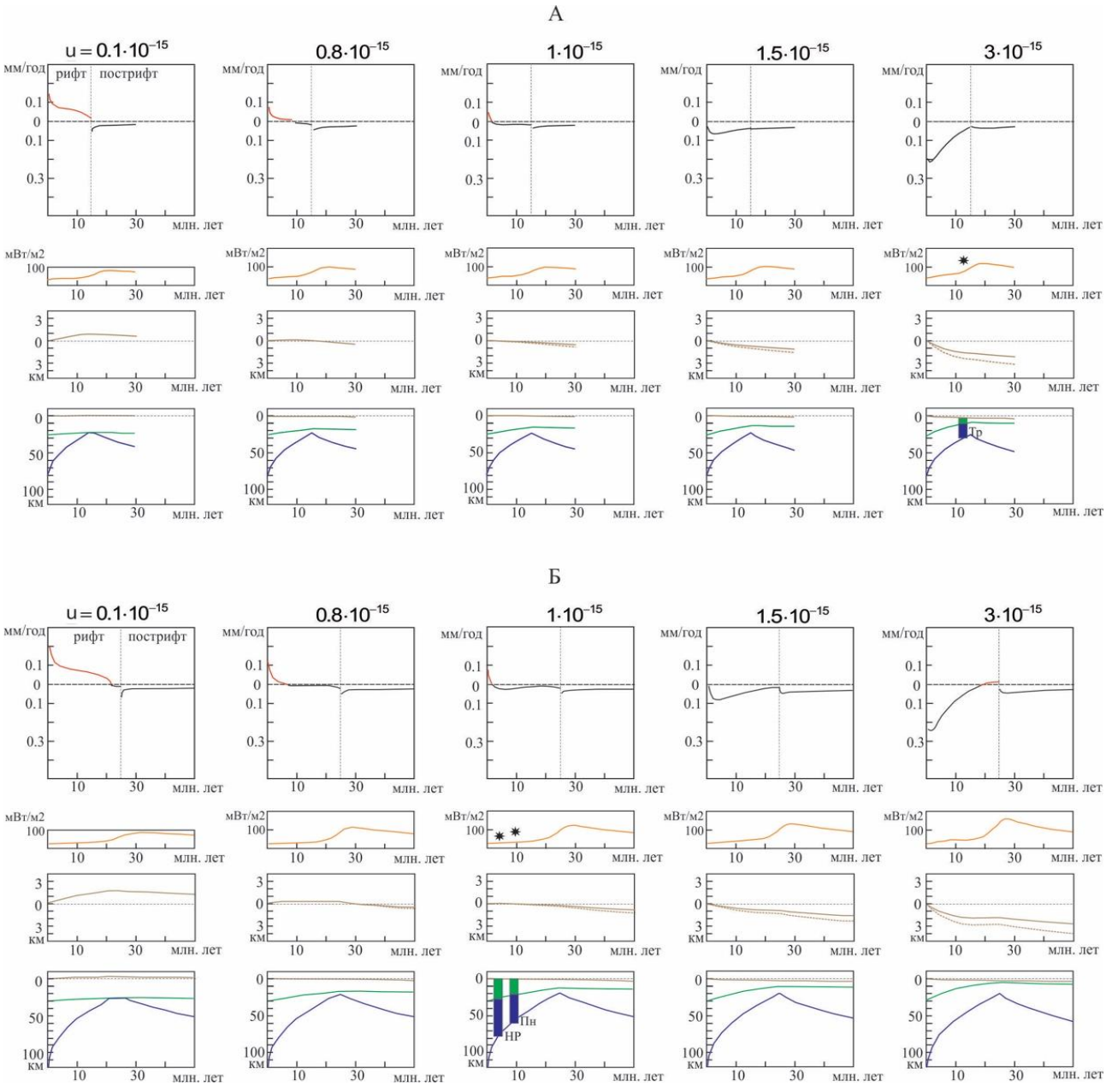


Рис. 2.9. А — тестирование предлагаемого подхода для исходной литосферы мощностью 185 км; 1 — 2 — данные о глубине и времени формирования магм в Кенийском (1) и Днепровско-Донецком (2) рифтах (по [Wendlandt, Morgan, 1982; Усенко, 2004]); 3 — теоретическая кривая подъема границы литосфера/астеносфера для Кенийского рифта [Moreschal, Gliko, 1991]; 4 — траектории подъема границы в используемой модели для литосферы с нормальной (а) и эффективной (б) теплопроводностью мантии. Б — сравнение результатов расчета термального утонения литосферы мощностью 120 км из работ [Crough,Tompson,1976] (1), [Зорин,Лепина,1984] (2) и используемой модели (пунктир).

Рассматриваются две группы моделей (рис. 2.10 и 2.11). Первая объединена нормальными значениями мантийной теплопроводности: 3.8 Вт/м·К для литосферной мантии и 4.4 Вт/м·К для астеносферы (с учетом данных [Кутас и др., 1989]), вторая — принятым эффективным параметром теплопроводности для литосферной мантии 22 Вт/м·К. В каждой группе моделировалось эволюция континентальной литосферы малой (кора 25 км, мантия 55 км), средней (кора 30 км, мантия 90 км) и значительной (кора 40, мантия 140 км) мощности литосферы. Результаты по первой подгруппе сравнимы с рифтогенами, заложенными на мезо-кайнозойских континентальных плитах, по второй — на палео-

зойских, по третьей — на докембрийских платформах. Время длительности рифтогенеза для них устанавливалось равным 15, 20 и 25 млн лет соответственно, что в целом отвечает средним значениям времен, за которые астеносфера путем проплавления достигает подошвы коры (фиксация длительности активного рифтинга задает определенный сценарий развития, что надо учитывать при интерпретации результатов).

В ходе моделирования прослеживалось изменение во времени скоростей вертикальных движений поверхности (мм/год), теплового потока (мВт/м^2), траекторий точек поверхности, подошвы коры и подошвы литосферы. На основании вариаций принимаемой эффективной скорости утонения коры $\boldsymbol{u}=\boldsymbol{n}\cdot10^{-15}$ сек$^{-1}$ выделено пять характерных рифтогенных режимов с параметрами $\boldsymbol{n}$=0.1, 0.8, 1, 1.5 и 3. Крайние члены описывают режимы, близкие по выводимым характеристикам к двум крайним типам современных природных рифтогенов: сводовых континентальных рифтов ($\boldsymbol{n}$=0.1) и субокеанических впадин ($\boldsymbol{n}$=3). Тектонотипом первых можно считать Восточно-Африканскую систему (Кенийский рифт), вторых — Тирренский субокеанический бассейн. На полученные графики изменения мощностей вынесены соответствующие им литосферные колонки, а также литосферные колонки некоторых «квазирифтов» (Паннонская впадина, область Нижнего Рейна), которые попадают в зону промежуточных режимов с $\boldsymbol{n}$=0.8—1.5. Эта категория является наименее изученной и представляет особый интерес в контексте поставленной задачи выявления нестандартных рифтогенов. Обратимся к последовательному описанию каждого режима при нормальной теплопроводности мантии.



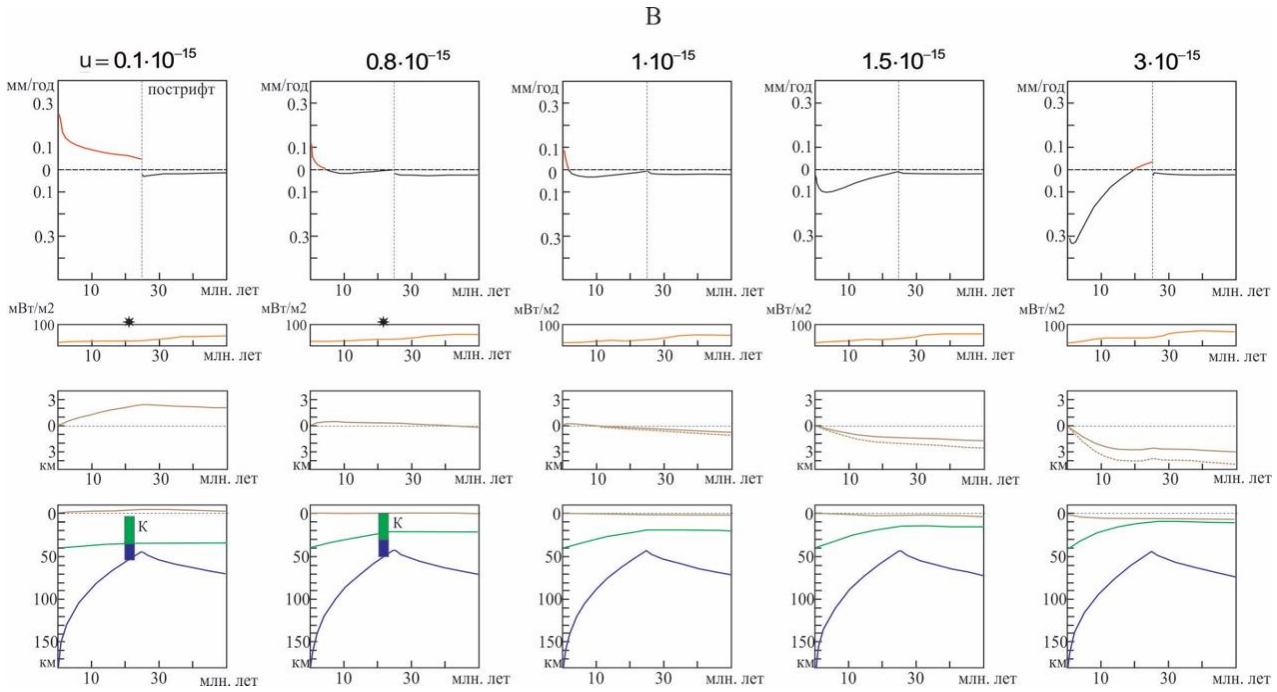


Рис. 2.10. Результаты 1-мерного расчета колонки литосферы на этапах активного рифтогенеза и пострифтового остывания для исходной литосферы мощностью 80 км (А), 120 (Б) и 180 (В) км при нормальной теплопроводности мантии. Каждое фиксированное значение скорости эффективного утонения коры **u** характеризует выделяемый режим рифтогенеза. Для каждой модели показаны временные графики (сверху вниз): скорости тектонических вертикальных движений поверхности литосферы (в верхней половине — подъем поверхности), теплового потока (звездочками отмечен тепловой поток тестируемых природных рифтов (по [Лысак, 1990; Cloetingh et al., 2010]), смещения поверхности литосферы (пунктирная линия ниже нулевой отметки — нагрузка водой (морское погружение)), границ литосферы. Для сравнения вынесены литосферные колонки некоторых природных рифтов: К — Кенийского, НР — Нижнего Рейна, Пн — Паннонской впадины (по [Гирдлер, 1981; Молодые платформы.., 1994; Artemieva, 2006; Cloetingh et al., 2010; Yegorova, Starostenko, 2002]).

1) ***n=0.1; сводовый рифт.*** При такой, достаточно низкой скорости утонения коры, сопровождающей подъем кровли астеносферы, с самого начала происходит подъем поверхности и формирование высокого рельефа, максимум которого для тонкой литосферы составляет чуть более 1 км и достигается к 12 млн лет, что соответствует достижению астеносферой подошвы коры, для средней — 2 км и достигается к 20 млн лет, для толстой литосферы — 2.5 км к 25 млн лет. Далее, в соответствии с заданным условием длительности рифтогенеза, астеносфера остается на уровне коры, но при этом знак вертикального движения поверхности коры меняется, и она начинает очень медленно погружаться. Рост поднятий происходит при экспоненциально понижающейся скорости всплывания поверхности литосферы. Начало пострифтового этапа знаменуется переходом к погружению, которое, однако, даже после 25 млн лет остывания мантии не приводит к нивелированию высокого положения кровли литосферы. Тепловой поток на поверхности плавно возрастает от стартовых величин 20 мВт/м^2 до 90 мВт/м^2, но максимумы достигаются уже в ходе остывания; в малой степени это выражено для тонкой литосферы, но в случае толстой максимум весьма далеко заходит в область пострифтового развития.

2) ***n = 0.8; слабо поднятый рифт.*** Усиление скорости утонения коры приводит к существенному ослаблению поднятия, которое на пике не превышает первых сотен м. В скоростях вертикальных движений это отражается сначала в быстром снижении скорости поднятия, затем — в быстром (через 7 млн лет) переходе к погружению литосферы, — медленному (0.01 — 0.02 мм/год) на рифтовом этапе, несколько более быстрому (0.03 — 0.05 мм/год) на пострифтовом. Причем, в случае среднемощной литосферы начало пострифтового погружения ознаменовано переходом кровли литосферы через нулевую отметку в область абсолютного погружения, что означает морские бассейновые условия. Большее утонение коры приводит к заметному усилению теплового потока, чего нельзя сказать в отношении толстой литосферы. Здесь становится также заметно, что утонение коры приводит к замедлению темпов подъема астеносферы, и в случае утолщенной литосферной мантии астеносфера завершает рифтовый этап ниже подошвы коры на 20 км.

В качестве природного аналога режимам с ***n=0.1—0.8*** подходит современная Восточно-Африканская рифтовая система. Сопоставление осредненной литосферной колонки ее Кенийской ветви (20 км мантии и 30 км коры [Гирдлер, 1981]) с эволюционными кривыми толстой литосферы (рис. 2.10, В) показывает, что наиболее близкое их совпадение достигается к 20 млн лет после нача-

ла рифтогенеза. При этом получается разброс: при минимальном индексе скорости утонения коры ***n***=0.1 недостаточной оказывается наблюденная мощность коры, а при более продвинутом утонении (***n***=0.8) мощность коры природного рифта выше, чем в модели. Следовательно, режим Кенийского рифта можно определить как промежуточный в координатах двух рассмотренных типов. По тепловому потоку, однако, оказывается, что расчетные значения сильно отстают от среднего уровня в пределах Кенийской ветви [Лысак, 1990].

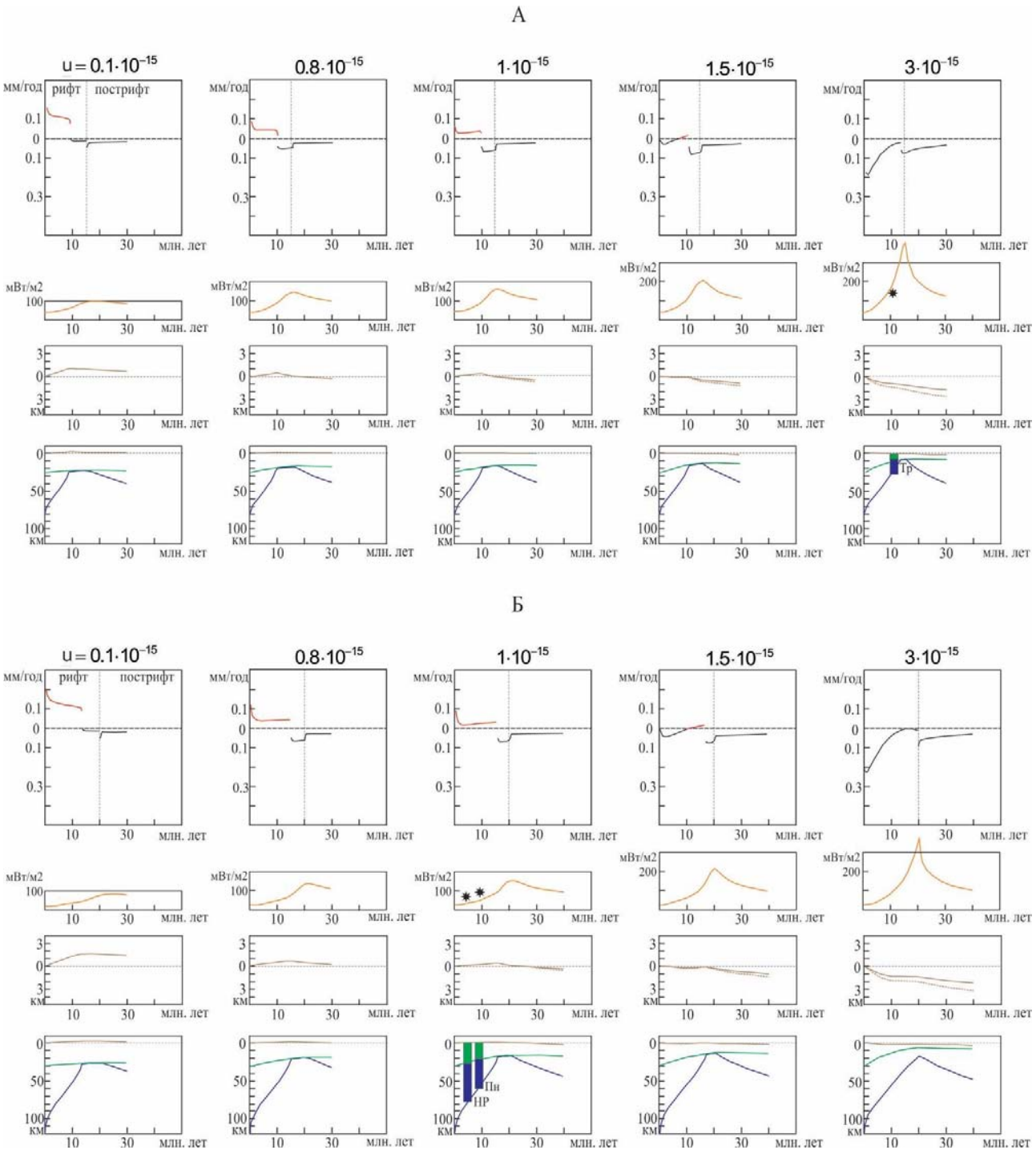


Рис. 2.11, А, Б. То же, что и на рис. 2.10, но с эффективной теплопроводностью мантии.

3) ***n=1.0; слабое рифтогенное погружение.*** Здесь направленность вертикальных движений устанавливается одного знака почти сразу и после 2 млн лет весьма слабого выраженного подъема происходит морское погружение. Причем на син- и пострифтовом этапах скорость ее очень невелика и составляет примерно одинакова (0.02—0.03 мм/год), что говорит о нейтральности в плане разделе-

ния син- и пострифтового погружения. Величина тектонического погружения к концу пострифтового этапа достигает около 1 км. Характер проявления теплового потока не меняется. Соответствующими промежуточному рифтогенному режиму с ***n***=1.0 могут быть названы области литосферы Паннонской впадины и Нижнего Рейна, о чем говорит соотнесение их колонок с моделями для тонкой литосферы, показанное на рис. 2.10, Б; по тепловому потоку для них определяется существенное отставание расчетных данных.

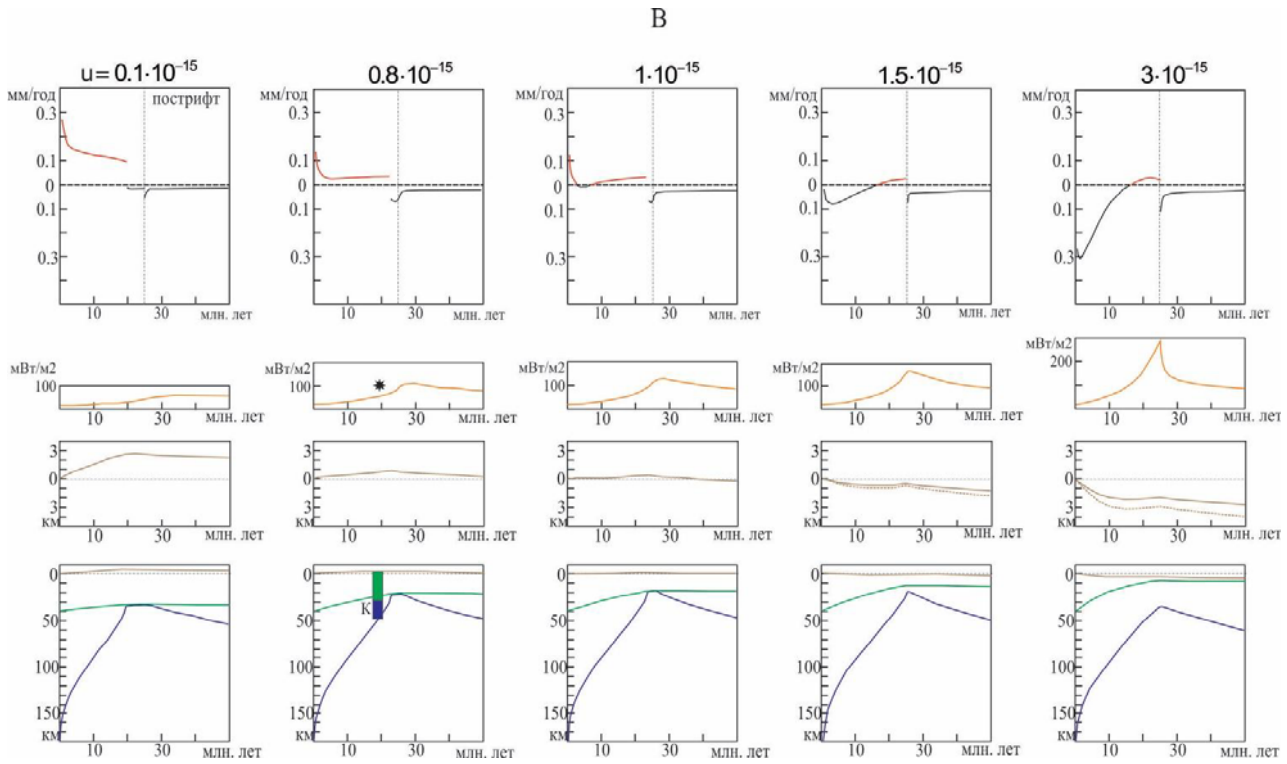


Рис. 2.11, В. То же, что и на рис. 2.10, но с эффективной теплопроводностью мантии.

4) ***n=1.5; умеренное рифтогенное погружение.*** Отличительная особенность данного режима — заметное ускорение погружения, которое наблюдается на начальном этапе рифтогенеза в интервале до 2—3 млн лет, когда скорость тектонического погружения переходит через максимум в 0.07—0.09 мм/год; затем следует экспоненциальное снижение и к концу рифтового периода она уменьшается на порядок. В результате, глубина достигает 1.5—2.5 км. В случае средней литосферы пострифтовый этап начинается с заметного ускорения погружения (0.05 мм/год), тогда как тонкая и толстая литосферы продолжают погружаться с той же минимальной скоростью. Поведение границы раздела кора/мантия в литосфере таково, что реликтовый останец синрифтовой литосферы на пике подъема увеличивается; за установленное время рифтогенеза астеносфера не достигает коры и в случае тонкой литосферы.

5) ***n=3; сильное рифтогенное погружение.*** Этот крайний случай характеризует близкий к максимальному в природе темп рифтогенного погружения, что приводит к глубинам морского изостатического погружения порядка 3 км — пределу для внутриконтинентальных субокеанических бассейнов [Гончар, 2011]. Причиной этому служит быстрое утонение коры, утяжеляющее литосферную колонку; кора утоняется до 3—5 км, при этом подъем астеносферы еще больше отстает от подошвы коры на пике. По тепловому потоку достигается скачок к величине 170 мВт/м^2 (средняя литосфера). Неожиданной особенностью данного режима является инверсия вертикального движения средней и толстой литосфер, которая выражается в смене знака и подъеме фундамента в течение последних 10 млн лет синрифтового развития, когда скорости поднятий достигают 0.025 мм/год. Этап рифтогенеза сменяется слабо ускоренным погружением пострифтового этапа. Тектонотипом данного режима можно рассматривать впадину Тирренского моря, развивающуюся на тонкой литосфере в течение последних 10 лет [Вержбицкий, 1996]. Для рассматриваемой модели литосферы мощностью 80 км (рис. 2.10, В) достижение равенства расчетной структуры и литосферной колонки Тирренского моря [Yegorova, Starostenko, 2002] достигается к 12 млн лет. Тепловой поток во впадине превышает расчетную почти в два раза.

Особенности моделей с эффективной теплопроводностью мантии. Использование эффективной теплопроводности мантии позволяет сблизить значения поверхностного теплового потока в модели с таковыми для современных рифтов и рифтоподобных впадин, а также вывести пики тепловых потоков на рубеж рифт/пострифтового перехода (рис. 2.11, А—В). Повышение теплопроводности привело к некоторым заметным изменениям в параметрах модельных рифтов, но не повлияло на принципиальные характеристики, определяющие выделенные режимы. Выросли абсолютные отметки поднятий сводовых рифтов и рифтов с умеренным и низким рельефом (***n***=0.1, 0.8 и 1), соответственно, сократились несколько глубины погруженных рифтов с ***n***=1.5 и 3. Сократилось время достижения астеносферой подошвы коры; при нахождении астеносферы в подошве коры меняется знак вертикальных движений, когда поверхность литосферы начинает погружаться, «не дождавшись» пострифтового этапа. Область промежуточного режима рифтогенеза с ***n***=1 уже не демонстрирует слабого погружения, а, напротив, сохраняет поднятие и положительный рельеф до начала пострифтового процесса. В рамках этого режима, а также соседнего с ***n***=1.5, только пострифтовое погружение приводит к существенному опусканию поверхности. Скорости пострифтового погружения при ***n***=1.5 либо существенно превышают скорости погружения конца рифтового этапа, либо прерывают начавшуюся в конце рифтинга инверсию погружения. Эти режимы наиболее ярко демонстрируют возможности пострифтового опускания «маскироваться» под рифтогенное ускоренное погружение в рамках анализа методом бэкстриппинга [Гончар, 2013]. Сравнение с природными рифтогенами показывает лучшее соответствие по тепловым потокам. В большинстве случаев они все-таки превышают модельные значения, но уже не так сильно — в 1.5 раза. Для Тирренского моря получено практическое соответствие расчетного и наблюденного среднего теплового потока (рис. 2.11, А).

Вертикальные движения, создаваемые пассивным рифтогенезом и последовательным сочетанием пассивного и активного рифтинга. Представленные выше модели активного рифтинга можно назвать серией параллельного (т. е. одновременного) соединения термального утонения литосферной мантии и независимого от него утонения коры при рифтогенезе. Полезно в контексте прикладных задач рассмотреть более простую и однозначную в плане механизмов схему, когда во времени сменяются два основных фактора — термальное утонение и общее однородное растяжение литосферы. Последняя модель пассивного рифтинга (модель МакКензи [Стифенсон и др., 1997]) весьма широко применяется в моделировании и палеотектонических реконструкциях осадочных бассейнов. Поэтому, вначале рассмотрим сценарии погружения при пассивном рифтогенезе, используя следующую градацию скорости утонения литосферы: $\dot{\varepsilon}$ =0.8, 1.5, 3 и $5\cdot10^{-15}$ сек$^{-1}$ и длительности рифтогенеза 15 млн лет. Как видно (рис. 2.12, А—В), однородное растяжение порождает только нисходящие вертикальные движения поверхности разной интенсивности, поэтому оно не применимо (с некоторыми оговорками) к анализу рифтогенов, связанных с поднятием литосферы. Во всех случаях скорость погружения поверхности уменьшается со временем, но для $\dot{\varepsilon}=0.8\cdot10^{-15}$ эти изменения мало заметны, так что можно говорить о примерно равномерном тектоническом погружении со скоростями 0.06—0.04 мм/год, независимо от исходной мощности литосферы. При переходе к пострифтовому этапу скорость погружения испытывает скачкообразное снижение во всех случаях, кроме варианта с максимальной скоростью утонения $\dot{\varepsilon}=5\cdot10^{-15}$ сек$^{-1}$, когда переход к пострифтовому погружению отмечен увеличенной скоростью. Это вызвано эффектом сильного замедления погружения при значительном утонении литосферы, когда ее мощность сокращается до 20 км и менее. Подходящим природным аналогом рифта с сильно растянутой литосферой оказывается Тирренский морской бассейн (рис. 2.12, А и Б), для которого получено хорошее соответствие литосферной колонки, теплового потока и возраста как для исходной литосферы мощностью 80 км ($\dot{\varepsilon}=3\cdot10^{-15}$ и $5\cdot10^{-15}$ сек$^{-1}$), так и 120 км ($\dot{\varepsilon}=5\cdot10^{-15}$ сек$^{-1}$). Сопоставление этого результата с моделью термального утонения литосферной мантии Тирренского бассейна (рис. 2.10, А) оказывается не в пользу термального механизма.

Ситуация с выбором модели рифтогенеза при палеотектоническом анализе осадочных бассейнов не так однозначна: «карты путает» вероятность проявления промежуточных форм, когда на первый план по скоростям выходит пострифтовое погружение (рис. 2.10 и 2.11). Промежуточные формы могут проявиться и в случае последовательной смены двух основных механизмов рифтогенеза — термального утонения и растяжения. Чтобы продемонстрировать это, на рис. 2.13 показаны модели, в которых происходит смена во времени фазы начального растяжения литосферы фазой термального подъема астеносферы (рис. 2.13, А), и, наоборот, начального термального подъема последующим растяжением (рис. 2.13, Б). Длительность фазы активного рифтинга составляет 10 млн лет при скорости эффективного утонения коры **u**=$0.1\cdot10^{-15}$ сек$^{-1}$, пассивного — 5 млн лет при скорости растяжения $\dot{\varepsilon}=3\cdot10^{-15}$ сек$^{-1}$. В результате получаем дискретный характер изменения скоростей погружения и ломаные траектории вертикальных движений при рифтогенезе. В первом случае быстрое погружение в начале рифтинга за счет растяжения литосферы прерывается инверсией и движением поверхности вверх вследствие «передачи управления» рифтогенезом активному мантийному меха-

низму. Если погружение сопровождалось компенсирующим осадконакоплением, это будет означать размыв; начало же пострифтового этапа ознаменуется новым накоплением чехла и его залеганием с большим стратиграфическим перерывом. При противоположном переходе активный рифтогенез стартует положительными вертикальнми движениями, смена его пассивным рифтингом приводит к быстрому погружению, которое в установленных рамках не успевает пересечь нулевую отметку, так что морское осадконакопление относится уже к пострифтовому этапу.

Син- и пострифтовое осадконакопление при различных режимах. Как преображается вертикальное движение, если на тектоническую составляющую (рис. 2.10—2.12) накладывается осадочный процесс? Как формируется осадочная колонка в рамках взаимодействия тектонического и седиментационного факторов погружения? Эти и другие вопросы являются ключевыми в тектонике осадочных бассейнов, с ними связана не только проблема формирования осадочных серий, но и обратная задача реконструкции тектонической составляющей погружения по наблюдаемой стратиграфической записи (бэкстриппинг [Стифенсон и др., 1997; van Wees et al., 2000 и др.]). Ответы, получаемые в рамках численного моделирования, будут варьировать в зависимости от принимаемых условий седиментации. Следуя максимально упрощающему допущению о полной осадочной компенсации погружения литосферы (поверхность осадочной колонки находится на нулевой отметке вертикальной шкалы — уровне моря), мы абстрагируемся от сложности и неоднозначности палеогеографических условий, тогда моделирование высветит взаимодействие тектонического и седиментационного факторов погружения, особенности получаемого разреза и его трактовки. Допуская отклонение поверхности осадконакопления от нулевой отметки получаем возможность моделировать фациальные изменения разреза по вертикали (переход от континентального к морскому осадконакоплению), что существенно сближает получаемые модельные осадочные разрезы с реальными, однако платить за такое сближение приходится значительным усложнением модельных построений.

Компенсирующее осадконакопление. Простейшая ситуация полной осадочной компенсации погружения фундамента ниже нулевой отметки (обстановка шельфа) показана на рис. 2.14, прототип в образе тектонического погружения — на рис. 2.10, В. Отметим принципиальные особенности формирования осадочной колонки и что следует иметь в виду при интерпретации реальных разрезов. Мелководное морское погружение в модели с ***n***=0.8 начинается в условиях развитого пострифтового процесса. Ему предшествовал рифтинг с низким (до 500 м) рельефом, который мог сопровождаться размывом и континентальным осадконакоплением. Скорости осадконакопления пострифтового этапа умеренные — от 1.1 до 0.06 мм/год; в результате к 25 млн лет остывания литосферы накапливается 1.9 км пострифтовых отложений. Если не был распознан предшествующий скрытый рифтинг (без существенного погружения и морского осадконакопления), то обнаруженная осадочная серия может быть ошибочно признана рифтогенной в рамках существующей в бэкстриппинге традиции соотнесения начальных фаз ускоренного погружения с растяжением литосферы [Стифенсон и др., 1997; Vargas et a., 2009]. При ***n***=1 осадконакопление стартует со второй половины рифтового этапа, причем скорость осадконакопления низкая: 0.04—0.06 мм/год. Начало пострифтового опускания знаменуется скачком скоростей до 0.19 мм/год и, соответственно, усилением прогибания. Здесь еще больше предпосылок ошибочного отнесения пострифтовой серии к синрифтовой со всеми вытекающми последствиями в плане полеотектонических реконструкций. Только индекс ***n***=1.5 обеспечивает погружение практически с самого начала рифтогенеза, в результате формируется синрифтовая серия с экспоненциально снижающейся скоростью осадконакопления от 0.3 до 0.03 мм/год. На нее ложится пострифтовая серия, стартующая с усилением скорости до 0.13 мм/год и последующим ее плавным снижением до 0.08 мм/год. В итоге 50 млн лет эволюции накапливается полная син-пострифтовая серия мощностью 6 км. Экспоненциальная кривая скорости осадконакопления при рифтогенезе также несет в себе подвох — значительное снижение скорости к концу рифтогенеза может считываться как атрибут пострифтового этапа.

Режим с предельным значением ***n***=3 приводит к проявлению наибольшей скорости осадконакопления при рифтогенном погружении, которая вначале превышает 1.0 мм/год, но быстро снижается и к 19 млн лет пересекает нулевую отметку. Происходит инверсия вертикального движения фундамента, его подъем и, соответственно, размыв чехла. До конца рифтового этапа оказывается размытыми порядка 700 м верхних синрифтовых осадков. На размытой поверхности рифтовой серии начинают откладываться с большим стратиграфическим перерывом осадки пострифтового этапа (скорость порядка 0.1 мм/год). Общая мощность рифт-пострифтовой серии после 50 млн лет эволюции достигает почти 10 км, из них — около 7.5 км рифтовых. При этом величина хиатуса в итоге составляет около 13 млн лет. В этом случае также есть большой риск принять за этап рифтогенеза пострифтовую серию, тем более залегающую на размытой поверхности.

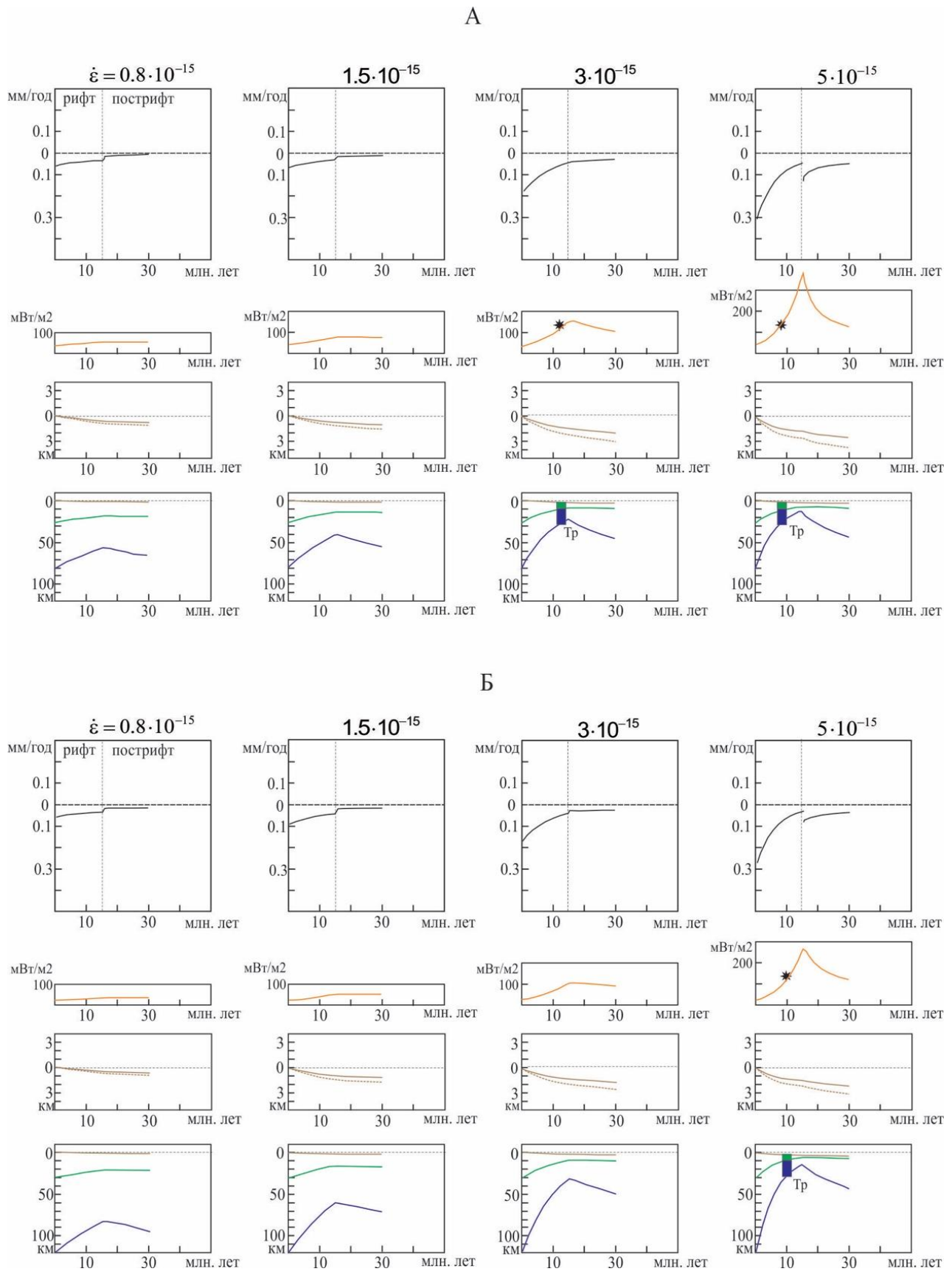


Рис. 2.12, А, Б. Результаты расчета литосферы на этапах пассивного рифтогенеза (равномерное растяжение) и пострифтового остывания для исходной литосферы мощностью 80 км (А), 120 (Б) и 180 (В) км. Каждая модель характеризуется фиксированными значениями скорости растяжения литосферы $\dot{\varepsilon}$.

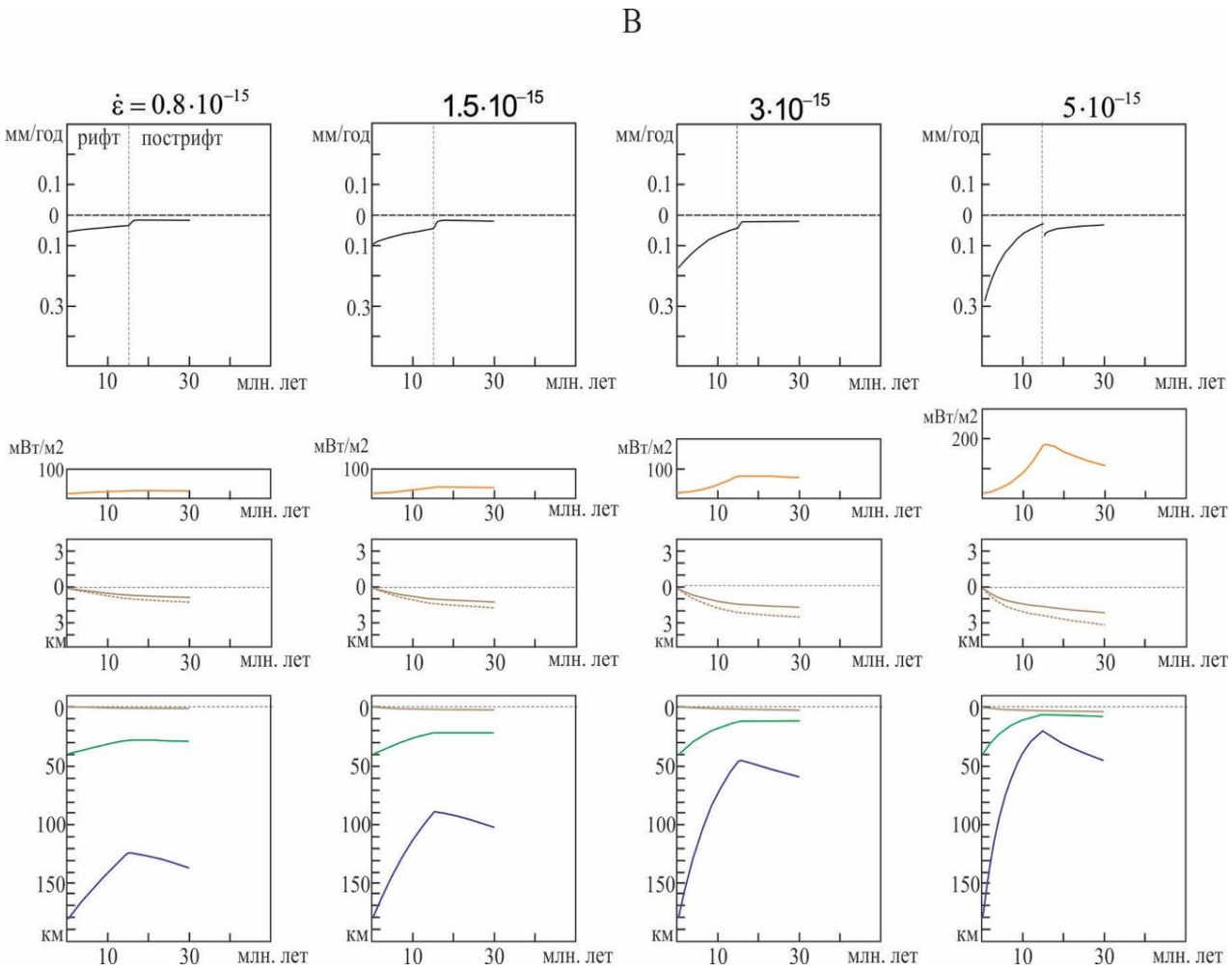


Рис. 2.12, В. Результаты расчета литосферы на этапах пассивного рифтогенеза (равномерное растяжение) и пострифтового остывания для исходной литосферы мощностью 80 км (А), 120 (Б) и 180 (В) км. Каждая модель характеризуется фиксированными значениями скорости растяжения литосферы $\dot{\varepsilon}$.

«Свободное» осадконакопление и фациальная неоднородность колонки. Под «свободным» осадконакоплением будем понимать невыполнение условия седиментационной компенсации тектонического погружения, реализующееся в формах выраженного морского и континентального осадконакопления. Фактор тектоники в этом случае может влиять на скорость седиментации опосредованно.

Ситуация некомпенсированного осадками морского погружения проявлена в бассейнах мира весьма широко, особенно это выражено для субокеанических впадин, длительно развивающихся в глубоководном состоянии в условиях пострифтового термального опускания литосферы. В разрезе осадочного бассейна «свободное» осадконакопление проявляется в изменении фаций глубинности по вертикали, когда формируются трансгрессивные и регрессивные серии, тогда как строгим индикатором седиментационной компенсации является противоположное — фациальная однородность колонки [Хаин, 1964]. Пострифтовое погружение субокеанических впадин в долговременной перспективе проявляется морской регрессивной серией, приводящей к обмелению бассейна. Фациальное сопровождение рифтогенеза потенциально более разнообразно, хотя в качестве наиболее типичной для него следует рассматривать трансгрессивную серию, наиболее выразительную в случае перехода от континентального к морскому осадконакоплению. В рамках предпринятого обобщенного моделирования, приняв среднюю скорость осадконакопления 0.14 мм/год (характеризующую субокеанические впадины [Гончар, 2011]), получим потенциальные фациальные схемы син-пострифтового осадконакопления (рис. 2.15). В случае рифтогенеза промежуточного типа (***n***=1) с нормальной теплопроводностью мантии с самого начала формируется регрессивная континентальная серия, при возрастании индекса до 1.5 происходит качественный скачок и осадконакопление с начала рифтогенеза развивается по трансгрессивному типу, имея характер мелководноморского (рис. 2.15, А); максимум глубины моря (400 м) в этом случае достигается к 15 млн лет, после чего происходит седиментационная инверсия и начинается постепенное обмеление бассейна. При двукратном увеличении ***n*** осадочная

некомпенсированность погружения ярко выражена: к 3 млн лет рифтогенеза глубина моря достигает 1 км, к 14 млн глубоководность превышает 2 км, что соответствует средним глубинам в депоцентрах современных субокеанических бассейнов [Гончар, 2011]. Далее начинается повышение уровня седиментации, скорость которого существенно замедляется на рубеже пострифтового перехода. Применение эффективного коэффициента теплопроводности приводит к увеличению роли континентального регрессивного осадконакопления при более высоких индексах, глубины морского погружения уменьшаются, но качественно картина не меняется (рис. 2.15, Б). Важно отметить, что моделям континентального осадконакопления, несмотря на погружение фундамента, соответствуют *восходящие тектонические* движения кровли литосферы (см. рис. 2.10, Б и 2.11, Б).

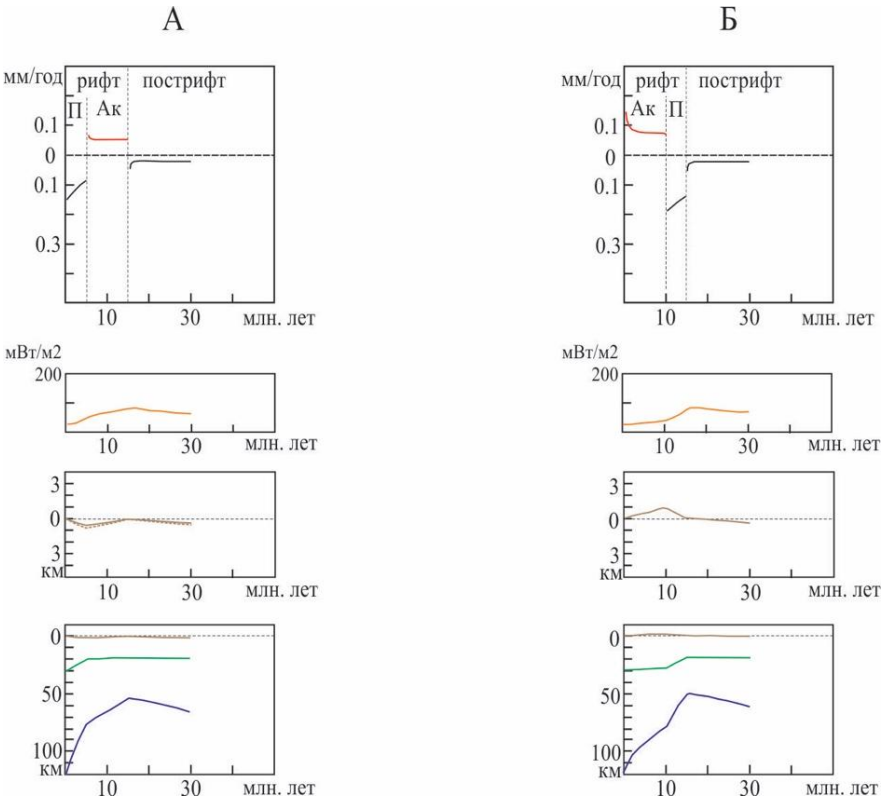


Рис. 2.13. Модели рифтогенеза с фазами попеременного действия пассивного (П) и активного (Ак) механизмов. Значения скоростей утонения коры и растяжения литосферы фиксированы: **u**=0.1·10^{-15} сек$^{-1}$ и $\dot{\varepsilon}$ =3·10^{-15} сек$^{-1}$.

Характерным для рассмотренных примеров син-пострифтового осадконакопления является невозможность (в рамках заданных условий) получить трансгрессивную серию с переходом от континентального к морскому осадконакоплению. Напротив, только морское трансгрессивное осадконакопление возможно в случае пассивной модели рифтогенеза (рис. 2.15, В), границей которому служит пострифтовый переход при малых и умеренных значениях скорости растяжения литосферы ($\dot{\varepsilon} < 3 \cdot 10^{-15}$ сек$^{-1}$), при больших — трансгрессивная глубоководная серия затягивается в область пострифтового этапа. Только низкая скорость растяжения обеспечивает выход к 35 млн лет на континентальные условия седиментации. Таким образом, модели с единственным действующим механизмом утонения литосферной мантии: активным (рис. 2.15, А и Б) или пассивным (рис. 2.15, В), предсказывают монотонное в отношении фаций глубинности осадконакопление и, что принципиально, не предполагают континентальный-морской фациальный переход в трансгрессивном осадконакоплении рифтового этапа. Чтобы воспроизвести его воспользуемся схемой последовательного соединения активного и пассивного механизмов рифтогенеза по примеру модели рис. 2.13, Б.

Если допустить (рис. 2.15, Г), что первые 10 млн лет рифтогенеза определялись утонением коры со скоростью ***u***=0.8·10^{-15} сек$^{-1}$ при термальном утонении мантийной части литосферы, а последующие 10 млн лет — общим растяжением литосферы с $\dot{\varepsilon}$ =3·10^{-15} сек$^{-1}$, то получим начальное синрифтовое континентальное осадконакопление в течение 14 млн лет, которое является первоначально регрессивным (идет с повышением гипсометрии кровли осадочной колонны), а затем, — с началом фазы пассивного рифтинга, — трансгрессивным, переходящим в морские фации син- и пострифтового этапов.

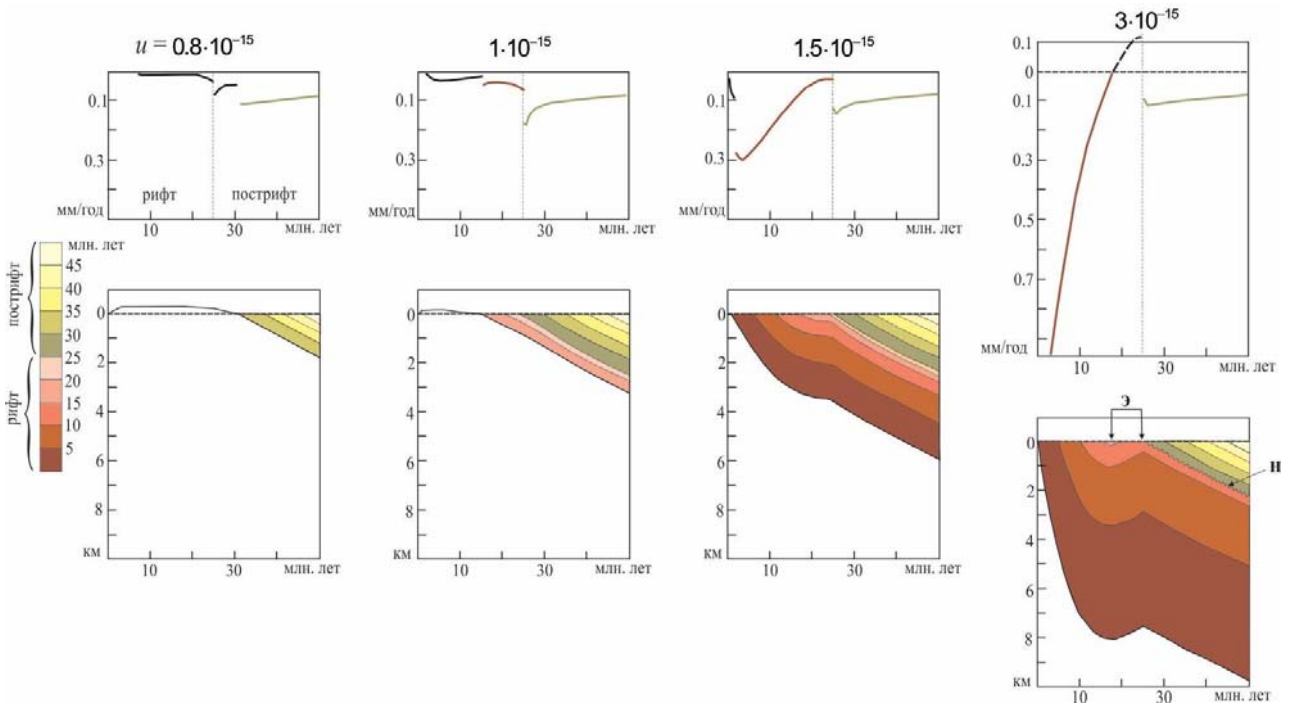


Рис. 2.14. Модели компенсированного осадконакопления на син- и пострифтовом этапах для активного рифтинга. Вверху — скорости осадконакопления: **э** — эрозия в конце рифтового этапа; **н** — поверхность стратиграфического несогласия (размыв) в основании пострифтовой серии.

Приведенные примеры указывают на необходимость уделять больше внимания фациальным особенностям осадочных разрезов в контексте глубинности накопления, не только для более точного определения величин тектонического погружения (поднятия), но и для выводов о действовавших механизмах рифтогенеза. В этой связи, в рамках бэкстриппинга появляется необходимость отдельной отработки данных о мощности континентальных осадков с учетом положительной гипсометрии их кровли, отложению которых могут соответствовать восходящие тектонические движения.

Обсуждение. *Манифестация «скрытого» рифтинга.* Обобщение и анализ режимов континентального рифтогенеза по признаку вертикальных движений были выполнены на основе представлений о совместном действии термального утонения литосферной мантии [Зорин, Лепина, 1984; Moreschal, Gliko, 1991] (активной составляющей рифтинга) и формально независимого мультифакторного утонения коры. Последнее подразумевает суммарный эффект пассивного утонения коры за счет внешних сил, метаморфогенно-магматического замещения на границе с мантией, и др. [Ziegler, Cloetingh, 2006]. Такой упрощающий подход позволил, абстрагируясь от конкретики механизмов рифтогенеза (во многом проблемных), сосредоточить внимание на потенциальном разнообразии режимов деформирования литосферы и их диагностических параметрах.

Разнообразие в формах проявления рифтогенеза на поверхности создается варьированием скорости утонения коры, при этом установлен достаточно узкий диапазон индекса этой скорости ***n***, управляющего формой рифтогенеза — от 0.1 до 3 в выражении $\boldsymbol{u}=\boldsymbol{n}\cdot10^{-15}$ сек$^{-1}$. Обозначенные крайними значениями ***n*** 0.1 и 3 границы соответствуют известным крайним формам континентального рифтогенеза: сводового рифта с большим положительным рельефом (тектонотип современной Восточно-Африканской рифтовой системы) и глубоководной субокеанической впадины (тектонотип Тирренского морского бассейна). В первом случае весьма слабое утонение коры способствует тому, что астеносфера за 25 млн лет рифтогенеза успевает достичь подошвы коры, в последнем — ускоренное утонение коры препятствует этому.

Занимающие в систематике граничные положения рифтовые системы с ярким, экстремальным поверхностным выражением, стали эталонами в понимании и определении континентального рифтогенеза [Континентальные рифты, 1981; Казьмин, 1990]. Так как нет формального запрета на колебания скорости утонения коры во всем исследованном диапазоне, следует ожидать, что наряду с «истинными» рифтами существуют промежуточные формы рифтогенеза с ***n***=0.8—1.5, чье поверхностное выражение в разной степени нивелировано в соответствии с моделями (рис. 2.10, 2.11) и которые можно назвать «скрытыми» или квазирифтами. Критериями их выделения для современной Земли являются: высокое положение границы раздела литосфера/астеносфера, слабо выраженный положительный рельеф или незначительное погружение, умеренно утоненная кора. К структурам по-

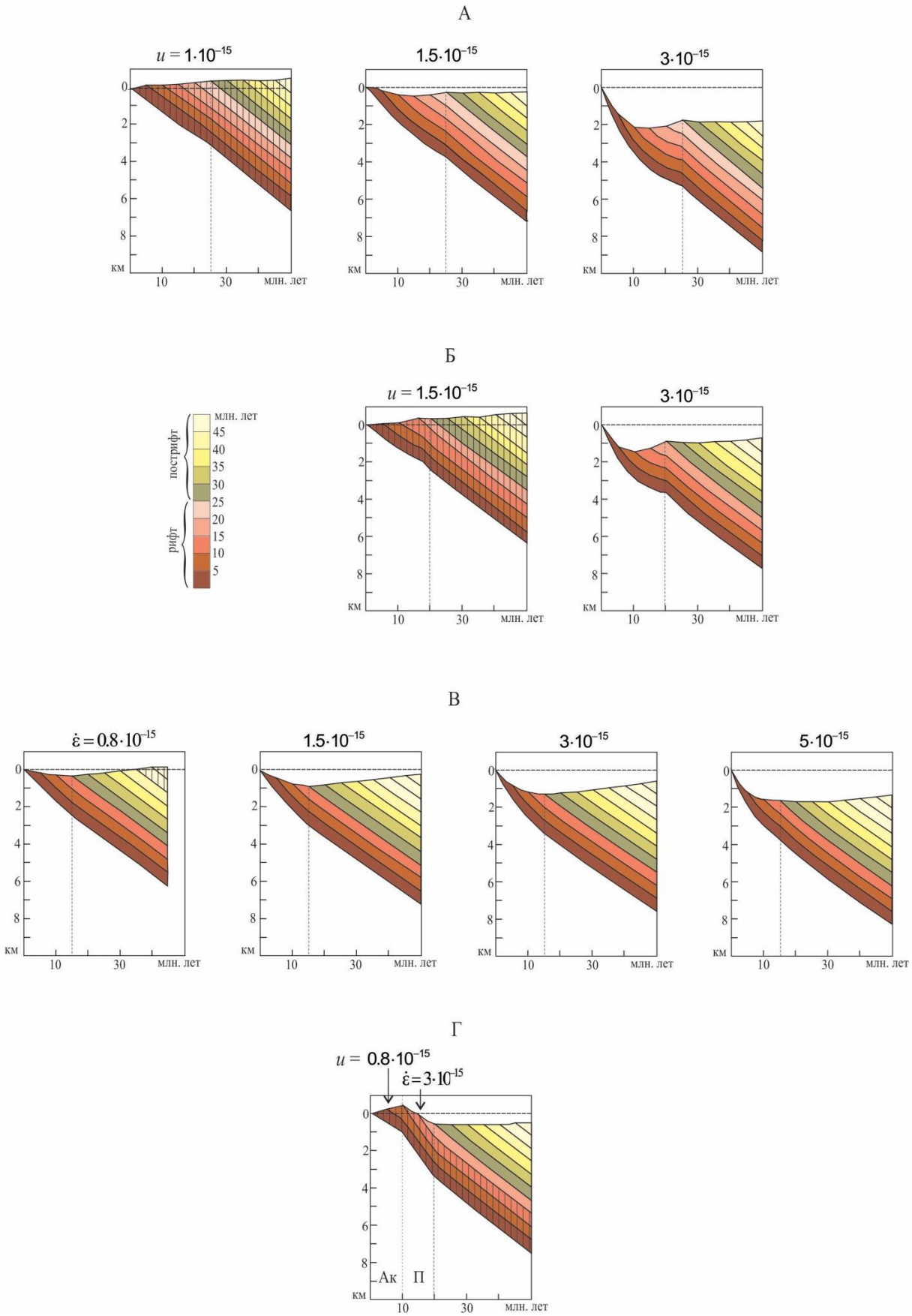


Рис. 2.15. Модели «свободного» осадконакопления на син- и пострифтовом этапах, дающие изменение уровня седиментации (фаций глубинности). А — Б — активный рифтогенез с нормальным и эффективным коэффициентами теплопроводности; заштрихованы континентальные осадки. В — пассивный рифтогенез. Г — схема последовательных фаз активного (Ак) и пассивного (П) рифтинга, воспроизводящая трансгрессивный переход от континентального к морскому осадконакоплению.

добного типа можно отнести Паннонскую впадину, кровля астеносферы под которой распределена на уровне 60 км, кора утонена до 25 км, чехол местами уменьшается до нуля при том, что отметки рельефа составляют первые сотни м [Молодые платформы…, 1994; Yegorova, Starostenko, 2002]. В рамках предлагаемой классификации литосфера Паннонской впадины хорошо вписывается в обстановку рифтогенеза с умеренным утонением коры (в диапазоне индексов ***n***=1—1.5, рис. 2.10, 2.11) и возрастом рифтогенеза около 10 млн лет, что согласуется с данными о времени начала последней активизации [Артюшков, 1993]. Структура рельефа фундамента Паннонской депрессии сложная, в ней присутствуют отдельные относительно глубокие депрессии до 5 км, связанные с локализацией деформации растяжения типа «pull-apart» в обстановке сдвиговой тектоники, что можно интерпретировать как пространственные вариации режимов рифтогенеза второго порядка.

В отношении современных примеров «скрытого» рифтинга интерес представляет упоминавшаяся выше область Нижнего Рейна, расположенная, как и Паннонская впадина, в пределах эпипалейзойской Западно-Европейской плиты. На карте глубин залегания подошвы термальной литосферы [Artemieva, 2006] к северо-западу от Паннонской изометричной аномалии залегает в общем равноразмерная ей аномалия, в пределах которой подошва литосферы определяется в интервале глубин 50—100 км, а по данным магнитотеллурического зондирования [Молодые платформы…, 1994] — на уровне 60 км. Морфологически это — прибрежная равнина Северного моря, рельеф которой никак не соотносится с классическим рифтогенным. Тем не менее, признаки активного тектогенеза в пределах этой области есть: это разломы Нижнерейнской бухты и Рурского грабена, активные с плиоценового времени [Иллиэс, 1981; Циглер, 1981]. По классификации Нижнерейнский выступ кровли астеносферы хорошо подходит к категории рифтогена с ***n***=1, слабая выраженность которого может быть отнесена также на счет его молодости (4—6 млн лет).

Из древних рифтогенов в качестве образца трансформаций поверхностного выражения процесса от явного до скрытого рифтинга, можно рассматривать позднедевонский Днепровско-Припятский рифт, магмоконтролирующие и разломные структуры которого, согласно [Гордиенко, Усенко, 2002], должны прослеживаться далеко на запад от Припятского прогиба (собственно рифта). С юго-востока на северо-запад уменьшается степень утонения коры под палеорифтом [Чекунов и др., 1991], что, в рамках модели, должно означать переход от синрифтовой впадины к сводовому рифту, хотя количественные оценки здесь делать пока рано. По-видимому, многие из позднепермских-раннетриасовых бассейнов Евразии, а в палеотектоническом ракурсе — Пангеи, — также заслуживают внимания как выражение глобальной пострифтовой манифестации «скрытого» рифтинга — рифтов без сводовых поднятий по [Казьмин, 1990]. Синхронно колоссальным раннетриасовым рифтогенным процессам в Западной Сибири и на Сибирской платформе, в пределах Восточно-Европейской платформы на рубеже перми и триаса произошла активизация, которая выразилась перерывом и угловым несогласием, разделившим регрессивную верхнепермскую и трансгрессивную раннетриасовую серии [Муравьев, 1977]. Другой пример — верхоянская миогеосинклинальная серия, пермско-триасовые отложения которой позиционируются как ординарный член формационного ряда позднепалеозойско-мезозойской пассивной окраины Сибири [Парфенов, 1984; Зоненшайн и др., 1990]. Однако известны примеры близповерхностной манифестации рифтогенеза в виде покровов основных эффузивов и стратиграфических перерывов в основании раннего триаса Верхоянья [Структура и эволюция…, 1985]. Подтвердить влияние предтриасового рифтогенного события позволил анализ скоростей осадконакопления в отложениях верхоянской серии [Гончар, 2013б], обнаруживший рифтогенез посредством специфического пострифтового погружения. Проблема позднепермских тектонических активизаций (в контексте тектоники Пангеи) актуальна также для пермско-триасового осадконакопления в Западной Европе [Циглер, 1981], ее мы рассмотрим ниже.

Вполне естественным является допущение, что определяемые режимы рифтинга могут быть непостоянными во времени, что должно быть связано с изменчивостью, полигенностью лежащих в основе механизмов. Тогда в истории одного конкретного рифта будет происходить смена режимов рифтогенеза. Пример подобного поведения обнаруживается в развитии Байкальского рифта [Артюшков и др., 1990], для которого в среднем миоцене выделяется ранняя стадия, когда постепенно закладывались элементы будущей структуры Южно-Байкальской котловины в виде обширных мелководных озерных бассейнов и пологого поднятия хр. Хамар-Дабан. Финальный этап этой стадии завершился общей амплитудой прогибания от 1 до 3 км [Артюшков и др., 1990]. Раннюю стадию Байкальского рифта можно соотнести с этапом выделяемого нами «скрытого» рифтинга, когда на фоне протекающего мантийного апвеллинга величины эффективного утонения коры были достаточно малы, чтобы препятствовать значительному погружению и дифференциации вертикальных движений. Последующую активизацию Байкальского рифта в плиоцене можно связывать с подключением дополнительных факторов, способствовавших усилению растяжения коры и соответствующему погружению впадины, среди которых могут быть названы напряжения, обусловленные влиянием индостанской коллизии.

Проблемы бэкстриппинга и пример реконструкции развития осадочного бассейна в формате расширенного прямого моделирования. Вооружившись результатами обобщающего моделирования вертикальных движений литосферы на син- и пострифтовом этапах и признав существование промежуточных форм рифтогенеза, можно обратиться к анализу проблем палеотектонической реконструкции осадочных бассейнов на основе стратиграфической записи погружения (бэкстриппинга). Использующие его исследователи в основном опираются на представления об однородном и неоднородном (двухслойном) растяжении литосферы [Arche, Lopez-Gomez, 1996; Van Wees et al., 2000; Vargas et al., 2009; Baur et al., 2010 и др.], и компенсирующем его осадконакоплении. При этом, палеогеографические особенности (континентальное или морское осадконакопление), как правило, не учитываются, также как не раскрывается значение стратиграфических несогласий. Отметим, что сам факт размыва и перерыва в осадконакоплении в потенциале грозит неверным определением мощностей и стратиграфических интервалов на границе стратиграфического несогласия, что усиливает погрешность выводов бэкстриппинга. Это и другие (гипсометрическая поправка) пренебрежения точностью при анализе стратиграфической записи оправданы для соответствующего масштабного уровня исследований при неизменных фациях глубины: по времени — больше стратиграфического века (нескольких млн лет) [Хаин, 1964], по мощности — более нескольких сотен м [Белоусов, 1976]. Ясно, что во многих случаях малых мощностей и дробности стратиграфического подразделения эти критерии не выдерживаются.

На выходе бэкстриппинга оказывается кривая тектонического погружения, отражающая, как полагают, влияние на развитие бассейна эндогенных факторов в чистом виде. Наиболее распространенный подход связан с непосредственным подбором кривой (прямое моделирование). Идея его проста: крутые участки, отражающие усиление погружения, относятся на счет растяжения литосферы, пологие трактуются как проявления пострифтового остывания (см., например [Arche, Lopez-Gomez, 1996; Стифенсон и др., 1997; Van Wees et al., 2000; Vargas et al., 2009; Baur et al., 2010 и др.]). Однако исследование границы перехода от рифтогенеза к пострифтовому погружению с использованием теоретических кривых пострифтового осадконакопления показало [Гончар, 2013], что в ряде случаев можно говорить о том, что погружение в начале пострифтового этапа было сильнее, чем в ходе предшествующего рифтогенеза. Этот вывод лежит полностью в русле прогноза, который дают полученные модели: переход через рифт/пострифтовую границу в большинстве случаев знаменуется скачкообразным усилением скорости (рис. 2.10—2.13). Так что, не всегда ускорение погружения отражает усиление растяжения литосферы, следовательно, выводы о величинах растяжения и этапах рифтогенеза в рамках бэкстриппинга могут оказаться ошибочными. Аналогичное заключение содержится в работе [Van Wees et al., 2000], в которой взамен традиционных моделей растяжения литосферы, погружение в поздней перми СЗ Европы предлагается связывать с пострифтовой термальной релаксацией.

Указанные недостатки являются следствием чрезмерного упрощения тектоно-седиментационной модели. Чтобы преодолеть их, следует отказаться от принципа компенсирующего осадконакопления, также в спектр моделируемых бассейновых процессов в явном виде следует ввести неопределенность, связанную со стратиграфическими несогласиями. Все это автоматически выводит моделирование на более высокий уровень и приводит к усложнению представления о тектоническом процессе. К появлению новых неопределенностей следует относиться как к неизбежной плате за увеличение объективности в палеотектоническом исследовании. Преодоление возникающих сложностей следует искать на пути построения все более всеобъемлющих моделей, опирающихся на разносторонние данные палеогеологических исследований. Отказ от упрощающих допущений делает практически невозможным применение столь популярной в бэкстриппинге обратной задачи, когда восстанавливается (с заданной точностью!) кривая тектонического погружения. Методические аспекты нового подхода рассмотрим на одном примере пермско-триасового осадконакопления Западной Европы.

Реконструкция погружения бассейна Эбро в Иберии на основе расширенного прямого моделирования. В пределах современной юго-западной окраины Западной Европы, вдоль Средиземноморского побережья, выявляются реликты пермско — триасовых осадочных бассейнов, выполненных преимущественно терригенными континентальными отложениями, с переходом в среднем триасе к мелководноморским карбонатным осадкам [Bourquin et al., 2007]. Суммарная их мощность невелика — до 1.5—2 км наблюдаются в Иберии (СВ Испания) [Arche, Lopez-Gomez, 1996; Vargas et al., 2009], — при этом на разрезах фиксируются как минимум двукратные размывы [Bourquin et al., 2007]. Происхождение этих бассейнов проблематично с геодинамической точки зрения, так как последний период тектоно-магматической активизации в регионе, с которой можно очевидным образом связать рифтогенез, завершился за 20 млн лет до того в ранней перми (примерно 285 млн лет) [Циглер, 1981; Van Wees et al., 2000].

Было выполнено моделирование погружения и формирования осадочной колонки впадины Эбро (рис. 2.16, А), расположенной на северо-западе Иберийского бассейна [Arche, Lopez-Gomez,

1996; Vargas et al., 2009; Lopez-Gomez et al., 2010]. Стратегия моделирования строилась на допущении нескольких этапов активного рифтогенеза, для которых также допускалось внутреннее разделение на фазы, характеризующиеся разными режимами; последние определялись вариацией параметра утонения коры ***n***. Исходя из разреза и общей известной ситуации в Европе в перми и триасе [Циглер, 1981] можно предполагать наличие минимум двух раздельных проявлений рифтогенеза: в позднем карбоне — ранней перми и в поздней перми. Первый приурочен к региональной тектонической активизации, когда обширно проявились вулканические процессы в обстановке диффузного сдвигового тектогенеза [Циглер, 1981; McCann et al., 2006]; в разрезе исследуемого бассейна ему отвечает базальный слой кислых вулканитов мощностью до 100 м (рис. 2.16, А, I). Длительность первого рифтогенного события принята равной 15 млн лет в интервале 300—285 млн лет, причем накопление эффузивной толщи соотносится с последними 5 млн лет рифтогенеза. Вулканиты перекрываются обломочной серией, накопление которой соотнесено с пострифтовым процессом. Второе проявление рифтогенеза отнесено к концу перми (260—245 млн лет), его начало связывается с размывом пострифтовой толщи — первым стратиграфическим несогласием пермской части разреза. Для первого этапа рифтогенеза выбран постоянный индекс утонения коры ***n***=0.4 (рис. 2.16, Б); второй этап характеризуется варьированием коэффициента (т.е. режимов рифтогенеза) в порядке трех фаз с ***n***=0.6, 0.7 и 0.4 и длительностью 3, 7 и 5 млн лет соответственно.

Выбранные параметры в целом обеспечивают (при заданных скоростях седиментации) континентальные условия осадконакопления в течение перми, раннего и большей части среднего триаса, что отвечает литофациальным особенностям разреза и палеогеографии региона [Bourquin et al., 2007]. Индекс утонения коры ***n***=0.6 в начале второго этапа пермского рифтогенеза приводит к подъему фундамента и размыву, увеличение индекса утонения коры внутри второго этапа до 0.7 приводит к погружению фундамента и накоплению синрифтовой толщи конгломератов и сменяющих их алевролитов (рис. 2.16, А). Последняя фаза с ***n***=0.4 обеспечивает новый подъем и эрозию, которая сменяется в разрезе уже пострифтовой серией раннего триаса. В обоих случаях рифтогенез протекает на фоне термального подъема подошвы литосферы исходной мощностью 120 км (рис. 2.16, Б). К концу первого этапа кровля астеносферы поднимается до уровня 55 км, в конце перми она оказывается на уровне 32 км, остаточная мощность литосферной мантии составляет при этом порядка 10 км. То есть, моделирование дает достаточно продвинутый уровень рифтогенного преобразования тектоносферы к концу перми, при том, что вулканических проявлений в регионе в это время не зафиксировано, за исключением грабена Осло [Циглер, 1981].

Полученную величину утонения литосферы в модели можно проверить независимо с помощью методики анализа скоростей пострифтового осадконакопления [Гончар, 2013]. Сопоставление скоростей триасовой части разреза с теоретическими кривыми скоростей шельфового осадконакопления (рис. 2.16, В) показывает их следование в диапазоне траекторий k=5÷7 (пространственного коэффициента остывания [Гончар, 2011]). Оценив коэффициент утонения литосферы по формуле $\beta=8.5/(8.5-k)$ [Гончар, 2013] с k=6, получаем β=3.4, что при исходной мощности 120 км даст конечную мощность утоненной литосферы 36 км, что практически совпадает с полученной в нашей модели. Этот результат также косвенно свидетельствует в пользу пострифтовой природы триасовых отложений.

Таким образом, получена модель, объясняющая происхождение пермско-триасовой осадочной колонки Иберии, в которой, в отличие от предшествующих построений [Arche, Lopez-Gomez, 1996; Vargas et al., 2009; Lopez-Gomez et al., 2010], воспроизводятся палеогеографические особенности осадконакопления: континентальное в перми и раннем триасе с переходом в морское в конце среднего триаса, а также раскрывается неопределенность стратиграфических несогласий поздней перми. Все эти новые аспекты истории осадконакопления и погружения следуют из принятых в модели глубинных механизмов, положений о количестве, длительности, термике и динамике рифтовых и пострифтовых этапов. Остается сравнить выводы о тектоническом погружении, полученные здесь, с аналогичными выводами, сделанными в рамках бэкстриппинга (рис. 2.17). Первые две кривые отражают непосредственный подбор прямым моделированием кривых тектонического погружения, полученных по стандартной методике для пермско-триасовых бассейнов Иберии [Vargas et al., 2009]и СЗ Франции [van Wees et al., 2000]. В первом случае, «не мудрствуя лукаво», авторы традиционно отнесли крутые участки кривой погружения к рифтовым событиям (RI—RIV), более пологие — к пострифтовым; стратиграфические отрезки, осложненные размывом, обозначены как неопределенные в плане механизма тектогенеза. В уже упоминавшейся работе [van Wees et al., 2000], посвященной анализу погружения Южнопермского бассейна СЗ Европы, приняв во внимание отсутствие прямых геологических доказательств существенного растяжения коры, более значимую роль в создании потенциала погружения отнесли к рифтогенному событию в ранней перми [Циглер, 1981; McCann et al., 2006]. Было предложена модель с активным термальным утонением литосферной мантии в ранней перми (RI), последующим пострифтовым погружением в средней перми и дополнительным растяжением литосферы в поздней перми — раннем триасе (RII) [van Wees et al., 2000] (рис. 2.17, Б).

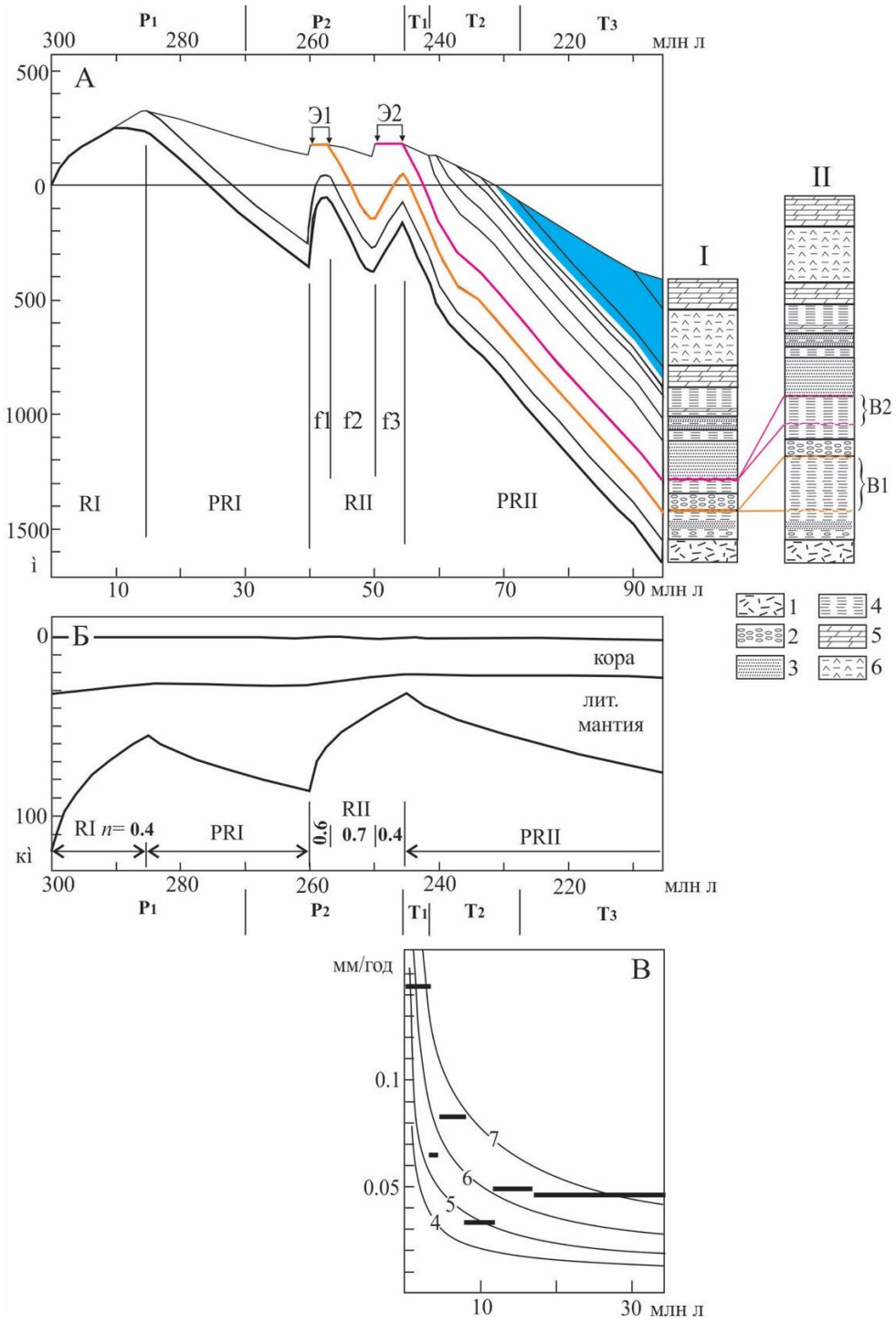


Рис. 2.16. Пример расширенного прямого моделирования погружения осадочного бассейна Эбро (Иберия). А — модель вертикальных движений фундамента и осадконакопления; RI,RII — этапы активного рифтогенеза, PRI,PRII — пострифтового погружения, f1,f2,f3 — фазы рифтинга; Э1, Э2 — эрозионные события; тонирована морская часть модельного разреза. I — наблюденный осадочный разрез СЗ части впадины Эбро (по [Vargas et al., 2009]), II — то-же, но с восстановленными эродированными отложениями (B1, B2); 1 — вулканиты, 2 — конгломераты, 3 — песчаники, 4 — глины, 5 — доломиты, 6 — эвапориты. Б — смещение границ литосферы в модели; для этапов рифтогенеза показаны принятые величины индекса утонения коры **n**. В — диаграмма скоростей осадконакопления для триасовой части моделируемого разреза; оцифрованные кривые — теоретическая скорость компенсированного осадконакопления в условиях пострифтового остывания литосферы [Гончар, 2013].

В этой модели предсказывается начальное син- и пострифтовое положение кривой тектонического движения (RI и частично PRI) выше нулевой отметки, то есть — континентальные условия, что сближает ее с предлагаемым подходом. Правда, авторы заложили в модель допущение о значительной задержке начала осадконакопления, старт которого наступил в конце перми — начале триаса вместе с морской трансгрессией после 20 млн лет седиментационного «молчания», что представля-

ется маловероятным. Недостатками, также, являются игнорирование размывов в поздней перми и не учёт варьирования фациальных условий накопления в поздней перми — триасе. Кривая тектонических движений, отвечающая предлагаемой методике расширенного прямого моделирования (рис. 2.17, В), предсказывает более сложный характер рифтогенеза, обусловленный двумя этапами активного рифтинга RI и RII, когда для второго (позднепермского) предусматривается варьирование режима в виде трех фаз с различными индексами утонения коры (см. рис. 2.16). Активный рифтогенез, при соответствующем умеренном утонении коры, обеспечивает длительное положение тектонической кривой выше нулевой отметки рельефа (континентальные условия), а фазы рифтинга — чередование размыва и осадконакопления.

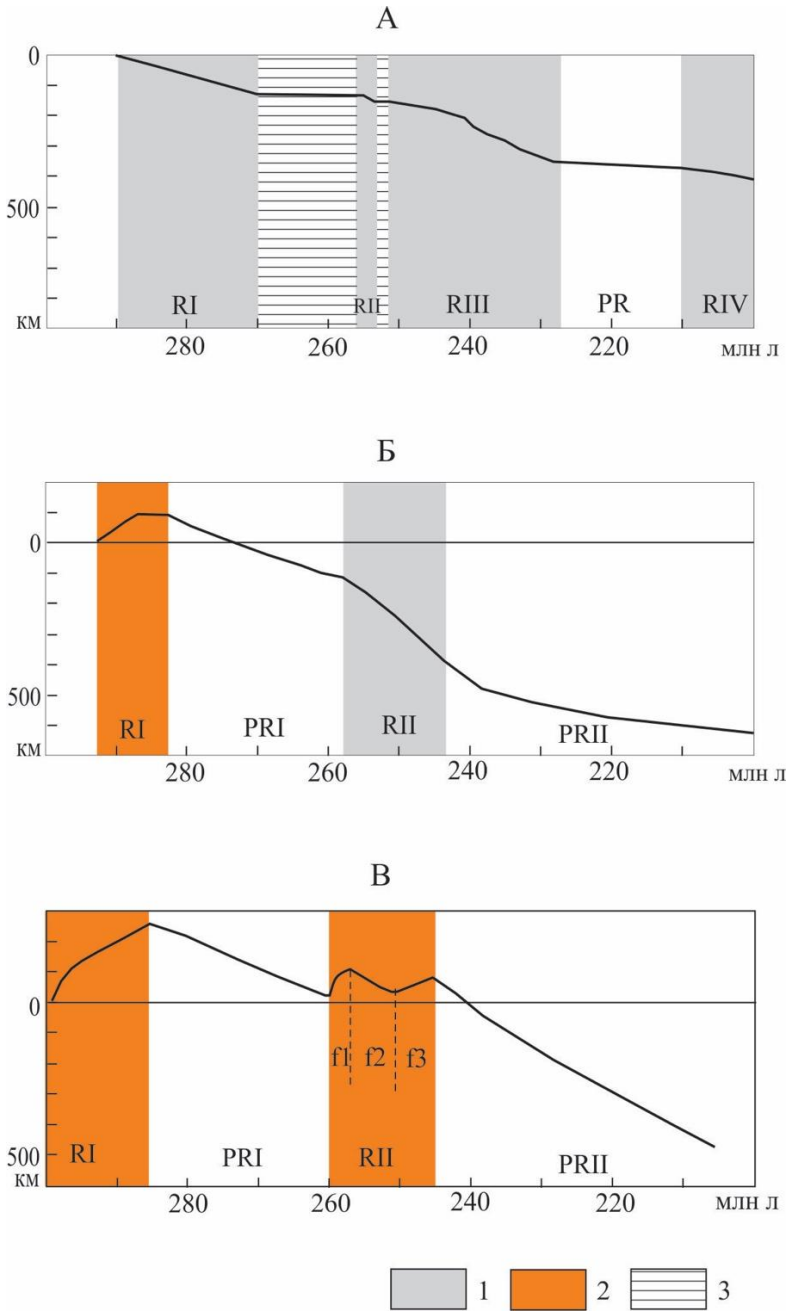


Рис. 2.17. Сравнение кривых тектонического погружения для пермско-триасовых бассейнов Западной Европы. А — участка Молина де Арагон в Иберии [Vargas et al., 2009]; Б — скважины в пределах Южнопермского бассейна СЗ Европы [van Wees et al., 2000]; В — впадины Эбро в настоящей работе. 1— 2 — этапы пассивного и активного рифтогенеза, соответственно, 3 — периоды тектонически неопределенного развития бассейна в связи с размывом отложений [Vargas et al., 2009].

Заключение. Для того чтобы лучше представить многообразие форм поверхностного выражения континентального рифтогенеза было выполнено 1-мерное численное моделирование термального подъема подошвы литосферы (активный рифтинг) и сопряженного с ним, формально неза-

висимого утонения коры. В этом ракурсе были рассмотрены эволюционные кривые скоростей вертикальных тектонических движений кровли, теплового потока, перемещений раздела кора/мантия и подошвы литосферы. В зависимости от введенного эффективного параметра — индекса скорости утонения коры ***n***=0.1÷3, — выделяется спектр поверхностного выражения рифтинга: от сводового через промежуточные формы (***n***=0.8÷1.5) к глубоководным субокеаническим впадинам. Наиболее примечательны промежуточные типы, в отношении которых можно говорить о скрытом рифтинге, протекающем без существенных поднятий или погружений. В их случае пик погружения литосферы и образование осадочного бассейна может переноситься на пострифтовый этап.

В связи с проблематикой палеотектонических реконструкций на основе анализа стратиграфической записи погружения апробирован расширенный вариант прямого моделирования осадочного бассейна, базирующийся на принципе «свободного» осадконакопления (отказ от фиксации поверхности седиментации), как следствие — учете фациальных особенностей разреза по вертикали (разделение континентальных и морских серий), моделировании размывов и перерывов. Использование указанных особенностей осадконакопления существенно влияет (по принципу обратной связи) на выбор модели — количество, длительность, динамику проявлений этапов рифтогенеза, длительность разделяющих их периодов пострифтового погружения. Так, континентальные условия осадконакопления предполагают режим активного рифтогенеза с положительными вертикальными тектоническими движениями; причину внутриформационного размыва логично искать в изменении режима рифтинга и т. д. Предлагаемый подход можно рассматривать как альтернативу практикуемому в бэкстриппинге методу обратного моделирования тектонической составляющей погружения.

2.1.5. Адвекционно-полиморфная гипотеза глубинных процессов в тектоносфере

В 1975 году в книге **«**Тепловые аномалии геосинклиналей» [Гордиенко, 1975] для этого типа эндогенного режима была рассмотрена гипотеза глубинного процесса в коре и верхней мантии. Она включала представления о связи тектоники и магматизма с адвекцией в мантии [Белоусов, 1972] и полиморфными преобразованиями пород [Гогель, 1965, Субботин и др., 1968 и др.]. В тот период и годы спустя считалось, что не следует разрабатывать подробную схему тепломассопереноса в тектоносфере, так как для ее обоснования накоплен еще недостаточный эмпирический материал на континентах, тем более — на океанах [Белоусов, 1991 и др.]. Действительно, разработка гипотезы продвигалась медленно, но недостаток информации на континентах сдерживал ее меньше, чем отсутствие последовательности и ошибки в оценках автором проявлений тех или иных глубинных процессов в формировании наблюдаемых геологических явлений. На океанах за последние 30-40 лет почти не прибавилось данных об их «доокеанической» истории. И все же можно констатировать создание впервые в истории геологической науки внутренне согласованной (возможно, еще неполной) схемы действия «тепловой машины» тектоносферы, опирающейся на твердо установленные факты и количественно объясняющей основные наблюдаемые события в рамках закона сохранения энергии. Речь идет об адвекционно-полиморфной гипотезе (АПГ) [Гордиенко, 1998, 2012, Gordienko, 2015a и др.]. Здесь представлены только важнейшие элементы АПГ, слишком сжатое изложение может повредить ее восприятию. Поэтому кроме перечисленных выше работ полезно ознакомиться с публикациями, детализующими представления об источнике энергии, докембрийской истории платформ мира, глубинах магматических очагов в мантии, развитии фанерозойских геосинклиналей, рифтов, регионов современной активизации, океанов и переходных зон разного типа, сейсмичности и происхождении месторождений полезных ископаемых и др. [Гонтовая и др., 2006, Гордиенко, 2009, 2010, 2014а, 2014б, 2014в], а также приложение гипотезы ко всем основным регионам Украины [Варенцов и др., 2013, Гордиенко и др., 2005, 2006, 2011, 2012, 2015, Gordienko,2015a, 2015б], позволившее объяснить на количественном уровне все известные события геологической истории и физические поля.

Требования к тектогенической гипотезе. Гипотеза, претендующая на решение поставленной задачи, должна отвечать ряду требований, остановиться на которых полезно перед изложением сути дела.

Восстановление глубинных процессов в земной коре и верхней мантии по известным геологическим событиям в приповерхностной зоне и физическим полям и моделям неоднозначно, как и любое решение обратной задачи. Однако различия между предлагаемыми сосуществующими концепциями тектогенеза глубинными процессами далеко выходят за рамки эквивалентных решений. В значительной мере такой разброс связан с обращением к физически нереальным процессам в верхней мантии и/или с привлечением для контроля далеко не всех изучаемых геологических явлений.

Последнее осложнение устраняется использованием представления об эндогенных режимах, каждый из которых характеризуется набором последовательных «элементарных явлений» геологичс-

кой истории региона [Белоусов, 1978. 1982 и др.]. В таких описаниях обобщен огромный опыт геологической науки прошлого.

С точки зрения автора, методика разработки и применения тектогенической гипотезы должна отвечать таким критериям:

– Обеспечить формулирование представлений о физически реальном механизме глубинного процесса, отвечающем современному уровню знаний о составе, структуре и энергетике тектоносферы Земли. Естественно, должен выполняться закон сохранения энергии. Механизм должен соответствовать не только единичному активному процессу, но и геологической истории в целом (включая хадей), т. е. мощность принятого источника энергии должна за это время сократиться примерно в 5 раз.

– Довести «проработку» процесса до уровня, при котором становятся возможными достаточно точные расчеты распределения физических свойств вещества тектоносферы в любой момент истории региона (в том числе и через геологически значительное время после завершения ее активной фазы).

– Продемонстрировать количественное согласование расчетных и наблюденных геофизических данных по региону. Вычисленные в соответствии с гипотетическим процессом скоростные и геоэлектрические модели сравниваются с построенными по экспериментальным данным. Расчетные гравитационное и магнитное поля, распределение теплового потока сопоставляются непосредственно с наблюденными. Важным элементом здесь является отсутствие подбора. Параметры должны совпадать в рамках заранее оговоренных погрешностей расчета и эксперимента. Если рамки оказываются слишком широкими (т.е. допускают согласование полей и моделей для принципиально разных схем процесса), сравнение по такому методу глубинной геофизики признается для рассматриваемого случая неинформативным и исключается из перечня критериев контроля.

При анализе незавершенного процесса современной активизации, когда нет полной ясности в типе эндогенного режима и, соответственно, в выборе варианта глубинного процесса, описанное сопоставление может быть проведено с использованием подбора части параметров по наблюденным данным. В этом случае собственно тип режима и является целью исследования [Gordienko, Logvinov, 2001].

– Продемонстрировать возможность восстановления геологической истории регионов с разными типами эндогенного режима. Гипотетический механизм процесса должен позволять рассчитать скорости и амплитуды поднятий и опусканий, седиментации, время появления и глубину магматических очагов для разных этапов эволюции региона, распределение зон литогенеза и метаморфизма в породах земной коры и др.

Естественно, что значение разных методов контроля гипотезы может существенно изменяться в зависимости от типа эндогенного режима и возраста процесса.

Применение данных геофизики возможно только в случае, когда вызываемые процессами последствия создают значительные аномалии физических свойств вещества коры или верхней мантии, которые достаточно точно предсказываются гипотезой. Эти последствия обусловлены изменениями состава пород и глубинных температур (Т). Изменения состава могут быть изучены по геофизическим данным, если в значительном интервале глубин определен современный состав и известен существовавший до начала активизации. Очевидно, что решение такой задачи на количественном уровне достижимо далеко не всегда. В некоторых случаях исключением можно считать поставляемые ГСЗ данные о структуре и мощности земной коры или отдельных ее слоев. Аномалии температуры, возникшие в недрах при активизации и в какой-то мере релаксировавшие к настоящему времени, могут быть довольно точно описаны используемой автором тектогенической гипотезой. Вызванные ими возмущения физических свойств (и физических полей) при достаточной величине фиксируются, но такая их величина сохраняется только для альпийских и постальпийских процессов.

Сохранность состава находящихся в настоящее время на поверхности магматических и эксгаляционно-осадочных пород, степени литогенетических изменений осадков, других геологических данных много выше, чем аномалий температуры, поэтому использование этой информации для рассмотрения доальпийских процессов часто оказывается предпочтительней.

Рассмотрим правильность этого утверждения на примере хорошо геологически и геофизически изученной герцинской геосинклинали Донбасса, в котором происходила и киммерийская активизация. Используем результаты построения тепловой модели тектоносферы региона в соответствии с представлениями АПГ.

Современные температуры в недрах региона, связанные с герцинским геосинклинальным процессом (завершившимся складчатостью и финальным магматизмом 250-230 млн. лет назад) и киммерийской активизацией (180-170 млн. лет назад), заметно не отличаются от имевшихся перед началом геосинклинального цикла примерно 380 млн. лет назад. Существовавшие в активный период интенсивные аномалии температуры почти полностью сгладились.

Часть модели, обусловленная герцинскими и киммерийским актами тепломассопереноса, обнаруживает положительную аномалию Т в интервале глубин 45—180 км не более 50 °С. Глубже располагается сопоставимая по интенсивности (около 70°С) отрицательная аномалия. Температура солидуса превышается на глубине около 300—350 км. В верхних 300 км мантии и коры отсутствуют слои частичного плавления, которые могли бы вызвать заметные аномалии электропроводности, связанные с расплавом и флюидами, возникающими при тепловой дегидратации пород. Понижение скорости продольных сейсмических волн под влиянием высокой температуры в интервале глубин 40—200 км составляет около 0,02—0,03 км/с, что явно меньше погрешности определения скорости. Таким образом, геоэлектрические и скоростные модели мантии региона не могут фиксировать следов герцинского и киммерийского процессов в Донбассе. Изменение плотности пород мантии под влиянием аномальных Т разного знака в центральной части региона составит в среднем на глубинах 45—180 км -0,007, на глубинах 180—450 км +0,004 г/см^3. Температурные и, соответственно, плотностные аномалии распространены на площади, по крайней мере, вдвое превосходящей площадь геосинклинали. Отвечающая плотностным аномалиям мантийная гравитационная аномалия вдоль профиля от центра региона к его периферии представлена на рис. 2.18. Она не достигает в центре Донбасса 10 мГал, что меньше достоверно фиксируемого возмущения такой природы. Эту аномалию нельзя обнаружить еще и потому, что в регионе существует более значительная, связанная с современной активизацией (до 30—35 мГал). Расчетный аномальный глубинный тепловой поток вдоль профиля от центра Донбасса к его периферии, связанный с процессами герцинского и киммерийского возрастов, также представлен на рис. 2.18. Его величина — менее 3 мВт/м^2 , она меньше погрешности определения теплового потока (ТП) в Донбассе. Кроме того, здесь распространены сильные возмущения теплового поля, связанные с последствиями современной активизации.

Отличие современных коровых температур, обусловленных рассматриваемыми глубинными процессами, от существовавших до их начала, не превышают первых десятков градусов. Соответственно нельзя ожидать существенного изменения глубины изотермы Кюри магнетита, с которой связывалось бы изменение глубин подошв магнитоактивных объектов и, соответственно, изменение магнитного поля.

Таким образом, в современных геофизических данных (кроме скоростного разреза коры) должны отсутствовать заметные следы герцинских и киммерийских процессов, эта информация не пригодна для контроля тектогенической гипотезы применительно к событиям такого возраста. Но рассчитанная в соответствии с АПГ гипотезой тепловая модель Донбасса демонстрирует ряд характерных элементов, поддающихся геологическому контролю.

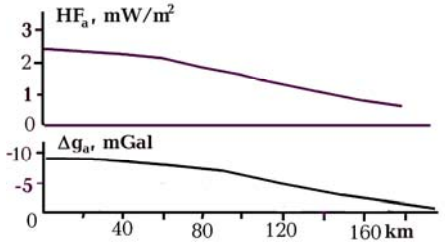


Рис. 2.18. Распределения аномального теплового потока и аномального гравитационного эффекта мантии в Донбассе, отвечающие герцинским и киммерийским процессам.

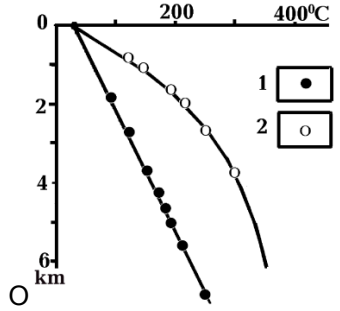


Рис. 2.19. Сравнение расчетных тепловых моделей (линии) с экспериментальными данными о палеотемпературах герцинского (1) и киммерийского (2) времени.

Согласно ей распределение Т на глубине в первые километры на момент завершения герцинского процесса должно отвечать ТП в центре региона около 70—75 мВт/м^2 с заметным сокращением к

периферии. На участках, охваченных киммерийской активизацией, температуры непосредственно после ее завершения значительно выше и нелинейно распределены по глубине. Повышение связано с влиянием гидротерм, поднимавшихся над магматическими внедрениями по зонам разломов до глубины подошвы пермских пород (около 2 км в момент киммерийской активизации). Вычисленные Т можно сопоставить с данными о палеотемпературах в соответствующих частях Донбасса, установленными по степени метаморфизма углей и литогенетическим изменениям осадочных пород. Результаты сравнения иллюстрирует рис. 2.19.

Очевидно, полное согласование расчетных и экспериментально установленных температур для обоих периодов геологической истории Донбасса.

Рассчитаны по тепловой модели глубины кровли астеносферы в мантии Донбасса для моментов образования магматических пород мантийного происхождения. Они могут быть сопоставлены с глубинами магматических очагов, установленными по составу изверженных пород. Имеющиеся оценки погрешности определения глубины кровли астеносферы по геологическим данным указывают на ее величину порядка 10—15 км. Химизм некоторых пород говорит об участии корового материала в формировании состава магмы. Так, Южно-Донбасский комплекс, практически синхронный инверсии, наряду с другими породами включает трахиандезиты и трахилипариты.

Очевидно, что и этот вид контроля прошел успешно (табл. 2.1). Если к приведенным результатам добавить еще подробное восстановление скорости седиментации на всех этапах эволюции геосинклинали (см. ниже) и величины эрозионного среза, то можно считать, что отсутствие аномалий физических полей не делает рассматриваемую схему глубинного процесса бесконтрольной. Она уверенно верифицируется на количественном уровне геологическими данными. Конечно, для этого нужна соответствующая изученность региона. К сожалению, в настоящее время она достигается только для континентов и некоторых фрагментов переходных зон. Кстати, очевидное изменение состава земной коры Донбасса по сравнению с корой соседнего Украинского щита (базификация) достоверно не интерпретируется, так как может быть связано с событиями рифейского, герцинского или киммерийского возрастов.

А по современным возмущениям физических полей диагностируются на территории части бассейна зоны современной активизации. Внутри них на небольших глубинах получены распределения Т, близкие к приведенным на рис. 2.19 (киммерийская модель). Показано количественное соответствие расчетных и экспериментально установленных аномалий ТП, электропроводности, скорости сейсмических волн, гравитационной мантийной — всех возмущений, прогнозируемых как следствие тепломассопереноса по АПГ.

Таблица. 2.1. Сравнение параметров источников магмы в мантии Донбасса в период 380—170 млн лет назад

Возраст, млн лет	Глубина кровли астеносферы, км, температура, °С	
	По тепловой модели	По данным о составе пород
380	255, 1800	190, 1650
320	157, 1550	150, 1500
320	97, 1400	90, 1300
240	60, 1250	50, 1200
170	50, 1200	50, 1200

Естественно, что для решения перечисленных задач были обоснованы и приняты параметры среды (химический и минеральный состав пород коры и мантии, их плотность, скорость сейсмических волн в них, тепло- и температуропроводность, электропроводность, вязкость, энергоемкость и пр.) и влияние на них температуры (вплоть до небольшой степени частичного плавления), давления и полиморфных преобразований [Гордиенко, 2012 и др.]. Принята также методика построения моделей в виде расчета фоновых свойств среды для платформенной (длительно неподвижной) тектоносферы с последующим расчетом поправок, вносимых изменениями температуры и полиморфными преобразованиями при тепломассопереносе во время активных процессов.

Энергетический баланс. Определение источника энергии глубинных процессов в тектоносфере — одна из основных проблем современной геологии. По мнению автора, имеющейся в настоящее время информации вполне достаточно для решения задачи количественного описания параметров такого объекта и демонстрации соответствия выделяемой энергии всем известным энергоемким процессам в течение всей изученной геологической истории. Речь идет о радиогенной теплогенерации (ТГ) в коре и верхней мантии Земли, используемой в этом качестве в АПГ [Гордиенко, 2012, Gordienko, 2015a, 2015b и др.]. В рамках других существующих гипотез задача не решается.

Энергетический баланс складывается из теплогенерации в коре и мантии с одной стороны и расхода на поддержание теплового потока через поверхность с другой. Последний включает три составляющие: 1) связанную с остыванием неподвижной среды, 2) с теплогенерацией в ней, 3) с тепломассопереносом в тектоносфере, происходящим при активных процессах. Энергетические потребности других проявлений активности (магматизм, поднятия поверхности, складчатость и т. п.) незначительны по сравнению с аномалиями ТП, сопровождающими активизацию [Гордиенко, 2012 и др.).

Различия в составе мантийных пород платформенных («кратонных») и океанических регионов зафиксировано еще в работах А. А. Пронина [Пронин, 1973], Ф. Бойда [Boyd, 1989] и др. По мнению Ф. Бойда, первые не могут быть сформированы никаким «скучиванием» вторых. Внеплатформенные регионы континентов занимают промежуточное положение [Boyd, 1989]. Поэтому есть смысл рассмотреть распределение ТГ в тектоносферах докембрийских платформ, фанерозойских геосинклинальных поясов и океанов отдельно.

Данных о содержании урана, тория и калия (соответственно — о современной ТГ) в породах коры очень много, для тех же пород установлены значения скорости продольных сейсмических волн (V_p) и ее зависимости от температуры и давления. В результате получены корреляционные связи между параметрами для пород консолидированной коры ТГ=1,28exp1,54(6-V_p) при платформенном распределении Т (V_p — в км/с, ТГ — в мкВт/м^3. Теплогенерация в слабо литифицированных породах (V_p=2 км/с) верхней части осадочного слоя довольно стабильна (1,2 мкВт/ь^3). К нижней части мощного слоя, где литификация существенно растет (V_p=5 км/с), ТГ сокращается по имеющимся оценкам примерно до 0,8 мкВт/м^3, в пределе (при температуре литификации 400 °С, Vp=6 км/с) — до 0,5мкВт/м^3.

Получено удовлетворительное согласование ТГ с вариациями ТП на платформах, включая зоны существенно пониженных тепловых потоков. Такой контроль демонстрирует отсутствие существенных погрешностей в использованной информации. Теплогенерацию коровых пород можно считать известной много лучше, чем мантийных.

В соответствии с периодами полураспада определено изменение ТГ коры во времени. Тепловой поток, производимый корой платформы с типичным скоростным разрезом за счет теплогенерации ее пород за 3,6—0 млрд. лет изменяется в довольно широких пределах и в среднем составляет 28 мВт/м^2. Рассчитано интегральное тепловыделение за период 0—3.6 млрд лет (31,5·10^{14} Дж/м^2), выбранный потому, что в его пределах на платформах (щитах) можно относительно достоверно восстановить геологическую историю и оценить энергетические потребности активных процессов. В фанерозойских геосинклинальных поясах Земли мощность коры в среднем сопоставима с имеющейся на платформах. В верхней части близки и скоростные разрезы (различия не превышают естественных вариаций, до 10 км скорости несколько ниже, глубже — выше платформенных), еще глубже — ситуация иная, скорости повышены (особенно, учитывая температурные поправки). Среднее отличие теплогенерации для всей коры можно оценить (о точном результате в данном случае говорить не приходится) как пониженное на 0,13 мкВт/м^3 по сравнению с платформой. Суммарное современное производство радиогенного тепла в коре под платформой ($W_к$=ТГ·Н, где Н — мощность слоя) — 23 мВт/м^2, под геосинклинальными поясами — 17,5 мВт/м^2. Под океанами с мощностью коры около 6 км (примерно 0,5 км представлены осадочными породами, 5,5 — основными, средняя теплогенерация в коре составляет около 0,5 мкВт/м^3, суммарное производство энергии — 3 мВт/м^2.

Диапазон мнений о величине ТГ в верхней мантии весьма велик. Часто считается, что урана и тория в ней очень мало, а встречающиеся повышенные содержания — результат контаминации ксенолитов выносящей их магмой. Появившиеся в последние годы данные позволяют опровергнуть эту точку зрения и присоединиться к мнению А. Рингвуда «…есть все основания предполагать, что встречаемая в кимберлитах ассоциация перидотитовых и эклогитовых ксенолитов и ксенокристов представляет собой среднюю «пробу» мантии.» [Рингвуд, 1981, р. 104], а состав пиролита — это «…смесь трех частей альпийских перидотитов и одной части гавайских толеитов.» [Рингвуд, 1981, р. 174—175]. Конечно, используя такую модель для оценки ТГ (а не химического и минерального состава пиролита), необходимо иметь в виду, что в мантии основные породы представлены эклогитами, в которых содержания урана и тория резко понижены по сравнению с базальтами (по ТГ — с 0,47 до 0,11 мкВт/м^3 [Гордиенко, 2014а]).

Приведенные на рис. 2.20 ТГ трех типов регионов четко различны, как и количества использованных анализов. Можно предположить, что результат для платформ едва ли изменится при добавлении новых данных (он был таким же при вдвое меньшем их количестве), в случае геосинклиналей это также довольно вероятно, в океанах информации пока немного, для достоверной оценки ТГ необходимо продолжать ее накопление.

При расчете суммарной ТГ всей верхней мантии глубина ее подошвы принята отвечающей началу перехода оливина-α в оливин-β при современной температуре под неактивизированными докембрийскими платформами. Она не обязательно точно отвечает изменению теплогенерации на менее интенсивную в переходной зоне (до 670 км) и в нижней мантии. Тем не менее, интересно отме-

тить, что суммарное количество радиогенных источников тепла в коре и верхней мантии всех трех разновидностей регионов оказывается практически одинаковым — 42±0,5 мВт/м^2. Т. е. в настоящее время в любой точке Земли под единицей поверхности выделяется одно количество тепла, но его источники распределены по-разному, что связано с образованием коры того или иного типа. На континентах кора примерно современной мощности существует миллиарды лет, на океанах ситуация неясна, скорее всего, в имеющемся виде (т. е. с глубиной М около 10 км, что не обязательно верно) она молода, десятки или первые сотни млн лет назад здесь была кора сопоставимой с континентальной мощностью, возможно, более основная чем типичная континентальная. На этом сколько-нибудь достоверные сведения об истории коры океанов исчерпываются.

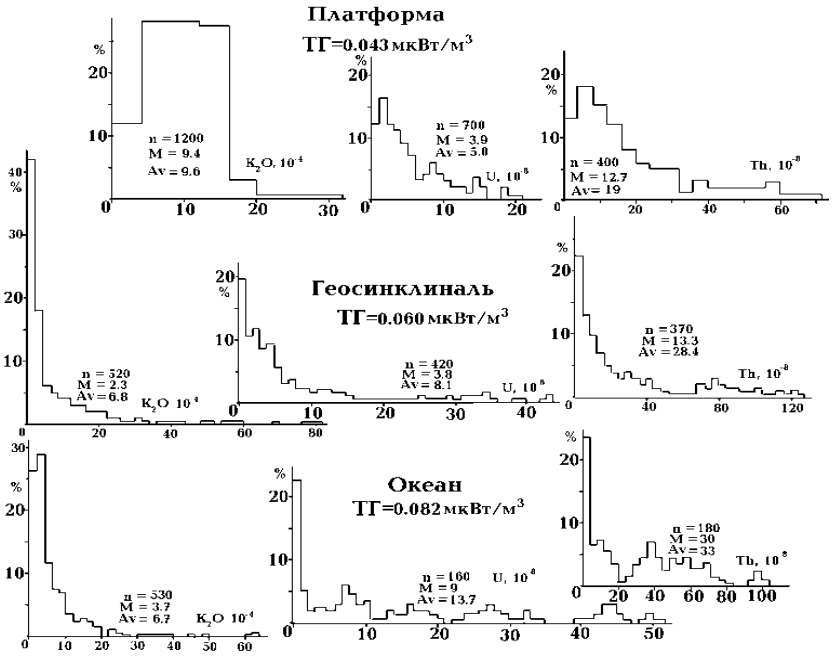


Рис. 2.20. Гистограммы распределений содержаний K_2O, U и Th в породах мантии платформ, геосинклиналей и океанов и величины современных ТГ. n — число использованных анализов, М — медианное значение, Av — среднее значение.

Таким образом, в ТГ проявляется установленное Ф. Бойдом различие мантийных пород. В других свойствах (плотности, скорости сейсмических волн и электропроводности) при одинаковой глубине, температуре и минеральном составе известные вариации химического состава не отражаются [Гордиенко, 2010 и др.].

Полная величина ТП формируется кроме теплогенерации в коре и мантии длительным остыванием тектоносферы, продолжающийся этап которого начался по АПГ 4,2 млрд лет назад с температуры солидуса. Для пород мантии она составляет T_{sol}=1013+3,914H–0,0037H^2, где H — глубина в км [Гордиенко, 2012] вплоть до переходной зоны на подошве верхней мантии.

Сумма двух рассчитанных компонент для настоящего времени — от ТГ в мантии и остывания — 20,5 мВт/м^2. Это с большой точностью отвечает величине мантийного теплового потока на платформах (т.е. в ситуации длительного отсутствия тепломассопереноса), определяемой как разница экспериментальным ТП и расчетного корового радиогенного [Гордиенко, 2012 и др.]. Такое совпадение невозможно при неправильно выбранных ТГ, температуропроводности верхней мантии и параметров ее остывания. Сумма всех трех компонент кондуктивного теплового потока составляет в настоящее время 40 мВт/м^2, что очень близко к наблюдаемому ТП на платформе вне аномалий, связанных с глубинным тепломассопереносом. Как правило, он выше расчетного примерно на 2 мВт/м^2, что может быть в ряде районов обусловлено наличием осадочного слоя с относительно высокой ТГ, а на щите — с распространением гранитоидов.

Интегральное выделение тепла в коре и верхней мантии платформ за последние 3,6 млрд лет составляет 73.5·10^{14} Дж/м^2. Кондуктивный тепловой поток за это время вынес 59.5·10^{14}Дж/м^2. Разницу — 14·10^{14} Дж/м^{2} - должен обеспечить тепломассоперенос при активных глубинных процессах.

Адвективный тепломассоперенос. В основу модели тепловой эволюции мантии легло представление о начальном распределении Т примерно 4,2 млрд лет назад. Оно обусловлено (если абстрагироваться от несущественных для нашей задачи сторон процесса) предшествующей аккрецией (приведшей к среднему нагреву планеты в зависимости от принимаемой схемы процесса на

1500—2500 °С) и дифференциацией Земли на ядро и внешние оболочки (обусловившей средний нагрев на 1200 °С) в течение нескольких сотен млн лет [Ранняя…, 1980, Рингвуд, 1981 и др.] образованием «магматического океана» глубиной около 1000 км. «Магматический океан обогащается летучими и некогерентными элементами относительно твердой мантии, которая становится очень сухой и лишенной летучих элементов» [Ранняя…, 1980, с. 28], а из него выносится вещество коры. Процесс сопровождается интенсивным тепломассопереносом (скорее всего — непрерывной конвекцией), охлаждением тектоносферы до уровня температуры солидуса пород. При ее достижении вязкость вещества мантии существенно увеличивается, непрерывная конвекция со скоростью, необходимой для обеспечения тепломассопереноса при реальных активизациях, становится маловероятной. Последующие изменения Т связываются с кондуктивным охлаждением через поверхность, выделением радиогенного тепла (изменяющейся во времени интенсивности, при отсутствии теплопотерь способного нагреть верхнюю мантию будущей платформы на 2000—2500 °С) и выносом тепла к поверхности адвективным путем во время активизаций. Дополнительные источники тепла (его выделение или поглощение) могут возникать при смещении кровли зоны полиморфных переходов в низах верхней мантии. Именно этот последний период (0—4,2 млрд лет назад), охватывающий большую часть истории Земли, рассматривается ниже. Предпочтение отдано тектоносфере платформ, так как для них известна геологическая история в докембрии и с ней можно сравнить результаты расчетов.

Очевидно, что конструкция, в которой превышен не только солидус, но и ликвидус пород мантии (рис. 2.21) в интервале глубин мощностью в сотни километров, не может быть стабильной. Неизбежен тепломассоперенос, отводящий избыточное тепло к поверхности.

С точки зрения часто используемого в механике принципа6 наименьшего действия (предпочтения процесса, дающего нужный результат при минимуме произведения массы, скорости и пути) перенос перегретого вещества к поверхности будет скорее адвективен, чем произойдет с помощью замкнутой конвекции с длинным горизонтальным плечом [Gordienko, 2017]. Именно такими были отделение ядра, все явления переноса магм.

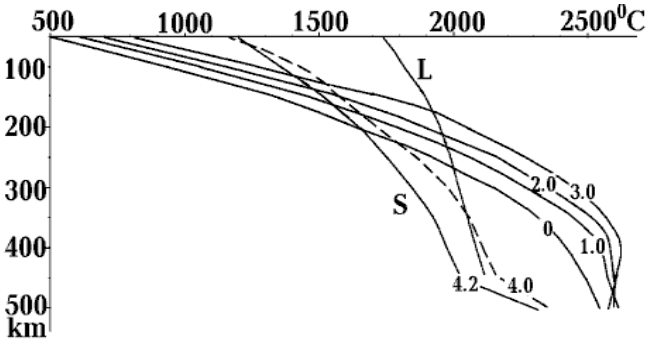


Рис. 2.21. Расчетные распределения Т без учета тепломассопереноса для разного возраста (в млрд лет) тектоносферы и уровня ТГ мантии платформы. S — солидус, L — ликвидус.

При расчете тепловых моделей, отражающих последствия тепломассопереноса, на исходную модель — распределение температуры солидуса до глубины 1000—1100 км 4,2 млрд лет назад и результаты ее эволюции под влиянием теплогенерации и выноса тепла через поверхность — накладывались результаты перемещений вещества в каждом активном эпизоде истории региона. Изучение состава магматических пород Украинского и других щитов [Гордиенко и др., 2005 и др.] показало, что глубины кровли астеносферы в ходе активных процессов докембрия изменяются так же, как в геосинклиналях и рифтах фанерозоя. Именно в этом смысле древним процессам были приписаны обозначения «геосинклиналь» и «рифт», тектонические последствия могли отличаться от фанерозойских.

Выбор эндогенного режима связывался с видом предшествующей тепловой модели. Если температуры превышали солидус в большом интервале глубин ниже 200 км, ситуация считалась подходящей для возникновения внутриастеносферной конвекции и геосинклинального процесса. При этом учитывалось наличие сверхадиабатического градиента в астеносфере или ее части. Именно такой фрагмент астеносферы считался пригодным для конвективного перемешивания вещества и подготовки всплывающего вверх астенолита. Если астеносфера была менее мощной, условия считались подходящими для рифтового процесса или одноактной активизации (которой отвечало перемещение вещества, характерное для начального этапа рифтогенеза). Как правило, вынос вещества в этом случае осуществлялся из астеносферы или ее части мощностью около 100 км, реже — 50 км. В случае отсутствия астеносферы или ее незначительной (менее 50 км) мощности расчет (подразумевающий только эволюцию фона и сглаживание возникших прежде аномалий Т) продолжался до мо-

мента формирования необходимых условий. Для упрощения вычислений диаметр единичного кванта тектонического действия (КТД — минимального объема вещества, способного к перемещению — см. ниже) во всех случаях считался равным 50 км. Каждому геосинклинальному или рифтовому событию отвечало перемещение трех КТД. В случае необходимости учитывалась ограниченность возникающих источников тепла по длине и ширине.

Конечно, проведенное моделирование не отражало единственно возможный вариант последовательности активных процессов в тектоносфере щита. Были рассмотрены по несколько разновидностей схем процесса с разными тепловыми свойствами среды и разным выбором характера процесса в моменты, когда тепловая модель не позволяла однозначно предпочесть тип эндогенного режима, когда можно было начинать активизацию или продлить время «тектонического покоя» для более полного «созревания» условий последующего тепломассопереноса. Во всех случаях картина получалась принципиально той же. К рассчитанным актам тепломассопереноса нельзя добавить или изъять ни одного.

Глубже рассматриваемой зоны проведенный расчет обнаруживает своеобразную ситуацию. В интервале глубин около 700—1000 км на протяжении всей геологической истории сохраняется слой с незначительной степенью частичного плавления, оставшийся от «магматического океана». Эта глобальная астеносфера сопоставима по объему с внешним ядром и превосходит внутреннее. Современные скоростные разрезы ее не выделяют, имеются лишь косвенные признаки изменения упругих параметров, но в геоэлектрике слой хорошо просматривается [Гордиенко, 1998, Gordienko et al., 2011, Semenov, 1998]. Начиная с глубины 200—250 км плотность жидкости больше плотности кристаллического вещества того же состава, поэтому в глобальной астеносфере, несмотря на вариации глубины, не формируются всплывающие астенолиты. Пониженная вязкость приводит к прекращению на этой глубине сейсмичности.

Оценим вклад активных процессов в вынос энергии. Аномальный тепловой поток геосинклинали выносит $0{,}68 \cdot 10^{14}$ Дж/м^2, с учетом расхода энергии на нетепловые процессы в приповерхностной зоне (прежде всего — поднятие блока коры и верхних горизонтов мантии) расход на один геосинклинальный цикл увеличивается до $0{,}8 \cdot 10^{14}$ Дж/м^2. Для рифтогенеза эта величина оказывается несколько меньше — около $0{,}6 \cdot 10^{14}$ Дж/м^2). Примерно столько же ($0{,}55 \cdot 10^{14}$ Дж/м^2) требуется для одноактной активизации. В последнем случае не удается построить экспериментальную аномалию теплового потока, для оценки вынесенной энергии использовалась расчетная аномалия по представлениям АПГ. Судя по интенсивности возмущений в районах, где можно предположить связь аномалии ТП зоны современной активизации не только с гидротермальной деятельностью, максимум достигает примерно тех же величин, что и в рифте, — около 20 мВт/м^2 [Гордиенко, 2014а и др.].

Подробное рассмотрение построения модели и сравнения расчетного возраста периодов активизации с экспериментально установленным для пород щитов всех континентов, приведено в [Гордиенко, 2009, Гордиенко и др., 2005]. Сравнение осложнено тем, что начиная с позднего архея и протерозоя активизации не охватывают всю территорию одновременно. Небольшие различия в ТГ пород мантии приводят к некоторому смещению возрастов активизаций в разных блоках щитов, а расчет выполняется для одного. Тем не менее, удается достоверно выделить датировки, пригодные для сравнения с модельными на Канадском, Балтийском, Украинском, Индийском щитах, Сибирской, Сино-Корейской, Африканской, Южно-Американской, Австралийской и Антарктической платформах.

Немногочисленные (в среднем — 4 из 51 за исключением Антарктиды) «пропущенные» по сравнению с модельными экспериментальные датировки могут быть связаны с неполнотой изученности щитов (работы последних лет во многих случаях закрыли такие пропуски) и недостаточной информированностью автора. В целом согласование расчетных и экспериментальных данных не вызывает сомнений, невозможно представить их случайное совпадение.

В районах щитов и платформ мира, где можно наблюдать следы активных процессов за 3,6 млрд лет, произошло по 23 события. Это 3 геосинклинальных, 11 рифтовых и 9 активизаций (современная активизация не включена в этот перечень, так как на большей части территории платформ еще не состоялась). Проведенные расчеты фактически представляют собой физическое обоснование канона Штилле [Stille, 1924]. Результат (расход энергии около $14 \cdot 10^{14}$ Дж/м^2) соответствует разнице между радиогенной теплогенерацией в коре и верхней мантии и кондуктивным потоком из тектоносферы, т. е. массоперенос, вызывающий тектоно-магматическую активность, потребляет около 20% выносимой ТП энергии (30% радиогенной). Радиогенной теплогенерации в тектоносфере вполне достаточно для объяснения глубинных процессов, нет смысла привлекать другие, особенно — находящиеся на глубинах, информация о которых просто отсутствует (граница мантии и ядра и т. п.).

Изменение ТГ в коре и верхней мантии платформ в сопоставлении с энергетическими затратами активных процессов за последние 3,6 млрд лет приведены на рис. 2.22. Эволюция активности во времени больше похожа на изменение ТГ мантии, чем коры. Это естественно, т.к. коровая энергия в основном расходуется на поддержание ТП. рис. 2.22 показывает, что сокращение тектоно-магмати-

ческой активности связано только с уменьшением концентрации радиоактивных элементов по мере их распада. Деплетирования пород мантии по ТГ не происходит, иначе экспериментальные точки располагались бы ниже расчетной кривой.

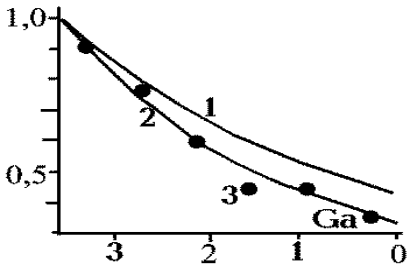


Рис. 2.22. Относительное изменение теплогенерации в коре (1) и мантии (2) платформ и средних потребностей в энергии активных процессов для отрезков времени в 0,6 млрд лет (3).

В пользу принятого уровня теплогенерации в коре и мантии говорят и данные геотермометров, отражающие PT-условия образования или преобразования пород в периоды от глубокого докембрия до современности. Эта информация поставляется ксенолитами, выносимыми кимберлитами и щелочными базальтами. Большая часть коровых данных получена по поверхностным породам блоков с разной величиной эрозионного среза. В минералогии этих образований и ксенолитов из большей части коры сохраняются следы максимальных T. В мантии под влиянием высоких PT-условий породы в значительной мере успевают «подстроиться» под платформенный режим, но и здесь согласование расчетных и экспериментальных T довольно полное.

В геосинклинальных поясах и океанах в период после «всеохватывающих» активизаций (менее 2,5 млрд лет назад) акты мантийного тепломассопереноса должны происходить чаще, чем на платформах. Расчет и некоторые экспериментальные данные показывают, что минимальный перерыв между актами тепломассопереноса составляет 20—30 млн лет. Он наблюдается и в хадее (т. е. возрастном диапазоне 3.85—4.5 млрд лет назад) [Balashov, 2009].

В архее и раннем протерозое экспериментальные возрасты активизаций в поясах соответствуют расчетным для платформ. После 2 млрд лет наблюденных гораздо больше, т.е. предположение о большей активности в связи с более высокой ТГ оправдывается.

Геологическая история океанов известна только на очень коротком отрезке времени. Лишь для фрагмента Срединно-Атлантического хребта (САХ) количество датировок указывает на гораздо большее выделение энергии в тектоносфере (в том числе — в докембрии), чем использованное при расчете платформенной модели. В геологически недавнем прошлом активные события с минимальными перепадами возраста фиксируются на сравнительно небольших блоках океанических регионов [Гордиенко и др., 2013а,б].

Создается впечатление, что существуют и регионы с промежуточной величиной ТГ между платформами и геосинклинальными поясами фанерозоя (байкалиды, не вовлеченные геосинклинальные процессы каледонского и более молодого возраста) и геосинклиналями и океанами. В последнем случае это задуговые и средиземные бассейны, срединные массивы с резко утоненной, часто базифицированной, корой. Имеется информация и о существовании таких не до конца переработанных коромантийных блоков на всех океанах [Гордиенко и др., 2013а,б]. Плавное изменение ТГ может служить обоснованием принципа Ирдли [Eardley, 1951], но его применимость явно ограничена. Например, на южном краю Тетиса.

В целом имеющейся информации достаточно для подтверждения высказанной гипотезы о повышенной теплогенерации в мантии под океанами и связанной с этим их высокой тектоно-магмАтической активностью. Но вопрос явно должен быть рассмотрен на большем фактическом материале.

Квант тектонического действия. Упомянутые выше КТД, более или менее синхронно всплывающие в верхнюю часть тектоносферы, объединяются в крупные астенолиты под всей территорией активизируемых регионов. Рассмотрим реальность таких объектов, используя вначале сведения о геометрии областей синхронной однотипной активности, хотя она может лишь косвенно отражать размеры искомого КТД. Так как длина зон, как правило, много больше ширины, есть смысл сосредоточить внимание на последнем параметре. Собранные данные относятся к структурам с достаточно четкими границами. Обобщение не претендует на полноту и статистическую обоснованность. По его результатам необходимо было лишь получить ответы на вопросы: 1) существует ли минимальная ширина структур, характерная для проявлений одного типа эндогенного режима, 2) изменяется ли она с возрастом в течение фанерозоя, 3) совпадает ли она для разных режимов.

Для Тетиса ширина заключена в переделах 60—150 км. Рассмотрены в основном альпийские структуры (здесь и далее к анализу не привлекались крупные объекты типа Карпато-Динаридского «овала», заведомо образованные многими КТД). В Тихоокеанском поясе анализу подвергнуты альпиды и киммериды. Обнаружен примерно тот же диапазон ширины структур, что и в Тетисе, хотя в небольшом количестве встречены складчатые зоны уже и шире. Для складчатых зон палеозоид (преимущественно герцинид) Западной Европы и Аппалачей видна преобладающая ширина 50—60 км, структуры более узкие практически не встречены. То же можно сказать и о небольших по территории складчатых зонах палеозоид восточной Австралии. Каледониды и герциниды Таймыра, фундамента Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саяно-Монгольской складчатой области представлены складчатыми зонами шириной преимущественно 60±20 км. Практически те же значения ширины фиксируются в самых молодых складчатых зонах островных дуг на периферии Тихого океана и в Карибском бассейне. Привлечены данные по кайнозойским рифтовым трогам Восточно-Африканской системы, Байкальской и Момской (хр. Черского) зонам. Кайнозойские троги континентальной Западной Европы рассмотрены совместно с несколько более ранними (частично — мезозойскими) в Северном море. Обобщен материал по мезо-палеозойской рифтовой системе Западно-Сибирской плиты и палеозойским рифтам Восточно-Европейской платформы. Во всех случаях установлено преобладание узких структур, но почти отсутствуют троги с шириной менее 40 км. Довольно стабильна ширина глубоководных желобов Тихого океана и прилегающих акваторий Атлантического и Индийского океанов. В основном она составляет 50—100 км, большая часть массива данных представлена минимальными значениями из этого диапазона.

В срединноокеанических хребтах (СОХ) сложно выделить границы структур, позволяющие оценить ширину. Узким (и отсутствующим в некоторых хребтах) центральным грабеном она явно не ограничивается. Провести границу хребта по месту изменения угла склона можно лишь с большой степенью условности. Эти очень молодые (по крайней мере — в последних проявлениях активности) образования могут быть использованы для оценки длины КТД. Если считать, что его длина — это размер по простиранию связанной с ним структуры, то в большинстве упомянутых выше объектов ее определить нельзя: они представляются (без детального анализа) однородными по простиранию или фрагментированы вследствие наложенных активизаций. Только в наиболее молодых образованиях, каковыми являются СОХ, при малой мощности и хрупкости коры можно обнаружить результаты действия каждого КТД, индивидуально смещающего ось хребта. Как следствие, хребет должен быть разбит на серию блоков, разделённых молодыми разломами. Именно такая структура обнаружена в хорошо изученных частях мировой системы СОХ. В частности, для Срединно-Атлантического хребта характерные размеры блоков по его простиранию составляют 50±30 км, для калифорнийской части Восточно-Тихоокеанского поднятия — 60±20 км. К этим размерам близки (или кратны) палеозойские элементы рифта Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), выделенные по простиранию структуры.

В связи с современной активизаций территории Украины произошло синхронное «оживление» сетки разломов, в том числе и за пределами собственно зон активизации. Изучение этих (обладавших мобильностью в последние ~3 млн лет) нарушений позволило наметить делимость, возникающую при одном процессе. Очевидно наличие двух сетей нарушений. Гистограммы распределений размеров ячеек в каждой из них явно отражают смешение массивов данных с преобладающими размерами 60 и 120 км, т. е. отвечают размерам 1 и 2 КТД.

Таким образом, приповерхностные проявления активизации разного типа характеризуются довольно стабильными минимальными размерами объектов, не изменяющимися в течение фанерозоя. Эти размеры близки к 50—70 км.

Непосредственное исследование мантийных объектов с аномальными свойствами под зонами молодой активизации разного типа на континентах и в переходных зонах к океанам обнаруживает приблизительно те же значения минимальной ширины — 50—60 км. Для выделения таких образований использованы результаты интерпретации возмущений теплового потока, данные геоэлектрики и сейсмологии. Ширина аномальных объектов составляет (км): под активизированными альпидами Большого и Малого Кавказа — 40—60, под зонами Памира, Тянь-Шаня, Туранской плиты — 50—100, Южного Казахстана - 50-70, под Курильской островной дугой — 60—80, под рифтом Татарского пролива — 30—70, под активизированными альпидами Берегового хребта Кордильер Северной Америки — 40—60. Отметим, что ширина мантийных объектов оказывается несколько больше (примерно на 10 км) их поверхностных проявлений, хотя это различие едва ли достоверно диагностируется.

Толщину КТД можно устанавливать в зонах молодой активизации, где встречаются интенсивные аномалии физических свойств вещества верхней мантии, отвечающие единичным объектам. Один из примеров - на рис. 2.23 Обнаружены аномальные объекты, по свойствам отвечающие зонам частичного плавления, толщина которых близка к ширине и длине КТД.

Таким образом, искомый объект оказывается изометричным, размером примерно 50×50×50÷÷70×70×70 км. Отсутствие у единичного КТД «корней», уходящих на большую глубину в мантию, указывает на адвективный характер тепломассопереноса, сформировавшего его.

На преобладающий характер тепломассопереноса указывают и распределения скоростей сейсмических волн в районах современной активности. Соответствующие данные (освещающие верхнюю мантию в значительном интервале глубин и достаточно достоверные) пока еще довольно редки, некоторые из них приведены на рис. 2.24, обобщающем скоростные разрезы из работ [Гонтовая и др., 2006, Бурьянов и др.., 1987, Sobolev et al., 1996, Gordienko et al., 2016 и др.].

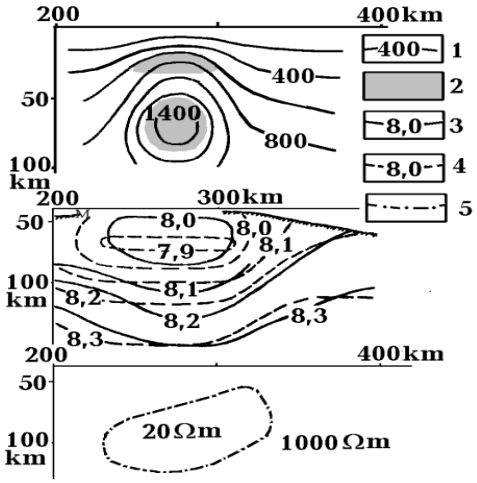


Рис. 2.23. Аномальные объекты, установленные в тектоносфере Бельцкой зоны современной активизации на Молдавской плите. 1 — изотермы (°С), 2 — зоны частичного плавления, 3, 4 — изолинии скорости сейсмических волн (км/с): 3 — экспериментальные, 4 — расчетные, 5 — граница зоны низкого удельного электрического сопротивления в мантии.

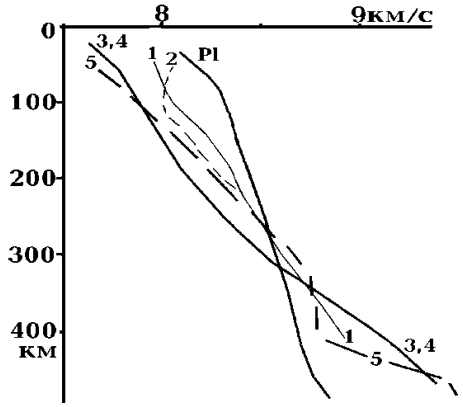


Рис. 2.24. Скоростные модели верхней мантии различных регионов. 1 — геосинклинали, 2 — континентальные рифты, 3, 4 — СОХ и впадины окраинных морей, 5 — океанические котловины.

Физический механизм формирования КТД трудно рассмотреть в полном объеме, прежде всего — из-за недостатка достоверной информации о свойствах среды и их изменениях. В качестве возможного варианта решения задачи можно упомянуть результаты работ Я. М. Хазана [Хазан, 1999 и др.], из которых следует возможность длительного существования слоя частичного плавления с глубиной кровли на 200—250 км и подошвы — 400—450 км. В верхней части слоя могут формироваться неустойчивые объемы вещества диаметром 50-100 км, способные подниматься на расстояния от своего диаметра до раздела М. Построения автора для несколько иного представления о свойствах среды, дают примерно те же параметры [Гордиенко, 1998 и др.].

Параметры магматических очагов. Из рассмотренной схемы следует вывод о расположении КТД на одинаковых глубинах для всех эндогенных режимов. Они различаются последовательностью появления в верхнем положении. Для объяснения состава выплавляющихся магм и ТП на разных этапах процесса необходимо считать, что под геосинклиналями появляются очаги магм с глубинами кровли 220—250 км (перед стартом КТД), затем 160, 100 и 40 км. В рифтах порядок обратный. В зонах одноактной активизации с небольшим начальным резервуаром частичного плавления в нижней части верхней мантии вначале вероятен подъем на глубину 200—250 км, затем — под кору. При активизации в районе недавно завершившегося геосинклинального или рифтового процесса для формирования КТД используется реликтовая астеносфера с небольшой (около 100 км) глубине кровли.

Коровые очаги прогнозируются на глубинах более 20 км с отдельными вторжениями вторичных магм на глубины до 6—10 км.

Для контроля этой гипотетической схемы применялись сведения о расположении границ раздела в верхней мантии, сформированных над очагами в виде зон неоднократно метасоматически измененных пород, данные о глубинах, с которых вынесены ксенолиты кимберлитами и щелочными базальтами, и о глубинах очагов по составу изверженных пород. Небольшое количество данных привлечено по глубинам очагов в коре и под корой по температуре Кюри титаномагнетитов в молодых изверженных породах. Информация собрана по всем континентам и океанам, всем типам эндогенных режимов [Гордиенко, 2014b и др.] (исключение — сейсмологические данные, представляющие Северную Евразию [Pavlenkova et al., 2006 и др.]). Соответствующие данные по всем континентам и океанам — на рис. 2.25.

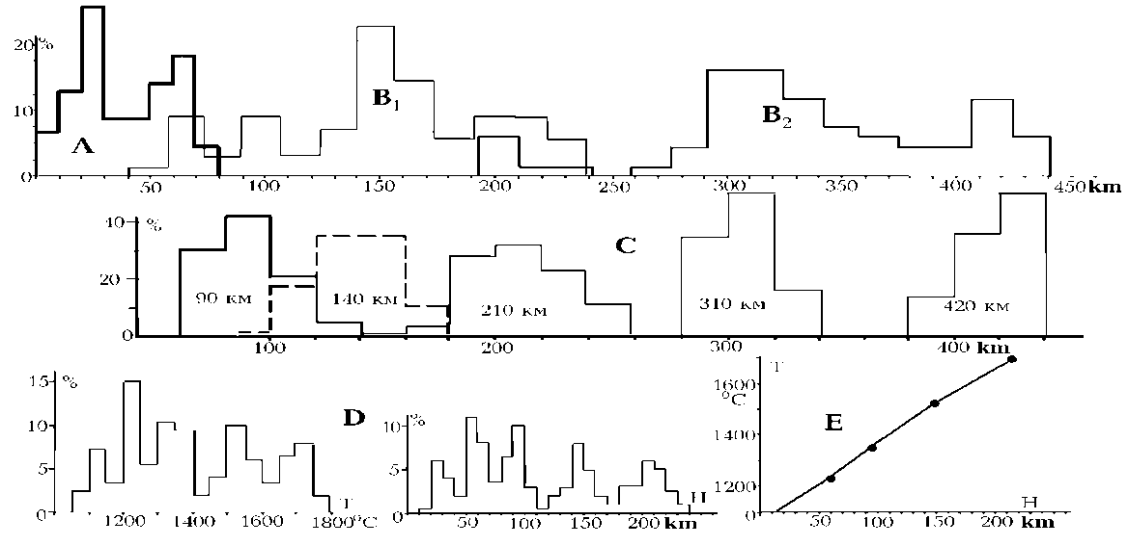


Рис. 2.25. Гистограммы распределений параметров магматических очагов. A—C — глубин кровель (A — для Закарпатского прогиба по температурам Кюри титаномагнетита, B — по ксенолитам, вынесенным кимберлитовыми и щелочно-основными магмами (B_1), по включениям мейджоритов в алмазах (B_2), C — по скоростным разрезам верхней мантии), D — температур и глубин кровель очагов магматизма в мантии по составу изверженных пород наиболее полно изученных районов континентов и океанов, E — сравнение принятых температур солидуса (линия) и T на кровлях очагов плавления (точки).

Данные об очагах магм, прогнозированные гипотезой и полученные независимыми геолого-геофизическими методами, практически полностью согласуются. Можно считать, что количественный контроль по этому параметру осуществлен.

Согласование расчетных и экспериментальных параметров. Приложения. В процессе разработки гипотезы она непрерывно контролировалась рассмотрением геологической истории различных регионов, в которых были представлены молодые и сравнительно древние (фанерозойские) эндогенные режимы континентов, океанов и переходных зон. Нереально в одном разделе дать обзор этой работы. Ниже приведены примеры согласований мощностей осадочного слоя (и его изменения во времени), гравитационного поля, скоростных разрезов верхней мантии, температур в ней. Перед началом исследования каждого региона проводился расчет тепловой модели, определяемой предшествующей историей. Устанавливалась возможность активизации в той или иной форме (см. выше). Естественно, при наличии данных о возрасте инициальных активных событий начало модельного тепломассопереноса приурочивалось именно к этому периоду. В геосинклиналях и рифтах моменты появления в верхнем положении вторых и третьих КТД также определялись с учетом известных фактов геологической истории, хотя, конечно, без наличия соответствующего запаса перегретого способного к перемещению вещества процесс не начинался. Учитывались размеры региона, вовлеченного в активизацию.

Наиболее впечатляющий метод проверки гипотезы — сопоставление расчетных и наблюденных возрастов пород (отвечающих периодам активизации) для всего докембрия и всех щитов мира). В частности для Украинского щита [Гордиенко, 2009, Гордиенко и др., 2005 и др.].

В скобках — количество осредненных значений возраста пород. Для 3-х модельных датировок более 2000 млн лет нет соответствия в ряду экспериментальных (табл. 2.2). Это вполне может быть объяснено недостаточной изученностью пород или их плохой сохранностью.

Таблица 2.2. Сравнение модельных (М) и экспериментальных (УЩ) датировок пород докембрия Украинского щита (в млн лет).

М	УЩ	М	УЩ	М	УЩ
3680	3680±0(2)	3070	3070±0(5)	2200	2200±0(3)
3650	3650 ±0(5)	3040	3040±10(5)	2150	2150 ±10(10)
3620	3620±10(3)	3010	3010±10(6)	2120	2110 ±10(9)
3590	3600±0(3)	2980	2980±10(5)	2060	2060±10(15)
3560	3560	2940	2920	2000	2000±10(18)
3530		2900	2900±10(9)		1950±20(12)
3500	3500±0(3)	2860	2860±10(4)	1850	1880±20(4)
3470		2820	2820±10(12)	1800	1800±0(7)
3440	3450±10(3)	2780	2790±10(7)	1750	1750±10(7)
3410	3400±0(3)	2740	2740±10(3)		1690±10(2)
3370	3370 ±20(3)	2700	2700 ±10(10)		1580±20(5)
3330		2650	2660 ±10(6)	1480	1460±20(5)
3300	3310 ±10(10)	2600	2600±0(9)	1350	1350±20(3)
3270	3270±10(4)	2550	2550	1250	1230±20(4)
3230	3250	2500	2500	1100	1100±0(2)
3200	3190±10(3)	2400	2430±10(4)	950	900±0(2)
3170	3170±10(4)	2350	2340±20(5)	790	770
3140	3140±10(7)	2280	2290±10(5)	600	650
3100	3100±0(7)	2240	2240±0(2)		

Для более позднего периода всем расчетным датировкам находится соответствие среди экспериментальных, но появляются 3 значения, отсутствующие в результатах моделирования. В это время активизации охватывают уже не всю будущую платформу. В экспериментальных данных, представляющих собой обобщение информации по многим блокам щита, дополнительные даты появляются из-за несинхронности процессов в разных частях региона.

Утолщение осадочного слоя считалось эквивалентным опусканию. Обоснованность такого предположения была проверена на примере Украинского щита и окружающих впадин. Здесь установлено достаточно точное соответствие объема пород, поступивших в них, величине эрозионного среза на щите в период от рифея до настоящего времени.

Опускание (и поднятие) связывались с температурными аномалиями, полиморфными переходами, изменением состава и мощности коры. Последний фактор играл, например, определяющую роль в формировании западной впадины Черного моря. Она располагается в пределах протяженной полосы — от Мезийской плиты до Туранской — аномально основной древней коры. Процесс превращения ее в эклогит при молодой активизации придал впадине черты океанизированного участка.

В большинстве случаев на рис. 2.26 представлены средние по бассейну значения мощности осадочного слоя. Согласование в целом удовлетворительное, различия заметно возрастают только в прогибах переходной зоны Атлантического типа, для которой глубинный процесс пока гипотетичен. Здесь предполагается океанизация, восстановленная по анализу событий в средиземных и задуговых морях. Ей отвечает тепломассоперенос в мантии, напоминающий рифтовый, но более интенсивный. В результате следует признать необходимость дополнения триады Клооса [Cloos, 1939] для вариантов рифтогенеза на базитовой коре. Над собственно рифтовым комплексом Днепровско-Донецкой впадины, кора которой базифицирована рифейскими процессами, образуется в карбоне-перми синеклиза с мощными осадками. В рифте Черного моря, заложенном на протяженном блоке базитовой коры, в мелу-кайнозое сформировалась субокеаническая структура. На обширных пространствах современных океанов такая конструкция часто не дополняется мощными осадками из-за отдаленности областей сноса.

Представление о важнейшей черте геосинклинального режима — голоморфной складчатости — в АПГ не играет значительной роли (возможно, пока). Затраты энергии на нее невелики, предполагается, что складчатость возможна по механизму гравитационного сползания [Гутерман, 1987, Aubouin, 1965, Cosgrove, 2005, Frostick, 2005 и др.] при большом вкладе сейсмических сотрясений (и смещении к внешней границе относительного поднятия фундамента) и/или адвекции от преобразования пород коры в процессе погружения и прогрева [Геря, 2004, Гордиенко и др., 2011]. Возможное обоснование «волны Обуэна» можно видеть в более раннем созревании условий для тепломассопереноса в центральных, более перегретых частях тектоносферы активизированного региона.

Значения мантийной гравитационной аномалии рассчитывается как разница между наблюденным полем и эффектом коры и нормальной мантии. Последний определяется по плотностному разрезу, установленному по скоростному. Практически применяются плотности, аномальные по отноше-

нию к плотности верхов мантии (3,32 г/см^3). На частях платформы, где явно давно отсутствует активизация (и плотность мантии нормальная, фоновая) нулю наблюденного поля отвечает коровый эффект минус 870 мГал. По отношению к этой норме и распределяется эффект коры. По его несоответствию наблюденному полю определяется мантийная аномалия. Ее погрешность даже при качественных скоростных разрезах не менее 10 мГал. Значащей считалась аномалия в 20 мГал, часто отвечающая зонам современной активизации платформы. В альпийских геосинклиналях и рифтах (в том числе тех, на территориях которых происходит дополнительная по отношению к основному процессу современная активизация) аномалии значительно больше (рис. 2.27). При вычислении расчетной величины аномалии привлекались в соответствии с моделью процесса данные об аномальных T мантии и изменениях плотности при полиморфных переходах. Результаты сравнения приведены на рис. 2.27. В большинстве случаев разница между расчетным и наблюденным полями при учете аномального эффекта мантии становится меньше объяснимой погрешностями.

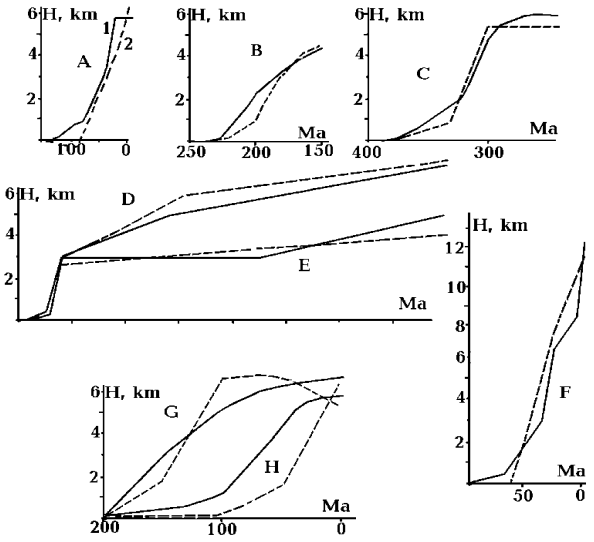


Рис. 2.26. Экспериментальные (1) и расчетные (2) изменения мощности осадочного слоя в Складчатых Карпатах (A), на Скифской плите (B), в Донбассе (C), Днепровско-Донецкой впадине (D), Припятском прогибе (E), Западно-Черноморской впадине (F), Внутренней (G) и Внешней (H) впадинах Северо-Американского Приатлантического прогиба.

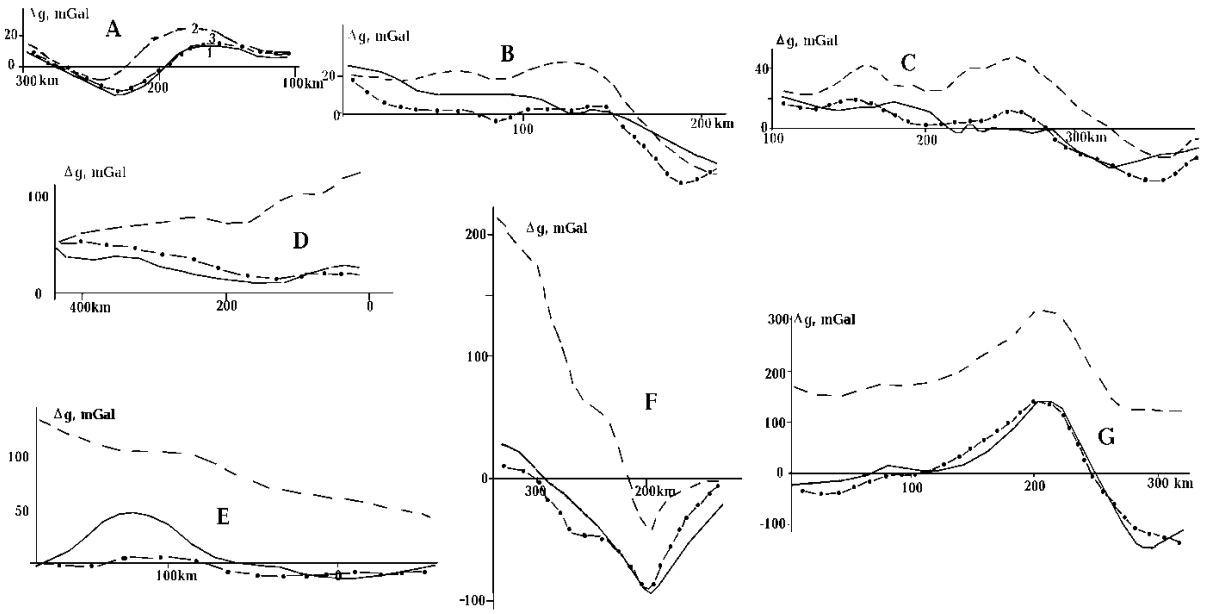


Рис. 2.27. Мантийная гравитационная аномалия в некоторых изученных районах активизации. 1 — наблюденное поле (аномалия Буге — сплошная линия), 2 — расчетный эффект коры и нормальной мантии, 3 — расчетный эффект с учетом аномальной плотности мантии по АПГ. Зоны современной активизации: A — в центре Украинского щита. B — в Днепровско-Донецкой впадине, C — в Донбассе, D — на Скифской плите. E — на краевой части области современного рифтогенеза и базификации коры в Западно-Черноморской впадине. F — в Восточных Карпатах. G — на Восточной Камчатке, Курило-Камчатском желобе и Северо-Западной плите Тихого океана.

Видно, что использованный подход к оценке мантийной гравитационной аномалии применим не только к континентальным, но и к некоторым океаническим регионам. Следует отметить, что островные дуги в АПГ не считаются принадлежностью океанов. Процессы в них заметно не отличаются от происходящих в других альпийских геосинклиналях.

На рис. 2.28 собраны данные о мантийных гравитационных аномалиях в океанах и переходных зонах. Часть построенных здесь моделей глубинных процессов по АПГ пока гипотетична (см. выше). Модель, относящаяся к переходной зоны от Северной Америки к Атлантическому океану осложнена необходимостью учета активизации в районе Аппалачей и прилегающей части платформы. Погрешность расчета аномалии существенно (до 20 мГал) растет в океанах, но здесь намного больше и величина возмущения.

Выше упоминалось согласование расчетных по АПГ температур коры и верхней мантии платформ с экспериментальными данными. Можно также привести результаты подобного сопоставления для фанерозойских геосинклиналей, рифтов и зон современной активизации континентов и океанов (рис. 2.29).

Очевидно, что расчетные и экспериментальные данные вполне согласуются (рис. 2.29). Количественная характеристика степени их соответствия представлена двумя параметрами: различий расчетных и экспериментальных температур, и T магм, установленных на одной глубине. Модальные величины обоих расхождений составляют около 50 °C, т. е. отличие экспериментальных данных от расчетных может быть объяснено погрешностью эксперимента.

Еще один параметр, который можно использовать для контроля построенных по АПГ моделей глубинных процессов — распределение скоростей продольных сейсмических волн в верхней мантии. Выбор материала для сравнения непрост, некоторые его приемы рассмотрены в работе [Гордиенко, 2010 и др.].

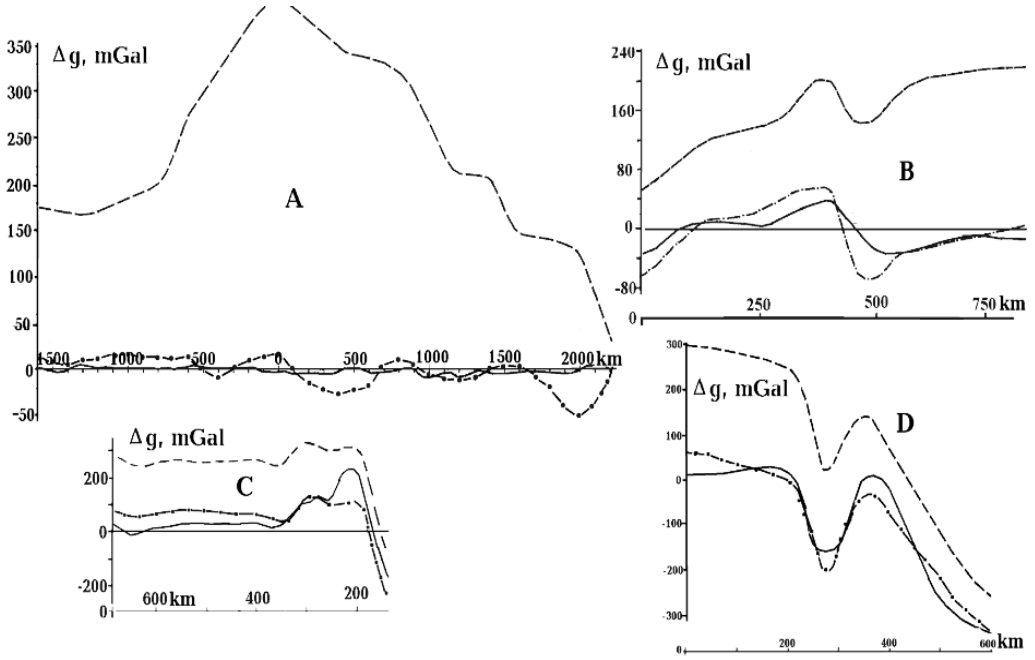


Рис. 2.28. Мантийная гравитационная аномалия в некоторых изученных районах активизации океана и переходных зон. Усл. обозначения см. на рис. 2.27. A — Анголо-Бразильский геотраверс [Павленкова и др., 1993], пересекающий САХ и прилегающие котловины, B — Внутренняя и Внешняя впадины Северо-Американского Приатлантического прогиба и прилегающая часть Сев. Америки с Аппалачской зоной активизации, C — Южно-Охотская задуговая впадина, D — зона перехода от Анд к плите Наска.

Для характеристики альпийских геосинклиналей привлечены данные под обширными регионами Карпато-Динаридского «овала» и др. Под сравнительно узкими образованиями (Б. Кавказ, Альпы) — аномальность скорости значительно меньше. В качестве примеров современной активизации использовались данные по таким зонам на докембрийских платформах Северной Евразии, здесь есть шанс увидеть соответствующую аномалию без искажения.

Но этот результат не достигнут [Гордиенко, 2010] — рис. 2.30 B. В верхней части разреза наблюденные значения скорости заметно повышены по сравнению с расчетными, что можно отнести на счет эклогитизированных основных коровых пород в связи с молодостью процесса опустившихся на небольшую глубину в мантию. В молодых рифтах мало известной автору информации о скоростных

разрезах. На океанах экспериментальные данные представительны для островных дуг (и аналогичных структур — береговых хребтов Америк) и СОХ. В первом случае результат практически не отличается от установленного в геосинклиналях (с которыми они, собственно, и отождествляются по АПГ). Разрезы под желобами и океаническими впадинами пока слабо обоснованы. Кроме данных, приведенных на рис. 2.30 G,H, в литературе имеется незначительная по объему информация, но ее достоверность еще предстоит рассмотреть.

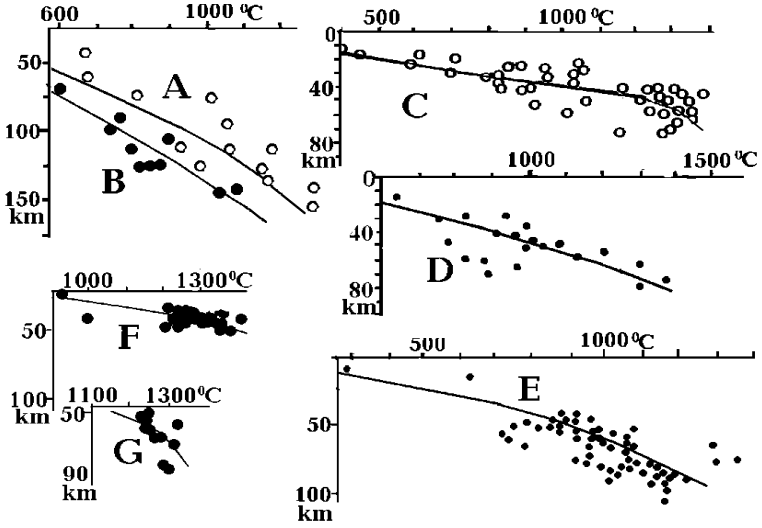


Рис. 2.29. Расчетные по АПГ температуры (линии) и данные геотермометров (точки) A — Украинский щит, B — Припятский вал (платформенная территория с пониженной ТГ в земной коре), C — геосинклинали Курил, Камчатки, Аппенин, D — рифты Центрального массива Франции, Рио Гранде, Кении, E — зоны молодой активизации Алданского щита, Витимского нагорья, Чешского массива, F — Сомалийская, Марианская, Филиппинская котловины и район желоба Яп, G — Японская котловина.

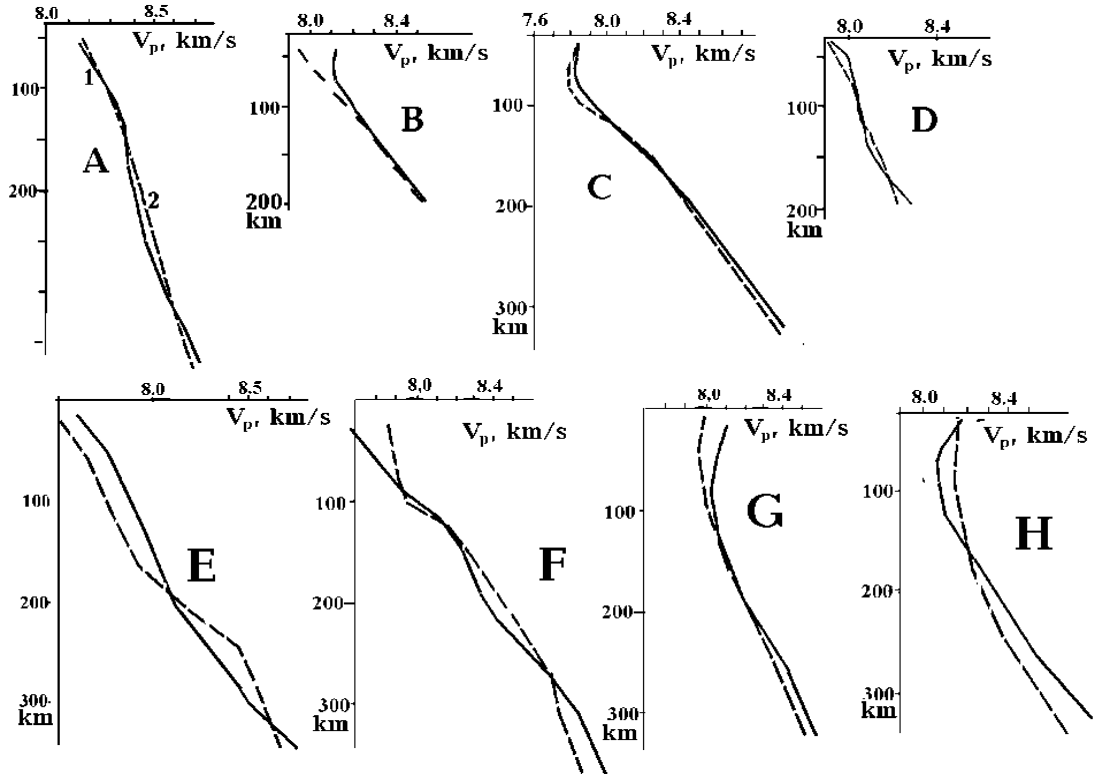


Рис. 2.30. Сравнение экспериментальных (1) и расчетных (2) распределений скорости продольных сейсмических волн в верхней мантии под регионами с различными эндогенными режимами [Гонтовая и др., 2006, Гордиенко и др., 2014, Pavlenkova et al., 2006 и др.]. A — докембрийская платформа, B — зона современной активизации платформы, C — альпийская геосинклиналь, D — альпийский рифт, E — срединно-океанические хребты, F — островные дуги и прибрежные хребты тихоокеанского побережья Северной и Южной Америк, G — вал Зенкевича на окраине Северо-Западной плиты Тихого океана, H — Курило-Камчатский желоб.

Перечень операций контроля построенных моделей можно продолжить, но остальные приемы его проведения не добавят заметно убедительности результату. А он в целом положительный. Получить без подбора параметров модели такие количественные согласования, с расхождениями, не выходящими за рамки обусловленных погрешностями, невозможно с помощью любой другой гипотезы.

Были рассмотрены несколько приложений АПГ к изучению проблемы сейсмичности и поискам месторождений полезных ископаемых (углеводородов, гидротермальных сульфидных руд, алмазов, ресурсов геотермальной энергии). Они дают весьма разные по значению дополнения в имеющуюся сумму знаний по каждому из названных направлений. Пожалуй, основная ценность таких приложений — в перенесении на новые объекты наработанных методов анализа геолого-геофизической информации. Но есть и заметные новые элементы, которые вполне могут пригодиться как дополнение арсенала исследователей перечисленных процессов. В качестве примера сошлемся на возможность привлечения АПГ к изучению природы землетрясений и месторождений углеводородов.

Для сейсмичности наиболее интересным кажется использование тепловых моделей для изучения поглощения энергии и вариаций сотрясаемости, а также соотношений сейсмического момента, энергоемкости и предполагаемого объема очага. Однако наглядней — связь независимо определенных по комплексу геолого-геофизических данных [Гордиенко, 2001, Гордиенко и др., 2005 и др.] контуров зон современной активизации и эпицентров землетрясений. Связь не вызывает сомнений, хотя картина не полна из-за недостаточной изученности (рис. 2.31). На территории Украины сеть сейсмостанций ориентирована на фиксацию событий на западе и юге. Сведения о слабых землетрясениях в центре и на востоке появились лишь в последнее время по результатам наблюдений в России. Их продолжение приведет, возможно, к выявлению новых очагов.

Согласно АПГ эндогенные месторождения углеводородов (имеющиеся факты не позволяют исключать и углеводородные месторождения органической природы) формируются при современной активизации в течение последних сотен (а, возможно, и десятков) тыс. лет. В это время в нижнюю и среднюю часть коры вторгаются основные мантийные выплавки, приносящие растворенные флюиды. Серпентинизируются основные и ультраосновные породы, предварительно метаморфизованные до гранулитовой фации. Выделяется водород и относительно небольшое количество углеводородов. Частичное плавление охватывает часть пород, находящуюся в амфиболитовой фации. Флюидный поток поднимается в основном по более проницаемым зонам разломов (проницаемость которых растет на порядки под влиянием сейсмичности) и переносит водород в среднюю и верхнюю часть коры. При наличии в ней заметных концентраций углерода (графита, шунгита, менее метаморфизованных, возможно, — первично-осадочных образований) возникают углеводороды.

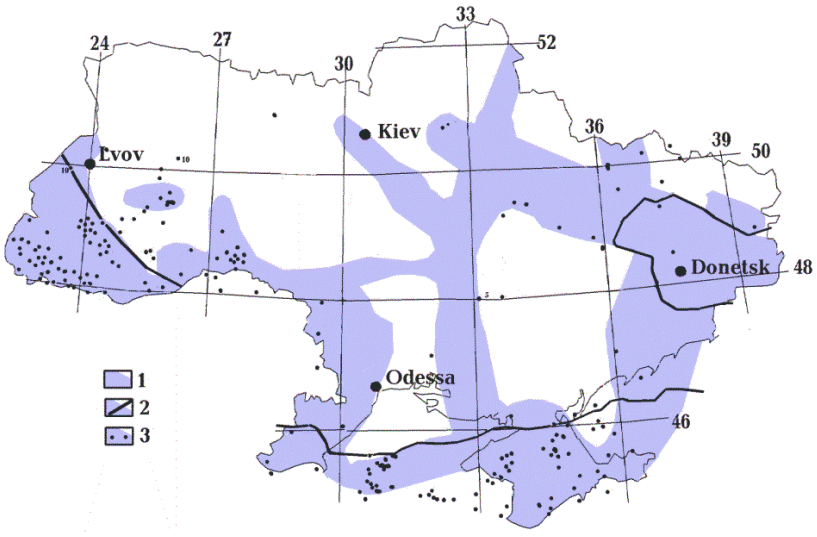


Рис. 2.31. Зоны современной активизации (СА) на территории Украины. 1 — активизированные зоны, 2 — граница Восточно-Европейской платформы.3 — эпицентры землетрясений,

Расчет показывает, что по такой схеме может возникнуть несколько «поколений» месторождений на одном месте. Такая модель делает очевидной (если события происходят на платформе без влияния других видов активных эндогенных режимов) связь концентраций месторождений с рядом геологических признаков (аномалии изотопии гелия, высокие пластовые давления, гидрохимическая инверсия, появление в коллекторах микро- и наночастиц из метаморфизованных пород низов коры и т. д.) и аномалий физических полей. Весь регион современной активизации выделяется мантийной

гравитационной аномалией и зоной пониженных скоростей в верхах мантии. В гравитационном поле выделяются дополнительные аномалии над проницаемыми (разуплотненными) разломами, эти же объекты фиксируются и аномалиями электропроводности. Приуроченность аномалий ТП к местам скопления месторождений менее определенна. За указанное выше время тепловая аномалия из средней и нижней коры не достигает глубин измерения Т в скважинах. Повышенные температуры (и аномалии изотопии гелия) появляются только около локальных разломов, выводящих глубинные флюиды в залежь.

В части Днепровско-Донецкой впадины все геологические признаки нефтегазоносности присутствуют. Например, значащая мантийная гравитационная аномалия и месторождения территориально совпадают.

Юго-восточнее, в Донбассе, аномалия сохраняется, а месторождения есть только в узкой зоне у северного краевого разлома. В центре региона в скважинах фиксируется поступление (кроме небольшого количества «угольного» метана) поток глубинного водорода [Мурич и др., 1975]. Для образования углеводородов в коре на нужной глубине не оказалось углерода.

Для сравнения с аномалиями физических рассчитана плотность запасов углеводородов. Территория ДДВ разбита на продольные и поперечные полосы, в их пределах суммированы запасы месторождений и отнесены к единице площади. Для мантийной гравитационной аномалии и суммарной продольной электропроводности средней части коры в тех же полосах определены средние значения. Вариации обоих параметров согласуются с изменчивостью нефтегазоносности. Соответствие аномалий теплового потока концентрациям месторождений менее полное, но все же на месторождениях присутствуют отдельные повышения ТП над фоном, составляющим в регионе около 43 мВт/м^2.

В целом прогноз по АПГ оправдывается и полученные данные вполне могут дополнить комплекс нефтегазопоисковых исследований.

Приведенная выше информация показывает, что тектогеническая гипотеза, отвечающая сформулированным требованиям, не только возможна, но уже достаточно разработана и успешно применяется на всей территории Украины (см. выше) и за ее пределами [Бурьянов и др., 1987, Гонтовая и др., 2006, Гордиенко и др., 1990, 1992, Гордиенко, 2009, 2010 и др.].

2.2. Геодинамика альпийского обрамления юго-западной окраины Восточно-Европейской плиты

2.2.1. Украинские Карпаты

Тепловое поле и геодинамика Карпат. Тепловое поле литосферы определяется ее энергетическим балансом и условиями переноса тепла. Энергетический баланс формируется за счет ее внутренних источников тепла и тепла, поступающего из недр Земли к ее нижней границе. Главным источником тепловой энергии внутри литосферы является распад долгоживущих радиоактивных элементов, сосредоточенных в основном в верхней части земной коры (в осадочном и гранитном слоях). Мантийную составляющую формируют многие энергетические процессы в недрах Земли, включая и первичное тепло ее образования. Их природа также как и механизм теплопередачи, очевидно, изменяются по мере эволюции земных недр и с глубиной.

Перенос тепла в жесткой литосфере осуществляется преимущественно за счет молекулярной теплопроводности горных пород. Некоторую роль в переносе тепла играет движение вещества, главным образом, в виде потоков флюидов и газов. Однако на определенных этапах геологической эволюции происходит существенное нарушение энергетического баланса литосферы в связи с активизацией геодинамических процессов деструктивного типа, сопровождающихся изменением условий теплопередачи, включением более мощных механизмов теплопереноса и крупномасштабными перемещениями глубинного вещества в виде конвективных потоков, плюмов, диапиров. Они приводят к разрушению литосферы, образованию в ней очагов плавления и мощных потоков высокотермальных флюидов, поднятию астеносферы, усилению магматической, тектонической и геотермической активности. После прекращения геодинамических активных процессов наступает период стабилизации теплового режима, который продолжается сотни миллионов лет (200—300 млн лет). Уровень тепловых потоков на этом этапе постепенно снижается со временем, а тепловое поле имеет нестационарный характер. Как показывает анализ экспериментальных данных в современном тепловом поле еще могут сохраняться возмущения, обусловленные средне- и позднепалеозойскими активными процессами (Кутас, 1978; Кутас и др., 1989; Sclater et al., 1980 и др.). Конвергентные процессы также сопровождаются изменением структуры литосферы и ее теплового режима. Наиболее существенные возмущения обусловлены субдукционными явлениями, формированием надсубдукционных рифтов, вулканической и гидротермальной деятельностью.

Особенности тепловой эволюции Карпат. Совместный анализ геотермических условий и структуры земной коры позволяет выделить некоторые особенности геодинамического и теплового развития региона и оценить их соответствие современным геотектоническим концепциям и тектоническому районированию.

Анализ распределения тепловых потоков и результатов моделирования теплового поля вдоль профилей сейсмического зондирования, пересекающих разные сектора Карпатской дуги, свидетельствует о довольно существенной геотермической неоднородности литосферы, отражающей особенности ее строения и многофазного геодинамического развития. Максимальной геотермической активностью (высокими тепловыми потоками) характеризуется Паннонский бассейн, образовавшийся в неогене во Внутрикарпатской области (рис. 1.46 и 1.47 в подразделе 1.6) Его оконтуривают изолинии теплового потока 70—80 мВт/м^2 (рис. 2.32). Внутри этого контура плотность теплового потока изменяется от 70 до 120—130 мВт/м^2. Аномально высокими значениями выделяются зоны проявления наиболее интенсивных тектонических процессов (разломов, грабенообразных прогибов и др.) и неоген-четвертичного вулканизма. Область аномально высокой геотермической активности на северо-западе от Центрального массива Западных Карпат отделяет протяженная тектоническая линия (сдвиговая зона), представленная в пределах Внутренних Карпат системой нарушений (Раба-Хурбаново-Дарно). Она разделяет южную и северную части микроплиты Алькапа, а также ограничивает продолжение в северо-западном направлении Закарпатского прогиба. Во Внутренних Карпатах она разделяет Западные и Восточные Карпаты, а в Предкарпатском прогибе является северо-западной границей Внутренней (Бориславско-Покутской) зоны. По мнению некоторых исследователей эта тектоническая зона прослеживается и за пределами Карпат на Восточно-Европейской платформе [Глушко, 1968, 1994; Чекунов, 1970]. С юго-востока область высоких тепловых потоков ограничивают горы Апусени и Трансильванская впадина. Эта граница имеет сложную конфигурацию и также представлена системой тектонических нарушений.

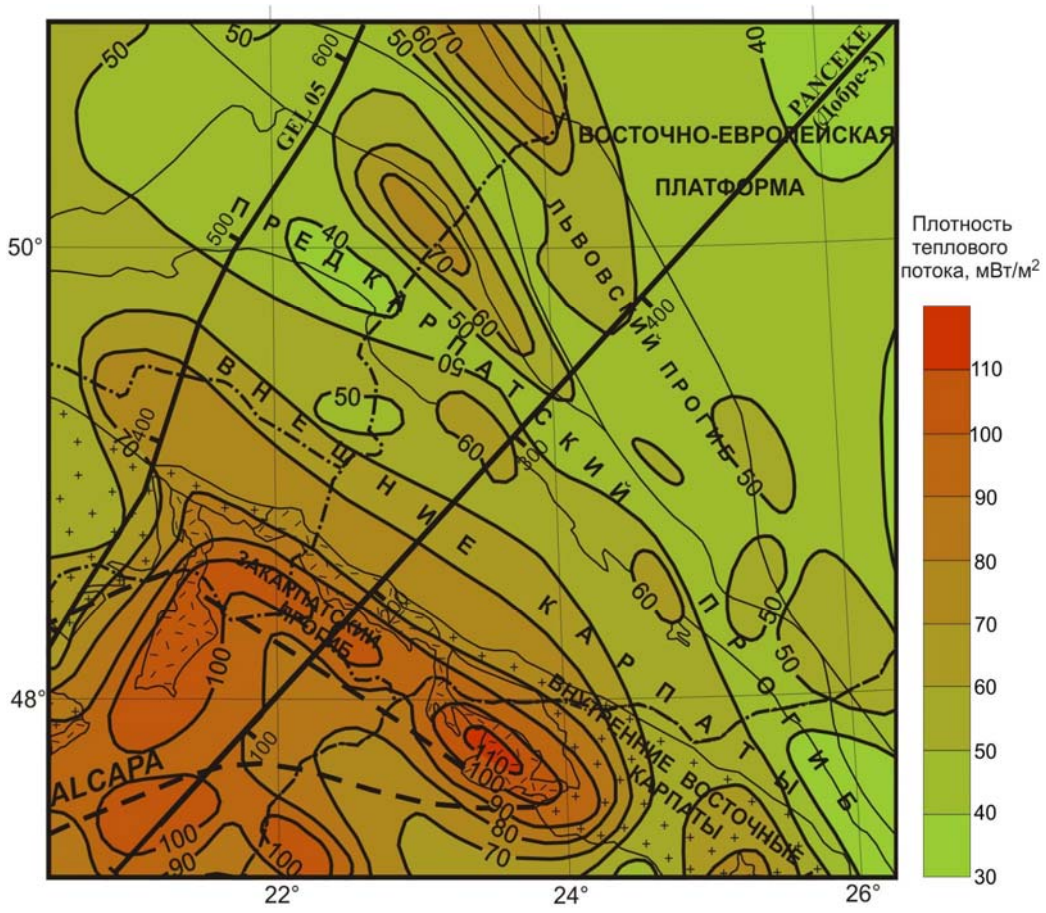


Рис. 2.32. Схема распределения теплового потока (с элементами тектоники) Карпато-Паннонского региона и положение сейсмических профилей, вдоль которых построены геотермические модели.

Геотермическая активизация охватила не всю Внутрикарпатскую область. Она не ограничена отдельными тектоническими блоками, микроплитами или сутурными зонами. В геотермическую акти-

визацию были втянуты частично Внешние Карпаты, южная часть микроплиты Алькапа, северо-западная часть микроплиты Тисия и разделяющая их на современном этапе Средневенгерская тектоническая зона. Геотермическая аномалия наложилась на структуры разного типа и возраста. Поэтому можно предполагать, что образование этих тектонических элементов и геотермической аномалии происходило с участием разных геодинамических процессов и со смещением во времени. В формировании тектонического облика литосферы участвовали, главным образом, крупномасштабные горизонтальные движения плит, микроплит, пластин, блоков и других фрагментов начиная с позднего мезозоя и до настоящего времени, а геотермических аномалий — вертикальные перемещения вещества в конце олигоцена-миоцене. Максимально геотермическая активность проявилась в относительно ограниченных контактных и окраинных зонах плит и микроплит, что может свидетельствовать о влиянии их взаимодействия на образование субвертикальных потоков вещества и тепла.

Высокие тепловые потоки невозможно объяснить изменением теплофизических параметров или распределением радиогенных источников тепла. Избыточное тепло поступает из мантии. Его традиционно связывают с поднятием астеносферы, температура которой предполагается равной солидусным значениям. Если эта температура известна (обычно принимается равной 1200—1300 °С), то положение этих изотерм может быть определено с учетом данных о строении литосферы и плотности теплового потока на поверхности из решения нестационарного уравнения теплопроводности [Кутас, 1978; Кутас и др., 1989, 2003; Majcin, 1993]. Как следует из результатов моделирования на основе решения нестационарного уравнения теплопроводности современное среднее значение плотности теплового потока (90—95 мВт/м^2) в Паннонском бассейне согласуется с положением изотерм 1200—1300 °С на глубинах 75—60 км. Температуры 1100—1200 °С на минимальных глубинах (40—35 км) находились 25—16 млн лет назад [Кутас, 1993]. Однако следует учитывать, что при оценке положения и параметров астеносферы как слоя частичного плавления появляется некоторая неоднозначность. Она связана, в первую очередь, с определением температуры плавления, которая зависит от состава пород, содержания воды, напряженного состояния, давления, наличия тектонических нарушений и пр. Степень влияния этих факторов изменяется по глубине и во времени в процессе эволюции литосферы. Существуют достаточно весомые аргументы считать, что состав мантийных пород и содержание в них флюидов в разных регионах существенно отличаются. Многократно активизированная верхняя мантия древних платформ, вероятно, обеднена флюидами и легкоплавкими элементами, а температура ее плавления выше, чем мантии активных областей, особенно в субдукционных и коллизионных зонах, в которых происходит затягивание в верхнюю мантию пород земной коры, включая и осадки. Разница в температурах плавления сухих и влажных пород может достигать 200—500 °С и более [Добрецов, 1980]. Температура плавления водонасыщенных основных пород снижается до 950—1100 °С, а кислых — до 650—700 °С. Поэтому в зонах притока флюидов фронт плавления при тех же геотермических условиях поднимается выше, а плавление начинается при пониженных температурах.

Модель с поднятием астеносферного диапира в неоген-четвертичное время вполне приемлема для объяснения теплового режима литосферы Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба. Она согласуется с образованием магматических очагов в подкоровом слое верхней мантии, подплавлением нижнего слоя земной коры и плавлением метаморфизованных осадков среднего слоя земной коры на глубинах 15—20 км (рис. 2.33). Однако для образования и подъема астеносферного диапира необходим дополнительный приток тепла из недр, способный обеспечить увеличение объема расплава в астеносфере (до 10—30 %) [Добрецов, 1980; Рингвуд, 1981], подплавление литосферы и более эффективный механизм теплопереноса в литосфере в виде сквозь литосферных тепломассопотоков, диапиров, плюмов, конвективных потоков и пр. Температура плавления пород зависит от их состава и термобарических условий. Для реализации процесса плавления и увеличения объема расплава необходимы приток дополнительной энергии или при тех же геотермических условиях снижение начальной температуры плавления.

Температура плавления пород снижается при падении давления или увеличении в составе пород легкоплавких элементов и флюидов (воды, углекислоты и др.). Декомпрессия литосферы возникает в результате образования в ней глубинных разломов, проницаемых и нарушенных зон, очагов сжатия и растяжения. При изменении напряженного состояния разрушается, в первую очередь, самая холодная, хрупкая и неоднородная верхняя часть литосферы. При этом создаются благоприятные условия для образования очагов плавления на относительно небольших глубинах и формирования полиастеносферной структуры верхней мантии.

Обогащение верхней мантии легкоплавкими элементами и флюидами реализуется за счет глубинных флюидных потоков или погружения в литосферу земной коры совместно с насыщенными водой осадками в зонах субдукции и коллизии. Субдукционный процесс приводит не только к обогащению литосферной мантии легкоплавкими элементами и флюидами, но и к дополнительному выделению тепловой энергии за счет трения на поверхности погружающегося слэба, нарушению устойчивости системы литосфера – астеносфера, усилению теплообменных процессов.

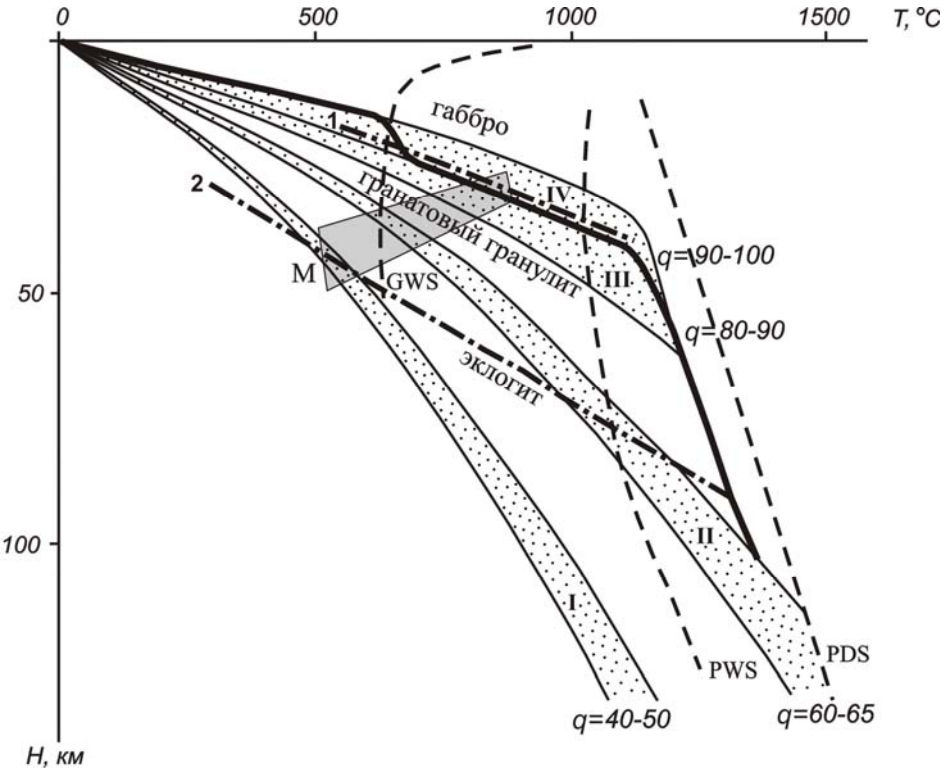


Рис. 2.33. Плотность теплового потока и распределение температур в литосфере различного времени консолидации. I — докембрийская (q=40—50 мВт/м^2), II — палеозойская (q=60—70 мВт/м^2), III—IV — альпийская (q=70—110 мВт/м^2). Утолщенная кривая соответствует распределению температур в Паннонском бассейне на стадии максимального разогрева (конец олигоцена — миоцен, 25—10 млн лет назад). GWS — кривая плавления водосодержащих кислых пород; PWS — кривая плавления водосодержащих пород основного состава; PDS — кривая плавления сухих пород основного состава.

Естественно, все упомянутые процессы могли иметь место в геологической истории Карпато-Паннонского региона и оказать влияние на современное строение литосферы и ее тепловой режим. В альпийской геологической истории Карпат можно выделить два этапа [Глушко, 1968; Гнилко, 2011; Карпатская…, 2004; Ляшкевич и др., 1995]. На первом этапе (средний триас — ранняя юра) преобладал геодинамический режим растяжения, сопровождавшийся рифтогенезом, раскрытием океанических бассейнов, ультраосновным и основным магматизмом, выносом глубинного вещества и тепловой энергии. На втором этапе начиная с поздней юры преобладал длительный режим сжатия, сопровождавшийся закрытием океанических бассейнов, субдукцией, разрушением и погружением краевых зон континентов, образованием в надсубдукционной области островной дуги, многочисленных микроплит и террейнов, раскрытием преддуговых и задуговых бассейнов, краевых и надсубдукционных рифтов, активизацией магматизма, представленного преимущественно известково-щелочными сериями. На этом этапе сформировались покровно-складчатые структуры Внутренних Карпат, а на склоне Евразийской плиты на разрушенных и погруженных окраинах континента образовались глубоководные бассейны (Пенинский, Магурский, Примармарошский(?) и др.), в которых накапливались флишевые отложения.

С учетом строения и теплового режима современных островных дуг и задуговых бассейнов можно предположить, что сформировавшаяся на этом этапе литосфера и ее тепловой режим отличались большим разнообразием, но преобладали повышенные тепловые потоки (60—80 мВт/м^2) и мощность литосферы изменялась от 50 до 100 км, а мощность континентальной земной коры составляла 25—40 км. О повышенной геотермической активности мезозойских структур в Карпатском регионе свидетельствуют проявления мезозойского магматизма и высокая степень метаморфизма осадочных пород, а также и современные повышенные значения тепловых потоков. По результатам моделирования тепловой эволюции литосферы разновозрастных структур температура в средней части земной коры континентальных микроплит на глубинах 20—25 км на начало кайнозоя составляла 500—600 °С, в основании коры и в подкоровом слое верхней мантии — 700—800 °С, а на глубинах 60—70 км — 1000—1100 °С (рис. 2.33). Поверхность астеносферы находилась на глубинах 70—100 км.

Кульминация геодинамической, вулканической и геотермической активности, которая привела к формированию современного геоморфологического и тектонического облика Карпато-Паннонского региона, соответствует неогену. Анализу этого этапа геологической истории Карпат посвящены мно-

гочисленные публикации [Гнилко, 2011; Карпатская …, 2004; Ляшкевич и др., 1995; Csontos et al., 1992; Csontos, 1995; Horvath, 1993; Konečny, 2002; Sandulescu, 1988 и др.], однако единая общепризнанная концепция пока отсутствует. Очевидно, наиболее обоснованной является концепция, базирующаяся на анализе взаимодействия плит и микроплит.

Предполагается, что на коллизионном и постколлизионном этапах развития Карпато-Паннонского региона определяющую роль в эволюционном процессе играла субдукция (А-субдукция) основания флишевых бассейнов под Внутрикарпатскую область (микроплиты Алькапа в северной части и Тисия-Дакия — в южной) с одновременным вытеснением флишевых образований на Евразийскую плиту. Зона субдукции постепенно смещалась к востоку и юго-востоку. В палеогене закрылся Пенинский бассейн, в нижнем миоцене — Магурский, в среднем — Кросненский. Закрытие бассейнов сопровождалось значительными горизонтальными перемещениями блоков земной коры в восточном направлении вдоль сдвиговых разломов. Развитие субдукции компенсировалось в каждом бассейне поднятием астеносферы и растяжением литосферы.

Геотермические условия Карпато-Паннонского региона в общих чертах согласуются с такой схемой эволюции, но в строении литосферы и в распределении геотермических параметров существуют особенности, которые не находят отражения в этой схеме и, очевидно, свидетельствуют о более сложных геодинамических процессах. Отметим некоторые из них: 1) Субдукционный процесс должен сопровождаться понижением теплового потока в зоне погружения плиты. Однако во всей области развития предполагаемой неогеновой субдукции преобладают повышенные и высокие тепловые потоки. Естественно, можно предположить выравнивание теплового режима в постсубдукционное время, но для этого необходимо несколько десятков миллионов лет. Но временной коллизионный интервал для этого Регина не превышает 10 млн лет. 2) В земной коре и подкоровом слое мантии отсутствуют следы неогеновой субдукции (сутурные зоны, остатки погружающихся слэбов и пр.). 3) Блоковая (фрагментарная) структура внутрикарпатской области, включая и ограниченный разломами Паннонский бассейн как ее часть, не согласуется с постепенным закрытием флишевых бассейнов с образованием вдоль всей Карпатской дуги надвиговой структуры Внешних Карпат и единого Предкарпатского прогиба. 4) Ориентированная на юго-запад неогеновая субдукция не может объяснить наличие на всех профилях в подкоровом слое верхней мантии (на глубинах от 35 до 65 км) хорошо выраженных, погружающихся под Внешние Карпаты отражающих границ, которые можно увязать с субдукцией противоположного направления (рис. 2.34).

Геотермические условия и структура земной коры однозначно указывают на формирование в литосфере Паннонского бассейна зон растяжения, поднятие мантийного вещества и повышение температуры на рубеже палеогена и неогена. Но состав продуктов магматизма (кислый или средний состав, отсутствие ультраосновных пород) и геотермические условия (температуры порядка 1000—1100 °С в основании коры) не позволяют связать эти аномальные процессы с поступлением глубинного (подастеносферного или нижнемантийного) вещества. Не подтверждают существование глубинных тепломассопотоков в этом регионе и данные сейсмотомографических исследований [Гейко и др., 2006]. Под астеносферой здесь выделяется относительно однородный слой с повышенной скоростью. Активизация теплового режима произошла только в литосфере и обусловлена она нарушением теплового и механического равновесия в системе астеносфера-литосфера. Формирование тепломассопотоков в ней связано с понижением температуры плавления, вызванных одной или несколькими из упомянутых выше причин, в первую очередь с погружением водонасыщенных низкоплавких пород земной коры и декомпрессией на этапе закрытия океанических бассейнов в конце мела-палеогене. В Паннонском бассейне и Закарпатском прогибе фронт плавления обогащенных флюидами средних и основных пород поднимался до глубин 35—40 км (рис. 2.33, 2.34). При этом происходило подплавление нижнего слоя земной коры и образование очагов кислой магмы в подкоровом слое и в средней коре на глубинах 15—20 км. Подплавление коры привело к сокращению ее мощности до 22—25 км. Ее минимальная толщина соответствует зонам разломов и растяжения, в частности Средневенгерской тектонической зоне, Закарпатскому прогибу.

Геодинамика Карпат по сейсмическим и геотермическим данным. В неогене весь Карпато-Паннонский регион отличался интенсивной тектонической активностью, существенно повлиявшей на структуру литосферы. Ее анализ также позволяет сделать некоторые выводы о характере геодинамических процессов на этом временном интервале. Рассмотрим некоторые особенности строения земной коры и подкоровой верхней мантии в северной части Паннонского бассейна в пределах микроплиты Алькапа, довольно детально изученной сейсмическими методами [Bielik et al., 2004; Grad et al., 2006; Guterch et al., 2003; Janik et al., 2011; Sroda et al., 2006 и др.]. Как уже отмечалось, земная кора в этом регионе имеет трехслойное строение: слой осадков (верхняя кора) и два слоя кристаллической коры (средняя и нижняя кора) (рис. 1.48 и 1.47 в разд. 1.6). Верхняя кора, представленная толщей неизмененных неогеновых осадков (Vp=2,3—2,6 км/с) и подстилающим их слоем матаморфизованных образований палеозоя-мезозоя (Vp=5,7—5,9 км/с), отличается значительной неоднородностью и раз-

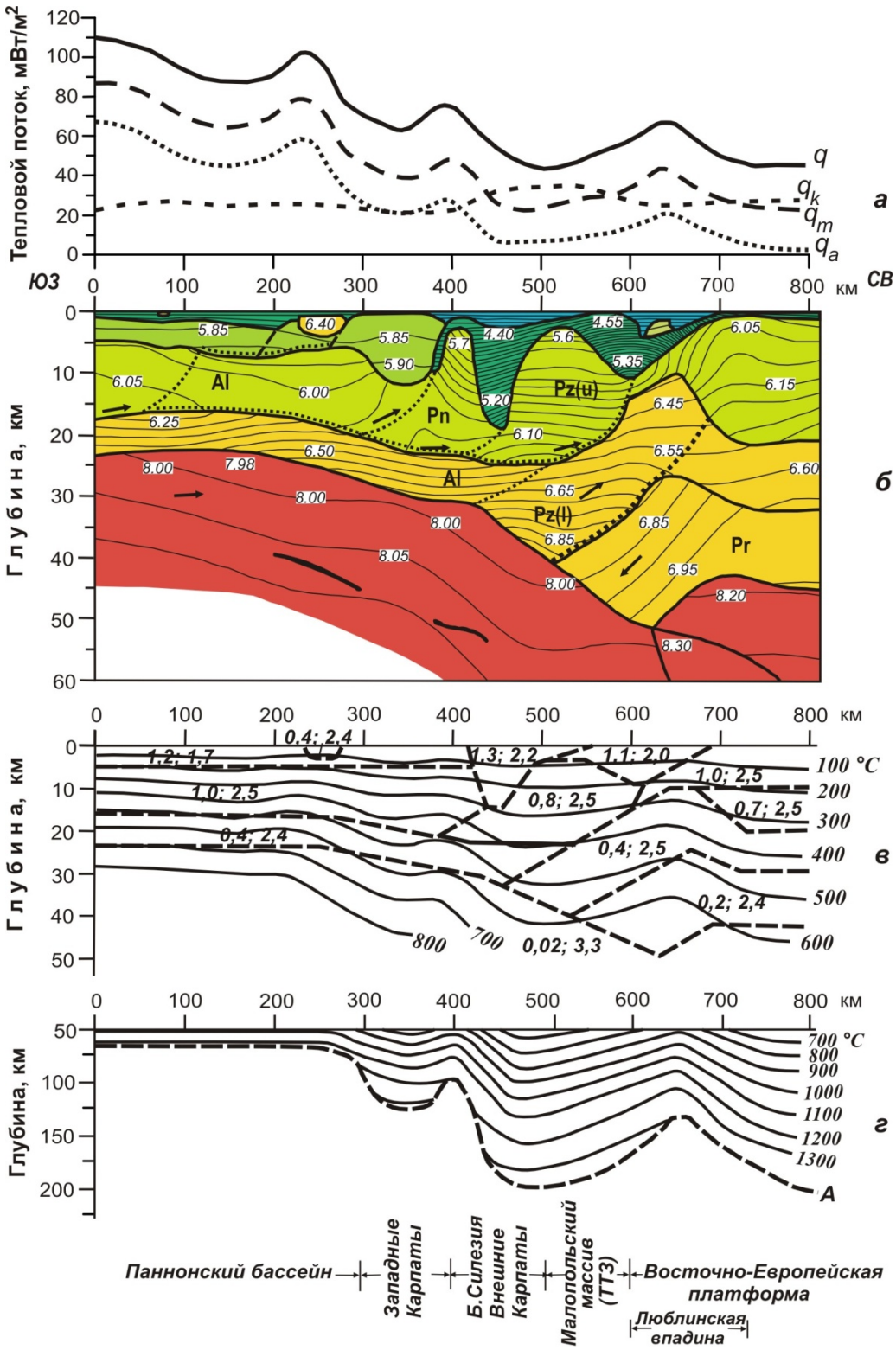


Рис. 2.34. Геотермическая модель литосферы через Западные Карпаты вдоль профиля Cel 05. Сейсмические данные по [Grad et al., 2006]. Условные обозначения см. на рис. 1.49 в подразделе 1.6.

дробленностью. Ее структура изменяется при переходе от Паннонского бассейна к кристаллическому массиву Западных Карпат [Grad et al., 2006; Janik et al., 2011 та ін.] (рис. 2.34). Их разделяет зона тектонических нарушений. На ней происходит смена теплового режима земной коры и ее можно рассматривать как границу «теплового диапира» Паннонского бассейна. От этой зоны слой метаморфизованных осадков постепенно погружается в сторону Пенинского клиппового пояса и его толщина увеличивается. От клиппового пояса его отделяет наклоненный под микроплиту Алькапа разлом, который

прослеживается уверенно только в осадочном слое. На профиле Cel 05 его также можно выделить в верхнем слое кристаллической коры по изменению положения изолиний скоростей. С глубиной он выполаживается и продолжается в виде срыва, разделяющего средний и нижний слои земной коры.

В Закарпатском прогибе на профиле PANCAKE (рис. 1.47 в подразделе 1.6) слой метаморфизованных осадков выделяется только в западной части у границы с Паннонским бассейном. В направлении Внешних Карпат его мощность уменьшается, он выклинивается или разрушается. Эта особенность в строении Закарпатского прогиба может свидетельствовать о некоторых отличительных условиях его развития. В средней коре Закарпатский прогиб от Паннонского бассейна отделяет разлом (или система разломов), на котором происходит смена структуры земной коры и ее скоростной характеристики. Этот разлом выходит на земную поверхность в зоне Пенинских клиппов. Его можно рассматривать как зону тектонического контакта или надвига средней и верхней коры микроплиты Алькапа на кристаллическую кору Закарпатского прогиба. На северо-востоке прогиб от Внешних Карпат также отделяет система тектонических нарушений. Таким образом, в Закарпатском прогибе между Паннонским бассейном и Внешними Карпатами в средней коре по сейсмическим данным вырисовывается куполообразное тело, состоящее из фрагментов континентальной коры, очевидно, не принадлежавших ни микроплите Алькапа, ни Евразийской плите. С большей вероятностью их следует рассматривать как остатки коры иных тектонических элементов, в частности палеозойской платформы или окраинных бассейнов (Пенинского).

Нижняя кора под Закарпатским прогибом утончена до 6—10 км. Ее структура и скоростные параметры не согласуются с верхним слоем кристаллической корой. Она постепенно погружается под Складчатые Карпаты, но изолинии скорости сохраняют субгоризонтальное положение. Их продолжение на северо-восток ограничивает поверхность раздела Мохо, которая погружается с 25 км под Паннонским бассейном до 42—44 км под Складчатыми Карпатами.

Для верхнего слоя земной коры Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба характерны многочисленные тектонические нарушения в виде срывов, сдвигов, надвигов. Большинство из них в средней коре выполаживаются или отсекаются границами средней коры. Средняя кора по своей структуре и распределению скоростей существенно отличается от верхней. Этот факт можно рассматривать как достаточно веский аргумент в пользу тектонической природы границы между ними. Возможность существования в земной коре на профиле Cel 05 сколов и горизонтальных перемещений по поверхности срыва на глубинах около 20 км отмечают авторы работы [Grad et al., 2006]. Такое же резкое несоответствие в распределении сейсмических скоростей прослеживается между средней и нижней корой. В нижней коре Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба отсутствуют (или не выделяются) разломы. Раздел Мохо образует пологое куполообразное поднятие. Верхняя мантия как бы внедряется в земную кору, подплавляя ее и нарушая горизонтальное распределение скоростей. Создается впечатление, что в условиях сжатия пластическое и частично расплавленное вещество нижней земной коры и верхов мантии выжималось (растекалось) под краевые бассейны и склон платформы (формирующуюся аккреционную призму Внешних Карпат). С ним связано повышение теплового потока и образование очагов магмы на некоторых участках внутреннего склона Внешних Карпат [Majcin et al., 2014].

По сейсмическим и геотермическим данным в земной коре Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба можно выделить три яруса, отличающихся по своему строению, распределению сейсмических скоростей и условиям геодинамического развития. Современная структура и тектоническое районирование коры, установленные по геологическим данным и результатам бурения, сохраняются только в верхнем слое, представленном осадочными и метаморфизованными породами. В средней коре (верхнем слое кристаллической коры) можно проследить лишь отдельные сутурные и региональные тектонические зоны. В нижней коре проявления структурных особенностей и тектонической активности верхней и средней коры не проявляются. Такая структура земной коры Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба сформировалась в миоцене-плиоцене в результате внутрикоровых срывов и неравномерных взаимных горизонтальных перемещений по ним слоев земной коры и подкоровой мантии. Сдвиги и хрупкие деформации максимально проявились в верхней коре, вязкие деформации — в средней коре и пластическое растекание или растяжение — в нижней. Кора формировалась в условиях регионального сжатия, достаточно высоких температур, хорошей реологической расслоенности и неравномерных горизонтальных перемещений в разных секторах и на разных глубинных уровнях. Наиболее интенсивные перемещения предшествовали максимальному повышению температуры (конец олигоцена, начало миоцена), которое частично снивелировало неоднородности нижней коры и подкорового слоя мантии в разных тектонических зонах и на их границах.

Структура земной коры существенно изменяется в Пенинской клипповой зоне, разделяющей Внутренние и Внешние Карпаты, а также Евразийскую плиту от микроплиты Алькапа. На всех профилях на уровне верхней и средней коры микроплиту Алькапа от Пенинской зоны клиппов отделяет погружающийся под микроплиту разлом, по которому она надвигалась на Внешние Карпаты. Нижняя кора постепенно погружается под Внешние Карпаты. Таким образом, современную границу между

Внутренними и Внешними Карпатами следует рассматривать как надвиг верхней и частично средней коры микроплиты Алькапа на окраину Евразийской плиты и поддвиг под нее нижней коры и подкорового слоя. Однако эти процессы (надвиг и поддвиг) происходили со сдвигом во времени. (В работе [Grad et al., 2006] подобная «крокодиловая» модель строения этой сутурной зоны рассматривается как одна из трех возможных). Сформировалась такая структура в неогене на коллизионном этапе развития региона на границе Пенинской сутуры, которая активно развивалась на окраине Евразийской плиты еще в мезозое. Взаимодействие микроплиты Алькапа с Пенинским клипповым поясом существенно повлияло на строение земной коры, но слабо отразилось на распределении теплового потока. Граница микроплиты Алькапа не совпадает с контуром аномалии высокого теплового потока. Соответствие наблюдается только в зоне Закарпатского прогиба, который формировался как краевой бассейн в донеогеновое время. Эти закономерности свидетельствуют о доминирующем влиянии палеогеновых тангенциальных напряжений на структуру верхней и средней коры и миоценовых вертикальных тепломассопотоков в создании аномалий теплового потока и структуру литосферы в целом.

Во Внешних Карпатах геотермические условия и структура земной коры изменяются. Мощность земной коры при переходе от Паннонского бассейна к Внешним Карпатам постепенно увеличивается от 22—25 км до 30—40 км под палеозойской платформой и до 40—50 км под докембрийской. Ее кристаллическая часть трансформируется с двухслойной в трехслойную. Толщина осадочного слоя увеличивается до 10—22 км. Верхняя часть коры представлена надвигом Карпатского флиша, состоящим из серии самостоятельных тектонических зон — покровов. Эти общие закономерности прослеживаются в пределах всей Карпатской дуги, но в ее отдельных секторах они имеют свои особенности, отражающие специфику их многофазного развития.

На профиле PANCAKE, пересекающем Восточные Карпаты, мощность надвинутых флишевых образований достигает 8—10 км, а мощность мезо-палеозойской толщи осадков — 12—15 км. Мощность земной коры составляет 42—48 км (рис. 1.47 в подразделе 1.6). Кристаллическая часть земной коры представлена докембрийскими образованиями Восточно-Европейской платформы, граница которой на уровне поверхности фундамента традиционно проводится по тектонической линии Тейссейра-Торнквиста. Выполненные за последние 10—15 лет геофизические исследования, в первую очередь глубинные сейсмические зондирования по густой сети профилей [Гинтов и др., 2014; Grad et al., 2006; Guterch et al., 2003; Janik et al., 2011; Sroda et al., 2006 и др.], позволяют рассматривать всю область между Пенинским клипповым поясом и Восточно-Европейской платформой как погруженный деформированный ее край, перекрытый в разной степени надвигом разновозрастных (от байкальского до альпийского) тектонических элементов. Ширина этой зоны изменяется от 30 до 100 км. Наибольшая ширина отмечается на северном повороте Карпатской дуги, где надвиг представлен всеми структурными этажами, начиная с байкальского. К юго-востоку ширина этой зоны уменьшается и она скрывается под осадками Внешних Карпат и Предкарпатского прогиба. На профиле PANCAKE она выделяется в интервале от 250 до 350 км. В ее пределах верхний слой кристаллической коры постепенно погружается и разрушается, а нижний — без существенных нарушений продолжается под Восточные Карпаты до Ужокской зоны нарушений, которая выделяется вдоль зоны максимального погружения фундамента под Восточными Карпатами. Здесь он контактирует с фрагментами нижней коры палеозойской платформы, нижней и средней коры Пенинского (Магурского?) бассейна. Палеозойская платформа в виде самостоятельной тектонической единицы по сейсмическим данным не выделяется, но о ее наличии могут свидетельствовать отдельные блоки в структуре коры, выделяемые между осадочной толщей и нарушенной средней и нижней корой докембрийской платформы.

Предполагаемый вариант районирования земной коры под надвигом Складчатых Карпат по результатам анализа сейсмических и геотермических данных представлен на рис. 1.48 в подразделе 1.6. Перед фронтом Восточных Карпат юго-западная граница Восточно-Европейской платформы проведена на уровне поверхности фундамента по тектонической линии Тейссейра-Торнквиста, а на уровне раздела Мохо — по тектонической линии, ограничивающей с юго-запада нижний слой земной коры. Она выделяется под надвигом палеозойских и мезо-кайнозойских флишевых образований и примерно совпадает с Ужокским глубинным разломом. К юго-западу от нее в средней коре можно выделить еще одну тектоническую линию вдоль Черноголовского глубинного разлома, которая ограничивает с юго-запада зону раннепалеозойского (каледонского и докаледонского) тектогенеза, представленную на северо-западе Малопольской и Лежайской тектоническими единицами. Земная кора к западу от этой зоны очевидно формировалась в позднем палеозое. На этапе альпийского тектогенеза она была значительно деформирована, а на отдельных участках полностью разрушена. На современном этапе с юга ее ограничивает Пенинский клипповый пояс.

Окраина Восточноевропейской платформы, начиная с позднего протерозоя, неоднократно активизировались и перестраивались. Очевидно, от нее откалывались, а затем присоединялись отдельные фрагменты. Ее надвиговая структура сформировалась еще в палеозое. На альпийском этапе край Восточно-Европейской платформы с конца триаса до неогена погружался и растягивался. О

режиме растяжения свидетельствует образование здесь мезозойских впадин, в частности Львовско-Люблинской депрессии, которая характеризуется поднятием астеносферы и повышением теплового потока, а также серия разломов сбросового типа, ориентированных вдоль края древней платформы.

Выполненный анализ структуры земной коры и результаты моделирования теплового поля свидетельствуют о большой роли в формировании современного тектонического облика Карпато-Паннонского региона субдукционных и коллизионных процессов, а также позволяют выделить главные этапы геодинамического развития литосферы. Процесс закрытия океанических бассейнов и субдукции океанической земной коры и литосферы начался в конце юры и закончился в палеогене. Он сопровождался погружением большого объема легкоплавкого вещества и флюидов, что способствовало образованию очагов плавления при пониженных температурах. Погружение и плавление слэбов привело к накоплению расплава и флюидов, увеличению мощности и поднятию астеносферы, растяжению, утончению и деструкции литосферы, что способствовало дальнейшему снижению температуры плавления. Растяжение литосферы сопровождалось разрушением ее верхней хрупкой части, образованием многочисленных «литосферных окон», раскрытием и закрытием задуговых бассейнов, грабенообразных прогибов, краевых впадин и морей на коре континентального или субконтинентального типа. На коллизионном этапе после закрытия океанических бассейнов в соприкосновение пришли блоки с континентальной корой. На ранней стадии коллизионного процесса, когда в недрах литосферы и астеносферы еще погружались слэбы и всплывали затянутые в зону субдукции фрагменты континентальной коры, продолжалось погружение континентальной окраины при очень ограниченном ее горизонтальном перемещении и образование краевых прогибов. Развитие коллизионного процесса происходило в условиях сжатия и достаточно высоких, но неравномерно распределенных температур. Кора надсубдукционных микроплит и террейнов была более нагретой и более подвижной, чем на тех же глубинах кора континентальной окраины. Но разница в плотностях континентальных блоков была не очень значительной. Поэтому погружение происходило под небольшим углом и сопровождалось надвигом континентальной коры микроплит, под которыми температура верхней мантии была выше и достигала 800—900 °С. При таких температурах, оказавшаяся под надвигом, континентальная кора совместно с осадками плавилась на глубинах 40—50 км. Площадной игнибритовый вулканизм в Паннонском бассейне, распределение температур и образование очагов кислой магмы в подкоровом слое и средней коре подтверждают реальность существования такой схемы развития геодинамических процессов. Продвижение микроплиты в восточном и юго-восточном направлениях сопровождалось соответствующей миграцией вулканической активности. На более поздней стадии коллизионного процесса активизировались глубинные тепломассопотоки в нарушенных зонах, произошло выравнивание температур на всей площади, подплавление земной коры и ее частичное замещение мантийным веществом. В итоге, исчезла плотностная неоднородность как причина погружения блоков континентальной литосферы. Однако, благодаря высоким температурам, хорошей реологической расслоенности литосферы под действием тангенциальных сил сжатия и растекания поднимающегося глубинного нагретого вещества, относительные горизонтальные перемещения продолжались до конца миоцена.

В этих условиях отражающие границы, выделяемые по сейсмическим данным в верхней мантии на глубинах на 15—20 км глубже современного раздела Мохо и, интерпретируемые иногда как след мезозойской или кайнозойской субдукции в северо-восточном направлении [Гинтов и др., 2014; Golonka et al., 2003; Janik et al., 2011], может рассматриваться как поверхность астеносферы на этапе ее максимального поднятия в миоцене или как граница между ультраосновными породами верхней мантии и подкоровым слоем, который сформировался в результате плавления верхней мантии и нижней коры на этапе максимального поднятия астеносферы. По геофизическим данным предполагается, что возраст этих границ не превышает 10 млн лет [Janik et al., 2011; Jolivet et al., 2009].

Следует также отметить, что по результатам сейсмотомографических исследований в Карпато-Паннонском регионе в верхней мантии в интервале глубин от 60 до 200 км выделяется слой пониженных скоростей, погружающийся от Паннонского бассейна в северном и северо-восточном направлениях. Его поверхность иногда отождествляют с сутурой, а сам слой — с остатками слэба, субдуцировавшего под Евразийскую плиту океанической литосферы (Пенинского или Магурского) палеоокеанов [Гинтов и др., 2014]. Однако такая интерпретация не согласуется с геотермическими данными. По результатам интерпретации геотермических данных поверхность этого слоя находится в области температур 1200—1300 °С и, следовательно, должна рассматриваться как кровля астеносферы. В Карпато-Паннонском регионе глубина залегания кровли геотермической астеносферы по результатам моделирования (рис. 1.48, а также рис. 1.49 в подразделе 1.6) изменяется от 60—70 км под Паннонским бассейном до 130—150 км под варисцийскими структурами, до 150—180 км под каледонскими и до 200-220 км под докембрийскими. Под Львовско-Люблинской депрессией она поднимается до 130—150 км. Примерно на таких же глубинах она выделяется по результатам томографических исследований [Гейко и др., 2006].

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы.

Карпато-Паннонский регион характеризуется значительной дифференциацией теплового поля, отражающей его многофазное развитие и сочетание тектонических элементов разного возраста и происхождения. Плотность теплового потока изменяется от 35—40 до 100—130 мВт/м^2. Область низких тепловых потоков (35—55 мВт/м^2) охватывает край Восточноевропейской платформы, часть Западно-Европейской палеозойской платформы, сформировавшейся в раннем палеозое, значительную часть Предкарпатского прогиба и Внешних Карпат. Повышенные тепловые потоки (55—70 мВт/м^2) характерны для варисцийских структур палеозойской платформы, Внутренних Карпат и внутренних зон Внешних Карпат. Высокие значения (более 70—80 мВт/м^2) ограничены областью альпийской тектонической и вулканической активности Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба.

Интенсивность теплового режима определяется особенностями геодинамического развития региона и глубинным строением. Региональные аномалии высокого теплового потока связаны с подъемом астеносферы, растяжением и деструкцией литосферы, инициированными субдукцией на этапе закрытия океанических бассейнов, зональные и локальные — с особенностями строения и динамики земной коры, распределением радиогенных источников тепла.

Мощность земной коры в регионе изменяется от 22—25 км под Паннонским бассейном до 40—50 км под Внешними Карпатами и Предкарпатским прогибом. Соответственно структура ее кристаллической части трансформируется из двухслойной в трехслойную.

Земная кора отличается значительной неоднородностью. Под надвигом Флишевых Карпат она представлена блоками докембрийской, палеозойской и мезозойской стабилизации.

Граница между микроплитой Алькапа и Евразийской плитой образовалась в результате их сложного взаимодействия: надвига на Пенинскую клипповую зону верхней части микроплиты и подвига под нее ее нижней части.

В основании Внешних Карпат и Предкарпатского прогиба лежит погруженная деформированная окраина Евразийской плиты, представленной в Западных Карпатах палеозойской Западно-Европейской платформой, а в Восточных — докембрийской Восточно-Европейской. Во внутренней области Внешних Карпат под Дуклянским, Магурским и Пенинским покровами в средней коре выделяются деформированные блоки, которые, по-видимому, следует рассматривать как фрагменты коры окраинных осадочных бассейнов, образовавшихся в конце мезозоя-начале кайнозоя.

Совместный анализ сейсмических и геотермических данных позволяет выделить следующие основные этапы эволюции Карпато-Паннонского региона: 1) растяжение континентальной литосферы и образование океанических бассейнов (средний триас — ранняя юра); 2) сжатие и закрытие океанических бассейнов с образованием островодужных, межплитных и краевых бассейнов (поздняя юра — палеоген); 3) выжимание под действием тангенциальных напряжений микроплиты Алькапа и ее движение в северо-восточном направлении в зоне, ограниченной трансформными разломами, ее надвигание на краевые флишевые бассейны и склон Евразийской плиты, которые под небольшим углом погружались в юго-западном направлении; 4) поднятие астеносферы и растяжение литосферы под Паннонским бассейном, деструкция земной коры, образование сквозьлитосферных флюидных потоков и многочисленных грабенообразных прогибов, сопровождавшееся вулканической активность; 5) геотермическое погружение всей внутрикарпатской области.

Кайнозойская термальная история, структурная эволюция и денудация аккреционной призмы Украинских Карпат. Понимание термальной и структурной истории бассейна седиментации, который был преобразован в складчато-надвиговый пояс, является критическим для региональной тектоники и для поисков экономических ресурсов. Карпатский пояс является классическим складчато-надвиговым поясом в Европе. Его составная часть — Украинские Карпаты (УК) — представляют ключевой участок для понимания соотношений между Паннонским бассейном и Карпатским горным сооружением, благодаря их структурному строению и переходной позиции между двумя регионами (рис. 1.46 в подразделе 1.6). Украинские Карпаты представляют типичную субдукционно-аккреционную зону, в то время как в западных и южных Карпатах континентальная субдукция была косой [Sperner et al., 2002]. Недавние подробные построения сбалансированных разрезов и тектонофизических исследований [Бубняк и др. 2013; Накапелюх и др. 2013; Бубняк и др., 2014] позволили лучше понять историю погружения Карпатского седиментационного бассейна и его инверсию в складчато-надвиговый пояс [Гинтов и др., 2014].

В этой работе представлены новые данные апатит фишн-трек анализа (АФТА) и сбалансированные разрезы аккреционной призмы УК. Результаты улучшили имеющиеся сбалансированные разрезы [Gągała et al., 2012; Гинтов и др., 2014] и кинематическое прямое моделирование и установили возраст надвигов и эксгумации, провинции сноса и величину денудации главных тектонических единиц. Исследование погружения и эксгумации аккреционной призмы УК имеет важное значение, так как позволяет устанавливать сохраненность ловушек при поисках углеводородов.

Геологическое положение УК представлено в подразделе 1.6. Стратиграфический разрез состоит из меловых-миоценовых флишевых отложений, разделенных на до- и синогоренные (рис. 2.35). Современное строение аккреционной призмы УК показано на сбалансированных разрезах Свалява (рис. 1.48 в подразделе 1.6, а также см. рис. 2.37 ниже) и Слобода (рис. 2.36).

Построение сбалансированных разрезов. Построение сбалансированных геологических разрезов выполнялось с помощью программы MOVE™, предоставленной фирмой Midland Valley (Глазго) Институту геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины в рамках Академической компьютерной инициативы. Построение велось в интерактивном режиме в несколько этапов с помощью реконструкции исходного разреза для отображения ситуации в осадочном бассейне в до-деформированном состоянии. При этом учитывались линейные размеры и площади структурных подразделений, процессы уплотнения пород и формирование внутренней складчатости [Dahlstrom, 1969, Hossack, 1979, Price, 1986, Suppe, 1985].

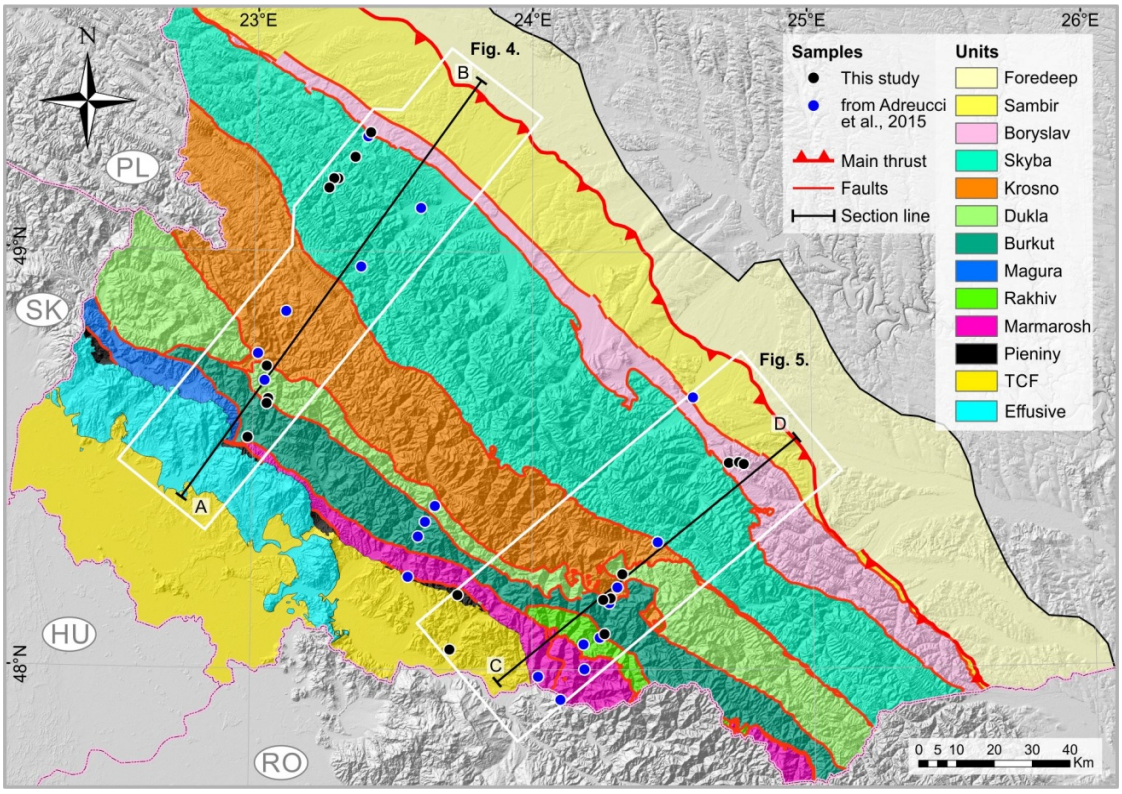


Рис. 2.35. Тектоническая карта складчато-надвигового пояса Украинских Карпат (по Shlapinskyi, 2015) с расположением новых и опубликованных фишн-трек данных вдоль профилей Свалява (A-B) и Слобода (C-D).

В сбалансированном разрезе сохранены мощности толщ и структурные формы, поэтому он может быть восстановлен до додеформированного состояния: в двухмерном варианте сохраняется длина линий после восстановления, в трехмерном — объем. Более подробно методика построения сбалансированного разреза в условиях УК рассмотрена в работе [Накапелюх и др. 2013].

На основе детального описания стратиграфии и литологии мел-неогеновых отложений УК [Shlapinskyi, 2015] предлагается разделение толщ на комплексы (рис. 2.35) по преобладанию литологических типов — песчанистых или глинистых (т.н. «механическая стратиграфия»). Подобное распределение отражает связь литотипов с физическими свойствами пород и их реакцией на прилагаемые напряжения. Это дает возможность рассматривать слоистую модель заполнения бассейна и объединять проксимальные и дистальные фации в один слой, что удобно при построении модели восстановленного разреза. После завершения моделирования особенности фациального состава могут быть восстановлены.

Такой подход позволяет не только балансировать разрез (рис. 2.36), но выполнять и прямое моделирование. Объединение толщ в комплексы по физико-механическим свойствам (компетентные и некомпетентные) является общепринятым при изучении складчато-надвиговых поясов [Nemčok et al., 2005].

В данной работе выделены шесть комплексов, связанных с формированием Карпатского орогена: четыре основных комплекса во флишевом бассейне УК, переходный комплекс и комплекс Передового прогиба (рис. 2.35).

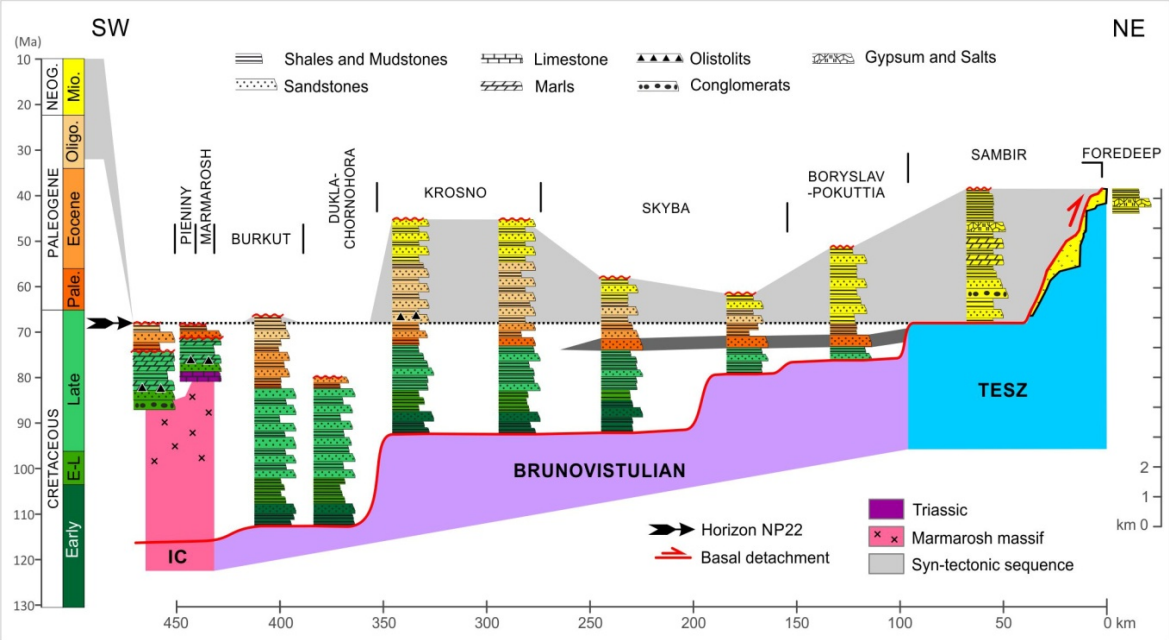


Рис. 2.36. Стратиграфия карпатского седиментационного бассейна вдоль разреза Свалява [по Shlapinskyi, 2015).

Флишевый бассейн УК:

Нижний Компетентный Комплекс (Lower CC) — отложения нижнего мела (спасская, шипотская, низы белотисенской свиты), в которых доминируют песчаники барем-альба. В низах толщи чередуются аргиллиты, кремнистые и серые мергели и известняки. Главный (самый нижний) детатчмент Карпатского орогена проявился в этой толще.

Нижний Некомпетентный Комплекс (Lower IC) — глинистая переходная толща альб-сенона (суховская, яловецкая, головневская свиты). По поверхности этого комплекса происходили перемещения значительной амплитуды внутри покровов.

Верхний Компетентный Комплекс (Upper CC) — песчаные отложения верхнего мела (сенон) — палеоцена стрийской и ямненской свит Бориславско-Покутского, Скибового и Кросненского покровов, а также нерасчлененных толщ преимущественно песчаников верхнего мела-среднего эоцена Дуклянского-Черногорского и Буркутского покровов.

Верхний Некомпетентный Комплекс (Upper IC) — палеоцен-эоценовые отложения с доминирующей глинистой составляющей иногда с низкой степенью диагенеза (менилитовая свита и нерасчлененные отложения палеоцен-эоценового возраста). Этот комплекс в силу своих физических свойств наиболее пластически деформирован.

Переходный комплекс (Transition Sequence Complex) — отложения между флишевым и молассовым бассейнами. Сложен переслаивающимся глинистым материалом, гравием и галькой флишевых и палеозойских пород (нижний миоцен). Переходный комплекс имеет видимую мощность 1,5 км в районе Кросненского покрова, которая постепенно уменьшается в сторону ПП.

Комплекс прогиба (Foredeep Complex) — типичные молассовые отложения, представленные грубообломочными слабо сцементированными терригенными образованиями, переслаивающимися с соленосными отложениями.

Возможности и результаты палинспастических реконструкций покажем на примере разреза Свалява, субпараллельного международному профилю ГСЗ DOBRE-3 (рис. 2.37, а также рис. 1.48 в подразделе 1.6).

Восстановление сбалансированного геологического разреза использовалось для определения параметров сокращения бассейна накопления осадков, масштабов его денудации и построения модели развития складчато-надвигового пояса. Следует отметить, что попытки определить сокращение карпатских бассейнов предпринимались и ранее [Геодинамика ..., 1985], но они базировались не на количественных, а на качественных показателях. Количественное определение сокращения Самборского покрова выполнено в работе [Паталаха и др., 2003]. Несмотря на несколько иную, чем в данной работе, методику расчета, восстановленная первоначальная ширина Самборского покрова (70—80 км) оказалась близкой к полученной нами.

В восстановленном разрезе (рис. 2.37) в качестве горизонтального маркера был использован контакт олигоцена и миоцена. Восстановление основано на предположении о минимальном сокращении толщ [Dahlstrom., 1969].

Для восстановления сбалансированного геологического разреза до додеформированного состояния был использован механизм Fault-Paralel-Flow. Точкой фиксации на платформе является pin point a (рис. 2.37).

В результате восстановления разреза с общей шириной дислоцированных толщ 120 км ширина отреставрированного бассейна накопления отложений составила 460 км, то есть за счет складчато-надвиговых процессов бассейн сократился на 74% или на 340 км (таблица 2.3). Сокращение толщ в пределах покровов за счет внутренних надвигов колеблется от 40 до 82%. Исключением является Дуклянско-Черногорский покров, который сократился на 100% относительно начальной ширины. Истинную ширину бассейна в пределах профиля установить не удалось, так как фронтальные части большинства покровов при надвиге были выведены на поверхность и денудированы. Поэтому 460 км — это минимально возможная ширина восстановленного бассейна.

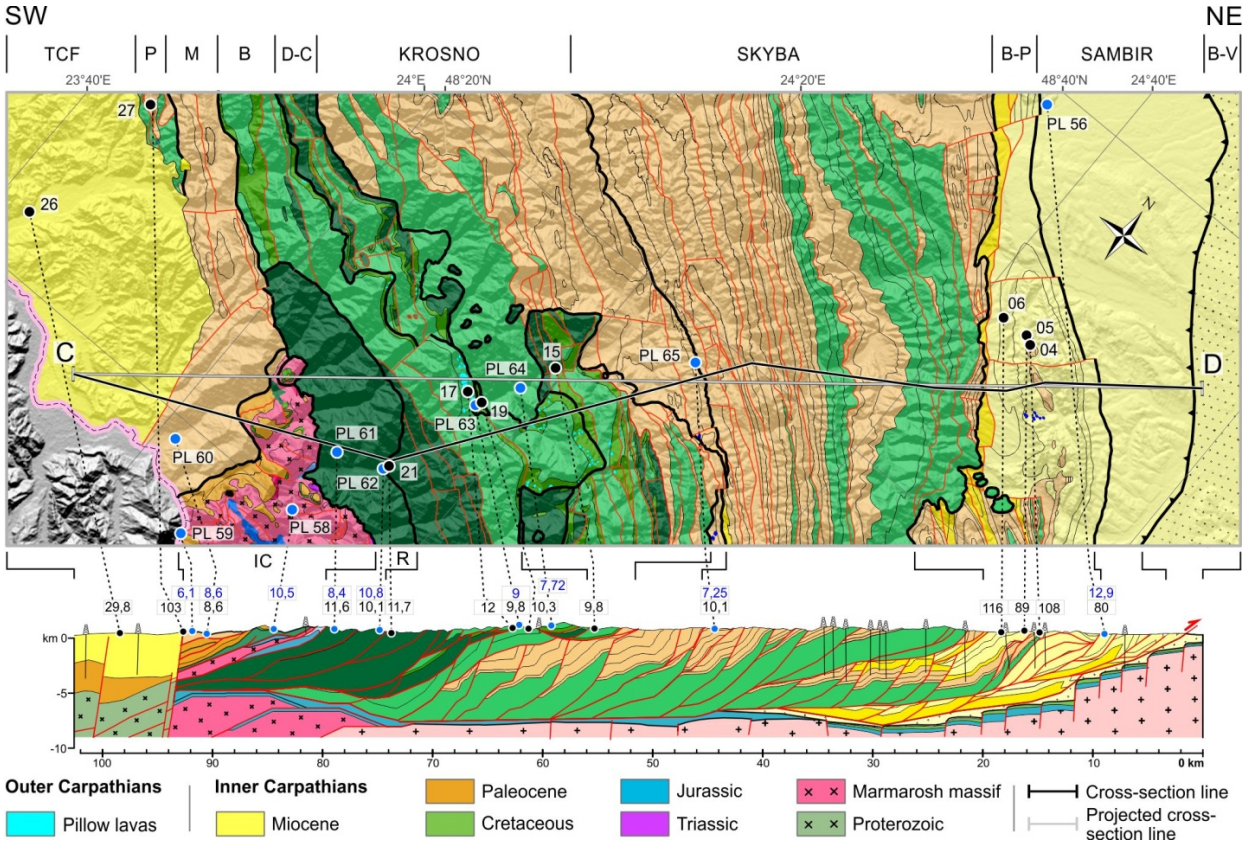


Рис. 2.37. Геологическая карта [Шлапинський, 2015) и сбалансированный разрез Слобода с нанесенными фишн-трек данными. Условные см. на рис. 2.35. TCF — Закарпатский прогиб, B—V — Бильче-Волицкая зона, IC — Внутренние Карпаты, R — Раховский покров.

К параметрам, приведенных в таблице 2.3, нужно добавить несколько комментариев.

Бильче-Волицкая зона прогиба на рис. 2.37 имеет такую же форму залегания, как и в сбалансированном разрезе. Она не была перемещена и деформация слоев обусловлена опусканием фундамента при надвиге Самборского покрова, а также увеличением мощности осадочной толщи при ее отложении.

Сокращение Самборского покрова произошло в результате его надвига (около 10 км) на Бильче-Волицкая зону. Основу покрова составляют отложения Поляницкой свиты, которые коррелируются с нижнемиоценовыми отложениями Бориславско-Покутского покрова. Последние залегают на размытой поверхности олигоцена.

Относительно небольшая денудация Скибового покрова (34,8%) объясняется, скорее всего, его внутренней скибовой структурой.

Также относительно небольшой денудации (33,8%) подвергся Кросненский покров, представленный на поверхности в основном отложениями верхнего некомпетентного и переходного комплексов, а другие комплексы не вышли на поверхность денудации.

Таблица 2.3. Результаты палинспастической реконструкции флишевого бассейна УК

Покровы	Современная ширина, [км]	Восстановлена ширина, [км]	Сокращение, [%]	Денудация, [%]
Самборский	69,7	89	21,7	56,4
Борислав-Покутский	30,5	60	49,2	51,8
Скибовый	58,7	108	45,6	34,8
Кросненский	52,2	93	43,9	33,8
Дукляно-Черногорский	0*	37	100,0	70,8
Буркутский	19,3	30	35,7	49,8
Мармарошский	4,6	25	81,6	69,1
Пенинский	8,3	15	44,7	45.1
ОБЩИЙ РАЗРЕЗ	120,1	460	73,8	48,1

Сокращение Дуклянского-Черногорского покрова на 100% (точки f и g на рис. 2.37) произошло в результате высокоамплитудных надвигов внутри покрова. Отсутствуют эоценовые, олигоценовые и миоценовые отложения, которые были полностью денудированы в процессе орогенеза. Цифры 0 км и 100% в таблице 2.3 являются условными, поскольку не ясно, насколько сократился покров, если скиба, сформировавшаяся в тыловой части покрова, переместилась вперед дальше его фронтальной части. В Буркутском покрове полностью эродированы олигоценовые и миоценовые отложения.

В целом, из таблицы 2.3 видно, что объем денудации покровов коррелируется с величиной их сокращения. Исключение составляет Самборский покров, который, при относительно небольшом сокращении, претерпел значительную денудацию. Это объясняется огромной амплитудой (не менее 55 км) надвигающихся на него Бориславско-Покутского, Скибового и частично Кросненского покровов, которые «соскребли» значительную часть молассовых отложений и вывели их на денудационную поверхность.

Термохронология. В последнее десятилетие становится весьма актуальным решение тектонических и геодинамических задач методом трекового датирования (fission-track dating method). Метод позволяет исследовать динамику и кинематику тектонических процессов – скорости и направления перемещения вулканогенно-осадочных комплексов орогенов, их аккреции, коллизии и эксгумации. Он направлен на датирование фаунистически бедных разрезов, реконструкцию источников сноса терригенного материала, установление термальной истории осадочных бассейнов путем количественной оценки времени и скорости их развития.

Метод основан на свойстве естественной радиоактивности некоторых минералов — апатита, циркона, сфена и др., — содержащих изотопы урана (в основном U^{238}), при спонтанном распаде ядер которых быстрые заряженные частицы оставляют в кристалле следы, называемые *треками*. Анализ количества и длин этих треков и составляет содержание метода, который получил также название фишн-трек-анализа (ФТА). Технология ФТА достаточно сложна: чтобы наблюдать и изучать треки с помощью оптического микроскопа, необходимо разрезать кристалл, шлифовать поверхность среза, протравливать ее специальным химреагентом. Подсчет количества и определение длин треков выполняется с помощью специальных приспособлений.

Суть ФТА определяется сложной зависимостью характера треков от различных физических условий, главную роль в которых играет температура. При нагревании материала, содержащего треки, количество треков и их длина уменьшаются (*частичный сброс — или reset* треков, который также называют *частичным их отжигом*) и при определенной температуре, разной для разных минералов, они могут исчезнуть совсем (*температура закрытия*, при которой произошел *полный reset* или *полный отжиг* треков). В осадочных бассейнах этот процесс происходит при накоплении толщ и их погружении в область высоких температур. Спонтанный распад ядер урана происходит непрерывно, образуя новые треки в минералах, однако они относительно быстро исчезают, так как находятся под влиянием температуры закрытия системы. При подъеме (процесс эксгумации осадочного разреза за счет складчато-надвиговых процессов) температура пород понижается и новые треки сохраняются. Анализ их количества и длины позволяет оценить *трековый возраст* детритовых минералов, т. е. время остывания от момента начала их образования до выхода на дневную поверхность.

Важной частью ФТА для определения трекового возраста детритовых минералов является их ζ-калибровка с помощью минералов-стандартов, возраст которых определен другими методами [Hurford, 1990a, b]. Для получения калибровочного ζ-фактора минер-стандарт облучается нейтронами вместе со стеклами-дозиметрами, после чего исследуемый минерал облучается вместе с минералом-

стандартом одинаковой дозой нейтронов. Плотность треков в стекле-дозиметре пропорциональна дозе нейтронов, на основании чего вычисляется ζ-фактор, а последний позволяет вычислить неизвестный возраст минерала.

Термохронологические технологии фишн-трек методом, примененные при изучении складчато-надвигового пояса Карпат, ускорили понимание их временной эволюции. После первых работ [Burchart, (1972) and Kral, (1977)] ряд исследований в Карпатском регионе был проведен для решения важных тектонических вопросов, таких как история погружения седиментационного бассейна и перехода его в ороген.

Достаточно много работ посвящено данным термохронологии на территории соседних с Украиной стран — Румынии и Польши [Bojar et al., 1998; Sanders et al., 1999; Willingshofer et al., 2001; Dunkl & Frisch, 2002; Fügenschuh & Schmid, 2005; Moser, 2005; Aramowicz et al., 2006; Mazzoli et al., 2010]. В частности, метод ФТА в сочетании с более ранними подробными структурными исследованиями Польских Карпат дает возраст охлаждения от ~32 до 7 млн Р. [Mazzoli et al., 2010]. Авторы приходят к выводу, что эксгумация частично совпадает с сокращением, а впоследствии с растяжением и денудацией после 10 млнлет., что также играло важную роль в эксгумации региона.

Термальная эволюция, опускание и эксгумация Польских Карпат рассмотрена также в работе [Andreucci et al., 2013], а Украинских Карпат — впервые в 2015 г. [Andreucci et al., 2015]. Седиментогенные отложения, формирующие аккреционною призму Польских Карпат, наследуют от источника три стадии: доварисцийскую, варисцийскую и альпийскую. Две главные возрастные группы относятся к триасу и позднему мел-палеоцену и могут ассоциироваться с поствариссцийским растяжением и ранней альпийской коллизией. После миоцена не обнаружено никаких событий эксгумации. Эрозия была доминирующим процессом эксгумации в восточных польских Карпатах, в то время как надвиги - в западных. В Украинских Карпатах исследование образцов, отобранных вдоль трех поперечных сечений, позволило установить пространственные связи истории опускания и эксгумации между УК и Паннонским бассейном [Andreucci at al., 2015]. Постнадвиговый возраст (<12 млнл.) в хинтерладовой части аккреционной призмы связывается с эрозией, вызванной изостатическим поднятием. АФТ данные указывают на главную стадию охлаждения между 12 и 5 млнл., которая перешла в медленное охлаждения с 5 млнл. тому назад. Циркон (U-Th)/He данные показывают, что ни один образец не был ресетнутый (понятие *ресет* (reset) см. выше), все образцы содержат по крайней мере один кристалл циркона старше стратиграфического возраста. Возрастное распределение циркона (U-Th)/He показывает пики в 33, 67, 111, и 219 млнл., где 33 млнл. представляют частично ресетнутый возраст.

С 2015 г. исследования методом ФТА в Украинских Карпатах начали проводиться Институтом геофизики НАН Украины (М.В. Накапелюх) совместно с Горной академией г. Фрайберга (Германия). Восемнадцать ~3—10 кг образцов апатита были отобраны из хорошо- и средне отсортированных песчаников вдоль двух сбалансированных разрезов через УК для низкотемпературного термохронологического анализа (рис. 2.36, 2.38 и рис. 1.48 в подразделе 1.6); дополнительный образец был отобран из Закарпатского прогиба. Апатит-ФТА проведен в TU Bergakademie Freiberg (TLF).

Образцы были измельчены с использованием установки Selfrag-Lab® (electrical discharge). Этот метод выделения минералов очень полезен при термохронологических исследованиях, так как он оставляет большинство кристаллов без физического контакта в процессе дробления [Sperner et al., 2014]. Экстракция минералов апатита проведена с помощью электромагнитного (Frantz magnetic barrier) и в тяжелых жидкостях (бромоформ, диодометан) методов. Кристаллы апатита были помещены в эпоксидную смолу (Araldite) и выдержаны в печи в течение ночи при температуре 35 °C. Все пробы были протерты на # 1200 SiC влажной наждачной бумаге для выхода внутренних поверхностей кристаллов и отполированы при 6 μm, 3 μm и 1 μm алмазной пасте на аппарате Struers Rotopol-35. Спонтанные фишн-треки в кристаллах апатита протравлены в кислоте 5.5M HNO3 в течение 20 с при температуре 21 °C [Donelick et al., 1999].

Отполированные пробы были покрыты 50 μm детектором из мусковита (Goodfellow) и выложены в контейнер для облучения вместе с апатитовыми стандартами возраста (Durango) и урановым стеклом IRMM-540R для определения фактора ζ-калибровки [Hurford, 1990a, b]. Содержание урана в стекле дозиметра сертифицировано European Union Institute for Reference Materials and Measurements [Roebben et al., 2006]. Дополнительно, Al-1.0% Co (IRMM-528R) монитор активации металла был размещен в обычном интервале в контейнере для облучения для мониторинга энергии нейтронного облучения. Облучения проведены в канале Y4 реактора BR1 (SCK•CEN Mol, Belgium) с номинальным облучением $5\times10^{15}/cm^2$.

После облучения внешний детектор был протравлен в кислоте 48% HF в течение 40 мин. при комнатной температуре (20 °C). Следы треков были сосчитаны при 1000 × увеличении с помощью моторизованного микроскопа Zeiss Axio Imager Z2m с подсоединенной системой мониторов и программным обеспечением Autoscan Track Studio. Окончательный возраст определен с использованием ζ-метода [Hurford and Green, 1983] и ζIRMM-540R фактором калибровки 305±11 $a.cm^2$ (анализ выполнял М. Накапелюх).

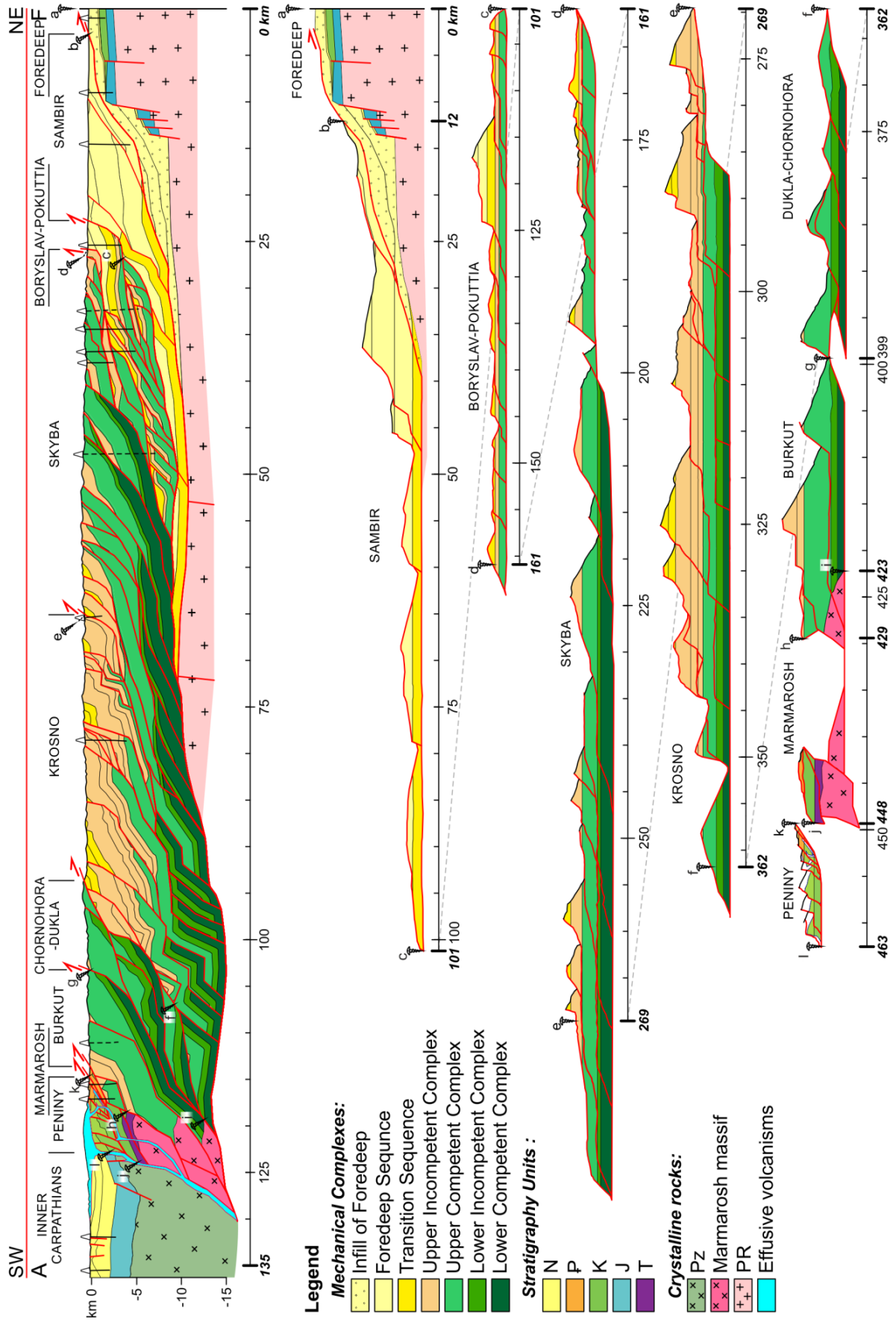


Рис. 2.38. Сбалансированный разрез Свалява, восстановленный в деформированное состояние с использованием алгоритма Fault-parallel-fold.

Для интерпретации дисперсии возраста одиночных кристаллов в пробе и между пробами мы должны оценить влияние отжига после осадконакопления, используя стратиграфический возраст пород как минимальный возраст образца.

Результаты показаны в таблице 2.4, а также на рис. 2.39 и 2.40. Оказалось возможным отделить ресетнутые, частично ресетнутые и нересетнутые образцы (рис. 2.40). Возникновение новых треков возможно при условии охлаждения образца ниже температуры закрытия системы, поэтому возраст апатит-фишн-трек образца (температура закрытия системы 120°) всегда будет младше стратиграфического возраста.

Таблица 2.4.

Sample	Latitude	Longitude	Altitude	SA	Rock	N	N_s	N_i	ρ_d	$P(\chi^2)$	DR	Central Age
	WGS-84		(m)									(Ma)±1σ
04	48.491955	24.749508	490	E_2	Sandstone	45	1450	1564	0.749	0.00	NR	108 ± 8
05	48.496304	24.739237	488	N_1	Sandstone	19	565	690	0.764	0.00	NR	89 ± 12
06	48.495136	24.703566	444	N_1	Sandstone	40	1694	1622	0.779	0.00	NR	116 ± 9
15	48.229164	24.321117	627	K_1	Sandstone	5	20	245	0.788	0.92	R	9.8 ± 2.3
17_1	48.168125	24.257879	686	J_3-K_1	Basalt	28	172	1888	0.858	1.00	R	11.9 ± 1.0
17_2	-//-					40	268	2878	0.859	1.00	R	12.2 ± 0.8
19	48.168518	24.279127	545	K_2	Sandstone	40	237	2854	0.797	0.10	R	10.3 ± 0.8
21	48.07803	24.239872	499	K_1	Sandstone	30	127	1339	0.808	0.56	R	11.7 ± 1.1
26	48.049057	23.707657	269	N_1	Sandstone	40	991	3719	0.815	0.00	NR	29.8 ± 3.7
27	48.179707	23.735151	706	J_3-K_1	Basalt	39	2082	3094	0.849	0.10	NR	103 ± 4
49	49.152622	23.264681	506	E_3	Sandstone	47	981	4887	0.852	0.00	NR	28.2 ± 1.9
53	49.175201	23.284088	473	K_2	Sandstone	17	1166	891	0.857	0.00	NR	152 ± 17
54	49.174561	23.28964	456	K_{1-2}	Sandstone	34	4861	4299	0.858	0.00	NR	140 ± 11
55	49.282589	23.408575	362	N_1	Sandstone	29	1113	2989	0.784	0.00	NR	48.5 ± 5.5
59	48.553703	22.981636	193	E_2	Sandstone	25	272	2687	0.837	1.00	R	12.9 ± 0.8
61	48.635166	23.048437	301	K_2-E	Sandstone	20	225	1772	0.831	1.00	R	12.6 ± 1.0
62	48.647114	23.053745	308	K_2-E_2	Sandstone	14	207	2951	0.823	1.00	R	8.8 ± 0.6
63	48.724419	23.046808	355	K_2-E_2	Sandstone	15	119	1542	0.814	0.96	R	9.6 ± 0.9
CX15	49.226885	22.358774	-4500	E_2	Sandstone	13	156	948	0.805	0.00	PR	16.3 ± 3.7

Примечание: Результаты апатит-фишн-трек анализа. SA — стратиграфический возраст, Rock — литология, N — количество датированных кристаллов, Ns (Ni) — количество спонтанных (индуцированных) треков, Nd ($\rho d \times 10^6/cm^2$) — количество (плотность) сосчитанных треков во внешнем детекторе присоединенного к дозиметру уранового стекла, P (χ^2) — возможное значение χ^2 для степени свободы v (v=N–1), предполагая гомогенный возраст образца, DR — степень отжига образца, Central age — центральный возраст (млн лет с погрешностью ±1σ [Galbraith & Laslett 1993].

Нересетнутые (non-reset) образцы не претерпели нагревание до температуры открытия системы, поэтому апатит фишн-трек возраст будет как минимум равняться стратиграфическому (если кристаллы из источника сноса после эксгумации и эрозии сразу же попали в бассейн седиментации) или старше. *Частично ресетнутые* (partial reset) — это образцы которые нагрелись до температуры открытия, но оставались в ее действии короткий период времени, в результате чего, не все треки были стерты.

Восемь из восемнадцати датированных образцов являются ресетнутыми, будучи намного моложе по отношению к их стратиграфическому возрасту. Результаты ресетнутых образцов показаны в таблице 2.4 и на радиальных диаграммах на рис. 2.40. Они имеют низкую дисперсию, отражая однородное распределение возраста. Эти образцы в общем имеют низкую плотность треков. В среднем посчитано 6-14 треков на кристалл и датированы 14—40 кристаллов для установления их ФТ возраста (исключение для образца 15, в котором посчитано только 5 кристаллов).

В большинстве случаев кристаллы были окатаны и имели включения. Образцы 17_1 и 17_2, отобранные из лав, обнажались вдоль главного надвига Буркутского покрова (рис. 2.37) и имеют идиоморфные и чистые от включений кристаллы апатита. Центральный возраст ресетнутых образцов между 8.8±0.6 и 12.9±0.8 млн лет доминирует в пределах горного поднятия (рис. 2.41). Эти данные

согласуются с результатами предыдущих термохронологических исследований в Карпатском регионе [Sanders et al., 1999; Andreucci et al., 2015].

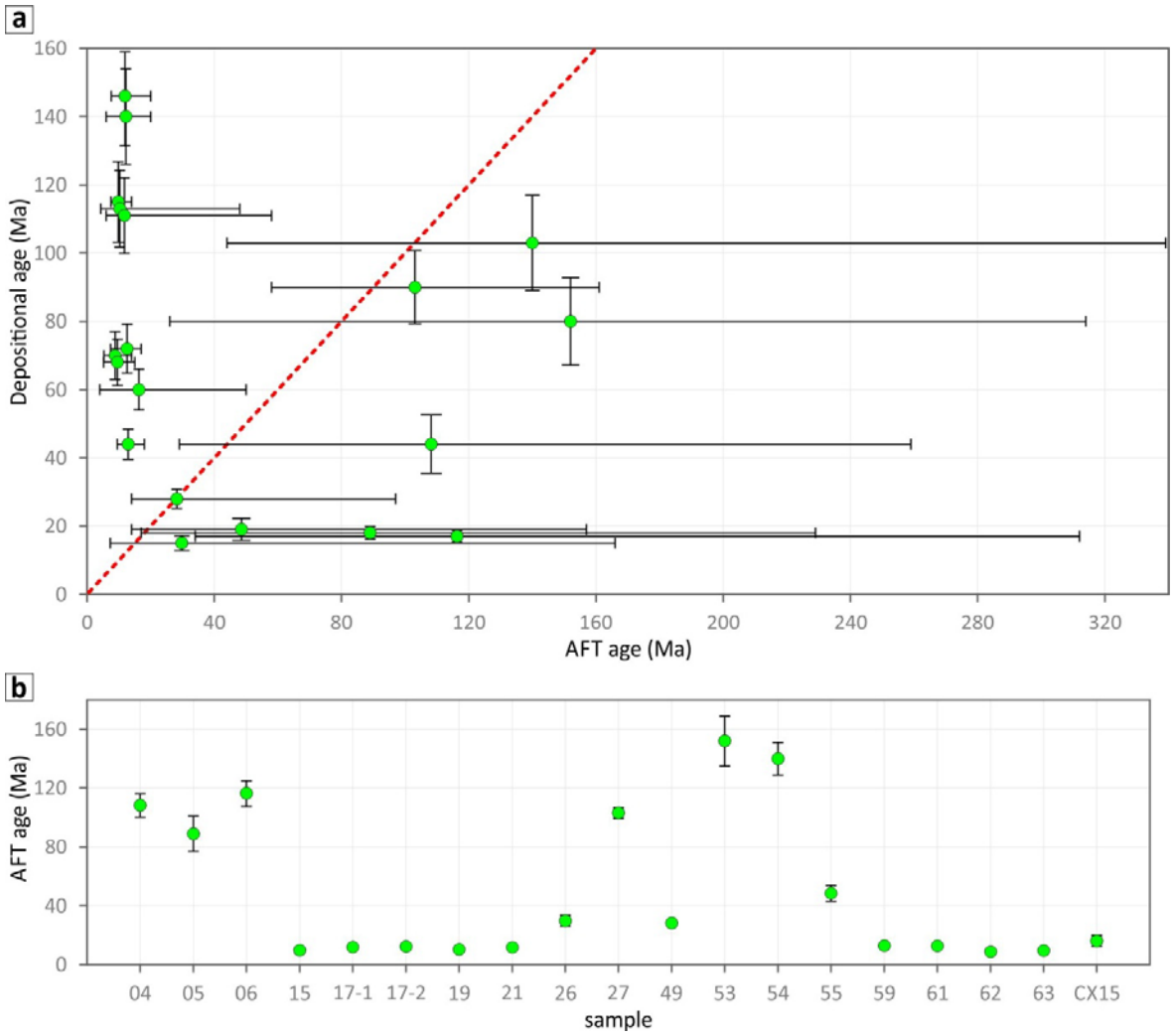


Рис. 2.39. a — Апатит-ФТ возраст времени отложения (планки — пределы погрешности возраста каждого кристалла в образце (максимальный и минимальный)); b — Интервальный график апатита ФТ возраста с погрешностью ±1σ.

Частично ресетнутый образец CX15 (табл. 2.3; рис. 2.38) был отобран из керна скважины с глубины ~4500 м. Этот эоценовый образец показывает главный пик на 9.8±1.5 млн лет (73±14% всех кристаллов) и второй 39.7±4.8 млн лет Согласно работе [Кутас, 2014], температура на этих глубинах достигает 89—107 °C.

Результат нересетнутых образцов показан в табл. 2.3 и на радиальных диаграммах (рис. 2.40). Основываясь на распределение ФТ возраста и источников материала, можно распределить образцы на две группы: 1) образцы с возрастом кристаллов намного старше стратиграфического возраста, и 2) образцы с доминированием синорогенной возрастной компоненты. На рис. 2.40 комбинированный график 26—49—55 представляет вторую группу с пиком ~32 млн лет Образец 27 отобран из базальтовой дайки в юрских известняках (Ammonitico Rosso) Пеннинского покрова, в которых центральный возраст определен как 103.1±3.7 млнл.

Таким образом, термально-тектоническая история исследуемого региона (охлаждение и эксгумация аккреционной призмы) может быть разделена на три стадии: 1) накопление, 2) надвигание и 3) эрозия.

Первая стадия описывается посредством нересетнутых образцов. Образцы 04, 05, 06, 53 и 54, отобранные из меловых-миоценовых пород форландового бассейна, несут АФТ возраст в диапазоне ~89—152 млнл. (рис. 2.40). Они старше, чем возраст седиментации, поэтому предоставляют информацию об источнике сноса, в данном случае восстанавливают меловую эксгумацию и денудацию ТЕС3, а также указывают, что фронтальная часть аккреционной призмы не была погружена до температуры частичного отжига апатита в течение ее истории геологического развития.

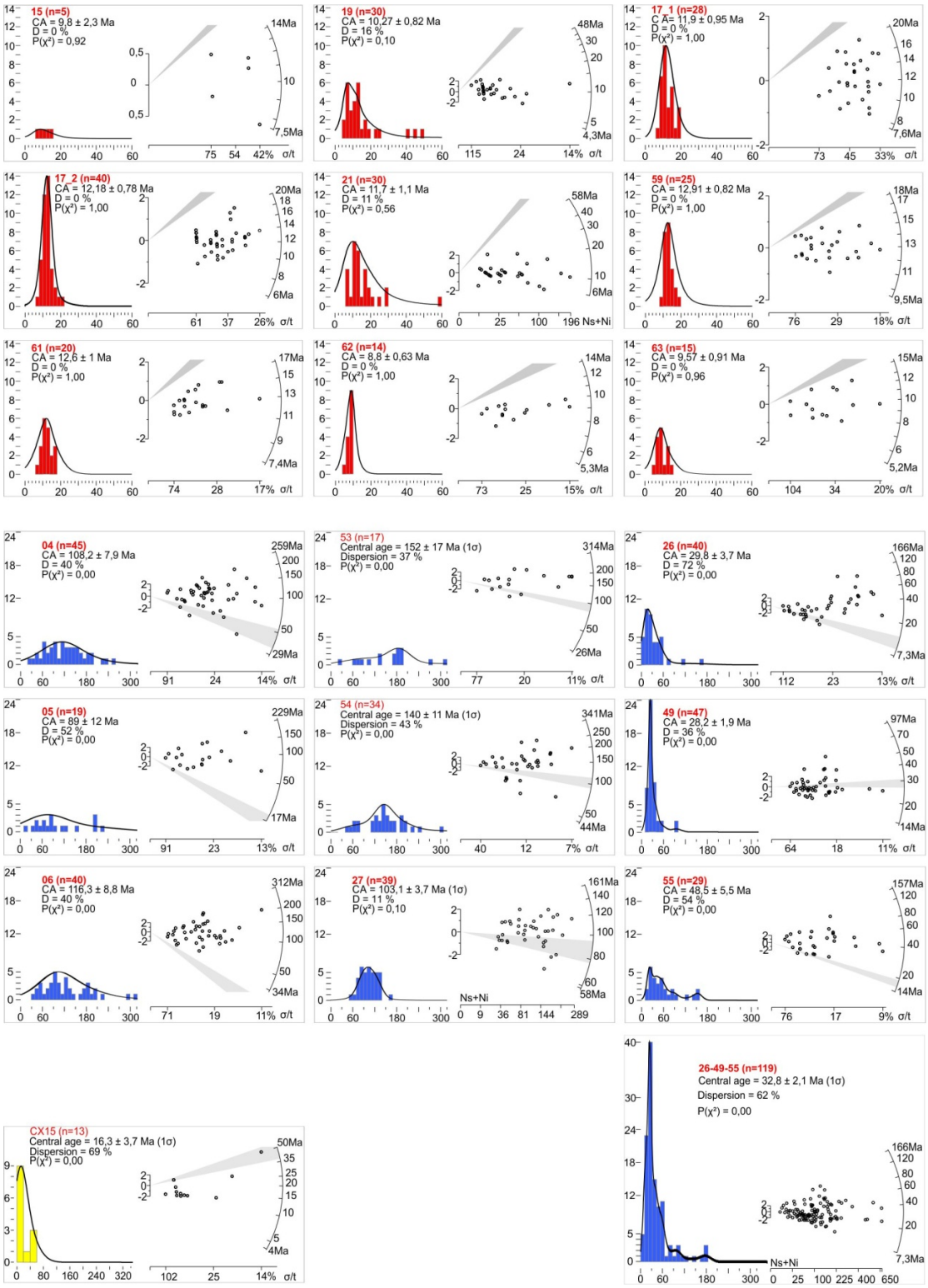


Рис. 2.40. Гистограммы распределения возраста и радиальные диаграммы возраста датированых образцов (красные — ресетнутые, желтые — частично ресетнутые, синий — не ресетнутые). CA — центральный возраст, D — дисперсия, P (χ^2) — возможность значение χ^2 для степени свободы v (v=N–1) предполагая гомогенный возраст образца, σ/t — погрешность для отдельного кристалла. Стратиграфический возраст показан серой областью.

Образец 27 из базальтовой дайки в юрских известняках, залегающих в виде олистолитов среди позднего мела Пеннинского покрова, дают АФТ возраст 103.1±3.7 млнл. (рис. 2.40). Этот образец записал ранне-поздне-меловой этап орогенеза во Внутренних Карпатах [Schmid et al., 2008]. Как и в предыдущем случае, наличие нересетнутых образцов АФТ в хинтерланде указывает на палеотемпературу в этой области менее 100 °C.

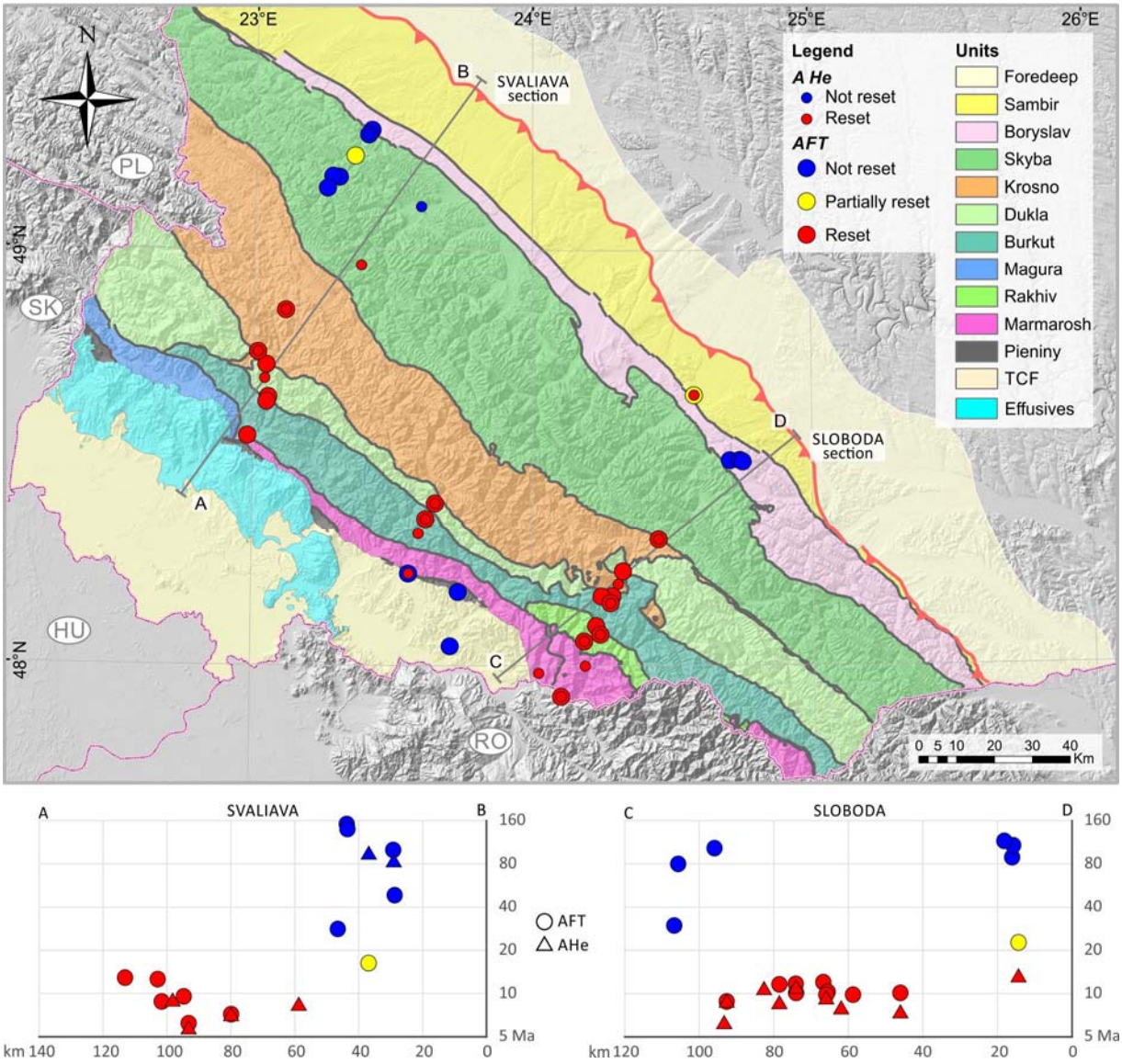


Рис. 2.41. Распространение возраста апатит — ФТ и АНе систем (наши данные вместе с [Andreucci et al., 2015]). Графики показывают распределение возраста вдоль двух разрезов Слобода и Свалява (по горизонтали — расстояние в км, по вертикали — центральный возраст в логарифмическом масштабе).

Среди всех образцов, отобранных в аккреционной призме, ни один не сохранил информацию об эксгумации и охлаждении за счет надвигов. Однако стадия надвигания может быть описана за счет нересетнутых образцов из синтектоничных отложений, которые отложились в пределах фронта продвижения призмы. Граница между Карпатским седементационным бассейном и первыми синтектоническими отложениями в УК до сих пор дискутируется. Основываясь на новом стратиграфическом профиле [Шлапинський, 2015], можно определить границу между до- и синорогенными отложениями как границу между черными и серыми аргиллитами раннего олигоцена (дусинская свита) Кросненского и Скибового покровов, которая часто представлена кремнистым горизонтом. Эта граница хорошо коррелируется с данными из Силезской единицы (Польские Карпаты) [Oszczypko, 2006; Poprawa and Malata, 2006] и может быть оценена как 32 млнл. для украинской части Карпат. Начиная с 32 млнл., скорость седиментации экстремально возросла с 0,05 до 0,85 км/млн.л., указывая на процессы надвигания в хинтерланде. Как результат, синорогенные осадки мощностью до 3,5 км отложились в форландовой части в течение следующих 3 млнл.

Надвигание аккреционной призмы может быть датировано образцами 26, 49 и 55 из синорогенных отложений, так как источник сноса был расположен в пределах деформированной надвигами части хинтерланда. Наиболее репрезентативные образцы 26 и 49, с центральным возрастом 29,8±3.7 и 28.2±1,9 млнл., могут соответствовать ранней стадии надвигания в хинтерланде. рис. 2.41 показывает комбинированный график упомянутых образцов (26-49-55). На графике виден пик в районе ~20—

30 млн лет (33,6% датированых кристаллов), представляющий раннюю стадию эксгумации аккреционной призмы УК. Согласно [Schmid et al., 2008], юго-западные источники сноса для бассейна хинтерланда — Внутренние Карпаты - испытывали орогенные эпизоды дважды в течение мела, и соответствующие возрасту кристаллов, большим, чем 90 млнл. Остальные кристаллы интерпретируются как частично ресетнутые.

Большинство АФТ данных с УК находятся в пределах от 12 до 8 млнл. тому назад и предполагают охлаждение за счет эрозии сразу же по окончании надвигов (орогенеза) (рис. 2.41, 2.42). Однородное распределение возраста указывает на то, что эксгумация аккреционной призмы была после надвигового изостатического поднятия со скоростью до >1 мм/млн лет в центральной части призмы и ~0.7—1 мм/млн лет — во внешней [Andreucci et al. 2013].

Прямое моделирование и денудация складчато-надвигового пояса Украинских Карпат. Структурные построения сбалансированного разреза Слобода вместе с термальной (погружение) историей, определенной на основе наших и опубликованных АНе и АФТ данных, позволяет построить кинематическую модель УК (рис. 2.42). Нашей задачей было восстановить кинематику и величину денудации в течение развития аккреционной призмы. При построении прямой модели использованы два кинематических алгоритма, которые реализованы в программное обеспечение Midland Valley Move®: fault-parallel-flow и fault-propagation. Из 65 полученных стадий развития отобраны 4 главных: до ~32 млн лет (1) донадвиговая конфигурация Карпатского седиментационного бассейна; (2) промежуточная геометрия ~20 млн лет назад; (3) завершение надвигов ~12 млн лет назад; и (4) современная форма.

Первая стадия (до ~32 млн лет) отражает донадвиговую конфигурацию бассейна осадконакопления УК (и места отбора образцов). Ширина бассейна, полученная в результате реставрации (восстановления) сбалансированного разреза Слобода, составляет более 350 км. Согласно мощностям отложений, датированные образцы были погружены в течение периода седиментации менее чем на 3 км. Соответственно, только АНе возраста наиболее погруженных образцов из бассейна хинтерланда были ресетнутые, принимая геотермальный градиент 20 °С/км.

Вторая стадия показывает деформацию за счет надвигов на период ~ 20 млнр. Этот возраст получен исходя из присутствия (сохранения) молодых отложений в лежачих крыльях молодых надвигов. Минимальное сокращение бассейна составляет 170 км, что согласуется с результатами балансировки по Польским Карпатам [Gągała et al., 2012]. Средняя скорость продвижения аккреционной призмы между ~ 32 и ~ 20 млн лет составляет 14,2 км / млн лет

Надвиг хинтерландового бассейна, имбрекация его отложений в чешуи и включение Мармарошского блока в структуру призмы были завершены к раннему миоцену. Перерыв в накоплении отложений на поверхности хинтерланда в это время связан с расположением хинтерланда в процессе надвига на частично деформированном и эродированном форланде. Согласно модели, все образцы в пределах аккреционной призмы и под ней были погружены более чем на 5 км, что вызвало полный ресет АФТ системы. Наиболее нагретая центральная часть аккреционного клина была погружена на глубину до 7 км, что подтверждается наличием частично ресетнутых образцов, датированых ZHe методом [Andreucci et al. 2015].

Поэтому третья стадия соответствует завершению процессов надвига возрастом в ~ 12 млн лет Постепенная деформация форланда, и частично прогиба, произошла в течение раннего миоцена. Сокращение произошло в основном за счет фронтальной аккреции надвиговых чешуй, вовлеченных в горизонтальное перемещение на более чем 180 км со средней скоростью продвижения 22,5 км / млнр. в период между ~ 20 и ~ 12 млн лет Аккреционный клин был разделен тремя надвигами высокой амплитуды, включая детачмент, на три дуплекса, надвинутые друг на друга, что вызвало утолщение аккреционного клина на более чем 12 км, в результате чего ТЕШЗ опустилась изостатически.

К концу этого периода, складчато-надвиговый пояс был глубоко эродирован. Несмотря на это, уровень современного рельефа был погружен и нагрет до температуры отжига АФТ и АНе систем на глубину более 5 км. Однако во фронтальной части клина палеорельеф постепенно снижался в северо-восточную сторону, что отражается на ресетнутых образцах. Как было сказано выше, спектр распространения возраста ресетнутых образцов отражает охлаждение за счет эрозии. Начиная с ~ 12 млн лет эрозия размыла достаточно материала для охлаждения АФТ системы, что дало старт началу фишн-трек отсчета (самый древний возраст зафиксирован в образце 17_2 - 12,2 ± 0,8 млн лет).

Современная архитектура представлена сбалансированным разрезом Слобода (рис. 2.36). Разница между соответствующими структурными уровнями разреза и модели отражает сложность структурной эволюции аккреционного клина. Наиболее деформированная хинтерландовая часть содержит большинство ошибок за счет отсутствия достаточного количества геологических данных.

Внутренние Карпаты прошли комбинацию латерального растяжения, утонения и опускания в течение эволюции Паннонского бассейна в миоценовое время [Ratschbacher et al. 1991a, b; Horvath et al. 2006]. В результате часть аккреционного клина была затянута в процессы опускания и был сформирован Закарпатский прогиб, ограниченный на северо-востоке Закарпатским глубинным разломом.

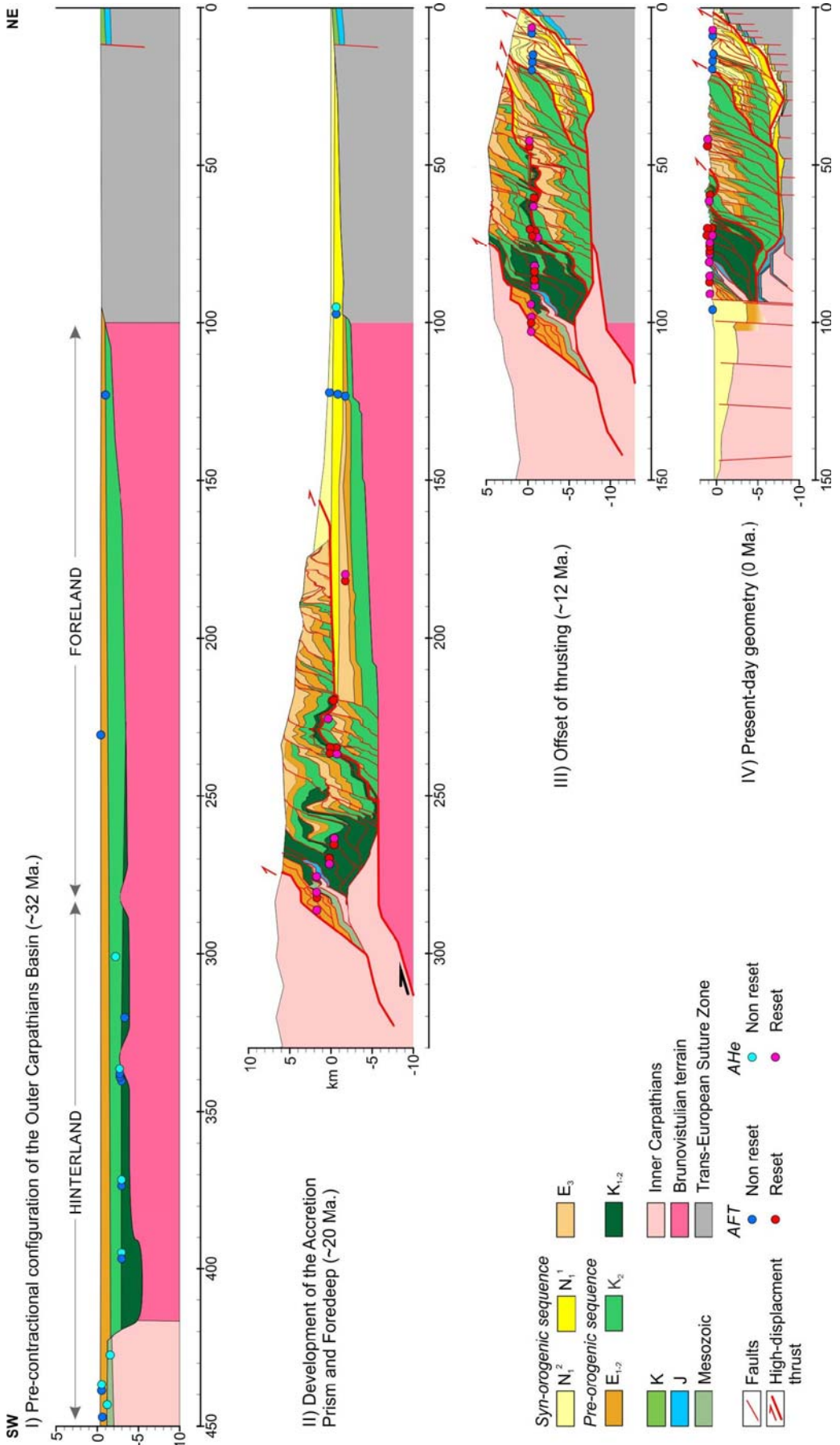


Рис. 2.42. Кинематическая модель развития Украинских Карпат со спроектированными местами продатированных образцов.

Таким образом, представленные новые фишн-трек данные и методы балансировки разрезов позволили построить кинематическую форвард — модель, восстановить термальную историю и структурную эволюцию аккреционной призмы Украинских Карпат.

Согласно выполненным реконструкциям, начиная с ~32 млн лет, седиментационный бассейн был инвертирован в орогенную фазу. В течение следующих 12 млн лет произошло сокращение осадочного бассейна на более чем 170 км со скоростью продвижения 14,2 км / млн лет В результате существенная эксгумация имела место только в пределах активного развития аккреционной призмы. Форландовый бассейн опускался синхронно с поступлением эродированного материала на более чем 3,5 км. Нересетнутые образцы из синтектонических отложений могут датировать этот процесс надвигаобразования в абсолютном исчислении.

Продвижение ускорилось в позднюю стадию орогенеза (20—12 Ма), что связывается с растяжением и формированием Паннонского бассейна. В течение этого периода средняя скорость продвижения составила 22,5 км/млн лет К концу этого периода аккреционная призма УК была уже глубоко эродированной.

Ресетнутые фишн-трек данные показывают, что, начиная с рубежа 12 млн лет, в связи с прекращением надвиговых процессов, было денудировано до 5 км осадков, что привело к изостатическому поднятию региона.

Геодинамика Украинских Карпат по тектонофизическим данным. Многоэтажное строение Украинских Карпат, осложняемое покровным характером не только альпийского структурного этажа, но, судя по данным скоростной модели, и нижележащими структурными этажами мезозоя-палеозоя, является одной из главных причин многовариантности принципов тектонического районирования региона и геодинамических моделей, подробно рассмотренных в работе [Тектонічна карта України…, 2007], а также выше в данном пункте. Все это требует анализа истории формирования каждого структурного этажа отдельно, и в первую очередь решения многих спорных вопросов по наиболее детально изученному геолого-геофизическими методами альпийскому орогену. Опыт применения тектонофизических методов и современных палинспастических реконструкций при изучении УК [Гинтов и др., 2011, 2013; Бубняк, Віхоть. 2012; Віхоть, Бубняк. 2011; Накапелюх, Бубняк, 2013; Муровська та ін., 2016] позволяет надеяться, что в предлагаемом материале некоторые важные вопросы альпийской геодинамики этого региона будут освещены на основе использования новых объективных данных.

В 2013 г. вдоль профиля PANCAKE в 44 пунктах были выполнены тектонофизические исследования, охватившие Карпатский ороген между гг. Стрый и Мукачево. Наблюдения велись по рр. Стрый, Опор, Латорица, а также в обнажениях и карьерах вдоль шоссе Киев-Чоп. Изучены элементы залегания крыльев 42 складок, 1512 тектонических трещин и 313 зеркал скольжения, многочисленная планетарная трещиноватость, характер контактов, жильных образований и др. Интерпретация тектонофизических данных выполнялась структурно-парагенетическим и кинематическим методами, подробно описанными в работах [Гинтов, 2005; Гинтов и др., 2011; Бубняк, Віхоть. 2012; Муровская, 2012; Вихоть, 2012 и др.], поэтому методические вопросы здесь не рассматриваются. Для более полного освещения тектонофизического разреза в его северо-восточной части использованы материалы изучения Скибового и Бориславско-Покутского покровов, выполненного авторами в 2011—2012 гг.

В качестве геологической основы использована современная Геологическая карта Украинских Карпат, составленная коллективом ЗАО «Концерн Надра» [Геологічна…., 2007] по материалам многолетних картировочных работ, в том числе геофизических данных, а также в результате пересмотра многих спорных вопросов строения и развития региона [Шлапінський, 2013]. Использован также геологический разрез, пересекающий Карпатский ороген в непосредственной близости от профиля PANCAKE и маршрута тектонофизических наблюдений (рис. 2.43). Пункты тектонофизических наблюдений совмещены на рисунках 2.43, 2.45 и 2.47 с геологическим и геофизическим разрезами.

Геологическое строение альпийского структурного этажа Украинских Карпат и скоросной разрез земной коры в районе исследований. В подразделе 1.6 охарактеризовано глубинное строение УК и приведена сокращенная стратиграфическая схема флишевых и молассовых отложений, развитых в районе профиля PANCAKE (таблица 2.3), а в выше описана методика построения сбалансированных разрезов с использованием этой стратиграфической схемы (см. также [Накапелюх, Шлапинский, 2014]). Сбалансированные геологические разрезы, представленные на рис. 2.37, 2.43, а также на рис. 1.48 в подразделе 1.6, построены по этой методике. На разрезах четко прослеживается чешуйчатый, т. е. надвиговый, стиль тектоники.

Структурами первого порядка в Карпатах являются крупные пластины — покровы, — характеризующиеся значительными горизонтальными перемещениями (до 100 км) вкрест простирания карпатской дуги.

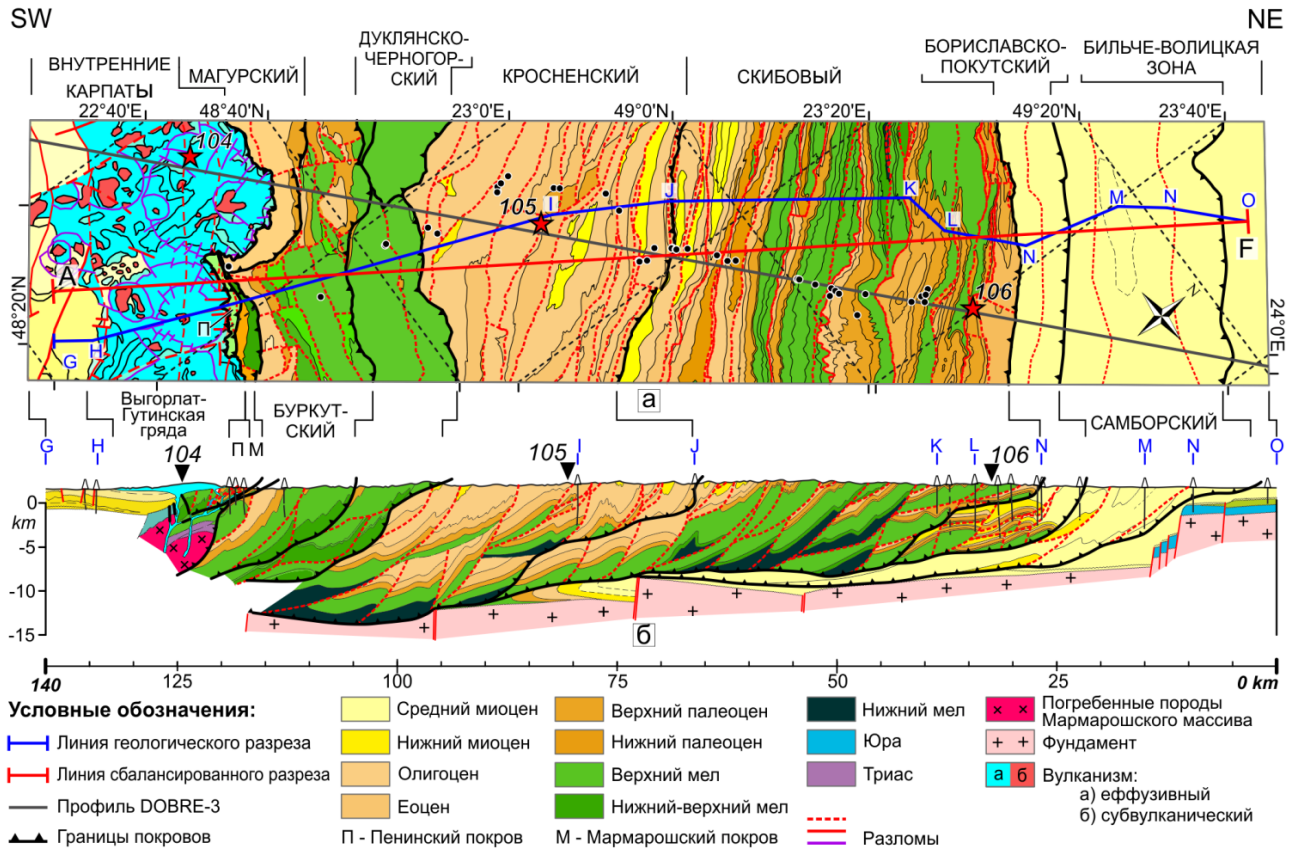


Рис. 2.43. Геологическая карта района исследований и геологический разрез вдоль линии G — O, по [Геологічна…., 2007].

Следующий порядок структур — чешуи, образующиеся в пределах покровов и имеющие амплитуду перемещения первые десятки километров. В УК они получили название «скиб». Геометрия скиб определяется механическими свойствами флишевой толщи, а именно наличием компетентных и некомпетентных горизонтов. Характерно, что плоскости сместителей имеют форму flat-ramp-flat, при котором крутое падение сместителя наблюдается внутри компетентных и некомпетентных толщ, а пологое — между ними, вдоль напластования. Такая форма поверхности сместителя проявляется во всех масштабах, вплоть до обнажения (рис. 2.44).

Типичной особенностью строения Флишевых Карпат является развитее более древних осадочных комплексов (меловых, раннепалеогеновых) во фронтальных частях скиб, а более молодых (позднепалеогеновых, неогеновых) – в тыльных. Это связано с достаточно крутым выходом на поверхность скиб (рис. 2.43) и глубоким эрозионным крезом их фронтальних частей.

Структуры самого высокого порядка (в пределах обнажения) — складки и трещины размерами десятки метров.

Ниже дано краткое описание покровов УК вдоль пересечения Мукачево—Орява—Бильче.

Пеннинский покров — зона разделяющая Внутренние и Внешние Карпаты. Он узкой полосой прослеживается от Альп до Южных Карпат. Этот элемент претерпел как меловые, так и неогеновые фазы складчатости и его структура была существенно изменена сдвиговыми перемещениями. Покров перекрыт неогеновыми отложениями и вулканическими породами Выгорлат-Гутинской гряды и на территории Украины обнажается только в четырех местах.

Разрез покрова начинается с нижнего мела — тисальской свиты (альб-сеноман), сложенной чередованием глин, известковистых аргиллитов, с подчиненными прослоями мергелей и известняков. Литология вышележащей пуховской свиты (турон-маастрихт) отличается мало: это глины с пропластками песчаников, алевролитов, известняков и мергелей. Присутствуют мощные пласты и пачки песчаников, иногда — пачки флишоидного чередования. Контакт между этими свитами геологи-съемщики не обнаруживают и рассматривают их как нерасчлененную меловую толщу, в которой преобладают верхнемеловые породы, так как альб-сеноманские отложения часто выпадают из разреза.

Характерной особенностью Пенинского покрова являются «утесы» триасовых и юрских (титон-неокомских) известняков, залегающих в виде безкорневых глыб среди красных пуховских мергелей. Современные геологи-съемщики, вслед за В. В. Глушко, С. С. Кругловым, рассматривают меловой разрез Пеннинского покрова как олистострому, а известняковые глыбы — как олистолиты

[Деталізація..., 2001]. Их источник — триасово-юрско-неокомовые отложения океанического басейна, сброшенные в меловой Пуховский басейн в верхнем мелу, — пока только предполагаемый. Он будет обсужден в дальнейшем. В работе [Lewandowski et al., 2005] приведены данные по Каменецкому олистолиту известняков (байос-берриас), выходящему на поверхность в бассейне р. Тересва (район с. Новоселовка), которые указывают на присутствие в нем пелагического материала.

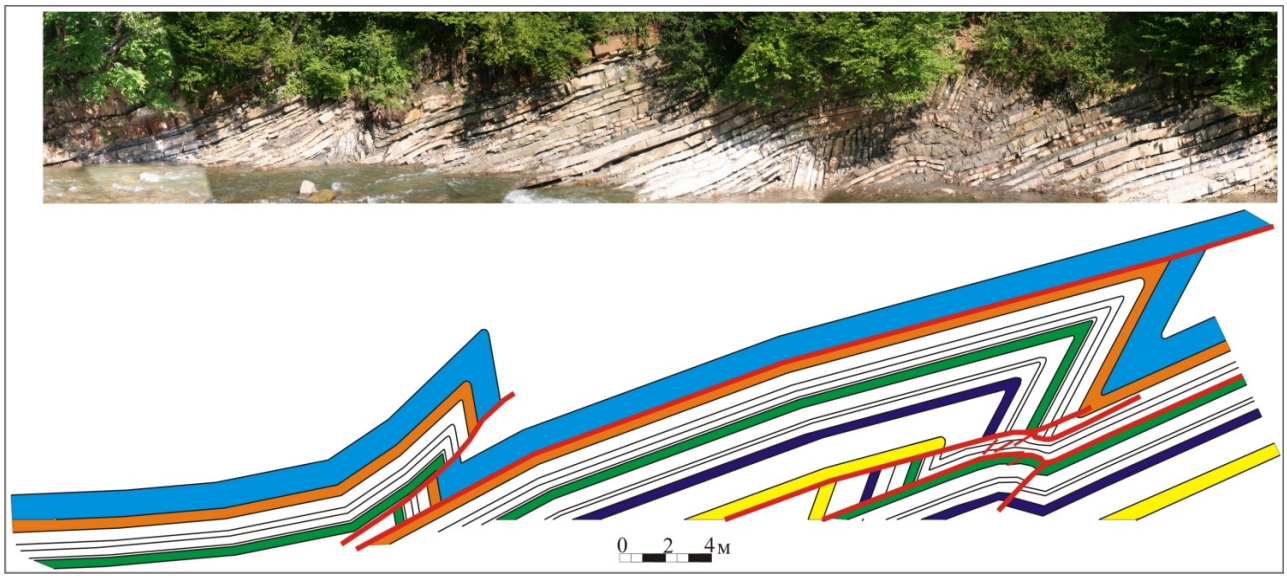


Рис. 2.44. Геологический разрез обнажения ТАРТАК, построенный с помощью программы CorelDraw [Накапелюх и др., 2011]

Палеогеновые (эоценовые) отложения покрова (песчаники и гравелиты, флиш вульховичской свиты, базальные конгломераты) со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на эродированной поверхности пуховской свиты. Грубообломочный материал в виде прослоев гравелитов и конгломератов характерен также для разреза олигоцена этого покрова.

Мармарошский покров. Самым нижним звеном покрова является соймульская свита альб-сеноманского возраста. Среди формирующих ее терригенных осадков нередко наблюдаются, как и в Пенинском покрове, «утесы» известняков и экзотических пород. Пуховская свита верхнего мела стратиграфически нормально без следов перерыва залегает на породах соймульской свиты. Палеоцен-эоценовые отложения, представленные терригенной метовской свитой, начинаются с базального горизонта конгломератов и песчаников с обломками пород маастрихского возраста. Дусинская свита (олигоцен), завершающая разрез, представлена черными аргиллитами и мергелями с пропластками алевролитов, песчаников и кремней.

Стратиграфия, литологическое и фациальное наполнение Мармарошского и Пенинского покровов указывают на формирование их комплексов в бассейне осадконакопления, отличном от тех, которые будут описаны ниже. Состав и мощность толщ свидетельствуют о собственном бассейне, формировавшемся на Мармарошском кристаллическом массиве. Объединение их в общий бассейн произошло в верхнем мелу, когда откладывалась пуховская свита.

Нахождение известняковых «утесов» в соймульской, а не пуховской, свите Мармарошского покрова вызывает вопросы, однако необходимо учитывать, что в возрастном отношении объединенные тисальская и пуховская свиты имеют значительное перекрытие с соймульской, а нахождение их в едином верхнемеловом Пуховском басейне может свидетельствовать и о единой олистостромовой толще.

Буркутский покров представлен нижне-верхнемеловыми флишевыми отложениями белотиссенской и суховской свит, перекрытими палеоценовыми (и частично нижнеэоценовыми) песчанистими отложениями. Этот покров интересен тем, что в конгломератах суховской свиты наблюдаются обломки гранитов, амфиболитов, гнейсов и известняков, а среди глинистого и песчанистого матрикса — достаточно крупные тела диабазов, спилитов, туфобрекчий и туфов. Детальными геологосъемочными работами установлено, что эти тела являются олистолитами и олистоплаками, включенными в осадочный матрикс в результате оползания с кордильеры, возникшей на границе буркутского и дуклянско-черногорского бассейнов.

Дуклянско-Черногорский покров. В результате переинтерпретации материалов геологических съемок была обоснована возможность объединения Дуклянского и Черногорского покровов в единый Дуклянско-Черногорский [Глушко и др., 1994], состоящий из шести субпокровов и протягивающийся

через все УК. Это нижнемеловой-олигоценовый флиш от шипотской до дусинской свит. В тыловой части покрова так же, как и во фронтальной части Буркутского, встречаются, хотя и реже, олистолиты диабазов, сползшие с вышеупомянутой кордильеры.

Объединение Дуклянско-Черногорского бассейна с Буркутским произошло уже в олигоцене, когда образовалась дусинская свита отложений менилитового типа.

Вдоль профиля в пределах *Кросненского* покрова, где обнажаются преимущественно эоценовые и олигоцен-миоценовые отложения, во всей толще хорошо выражены складчатые структуры. Это обусловило развитие характерного рельефа на территории развития покрова. Не смотря на то, что это поднятый блок и абсолютные отметки изменяются в пределах 800—1200 м, относительные превышения незначительны, с пологими склонами гор и неглубокими врезами рек.

Исследования, проведенные в Кросненском покрове (или зоне, как считают некоторые авторы) позволили составителям карты выделить в нем скибы, сложенные нижнемеловыми — миоценовыми отложениями, по аналогии со Скибовым покровом. В Турковском субпокрове выделены четыре скибы: Грозевская, Лимненская, Горганская и Опорецкая. В Битлянском субпокрове — Сможевскаая, Воловецкая и Ждениивская. В Дуклянско-Чорногорском покрове скибы пока не выделены.

Скибовый покров характеризуется специфическим развитием чешуй-скиб, фронтальные части которых выходят на поверхность, в результате чего образуется моноклинальное падение толщ. В пределах покрова виделяется восемь скиб: Береговая, Оривская, Сколевская, Парашки, Мальманстанская, Зелемянки, Рожанки, Славская. Вдоль простирания эти скибы могут выклиниваться (например, Мальманстанская).

Характерно отсутствие во фронтальной части Скибового покрова, а именно в Береговой и Оривской скибах, отложений нижнего мела (спасской свиты), что связано с продвижением флишевого бассейна в СВ направлении при ступенеобразном подъеме фундамента.

Бориславско-Покутский покров (БП) характеризуется типичными структурами сдваивания — дуплексами, — выявленными и изученными благодаря огромным объемам бурения на нефть и газ. Покров образует единый комплекс с внешнекарпатским орогеном, хотя многими исследователями относится к внутренней зоне Предкарпатского передового прогиба (ПП) за счет наличия в его составе молассовых отложений (например, [Тектонічна…, 2007]). Однако, судя по полученным последним данным (далее), БП является продолжением Скибового покрова и принадлежит к флишевому бассейну осадкопления, но уже в процессе орогенеза стал основой для накопления молассовых образований ПП.

Максимальная мощность флишевых отложений УК наблюдается в Буркутском и Черногорско-Дуклянском покровах — до 7,5 км — с уменьшением мощности до 1,23 км в Бориславско-Покутском покрове.

Самборский покров ПП сложен нижнемиоценовыми отложениями молассового комплекса и тектонически принадлежит к прогибу, хотя был дислоцирован в результате надвигания флишевого комплекса. Отмечается наличие значительной литологической и фациальной изменчивости, а также усложнение складчатостью разных масштабов…

Бильче-Волицкая (Внешняя) зона ПП также сложена нижнемиоценовыми отложениями, как и Самборский покров, но не была дислоцирована, то есть является структурой in situ.

Молассовый комплекс в Самборском покрове имеет мощность 5,6 км, а во Внешней зоне ПП - 6,5 км.

Анализ объемов денудации и отложения терригенного материала в передовой прогиб , а также состава моласс показывает, что эрозия флишевых образований во время надвиговых процессов не является единственным источником сноса материала в передовой бассейн. Наличие мощных конгломератовых толщ в молассовых образованиях, имеющих в своем составе одновременно обломки метаморфических и осадочных (карбонатных) пород, свидетельствует о дополнительном источнике сноса с северо-востока.

Сопоставление геологического разреза со скоростным разрезом PANCAKE. Из рассмотрения (рис. 2.45) видно, что Флишевым Карпатам до глубины 6.0 км отвечают сейсмические горизонты со скоростью продольных волн 4.35—4.65 км/с, а глубже наблюдается переход к скорости 5.45÷5.55 км/с, которая, как считается, соответствует мезозой-палеозой-протерозойским комплексам, хорошо изученным в пределах ЕП. В скоростной модели предполагается, что граница между слоями 4.65 и 5.45км/с отвечает подошве флишевых отложений. Однако по данным работ [Геологічна…, 2007] и [Gągała et al., 2012] (рис. 2.46) глубина погружения карпатского флиша в районе профиля и в 80-90 км к северо-западу от него доходит до 8—10 км, а в районе ПК 220 профиля PANCAKE (рис. 2.45) — даже до 14 км за счет сложения надвинутых друг на друга покровов (рис. 2.43, 2.46). Поэтому верхняя часть слоя с V_p=5.45÷5.55 км/с также относится к флишевому покрову, который в своей нижней части, по-видимому, характеризуется более высокой скоростью продольных волн, чем предполагалось.

Наиболее сильное расхождение геометрии альпийского структурного этажа по геологическим данным со скоростной моделью Флишевых Карпат по профилю PANCAKE наблюдается в промежутке 200—240 км, где на глубинах 4—14 км в области развития покровных комплексов зафиксированы скорости V_p=6.17—6.20 км/с, отвечающие породам консолидированного фундамента (рис. 2.45).

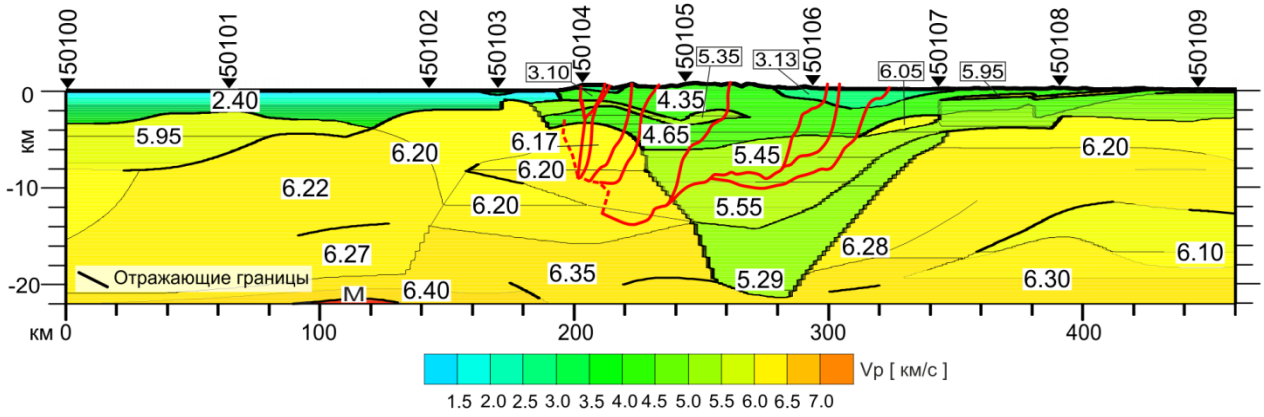


Рис. 2.45. Сопоставление в одном масштабе скоростного и геологического разрезов УК вдоль профиля PANCAKE. Красным цветом обозначены контуры покровов, показанных на геологическом разрезе (рис. 2.43).

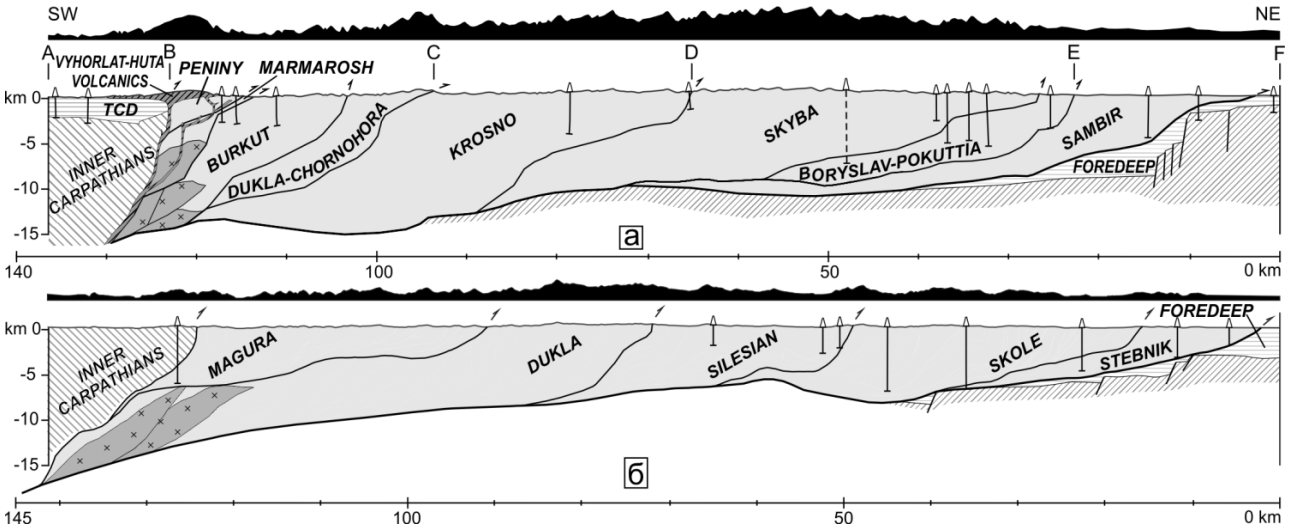
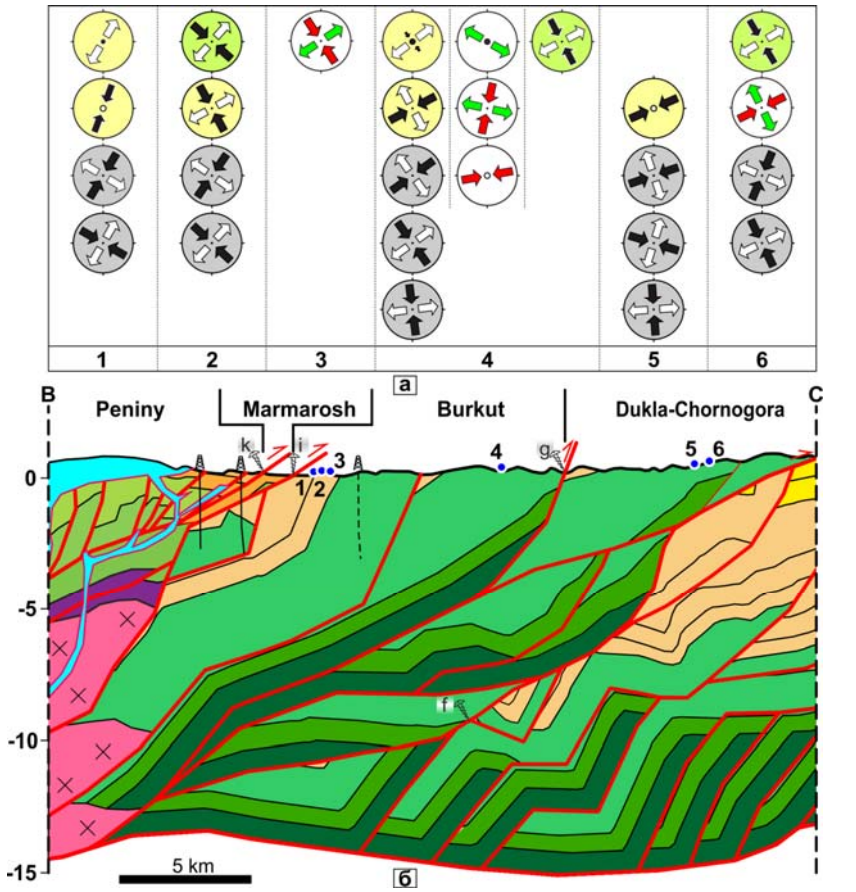


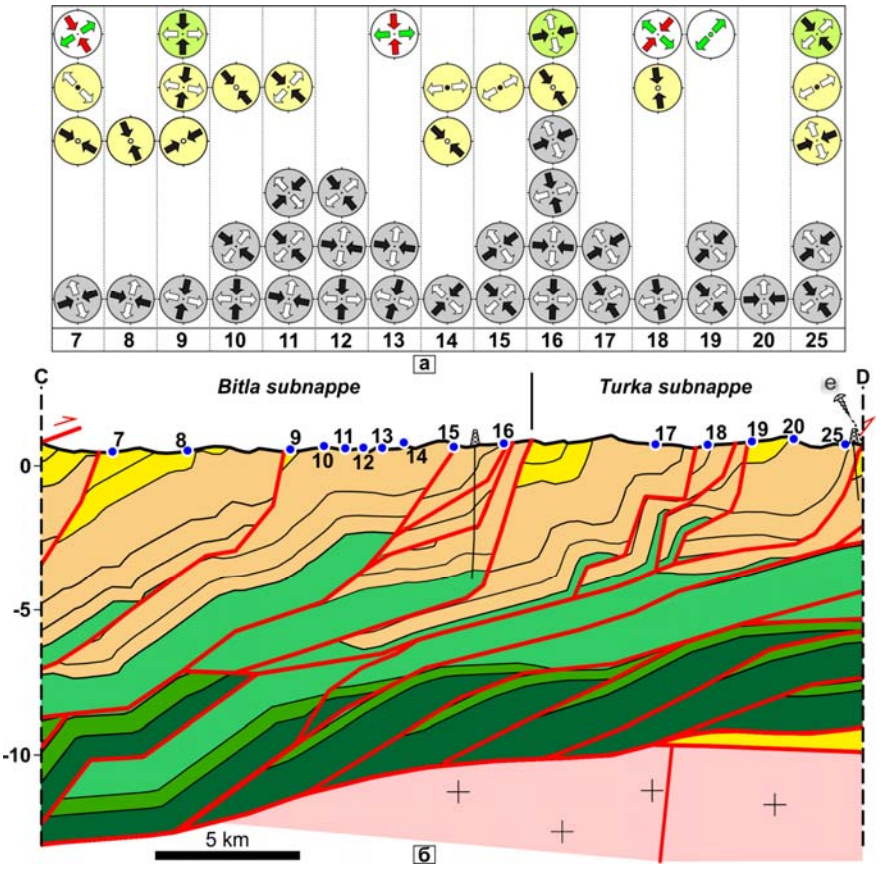
Рис. 2.46. Сопоставление схематизированных геологически разрезов по профилю PANCAKE (а) и профилю, проходящему через северо-восточные Внешние Карпаты в 80-90 км к северо-западу от него (б), взятому из работы [Gągała et al., 2012].

Частично это может быть связано с присутствием на глубине в тыловых частях Мармарошского и Буркутского покровов пород погребенного Мармарошского массива (рис. 2.43), выступавшего в верхнем мелу на поверхность в виде кордильеры. Такое представление высказано, в частности, в работе [Gągała et al., 2012] по району, находящемуся в 80-90 км к СЗ от PANCAKE. Однако, высокоскоростная область занимает значительно большую площадь по сравнению с возможными размерами массива и это должно быть объяснено (если, конечно, исключить возможность грубых ошибок в геологической и геофизической моделях).

Причин может быть несколько, причем на разных участках профиля они могут быть разными или накладываться друг на друга: 1) аномальное уплотнение осадков за счет литостатического давления на глубине плюс сульфидизация нижних горизонтов флиша, связанная с активной деятельностью флюидов (отмечается во многих источниках и скважинах); 2) насыщение нижней части флишевого бассейна многочисленными мелкими (меньшими длины продольной волны) отторженцами фундамента, участвующими в формировании аккреционной призмы; 3) базификация и гранитизация флишевых комплексов на глубине в виде даек, мелких штоков и силлов основных и ультраосновных пород, жил гранодиоритов. На поверхности и в скважинах эти породы плиоценового возраста встречены вблизи Закарпатского прогиба, но их развитие возможно на глубине и в пределах всей рассматриваемой области повышенных скоростей.


1
2
3
4
5
6
а
B
Peniny
Marmarosh
Burkut
Dukla-Chornogora
C
k
i
g
f
0
-5
-10
-15
5 km
б

А


7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
25
а
C
Bitla subnappe
Turka subnappe
e
D
0
-5
-10
5 km
б

Б

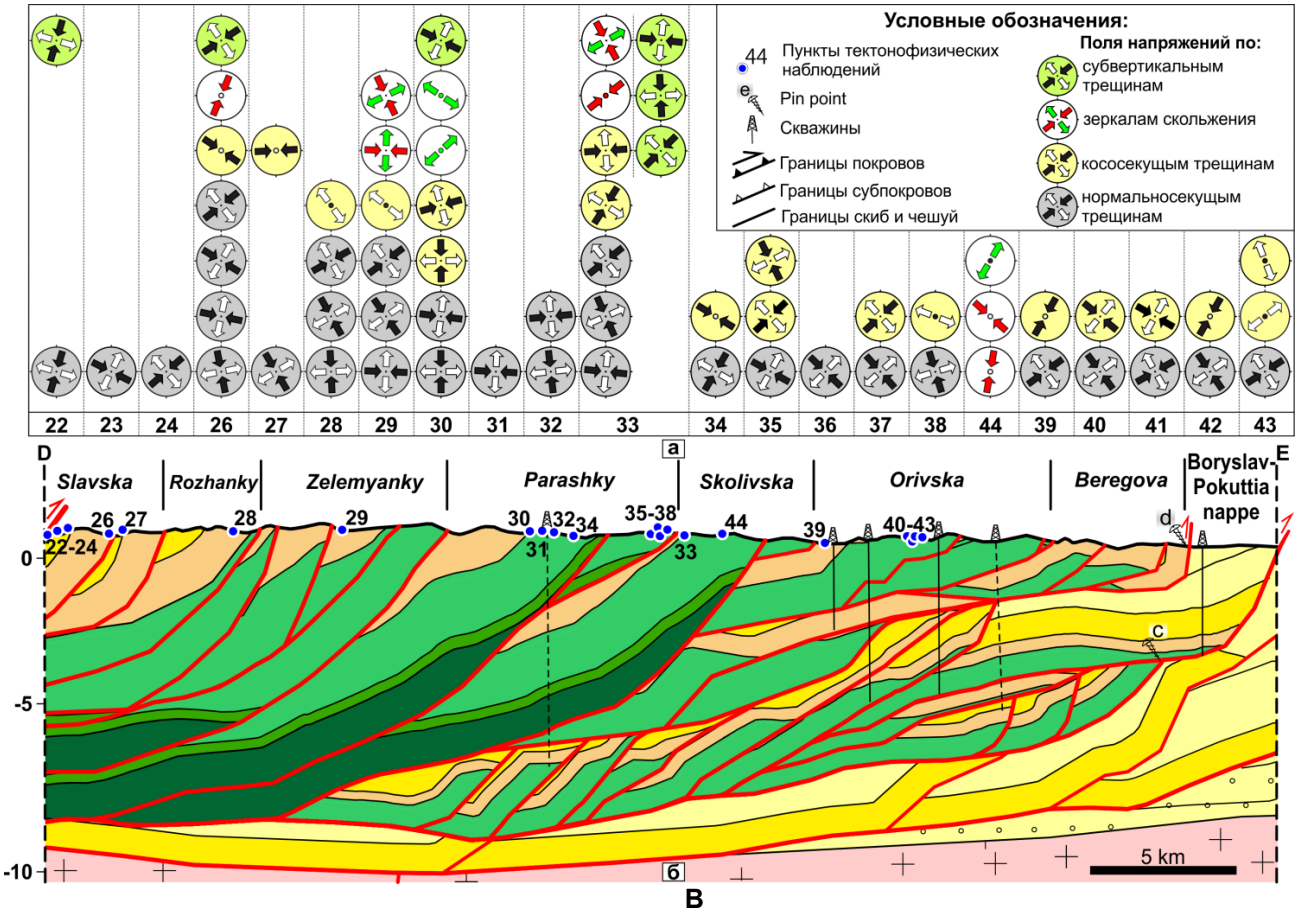


Рис. 2.47. Результаты тектонофизических исследований вдоль профиля PANCAKE. 2.47-А — покровы Пеннинский, Мармарошский, Буркутский и Дуклянско-Черногорский; 2.47-Б — Кросненский покров; 2.47-В — Скибовый покров. Условные обозначения на рис. 2.47-В. Стереограммы осей напряжений (а) над сбалансированным геологическим разрезом (б) показывают ориентацию главных осей сжатия (стрелки направлены внутрь) и растяжения в горизонтальной плоскости от более древних к более молодым снизу вверх и слева направо.

На отрезке профиля 280—350 км тело со скоростью 3.13 км/с отвечает молассе Предкарпатского прогиба. Если учитывать, что Береговая скиба в районе профиля доходит до точки 297—300 км, делаем вывод, что Скибовый покров надвинут на Предкарпатский прогиб на 17—20 км.

Эволюция палеонапряжений альпийского структурного этажа УК в районе исследований. Маршрут тектонофизических наблюдений пересекает (с СВ на ЮЗ): Самборский и Бориславско-Покутский покровы; Скибовый покров, в том числе Береговую, Оривскую, Сколивскую, Парашки, Мальманстальскую, Зелемянскую, Рожанскую и Славскую скибы; Кросненский покров, в том числе Турковский и Битлянский субпокровы; Дуклянско-Черногорский и Буркутский покровы. На рис. 2.47 над схематизированным геологическим разрезом показаны стереограммы палеонапряжений, полученные в результате интерпретации материалов тектонофизических наблюдений структурно-парагенетическим и кинематическим методами. Палеонапряжения разделены по возрасту: в каждом пункте наблюдений (ПН) они размещены на рисунке от более древних к более молодым *слева направо* и *снизу вверх*.

Возраст палеонапряжений, как уже описано в вышеприведенных работах авторов и проверено на практике, определялся на основе следующих принципов: наиболее древними являются палеонапряжения, установленные по планетарной нормальносекущей (катетальной) трещиноватости; далее следуют палеонапряжения, определенные по а) парагенезисам нормальносекущих тектонических трещин, б) парагенезисам кососекущих трещин и зеркалам скольжения; в) парагенезисам субвертикальных тектонических трещин. Распределение палеонапряжений по возрасту внутри названных групп производилось посредством изучения взаимоотношения разрывов между собой и ряда минералого-петрографических признаков.

На рис. 2.47, в отличие от вертикального геологического разреза, положение главных осей напряжений показано в горизонтальной плоскости, так как их ориентация в этой плоскости наиболее важна для палеогеодинамического анализа. При сдвиговом деформационном режиме показаны обе

главные оси максимального и минимального сжатия (растяжения). При взбросовом и сбросовом — одна рабочая[1].

В табл. 2.5 приведены полные результаты определения палеонапряжений структурно — парагенетическим и кинематическим методами по всем пунктам наблюдений. Использовался комплекс программ Stereo 32 (авторы Клаус Руллер и Клаудиа А. Трепмен [http:/www.ruhr….]) и Win —Tensor 1.4.19. [Devlaux, 2003]). В таблице в каждом пункте палеонапряжения располагаются *сверху вниз* от более древних к более молодым.

Тип сдвига — правый (пс), левый (лс), чистый (чс) — определялся по отношению к генеральному простиранию орогена Украинских Карпат (310°). Взбросовый деформационныйрежим обозначен как «взб», сбросовый — как «сбр». Взбросо- и сбросо-сдвиговые режимы включены в сдвиговые, а сдвиго-взбросовые и сдвиго-сбросовые — во взбросовые и сбросовые.

Рассчитаны также коэффициенты R и R', определяющие характер напряженно-деформированного состояния геологической среды. Первый из них известен как коэффициент Ж. Анжелье $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$. Второй является модифицированной функцией первого и определяется следующим образом [Delvaux et al.,1997]:

$R'=R$ при вертикальной оси σ_1 (сбросовый режим); изменяется от 0 до 1.

$R'=2-R$ при вертикальной оси σ_2 (сдвиговый режим); изменяется от 1 до 2.

$R'=2+R$ при вертикальной оси σ_3 (взбросовый режим); изменяется от 2 до 3.

Всего выполнено 142 определения ориентации главных осей нормальных напряжений, при этом 19 полей определены как взбросовые, 16 — сбросовые, остальные — сдвиговые (в том числе взбросо- и сбросо-сдвиговые). В группе сдвиговых полей 28 определены как чистые сдвиги, 38 — как левые и 41 — как правые.

Большая группа определений чистых сдвигов, при которых главные оси сжатия или растяжения ориентированы субперпендикулярно простиранию орогена УК, дополняется 25 определениями взбросов и сбросов, при которых оси сжатия и растяжения, или одна из них, также ориентированы субперпендикулярно УК. Это свидетельствует об определяющей роли тектонических сил, действовавших в направлении ЮЗ—СВ. что хорошо видно на стереограммах рис. 2.48.

Таблица 2.5. Результаты определения полей напряжений и деформационных режимов альпийского структурного этажа Украинских Карпат вдоль вдоль профиля PANCAKE по тектонофизическим данным.

№ ПН	Возраст пород	Поля напряжений (σ_1, σ_2, σ_3)	R	R'	Деформационный режим
Буркутский покров					
1	~~P~~$_{1-2}$	σ_1 — 302/00; σ_2 — 064/89; σ_3 — 212/01	0,55	1,53	сдвиговый (чистый сдиг)
		σ_1 — 031/09; σ_2 — 154/73; σ_3 — 299/14	0,50	1,48	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 207/00; σ_2 — 297/33; σ_3 — 116/57	0,50	2,22	взбросовый
		σ_1 — 114/65; σ_2 — 304/25; σ_3 — 212/04	0,50	0,66	сбросовый
2	~~P~~$_{1-2}$	σ_1 — 135/04; σ_2 — 029/75; σ_3 — 226/14	0,50	1,50	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 035/00; σ_2 — 303/87; σ_3 — 126/03	0,50	1,50	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 146/23; σ_2 — 013/58; σ_3 — 246/21	0,50	1,50	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 124/22; σ_2 — 002/52; σ_3 — 227/29	0,50	1,57	сдвиговый (чистый сдвиг)
3	~~P~~$_{1-2}$	σ_1 — 334/27; σ_2 — 114/56; σ_3 — 234/19	0,33	1,53	сдвиговый (правый сдвиг)
4	~~K$_2$—P$_1$~~	σ_1 — 171/00; σ_2 — 261/73; σ_3 — 081/17	0,50	1,47	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 143/14; σ_2 — 312/76; σ_3 — 052/02	0,50	1,46	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 233/01; σ_2 — 339/87; σ_3 — 143/07	0,50	1,50	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 242/04; σ_2 — 338/55; σ_3 — 150/34	0,50	1,79	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 120/64; σ_2 — 328/23; σ_3 — 233/11	0,75	0,72	сбросовый
		σ_1 — 147/20; σ_2 — 357/67; σ_3 — 241/10	0,50	1,35	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 071/28; σ_2 — 325/27; σ_3 — 200/49	0,38	1,63	взбросовый
		σ_1 — 014/13; σ_2 — 253/65; σ_3 — 109/21	0,33	1,66	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 075/70; σ_2 — 203/12; σ_3 — 296/15	0,50	0,56	сбросовый
Дуклянско-Черногорский покров					
5	~~K$_2$—P$_2$~~	σ_1 — 353/10; σ_2 –178/80; σ_3 — 083/01	0,50	1,51	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 108/18; σ_2 –258/70; σ_3 — 014/09	0,50	1,42	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 249/12; σ_2 –130/66; σ_3 — 343/20	0,50	1,52	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 055/15; σ_2 –319/23; σ_3 — 176/61	0,70	2,59	взбросовый
6	~~K$_2$—P$_2$~~	σ_1 — 335/23; σ_2 –124/64; σ_3 — 240/12	0,50	1,41	сдвиговый (правый сдвиг)

[1] Термин «рабочая ось» подразумевает при сдвигах транспрессию (σ_1) или транстенсию (σ_3), при взбросах и надвигах — сжатие (σ_1), при сбросах — растяжение (σ_3).

№ ПН	Возраст пород	Поля напряжений (σ_1, σ_2, σ_3)	R	R’	Деформационный режим
		σ_1 — 034/30; σ_2 –170/51; σ_3 — 290/22	0,50	1,43	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 065/04; σ_2 — 322/73; σ_3 — 165/16	0,40	1,54	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 147/18; σ_2 — 006/67; σ_3 — 242/14	0,50	1,41	сдвиговый (правый сдвиг)
Кросненский покров					
7	N_1	σ_1 — 067/21; σ_2 –291/61; σ_3 — 164/18	0,50	1,62	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 296/09; σ_2 –202/24; σ_3 — 046/65	0,50	2,40	взбросовый
		σ_1 — 079/71; σ_2 –223/16; σ_3 — 316/11	0,50	0,49	сбросовый
		σ_1 — 147/11; σ_2 — 039/58; σ_3 — 243/30	0,62	1,39	сдвиговый (правый сдвиг)
8	N_1	σ_1 — 104/12; σ_2 — 248/75; σ_3 — 012/08	0,50	1,48	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 325/29; σ_2 — 225/18; σ_3 — 108/55	0,50	2,06	взбросовый
9	N_1	σ_1 — 011/33; σ_2 — 224/52; σ_3 — 112/16	0,50	1,23	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 057/10; σ_2 — 320/34; σ_3 — 161/54	0,50	2,50	взбросовый
		σ_1 — 196/08; σ_2 — 318/75; σ_3 — 104/12	0,50	1,44	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 002/03; σ_2 — 263/73; σ_3 — 092/17	0,50	1,58	сдвиговый (правый сдвиг)
10	$\bar{P}_3$	σ_1 — 005/03; σ_2 — 266/68; σ_3 — 096/21	0,50	1,51	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 311/02; σ_2 — 214/71; σ_3 — 041/19	0,50	1,54	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 139/04; σ_2 — 232/28; σ_3 — 042/61	0,50	2,27	взбросовый
11	$\bar{P}_3$	σ_1 — 102/12; σ_2 — 281/77; σ_3 — 013/00	0,50	1,46	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 135/07; σ_2 — 303/82; σ_3 — 044/01	0,50	1,51	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 050/12; σ_2 — 278/73; σ_3 — 142/13	0,50	1,55	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 135/27; σ_2 — 275/56; σ_3 — 035/18	0,33	1,47	сдвиговый (чистый сдвиг)
12	$\bar{P}_3$	σ_1 — 184/01; σ_2 — 278/80; σ_3 — 093/10	0,50	1,55	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 100/15; σ_2 — 270/74; σ_3 — 010/03	0,50	1,48	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 142/06; σ_2 — 263/79; σ_3 — 051/10	0,50	1,48	сдвиговый (правый сдвиг)
13	$\bar{P}_3$	σ_1 — 199/09; σ_2 — 067/77; σ_3 — 290/10	0,50	1,47	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 284/11; σ_2 — 035/61; σ_3 — 189/27	0,50	1,49	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 178/12; σ_2 — 022/77; σ_3 — 269/05	0,75	1,46	сдвиговый (правый сдвиг)
14	$\bar{P}_3$	σ_1 — 047/09; σ_2 — 205/81; σ_3 — 316/04	0,50	1,44	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 134/06; σ_2 — 226/17; σ_3 — 025/72	0,50	2,40	взбросовый
		σ_1 — 210/69; σ_2 — 346/15; σ_3 — 080/13	0,50	0,62	сбросовый
15	$\bar{P}_3$	σ_1 — 139/08; σ_2 — 005/79; σ_3 — 229/08	0,50	1,50	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 235/05; σ_2 — 049/85; σ_3 — 145/01	0,50	1,45	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 140/57; σ_2 — 338/32; σ_3 — 243/08	0,50	0,78	сбросовый
16	$\bar{P}_3$	σ_1 — 183/09; σ_2 — 030/80; σ_3 — 273/05	0,50	1,49	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 100/01; σ_2 — 006/71; σ_3 — 190/19	0,50	1,49	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 345/02; σ_2 — 086/82; σ_3 — 254/08	0,50	1,50	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 248/13; σ_2 — 072/76; σ_3 — 338/01	0,50	1,45	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 332/14; σ_2 — 069/26; σ_3 — 217/60	0,50	2,50	взбросовый
		σ_1 — 259/04; σ_2 — 001/72; σ_3 — 168/18	0,50	1,62	сдвиговый (левый сдвиг)
17	$\bar{P}_3$	σ_1 — 329/15; σ_2 — 126/73; σ_3 — 237/06	0,50	1,46	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 058/05; σ_2 — 178/80; σ_3 — 327/90	0,40	1,51	сдвиговый (левый сдвиг)
18	$\bar{P}_3$	σ_1 — 351/21; σ_2 — 148/68; σ_3 — 258/08	0,50	1,42	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 165/10; σ_2 — 069/30; σ_3 — 272/58	0,60	2,38	взбросовый
		σ_1 — 041/09; σ_2 — 150/65; σ_3 — 307/23	0,75	1,94	сдвиговый (чистый сдвиг)
19	N_1	σ_1 — 319/05; σ_2 — 205/78; σ_3 — 049/11	0,50	1,49	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 227/07; σ_2 — 027/82; σ_3 — 137/03	0,50	1,52	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 049/60; σ_2 — 315/02; σ_3 — 224/30	0,42	0,55	сбросовый
20	$\bar{P}_3$	σ_1 — 085/23; σ_2 — 287/65; σ_3 — 179/08	0,50	1,44	сдвиговый (левый сдвиг)
25	$\bar{P}_3$	σ_1 — 147/09; σ_2 — 291/79; σ_3 — 056/06	0,50	1,46	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 052/02; σ_2 — 159/84; σ_3 — 322/05	0,50	1,53	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 249/02; σ_2 — 156/57; σ_3 — 340/33	0,50	1,73	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 346/78; σ_2 — 152/12; σ_3 — 242/03	0,58	0,51	сбросовый
		σ_1 — 134/26; σ_2 — 338/62; σ_3 — 228/10	0,50	1,50	сдвиговый (чистый сдвиг)
Скибовый покров					
22	N_1	σ_1 — 200/27; σ_2 — 003/62; σ_3 — 106/07	0,50	1,37	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 194/27; σ_2 — 037/61; σ_3 — 289/10	0,50	1,33	сдвиговый (правый сдвиг)
23	N_1	σ_1 — 116/06; σ_2 — 003/75; σ_3 — 208/14	0,57	1,46	сдвиговый (левый сдвиг)
24	N_1	σ_1 — 232/13; σ_2 — 359/69; σ_3 — 138/16	0,50	1,50	сдвиговый (левый сдвиг)
26	$\bar{P}_3$	σ_1 — 349/05; σ_2 — 206/84; σ_3 — 080/04	0,50	1,44	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 099/17; σ_2 — 289/73; σ_3 — 190/03	0,50	1,41	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 121/04; σ_2 — 233/80; σ_3 — 030/09	0,50	1,46	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 052/03; σ_2 — 159/79; σ_3 — 320/10	0,50	1,51	сдвиговый (левый сдвиг)

№ ПН	Возраст пород	Поля напряжений (σ_1, σ_2, σ_3)	R	R’	Деформационный режим
		σ_1 — 108/26; σ_2 — 008/19; σ_3 — 246/56	0,62	2,15	взбросовый
		σ_1 — 020/01; σ_2 — 290/17; σ_3 — 113/73	0,60	2,51	взбросовый
		σ_1 — 236/12; σ_2 — 099/73; σ_3 — 328/11	0,50	1,46	сдвиговый (левый сдвиг)
27	N_1	σ_1 — 148/10; σ_2 — 029/69; σ_3 — 241/18	0,50	1,50	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 268/01; σ_2 — 359/45; σ_3 — 176/45	0,50	2,01	взбросовый
28	~~P_3~~	σ_1 — 358/05; σ_2 — 207/84; σ_3 — 088/03	0,50	1,51	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 150/03; σ_2 — 005/86; σ_3 — 240/02	0,50	1,49	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 242/09; σ_2 — 011/77; σ_3 — 151/10	0,50	1,50	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 279/79; σ_2 — 049/08; σ_3 — 141/09	0,50	0,52	сбросовый
29	~~P_3~~	σ_1 — 094/04; σ_2 — 271/86; σ_3 — 004/00	0,54	1,47	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 144/07; σ_2 — 017/79; σ_3 — 235/09	0,50	1,51	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 052/02; σ_2 — 146/65; σ_3 — 321/25	0,50	1,51	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 034/73; σ_2 — 221/17; σ_3 — 130/02	0,75	0,54	сбросовый
		σ_1 — 274/16; σ_2 — 119/72; σ_3 — 006/07	0,50	1,48	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 340/23; σ_2 — 119/61; σ_3 — 242/17	0,50	1,40	сдвиговый (правый сдвиг)
30	~~P_1~~	σ_1 — 182/00; σ_2 — 091/76; σ_3 — 272/14	0,50	1,48	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 276/12; σ_2 — 154/68; σ_3 — 010/19	0,45	1,54	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 252/37; σ_2 — 088/52; σ_3 — 348/08		1,11	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 184/02; σ_2 — 091/51; σ_3 — 276/39	0,25	1,90	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 328/37; σ_2 — 101/42; σ_3 — 216/26	0,50	1,43	сбросовый
		σ_1 — 036/42; σ_2 — 203/48; σ_3 — 300/06	0,50	1,09	сбросовый
		σ_1 — 108/17; σ_2 — 354/54; σ_3 — 209/31	0,75	1,54	сдвиговый (левый сдвиг)
31	K_2—P_1	σ_1 — 274/05; σ_2 — 175/61; σ_3 — 007/29	0,50	1,61	сдвиговый (левый сдвиг)
32	K_2—P_1	σ_1 — 356/10; σ_2 — 121/74; σ_3 — 264/13	0,50	1,47	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 263/04; σ_2 — 160/74; σ_3 — 354/15	0,50	1,57	сдвиговый (левый сдвиг)
33	P_1	σ_1 — 275/08; σ_2 — 167/66; σ_3 — 008/22	0,44	1,49	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 159/02; σ_2 — 058/80; σ_3 — 249/10	0,40	1,52	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 225/22; σ_2 — 102/53; σ_3 — 328/28	0,50	1,63	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 213/15; σ_2 — 360/72; σ_3 — 120/09	0,36	1,63	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 267/04; σ_2 — 153/81; σ_3 — 357/09	0,30	1,54	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 229/12; σ_2 — 136/15; σ_3 — 358/71	0,38	2,49	взбросовый
		σ_1 — 332/06; σ_2 — 094/79; σ_3 — 240/09	0,50	1,48	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 039/28; σ_2 — 258/55; σ_3 — 141/18	0,50	1,21	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 181/03; σ_2 — 336/87; σ_3 — 091/01	0,38	1,54	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 097/01; σ_2 — 003/71; σ_3 — 188/19	0,50	1,52	сдвиговый (левый сдвиг)
34	K_2—P_1	σ_1 — 210/07; σ_2 — 086/78; σ_3 — 302/10	0,50	1,52	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 309/23; σ_2 — 051/26; σ_3 — 182/54	0,50	2,16	взбросовый
35	K_2—P_1	σ_1 — 302/03; σ_2 — 086/86; σ_3 — 211/02	0,50	1,49	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 047/02; σ_2 — 140/62; σ_3 — 316/28	0,50	1,73	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 332/02; σ_2 — 066/63; σ_3 — 242/27	0,50	1,66	сдвиговый (правый сдвиг)
36	K_2—P_1	σ_1 — 315/03; σ_2 — 111/87; σ_3 — 225/01	0,50	1,49	сдвиговый (чистый сдвиг)
37	K_2-P_1	σ_1 — 317/01; σ_2 — 064/86; σ_3 — 227/04	0,50	1,51	сдвиговый (чистый сдвиг)
		σ_1 — 226/05; σ_2 — 127/59; σ_3 — 319/30	0,50	1,75	сдвиговый (чистый сдвиг)
38	K_2-P_1	σ_1 — 343/01; σ_2 — 104/88; σ_3 — 253/02	0,50	1,51	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 114/80; σ_2 — 020/01; σ_3 — 290/10	0,50	0,52	сбросовый
39	~~P_3~~	σ_1 — 053/00; σ_2 — 321/84; σ_3 — 144/06	0,50	1,52	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 210/02; σ_2 — 302/38; σ_3 — 118/51	0,25	1,72	взбросовый
40	K_2—P_1	σ_1 — 145/01; σ_2 — 020/88; σ_3 — 236/02	0,50	1,50	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 309/05; σ_2 — 208/65; σ_3 — 041/24	0,50	1,64	сдвиговый (чистый сдвиг)
41	K_2—P_1	σ_1 — 062/01; σ_2 — 304/87; σ_3 — 151/03	0,50	1,48	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 120/03; σ_2 — 023/68; σ_3 — 212/21	0,50	1,62	сдвиговый (чистый сдвиг)
42	K_2—P_1	σ_1 — 147/01; σ_2 — 249/85; σ_3 — 057/05	0,50	1,51	сдвиговый (правый сдвиг)
		σ_1 — 215/09; σ_2 — 313/41; σ_3 — 115/47	0,50	1,79	взбросовый
43	K_2—P_1	σ_1 — 236/01; σ_2 — 342/87; σ_3 — 146/03	0,50	1,51	сдвиговый (левый сдвиг)
		σ_1 — 224/83; σ_2 — 321/01; σ_3 — 051/07	0,50	0,49	сбросовый
		σ_1 — 075/47; σ_2 — 240/42; σ_3 — 337/08	0,50	0,91	сбросовый
44	K_2—P_1	σ_1 — 011/11; σ_2 — 108/31; σ_3 — 263/56	0,21	2,21	взбросовый
		σ_1 — 311/21; σ_2 — 197/45; σ_3 — 058/36	0,28	2,28	взбросовый
		σ_1 — 304/43; σ_2 — 116/46; σ_3 — 211/04	0,50	0,50	сбросовый

Группа сбросовых полей отражает два типа процессов: сбросы и обвалы фронтальных частей движущихся на северо-восток скиб и завершающие стадии развития орогена, его развал. Взбросовые

деформационные режимы предшествуют сбросовым (там, где определены оба) и отражают процесс становления орогена.

Рассмотрение стереограмм на рис. 2.48 следует начать с рис. 2.48, а — поля напряжений исключительно сдвигового типа, определенные по нормальносекущим разрывам. На стереограмме выделяются четкие диагональные максимумы концентрации осей σ_1 и σ_3, указывающие на то, что уже при прогибании и отложении мезокайнозойских осадков, начиная с верхнего мела, силы растяжения действовали в направлении ЮЗ—СВ и еще при горизонтальном залегании осадочных толщ пуховской свиты уже началось сжатие в том же направлении.

Важная особенность: ЮЗ—СВ максимумы σ_3 и соответствующие им СЗ—ЮВ максимумы σ_1 растянуты в сторону ортогональных осей - имеется 20 определений (из 72) субширотных и субмеридиональных осей, отражающих формирование планетарной трещиноватости в отлагающихся и литифицирующихся осадках.

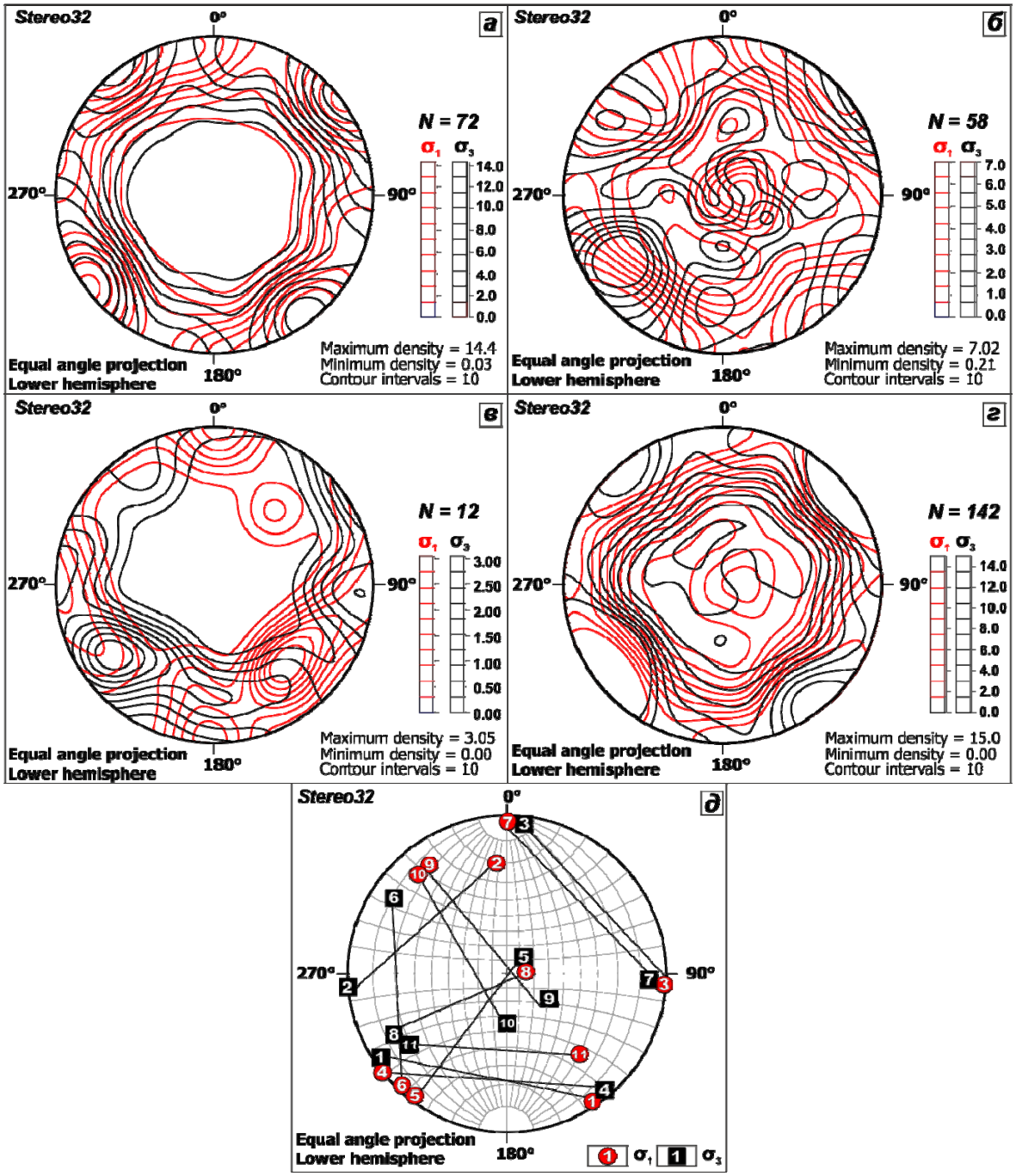


Рис. 2.48. Стереограммы изолиний концентрации осей сжатия (σ_1) и растяжения (σ_3), построенные с помощью программы Stereo 32 [Руллер , Трепмен ,2013]. Цифры в квадратах и кружках на рис. 2.48 д соответствуют номерам полей в таблице 2.5. Остальные пояснения в тексте.

Стереограмма на рис. 2.48, б, построеннная по замерам кососекущих трещин и зеркал скольжения, отражает поля напряжений взбросового, сдвигового и сбросового типа (58 определений обобщены в 5 региональных полей), действовавших во время процесса складко- и надвигообразования. После начала общекарпатского сжатия в том же направлении стали формироваться взбросы и надвиги, что находит отражение в региональном поле σ_1 — 219/03, σ_3 — 46/73. Одновременно взбросовое поле, при постояноой ориентации оси σ_1, преобразовывалось в сдвиговое поле σ_1 — 219/03, σ_3 — 304/09, а также возникло сдвиговое поле σ_1 — 002/02, σ_3 — 093/05 (рис. 2.48, в), при которых формировались субвертикальные сдвиговые разломы субширотной и северо-восточной ориентировки, ограничивавшие и разделявшие скибы, перемещавшиеся на северо-восток с разной скоростью. Мощное сбросовое поле σ_1 — 085/76, σ_3 — 238/15, действовавшее во время надвигообразования, отражает, как уже говорилось, обвал фронтальных частей скиб при их движении. Взбросовые поля с северо-западной ориентацией оси сжатия сопровождали процесс формирования поперечных складок и надвигов, связанный, по-видимому, с образованием субширотных структур Бескид и Южных Карпат.

По субвертикальным послескладчатым трещинам (рис. 2.48, в) восстановлено сдвиговое поле напряжений σ_1 — 138/21, σ_3 — 235/15, которое отражает развал орогена.

Все сказанное находит четкое отражение на суммарной стереограмме (рис. 2.48, г), однако она не дает распределения полей тектонических напряжений по возрасту, для чего и необходимо представление стереограмм 2.48, а—в.

Таким образом, 142 определения полей палеонапряжений обобщаются 11-ю региональными полями альпийского этапа тектогенза, с которыми связаны процессы, отображенные в табл. 2.5.

Исследование складчатых структур вдоль профиля PANCAKE показало (рис. 2.49), что скибовое строение характерно практически для всего орогена УК. Из суммарной стереограммы полюсов напластования (рис. 2.49 а) следует, что в изученном районе наблюдаются всего два четких максимума полюсов крыльев складок — 54/63 и 249/14. Соответственно, элементы залегания крыльев 234/27 и 69/76. Для Скибового покрова (рис. 2.37, б) эти параметры составляют: 53/68 и 238/13 или 233/22 и 58/77. Для Кросненского покрова (рис. 2.37, в) — 60/47 и 259/14 или 240/43 и 79/76, 194/66 или 14/24.

Как видим, общий характер складчатости – пологие юго-западные и крутые северо-восточные крылья — характерен для всего разреза УК вдоль профиля PANCAKE, в том числе для Кросненского покрова. И нет оснований выделять его как особый структурный элемент УК.

Максимум 194/66 (14/24) отражает присутствие в Кросненском покрове субширотных складок, но это, в принципе, характерно и для других покровов, в том числе Дуклянско-Черногорского. Их широкое развитие отмечалось и при детальном изучении Скибового и Бориславско-Покутского покровов [Гинтов и др., 2011, 2013] и объяснено влиянием тектонических сил, формировавших Бескиды и Южные Карпаты.

На стереограммах рис. 2.49 видно, что все азимуты падения крыльев складок в районе PANCAKE повернуты *по часовой стрелке* относительно углов падения генеральной складчатости УК (40—220°) на 13—20°. Частично это связано с простиранием Карпатского орогена в исследуемом районе не 310, а 315—320°. Но еще в работе [Аронский и др., 1995] отмечалось, что простирание 330—340° характерно для осей многих групп складок на всей площади УК. Объяснение этому — именно такая ориентировка многих крупных разломов в фундаменте УК, образующих ступени, которые служили упором при перемещении покровов на северо-восток.

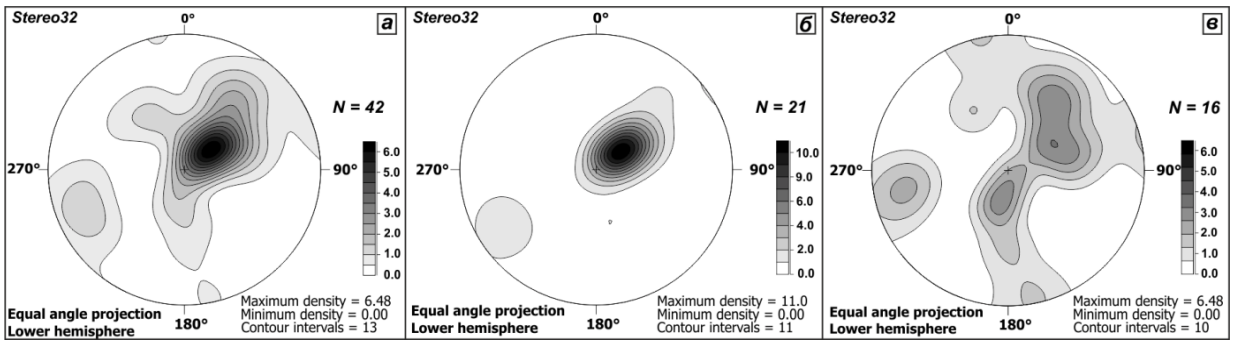


Рис. 2.49. Стереограммы изолиний концентрации полюсов плоскостей напластования флишевых отложений УК в районе исследований, построенные с помощью программы Stereo 32 [Руллер , Трепмен ,2013]: а — суммарная, б — Скибовый покров, в — Кросненский покров.

Обсуждение.

Сопоставление геологического и скоростного разрезов. Приведенные на рис. 2.45 геологические и геофизические данные показывают, что сейсмическая граница между слоями 4.65 и 5.45 км/с не является детатчментом, отделяющим флишевый комплекс от фундамента, а скорее – внутренней плоскостью надвига, маркирующей субгоризонтальные подошвы покровов, наблюдаемые на геологическом разрезе (рис. 2.43). Она близка к протяженной преломляющей границе по данным кмПВ, показанной на разрезе УК вдоль геотраверса Берегово-Долина-Вишневец, проходящего в 40 км к юго-востоку от PANCAKE [Тектоническая…., 1986].

Подошва слоя 5.45+5.55 км/с, погружающаяся на юго-запад с 4-х до 14 км, — также может быть поверхностью надвига, но уже мезо-палеозойских комплексов на еще более древний фундамент. Возможно, слой со скоростью 5.29 км/с обусловлен разуплотнением пород этого детатчмента, который выходит на поверхность в виде ТЕШЗ.

Изучение ТЕШЗ не входило в задачу данного исследования. Однако нельзя не обратить внимание на поведение скоростных границ ниже альпийского структурного этажа между пунктами взрыва (ПВ) 105 и 107 (рис. 2.45): здесь все сейсмические границы полого (4—10°) погружаются на юго-запад, при этом так же погружается и высокоскоростная (6.05 км/с) линза, являющаяся, по-видимому, отторженцем докембрийского фундамента. Скорее всего, ТЕШЗ является не вертикальной, а полого падающей на юго-запад широкой пограничной зоной между ВЕК и его палеозойским обрамлением.

Зона Пеннинских и Мармарошских утесов по геологическим данным представлена вблизи поверхности одноименными покровами. Сильная перемятость и раздробленность, частичная перекрытость вулканитами Выгорлат-Гутинской гряды не позволяют детально изучить ее сейсмическими методами в верхних горизонтах земной коры. Однако по материалам профиля PANCAKE, начиная с глубины примерно 6 км, на отрезке 180—137 км прослеживается пограничная зона между разноскоростными блоками коры (рис. 2.45). Она, скорее всего, и соответствует Пеннинско-Мармарошской сутуре, которая погружается на запад под углами от 5 до 30° (в среднем ~20°).

Поля палеонапряжений и тектоника. Изученные в районе профиля PANCAKE поля напряжений (табл. 2.5) отражают деформации горных пород, отлагавшихся в позднем мелу — раннем неогене, то есть от 100 до 5 млн лет тому назад. Стабильная ориентация субгоризонтальных осей σ_1 и σ_3 в ЮЗ-СВ, меридиональном и широтном направлениях свидетельствует о том, что формирование альпийского структурного этажа УК в районе профиля происходит при поступательном перемещении покровов в одном направлении практически без поворотов. Это подтверждается и практической прямолинейностью украинского сектора Внешних Карпат. Отлагавшиеся горизонтально в осадочных бассейнах комплексы при покровообразовании сминались в складки с шарнирами, субпараллельными осевой линии УК. Поэтому поля напряжений, в которых формировалась планетарная трещиноватость, сохранили первоначальную ориентацию главных осей.

Прямолинейность украинского сектора Внешних Карпат обусловлена структурными особенностями форланда — ЮЗ края ВЕП. После вращения по часовой стрелке в венде — палеозое, в верхнеюрское время ВЕП приняла современную ориентацию [Гинтов, 2001] и большинство главных структур ее ЮЗ края (Волыно-Подольской моноклинали) — зоны разломов, рельеф докембрийского фундамента — приобрели «общекарпатское» (в большинстве случаев) или ортогональное ему (реже) направление, которые стали определяющими при формировании УК. Поэтому поля напряжений, сопровождавшие образование флишевых покровов УК, очень близки к полям напряжений, установленным при изучении фанерозойского чехла Волыно-Подольской моноклинали [Гинтов, 2005].

Общность полей напряжений УК и мезо-кайнозойского чехла Волыно-Подольской моноклинали показывает, что местом формирования флишевых отложений УК была пассивная окраина Европейской плиты, представленная в данном случае ЮЗ склоном ВЕП и примыкающими к нему террейнами палеозоид.

Профиль PANCAKE пересекает по нормали УК, Выгорлат-Гутинскую гряду, в Паннонском бассейне — восточный мыс микроплиты ALCAPA и выходит в Средне-Венгерскую шовную зону, разделяющую микроплиты ALCAPA и Тиса-Dacia (рис. 1.46 в подразделе 1.6). Это также влияет на регулярный характер изученных полей напряжений, так как обе микроплиты, перемещаясь в общем СВ направлении (см. ниже), испытывали повороты в противоположные стороны [Csontos et al., 2002, 2004]. Правда, некоторые палеомагнитологи [Grabowski, J., Nemcok, M., 1999; Marton et al.,1999; Lewandowski et al.,2005] пришли к выводу, что бассейн Центральных и Западных Карпат в мелу-неогене повернулся против часовой стрелки приблизительно на 100°. Но тектонофизические данные не подтверждают этот вывод. Изучение пенинских утесов к юго-востоку от профиля в басейне р. Боржава показало, что в Пенинской зоне происходили сложные разнонаправленные перемещения меланжированных комплексов и палеомагнитные исследования не всегда могут дать однозначные результаты.

Палеогеодинамический анализ. Тектонофизическое изучение УК вдоль профиля PANCAKE не выходило на ЮЗ за пределы Буркутского, а палинспастическая реконструкция — за границу Пеннинского покрова. Поэтому для палеогеодинамического анализа изученного участка УК привлечены известные палеореконструкеции Альпийско-Карпатского региона [Grabowski, J., Nemcok, M., 1999; Marton et al., 1984, 1987, 1999; Lewandowski et al.,2005; Kova´c, et al.,1998; Neugebauer et al.,2001; Stampfli, Borel, 2002; Golonka et al.,2003; Gągała et al., 2012; Fodor et al., 1999; Csontos et al., 2002; Csontos, Vörös, 2004; Schmid et al., 2008 и др.].

Материалы палинспастической реконструкции сбалансированного разреза показывают, что бассейн осадконакопления меловых-неогеновых комплексов УК имел ширину не менее 460 км. Это неплохо согласуется с реконструкцией разреза Карпат, выполненной в работе [Gągała et al., 2012] вдоль профиля, проходящего в 80—90 км к СЗ от PANCAKE (рис. 2.32). Ширина восстановленного бассейна осадконакопления составляет вдоль этого профиля 507 км.

Как известно, отсутствие пелагического материала в составе карпатского флиша доказывает его континентальное происхождение, то есть он отлагался в бассейнах пассивной окраины Европейской плиты. Ширина этой окраины, занятой в мелу-неогене морскими басейнами разной глубины (т. н. Карпатским заливом), составляла, как видим, около 500 км и она простиралась далеко на юг и запад, охватывая территорию практически всего современного Паннонского бассейна. Фрагменты океанической коры появляются только в Мармарошском и особенно в Пенинском покровах, где они заполняли олистострому единого Пеннинско-Мармарошского бассейна шириной (согласно реконструкции) 40 км. Источником олистолитов была океаническая и субокеаническая кора, располагавшаяся непосредственно к ЮЗ от этого бассейна. Следовательно, пеннинско-мармарошская окраина ЕП располагалась как минимум на 340—390 км юго-западнее современного ее положения.

Как показано в обобщениях [Csontos, Vörös, 2004;Schmid et al., 2008] и других исследователей плитотектонических процессов времени распада Гондваны, образовавшееся на месте современного Средиземноморско-Альпийского региона западное ответвление Неотетиса — Альпийский Тетис — состоял из нескольких океанов, называемых разными авторами по-разному.

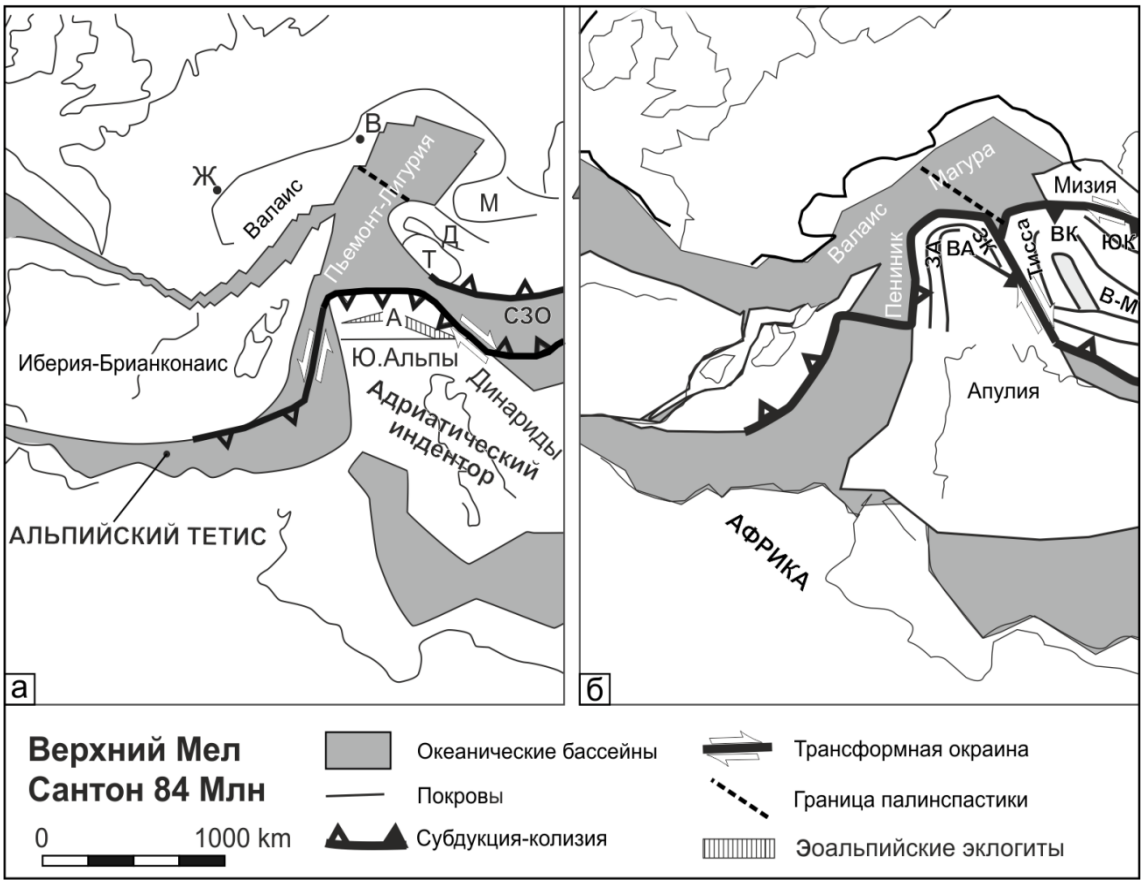


Рис. 2.50. Палеогеографические реконструкции Альпийско-Карпатского региона для позднего мела, а — по [Schmid et al., 2008] и б — по [Csontos, Vörös, 2004]. Буквенные обозначения на рис. 2.50 а: А — ALCAPA, В — Вена, Д — Dacia, Ж — Женева, М — Мизия, СЗО — Савский задуговый океан; на рис. 2.50, б: ВА — Восточные Альпы, ВК — Восточные Карпаты, В-М — Вардар—Мурес, ЗА —Западные Альпы, ЗК — Западные Карпаты.

Нас интересуют, в первую очередь, океанические бассейны, ближе всего расположенные к ЮЗ окраине ЕП. Это — Пьемонт-Лигурийский океан, по [Schmid et al., 2008], начавший формироваться в поздней юре и распространившийся до ЮЗ окраины ЕП в позднем мелу. Южный берег этого океана представляла ALCAPA и зона субдукции под нее, а юго-восточный — Тиса-Dacia. Протяженность океана с С на Ю в позднем мелу составляла, по [Schmid et al., 2008], не менее 1000 км (рис. 2.50).

По [Csontos, Vörös, 2004], Альпийский Тетис в верхней юре состоял из Пеннинского, Магура- и Северин-океанов, при этом океан Магура в нижнем мелу (апт) вплотную приблизился к ЮЗ краю ЕП, а на его южном берегу начала формироваться будущая ALCAPA . В альбе началась субдукция микроплиты Пеннина-Магура под ALCAPA, которая находилась приблизительно в 500 км от ЮЗ края ЕП. В позднем мелу (маастрихт, 66 млн лет назад) микроплита Магура субдуцировала на юг не только под ALCAPA, но и под Тиса-Dacia, и при этом, по палеогеографической реконструкции [Csontos, Vörös, 2004], океан Магура занимал еще значительную площадь — приблизительно 500×500 км.

Согласно геологическим данным (табл. 1.1 в подразделе 1.6), в начале миоцена (23 млн лет назад) ЮЗ часть УК (Пеннинский — Дуклянско-Черногорский бассейны) уже представляла собой возвышенность и эродировалась, тогда как в СВ части (Кросненский — Бильче-Волицкий бассейны) началось отложение молассы поляницкой свиты.

Следовательно, надвиговые процессы на ЮЗ УК начались в олигоцене (около 30 млн лет назад) после отложения флиша дусинской — менилитовой свит. Этот момент можно считать присоединением ALCAPA к ЮЗ окраине ЕП. За период от маастрихта до средины олигоцена (около 36 млн лет) ALCAPA, под нажимом Адриатической микроплиты-индентора, продвинулась на СВ от 500 до 1000 км со средней скоростью около 1.4—2.8 см/год. С такой же скоростью океаническая кора Магура-океана поглощалась в зоне субдукции, а последняя откатывалась к ЮЗ окраине ЕП.

Со средины или конца олигоцена под ALCAPA начала субдуцировать континентальная литосфера ЕП, чехол которой «сдирался», образуя аккреционную призму УК. При этом ALCAPA и зона субдукции продолжали продвигаться далее на СВ, достигнув современного положения и пройдя еще около 340—390 км. Если отсчитывать время от начала миоцена (23 млн лет назад), когда начала отлагаться моласса в Предкарпатском передовом прогибе, то средняя скорость субдукции и формирования аккреционной призмы УК составит около 1.7 см/год.

2.2.2. Геодинамика Добруджи

Географически Добруджа выделяется меридиональной полосой возвышенного рельефа между нижним течением Дуная и Черным морем. В тектоническом отношении она находится в зоне, где сходятся разновозрастные структуры Черноморского, Мезийского и Карпатского регионов (рис. 2.51).

Глубинное и субповерхностное строение Добруджи описано в подразделе 1.7. В данном пункте мы уделим внимание тем его аспектам, которые важны для понимания геодинамики региона, включающего Преддобруджинский сегмент Скифской платформы, (который мы в дальнейшем будем называть Преддобруджинским прогибом), Северную Добруджу и Восточную Мезию.

Северная Добруджа (СД) представляет собой узкий вытянутый в СЗ направлении герцинско-альпийский складчато-надвиговый пояс, расположенный между Скифской (СП) и Мезийской (МП) платформами (или плитами). В пределах западной части СП выделяют ее Преддобруджинский сектор, перекрытый мезо-кайнозоем, а в пределах МП выделяют Восточную Мезию (ВМ), представляющую собой приподнятый блок, включающий Центральную и Южную Добруджу.

Исходной информацией для геодинамических построений служат возраст, литофациальный состав и структура породных комплексов. Для определения генетической принадлежности палеозойских образований Добруджи широко используются данные фишн-трек анализа. Для реконструкции современной геодинамики привлекаются сейсмологические данные о распределении гипоцентров землетрясений и механизмах очагов землетрясений, а также данные GPS-наблюдений по направлениям и скоростям перемещения тектонических блоков. Для установления движущих источников наблюдаемых перемещений и деформаций необходимо привлечение более широких геодинамических данных.

Палеозойские образования в возрастном диапазоне от кембрия до перми**,** позволяющие изучать геодинамику соответствующих периодов, обнажаются, преимущественно, в южной зоне Мачин СД в ядрах киммерийских принадвиговых складок (рис. 2.52). Ранний палеозой зоны Мачин представлен метаморфическими породами, которые принадлежат к трем группам Орлига, Мегина и Боклугея, контактирующим между собой по границам надвигов.

Кембрийские комплексы Орлига и Мегина сложены ортогнейсами и ортовулканитами амфиболитовой фации метаморфизма. Геохимический анализ метабазитов комплексов Орлига и Мегина позволяет отнести их к толеитовой серии образований океанической коры. Нижнекембрийская Боклугея группа представлена обломочными отложениями, метаморфизованными в условиях зеленосланце-

вой фации, на которых по тектоническому контакту залегают мелководные силурийские — раннедевонские и континентальные пермь-карбоновые комплексы [Круглов, Цыпко, 1988, Balintoni et al. 2011, 2016, Seghedy, 2012].

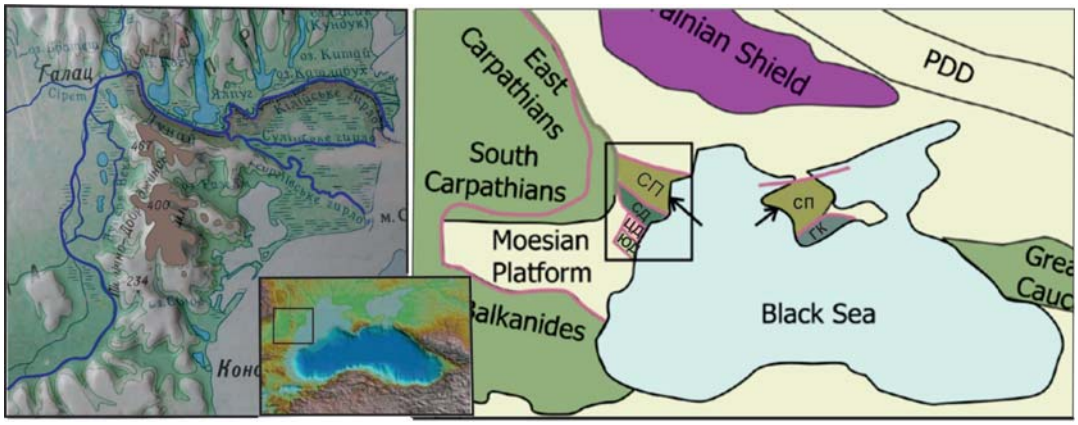


Рис. 2.51. Географическое и тектоническое положение Добруджи, по [Seghedy, 2012]

Палеозойские образования северной зоны Тулча кардинально отличаются от таковых зоны Мачин (рис. 2.52). Они представлены практически неметаморфизованными ордовик-силурскими глубоководными морскими формациями, карбоновыми-раннепермскими обломочными и вулканокластическими мелководными осадочными отложениями. Глубоководные кремниевые девонские отложения обнажаются на правом берегу Дуная в осевой части широтной триасовой антиклинали. В пределах территории Украины на левом берегу Дуная эта антиклиналь продолжается в районе с. Орловка, где выходит на поверхность т. н. орловская серия, представленная снизу вверх: флишевой толщей, известняковыми и далее глубоководными пелагическими отложениями.

Структурные взвимоотношения разных типов палеозоя и мезозоя в пределах зон Мачин и Тулча схематически показаны на разрезе (рис. 2.52). В данном подразделе на рис. 2.52 мы приводим распределение в пространстве разных типов палеозойских комплексов зоны Мачин (в том числе комплексов Боклугея, Мегина и Орлига), палеогеографическая принадлежность которых служит темой последних публикаций [Balintoni et al. 2011, 2016, Seghedy, 2012].

Палеозойская геодинамика. На основе анализа литофаций и возрастов обломочных цирконов палеозойских отложений Добруджи и ПДП в составе Добруджи выделяет три типа докембрийских — раннекембрийских террейнов и соответствующих им палеозойских отложений, сформированных в различных геодинамических обстановках: Авалонского, Кадомского и Балтийского происхождения [Balintoni et al. 2011, 2016, Seghedy, 2012]. Вендские турбидиты ЦД, а также кембрийские кварциты и филлиты метаморфического комплекса Боклугея СД отнесены к террейнам Авалонского происхождения. Авалонские террейны Пери-Гондванского происхождения присоединились к палеоконтиненту Балтика к концу силура. Метаморфический комплекс Орлига СД отнесен к террейну Кадомского происхождения. Он присоединился к окраине Балтики к концу карбона, что аргументируется отложением угленосных толщ в ВМ, СД (формация Карапелит) и ПДП.

Позднекарбоновая аккреция кадомского террейна Орлига коррелирует с закрытием океана Реикум. След сутуры, образовавшейся в результате закрытия океана Реикум проходит через СД, где обнаружены Авалонский и Кадомский террейны. Ордовик — девонские пелагические турбидиты типа Тульча СД, расположенные севернее, отражают глубоководное осадконакопление активной окраины и интерпретируются как бескорневые образования аккреционного клина.

К среднему девону Восточная Мезия, террейн Боклугея, СД и ПДП уже были частью палеоконтинента Лавразии, что доказывается присутствием в ВМ, СД и ПДП отложений среднедевонской терригенной красноцветной формации. Узкий террейн Палазу Балтийского происхождения был оторван от СЗ окраины УЩ, который находился в составе Балтики, и переместился на юго-восток в свое современное положение вместе с Авалонскими и Кадомским террейнами в позднем карбоне по сдвигам ТЕШЗ [Seghedy, 2012].

По современным представлениям (базирующимся на биостратиграфических, палеобиогеографических, палеомагнитных, изотопно-геохронологических, изотопно-геохимических и др. данных), три основных палеозойских метаморфических комплекса СД представляют террейны Пери-Гондваннского (Авалонско-Кадомского) происхождения (рис. 2.53), а также остатки палеозойской сутуры океана Реик, аккретировавшие к ВЕП в каледонский и герцинский этапы тектогенеза, [Linnemann et al., 2008, Balintoni et al. 2011, 2016, Seghedy, 2012].

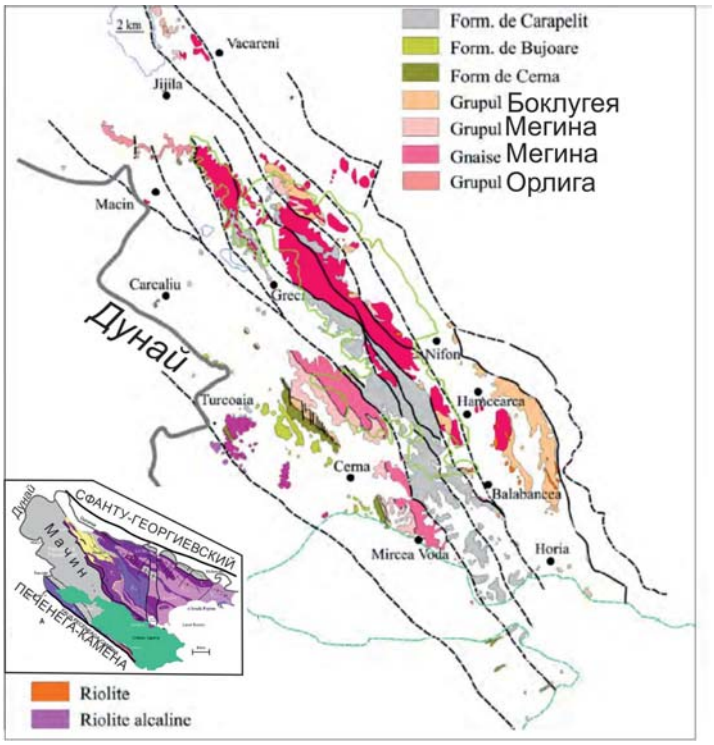


Рис. 2.52. Пространственное положение палеозойских комплексов зоны Мачин Северной Добруджи, по [Seghedy, 2001].

Киммерийский тектогенез. СД, в пределах которой обнажаются смятые в складки триас-юрские флишевые толщи, считается одним из классических регионов проявления т.н. киммерийского тектогенеза. В основу мезозойской истории СД положена стратиграфическая колонка, в которой дан сравнительный анализ литофаций в пределах двух основных зон Мачин и Тулча СД, а также ПДП (рис. 2.54).

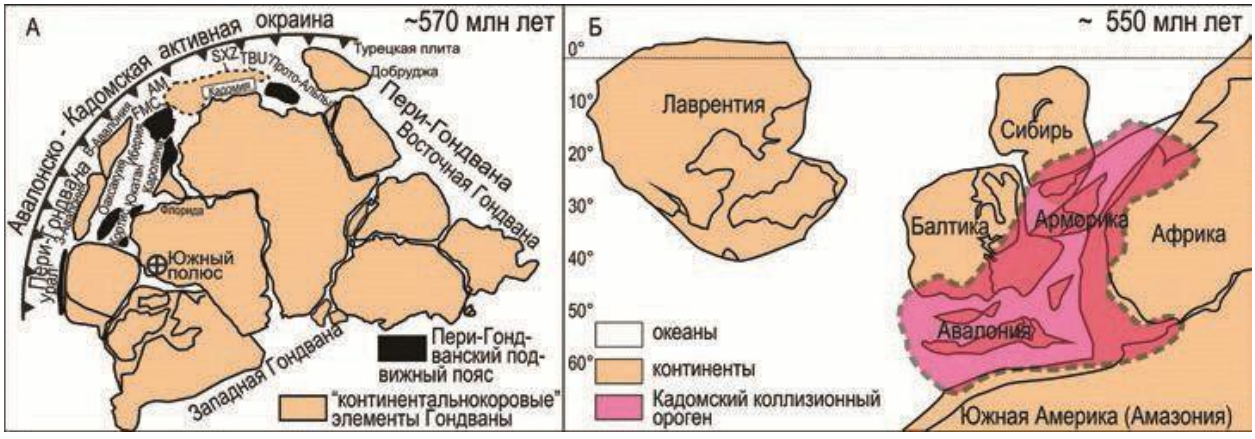


Рис. 2.53. Палеотектонические реконструкции для позднего неопротерозоя, иллюстрирующие: А — положение Авалонско-Кадомской активной окраины и основных Пери-Гондванских террейнов, по [Linnemann et al., 2008]; Б — положение Кадомского коллизионного пояса (Армориканская и Авалонская группы террейнов), по [Пучков, 2000].

Мезозойские отложения в пределах СД развиты преимущественно *в зоне Тулча* (плато Никулицел). Мощные турбидиты нижнего триаса, предположительно, относятся к этапу перм-триасового рифтинга. Разрез среднего триаса начинается бимодальной риолит-базальтовой серией эффузивов, переслаивающихся с карбонатами. Мощность толеитовых базальтов и их пирокластов достигает 2000 м [Круглов, Цыпко, 1988, Seghedy, 2001]. Геохимическая характеристика этих вулканитов указывает на геодинамическую обстановку внутриплитного рифтинга [Круглов, Цыпко, 1988, Seghedy, 2001]. Комплексы карнийско-норийского (средний-верхний триас) дикого флиша мощностью до 1500 и залегающие выше турбидиты нижней-средней юры, перекрывающие магматические образования среднего триаса, соответствуют этапу развития и расширения рифтового бассейна[Seghedy, 2001].

В зоне Мачин наблюдаются отдельные незначительные выходы мезозоя, несогласно залегающего на палеозое в приразломных полуграбенах (разрез на рис. 2.52). Триасовые образования зоны Мачин по литофациальным характеристикам сопоставимы с таковыми для зоны Тулча. Мезозой зоны Мачин по разлому Лункавица — Консул, разделяющему зоны Мачин и Тулча, надвинут на триасовые отложения зоны Тулча. Мелководные известняки верхней юры, развитые в СД и ПДП отмечают, по [Seghedy, 2001], инверсионный этап в развитии Добруджинского палеорифта.

В ПДП нижнетриасовый комплекс развит преимущественно в ЮЗ придунайской части, достигая здесь своей максимальной мощности до 4 км, и сопоставляется с этапом триасового растяжения, которое продолжает пермский рифтинг [Круглов, Цыпко, 1988, Seghedy, 2001]. Образования среднего-верхнего триаса развиты преимущественно в ЮВ части ПДП и дельте Дуная между Сулинским и Георгиевским разломами и приурочены к грабенам (например, Килийский грабен на территории Украины). Они представлены сероцветными карбонатно-глинистыми и песчано-глинистыми отложениями до 400 м мощности. По набору формаций триасовые отложения дельты Дуная сопоставимы с одновозрастными комплексами СД [Круглов, Цыпко, 1988, Seghedy, 2001]. Отложения нижней юры отсутствуют в ПДП, а глубоководные морские сланцы средней юры несогласно залегают на палеозой-триасовых образованиях. Отложение мелководных рифовых известняков верхней юры свидетельствует об этапе инверсии в пределах Добруджинского палеорифта. Континентальные и мелководные отложения раннего и позднего мела в ПДП и СД соответствуют стадии усадки.

Представленный сравнительный анализ литофаций позволяет сделать вывод о существовании Добруджинского палеорифта, который заложился в среднем триасе на континентальной плите в зоне сочленения ВЕП и МП, претерпел инверсию в поздней юре и усадку в раннем мелу.

По классическим представлениям, например [Sandulescu, 1994], складчато-надвиговый пояс в пределах СД формируется в *условиях сжатия в киммерийский этап тектогенеза*, который охватывает временной интервал от позднего триаса до начала мелового периода. Считается, что деформация укорочения началась в СД в позднем триасе с надвигания покрова Мачин, а затем, в поздней юре продвинулась на северо-восток, где произошло надвигание покрова Тулча [Sandulescu, 1994].

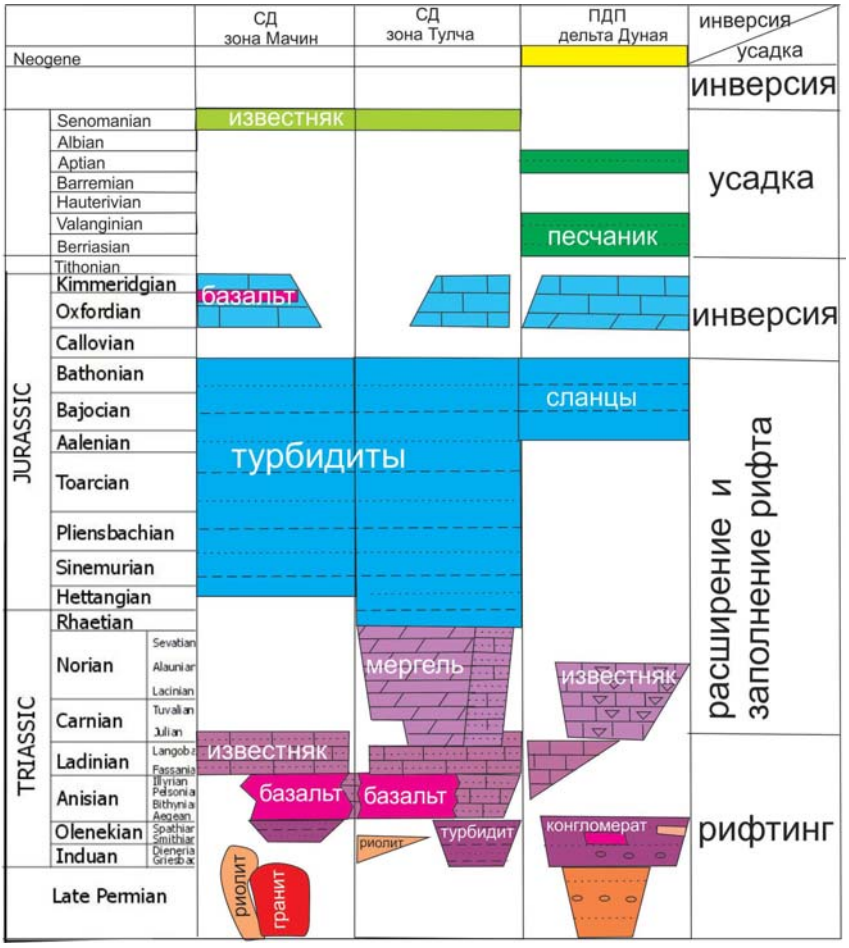


Рис. 2.54. Сравнительный анализ стратиграфических колонок СД и ПДП, а также соответствующие этапы тектонической эволюции, модифицировано по [Seghedy, 2001].

По [Hippolyte, 2002, рис. 2.55], орогенная деформация сжатия в пределах СД началась в поздней юре и продолжалась в течение всего раннего мела. В период киммерийского С-Ю сжатия оксфорд — киммериджские карбонатные отложения Добруджи были подвержены разломообразованию по надвигам и сдвигам, [Слюсарь, 1984, Hippolyte, 2002,]. В зоне разломов Печенега—Камена (ПК) и Капидаву—Овидиу (КО) верхнеюрские породы несогласно перекрыты аптскими отложениями, что, по [Hippolyte, 2002], ограничивает верхний возрастной предел мезозойской активности по этим разломам.

Для разломов СЗ простирания в пределах Добруджи, кроме надвиговой, отмечается правосдвиговая компонента перемещения [Seghedy, 2001, 2012, Hippolyte, 2002], что подразумевает перемещение Мезийского блока на северо-запад к океаническому заливу, который в настоящее время занимает Карпатско — Паннонская система.

На востоке от Добруджи — в Горном Крыму — обнажается киммерийский ороген, где также описаны деформации сжатия, которые происходили в мелу (в берриасе, по [Mileyev и др., 1996],или в средине мелового периода, по [Попадюк и Смирнов, 1996]) при аналогичной субмеридиональной ориентировке оси сжатия [Saintot et al., 1999].

Смятые в складки триас-юрские флишевые толщи известны в пределах Циркум-Черноморского региона: В СД, Горном Крыму, зоне Странджа в Болгарии, в Центральных Понтидах (комплекс Кюри), из чего следует вывод о существовании обширного триас-нижнеюрского бассейна, претерпевшего последующую инверсию и деформацию, причина которой может быть связана с коллизией т.н. Киммерийского континента с окраиной Лавразии или с аккрецией океанического плато к активной окраине Лавразии и закрытием триасового задугового бассейна [Zonenshain, Le Pichon, 1986;. Finetti et al.,1988; Gorur, 1988; Okay et al., 1994;. Robinson et al., 1996;. Banks, Robinson, 1997; Nikishin et al., 2001]**.**

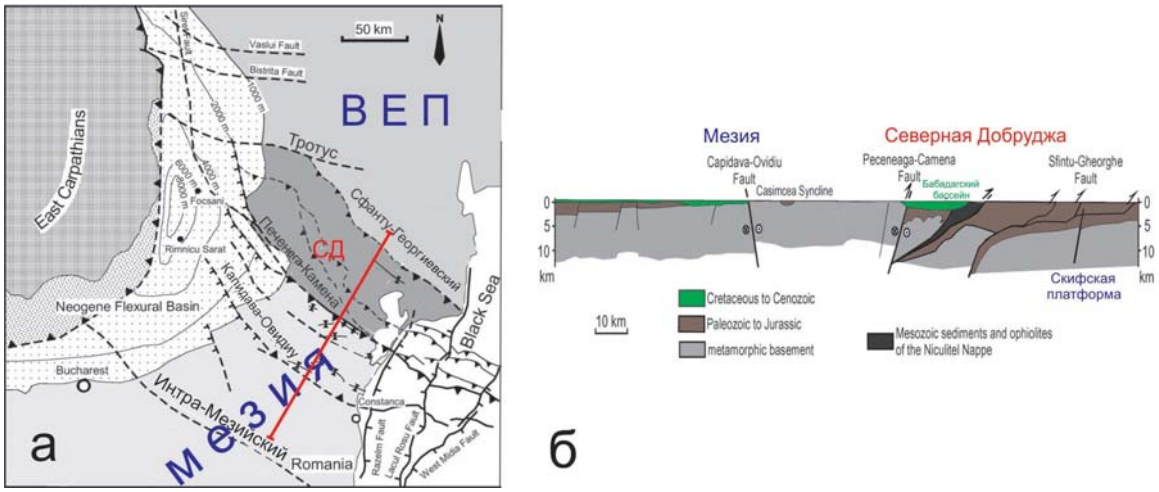


Рис. 2.55. Надвиговая структура Добруджи, по [Hippolyte, 2002]: а) тектоническая схема; б) схематический разрез, линия которого показана на схеме 5-а.

Стамбульский блок, расположенный в Западных Понтидах, в чехле которого присутствуют складчатые верхнетриасовые — нижнеюрские турбидиты, фигурирует в нескольких палеотектонических реконструкциях. По [Okay et al., 1994], Стамбульский блок, имеющий сходство с Мезийской плитой и изначально находившийся между Добруджей и Крымом, переместился на юг, открыв Западно-Черноморский басейн (ЗЧБ). По [Казьмин, Тихонова, 2005, 2006], Стамбульский блок, в позднем триасе — ранней юре был расположен между СД и Крымом. В позднем плинсбахе-раннем аалене Стамбульский террейн отделился от СП и переместился на юг, а в средней юре вернулся назад в результате чего закрывается Таврический бассейн и формируется складчатый таврический пояс, включающий ГК и СД. Существует мнение (например, Morosanu, 2007), что Стамбульский блок не сдвигался, а был отделен от МП в результате спрединга и деструкции МП при образовании ЗЧБ.

По [Banks, Robinson, 1997, Hippolyte, 2002], мезозойская фаза сжатия связана с окончательным причленением Мезии к Северной Добрудже в юре — нижнем мелу по разлому ПК в обстановке транспрессии с правосдвиговой составляющей.

Открытие Западно-Черноморского бассейна. Большинство исследователей считают, что Западно-Черноморская впадина (ЗЧВ) открылась как задуговый бассейн в результате северонаправленной субдукции океанической плиты Неотетис под юго-восточной окраину Евразии, что фиксируется наличием сутурной зоны в северной Турции. Находящаяся в задуговой зоне растяжения восточная

часть Мезийской плиты раскололась на два блока и оказалась по разные стороны ЗЧВ [Zonenshain, Le Pichon, 1986;. Finetti et al.,1988; Gorur, 1988; Okay et al., 1994;. Robinson et al., 1996;. Banks, Robinson, 1997; Nikishin et al., 2001]. Стамбульський блок, который до раскрытия ЗЧБ находился, как уже говорилось, между СД и Крымом, отделился от МП и переместился на юг, где аккретировал с Центральными Понтидами и Родопами [Nikishin et al., 2001; Казьмин, Тихонова, 2006].

Перемещения по разлому ПК и другим СЗ разломам Добруджи сыграли важную роль во время открытия Черного моря в середине мелового периода [например, Sandulescu, 1994;. Hippolyte, 1996, 2002 и ссылки в них], когда весь Западно - Черноморский регион находился в условиях растяжения [Banks, Robinson, 1997].

В пределах СД самые молодые породы, в которых зафиксированы деформации растяжения, представлены сеноман — коньякскими известняками Бабадагского бассейна, трансгресивно залегающими на размытой поверхности орогена СД [Hippolyte, 2002]. По [Sandulescu, 1994; Seghedi, 2001] Бабадагский бассейн сформировался в позднем альбе — раннем сеномане как полуграбен, генетически связанный с разломом ПК. Формирование Бабадагского бассейна отражает распад рифта западной части Черного моря и эволюцию области Добруджи в южную пассивную окраину западной части Черного моря.

Наиболее отчетливо деформации растяжения проявились в прибрежной зоне (рис. 2.56), где субмеридиональные разломы Лакул-Рошу и Разелм (рис. 2.56 в.) пересекают компрессионные разломы СЗ простирания и смещают раннемеловые и позднемеловые породы. По разломам отмечается сбросовая и левосдвиговая составляющие перемещения [Morosanu, 2007].

По своей структуре Бабадагский бассейн является геометрическим эквивалентом нижней части Истринской депресии, которая продолжает СД на румынском шельфе ЧМ. В пределах западного и северо-западного шельфа ЧМ задокументированы другие альб-сеноманские синрифтовые бассейны, которые контролируются субширотными сбросами [Dinu et al., 2005; Morosanu, 2012 и ссылки в них].

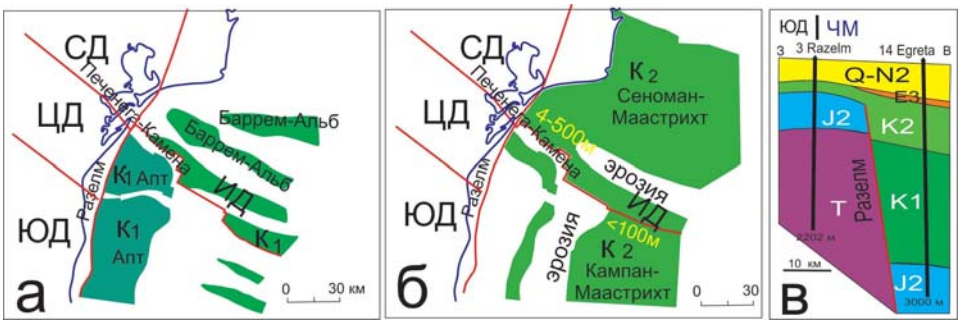


Рис. 2.56. Площади распространения меловых отложений на румынском шельфе, по [Morosanu, 2007]: а) площадное развитие баррем-альбских отложений отражает начальную стадию рифтинга в ЗЧБ; б) площадное развитие сеноман-маастрихтских осадков отражает стадию заполнения и усадки рифтового бассейна; в) широтный разрез по скважинам Razelm и Egreta, пересекающий береговую линию ЧМ в районе ЮД отражает роль меридионального разлома Разелм в открытии в раннем мелу ЗЧВ. ИД — Истринская депрессия

С тектоникой растяжения в пределах Мезийской плиты и Одесского шельфа, начиная с конца неокома — альба, связано формирование асимметричных грабенов на палеозойском основании, представленном зелеными сланцами [Morosanu, 2007].

В палеогене начинается этап *альпийского сжатия* в Юго-Восточной Европе. Коллизия Тавро-Анатолийского блока, а затем и Аравийского индентора с Евроазийской окраиной приводит к сокращению бассейна ЧМ. В течение палеогена океан Тетис окончательно закрывается в результате столкновению Адриатического выступа Африканской платформы с Мизийской платформой, и формируются Балканиды и Понтиды. К востоку от Добруджи в пределах З и СЗ шельфа ЧМ полуграбены, развившиеся ранее во время этапа растяжения, в период позднего эоцена-олигоцена подвергаются инверсии [Morosanu, 2007, 2012, Dinu et al., 2005, Munteanu et al., 2013], что отчетливо видно на сейсмических профилях (рис. 2.57).

На границе еоцена-олигоцена в ЧМ установлено существенное падение уровня моря и развитие эрозионных процессов, что совпадает по времени с воздыманием ГК и Большого Кавказа (БК). Для олигоценовых отложений западного шельфа ЧМ характерны значительные вариации мощности. Самая мощная олигоценовая толща битуминозных сланцев (до 4900м) установлена в Истринской депрессии [Dinu et al., 2005; Morosanu, 2007, 2012 и ссылки в них]. В пределах СД в результате палеоценового сжатия были смяты меловые породы Бабадагского бассейна, активирован разлом ПК и его продолжение на румынском шельфе в качестве взброса [Hippolyte, 2002, Morosanu, 2007, 2012, Munteanu et al., 2013].

Вопрос о масштабах кайнозойского сжатия в Добрудже и ПДП остается открытым в связи с отсутствием постсеноманских отложений в СД и ПДП, которые могли бы быть свидетелями кайнозойских событий. Косвенными аргументами в пользу кайнозойского сжатия в СД и ПДП может быть наличие инверсионных структур в отложениях до олигоцена включительно на СЗ шельфе ЧМ в пределах тектонических единиц, которые являются продолжением наземных единиц Добруджи (рис. 2.57).

В миоцене в пределах ЗЧМ после олигоценовой инверсии наступает период усадки. На сейсмогеологических разрезах в пределах румынского шельфа взбросы, смещающие породы олигоцена, затухают в вышележащих неогеновых отложениях. Неогеновые отложения румынского шельфа смещены позднемиоценовыми сбросами, что свидетельствует об условиях растяжения. [Dinu et al., 2005; Morosanu, 2012 и ссылки в них]. Для всех тектонических единиц Добруджи в пределах румынского шельфа характерен аналогичный характер осадконакопления, соответствующий условиям пассивной окраины.

В неогеновых отложениях Добруджи зафиксировано растяжение, что, по мнению [Hippolyte, 2002] свидетельствует о том, что в неогене сжатие со стороны ЮВ Карпатской дуги плохо передается в Фокшанский бассейн и, соответственно, Добрудже, а основным механизмом, который приводит в движение Панкардию, является косая субдукция (скорость субдукции быстрее, чем скорости конвергенции). Эта субдукция привела к образованию Добруджинского вала, который игнорирует старые разломы северо-западного простирания, «собирая» три основных структурных блока в одной и той же горной местности [Hippolyte et al, 1996, Hippolyte, 2002].

Современная геодинамическая ситуация в Добрудже отражена в сейсмичности и характеризуется распределением гипоцентров землетрясений и напряжений в очагах землетрясений, которые связаны с системой разломов в пределах Добруджи (рис. 2.58).

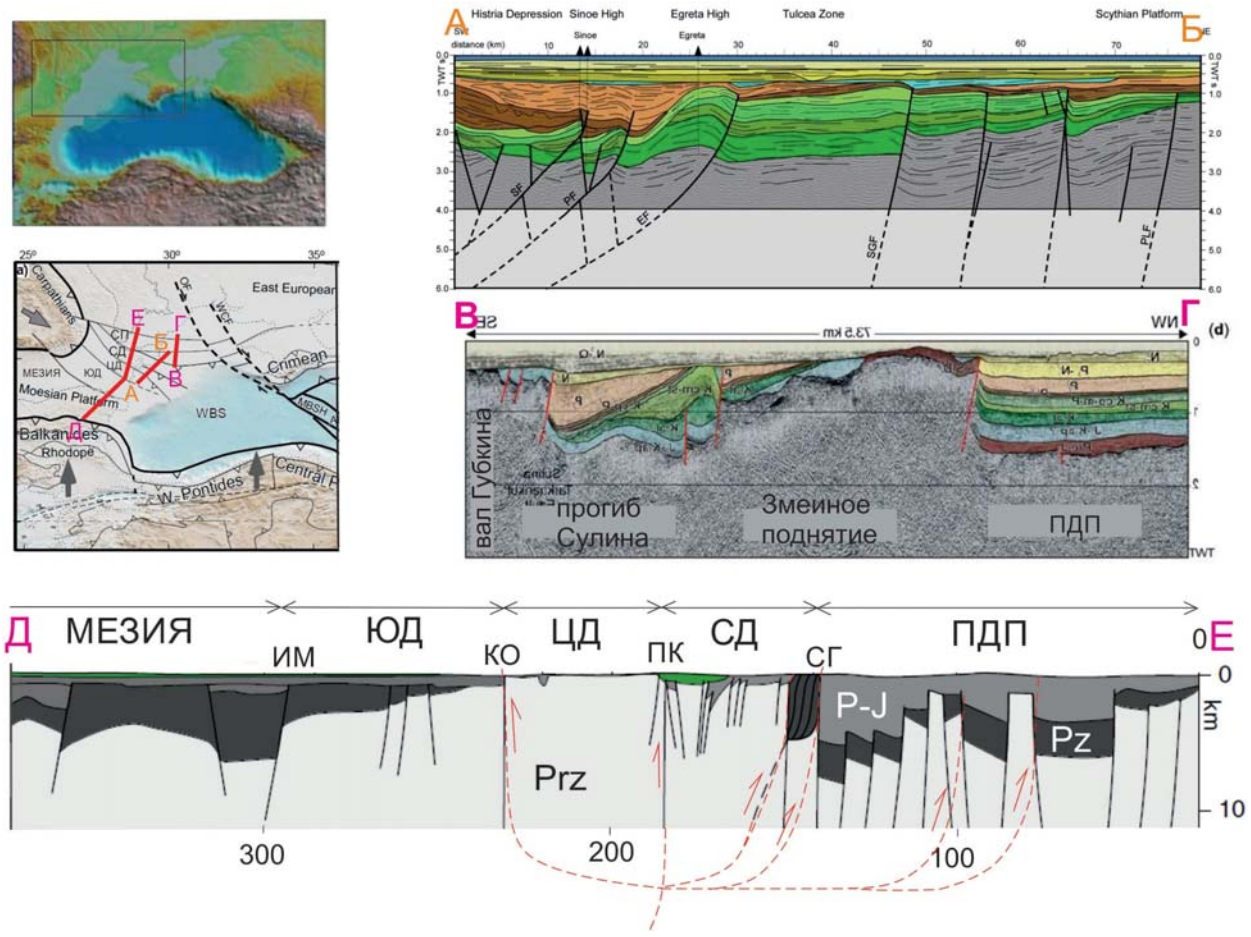


Рис. 2.57. Сейсмогеологические и геологический разрезы через СЗ шельф ЧМ и Добруджу по: а) [Stovba et al., 2006]; б) [Khriachtchevskaia et al., 2010]; д) [Munteanu et al., 2013].

Большинство коровых землетрясений Добруджинской сейсмогенной зоны происходит на глубинах 10—50 км в пределах Карпатского форланда, во фронте юго-восточного ороклина Карпат (ЮВОК), с эпицентрами вдоль СЗ-ЮВ полосы, которая захватывает Добруджу и ПДП. Для коровой

сейсмичности в пределах Добруджи характерна умеренная активность с магнитудами до M_{max}=5.5 и кластерным распределением эпицентров [Bala et al., 2003]. В пределах сложного тектонического окружения ЮВОК выделяются отдельные сейсмогенные зоны, связанные с конкретными разломами, в том числе сейсмогенная зона ПДП вдоль СГ разлома з магнитудами землетрясений MS=4—5.

В современной сейсмичности отражается активные тектонические процессы в пределах Фокшанского бассейна, наличие которых также подтверждается продолжающимися в плейстоцене Валашской складчатостью и надвигообразованием. Среднеглубинные (70—200 км) землетрясения *зоны Вранча* (ЗВ) сосредоточены в ограниченном объеме в зоне сочленения микроплит Мезийской и Тиса-Дакия, которая на поверхности перекрыта надвигом Внешних Карпат. [Raileanu et al., 2007; Гінтов и др., 2014]. Для ЗВ характерны механизмы взбросового типа с горизонтальной осью сжатия и вертикальной осью растяжения, а смещение при землетрясениях фиксируется вдоль СВ-ЮЗ направления, которое определяется по ориентации длинной оси эллипсоида макросейсмического поля. В соответствии с [Гинтов и др., 2014] сейсмогенная зона Вранча характеризуется всесторонним горизонтальным сжатием.

Характер поля напряжений, определенных по механизмам коровых землетрясений во фронте ЮВОК, достаточно неоднородный, что проиллюстрировано ориентировками осей максимального горизонтального сжатия (вставка на рис. 2.59), для которых можно выделить два основных направления: в пределах ЮД и ЦД преобладает СЗ сжатие, а для СД и ПДП в большей мере характерно субширотное сжатие [Gerner et al., 1999., Muller et al., 2010].

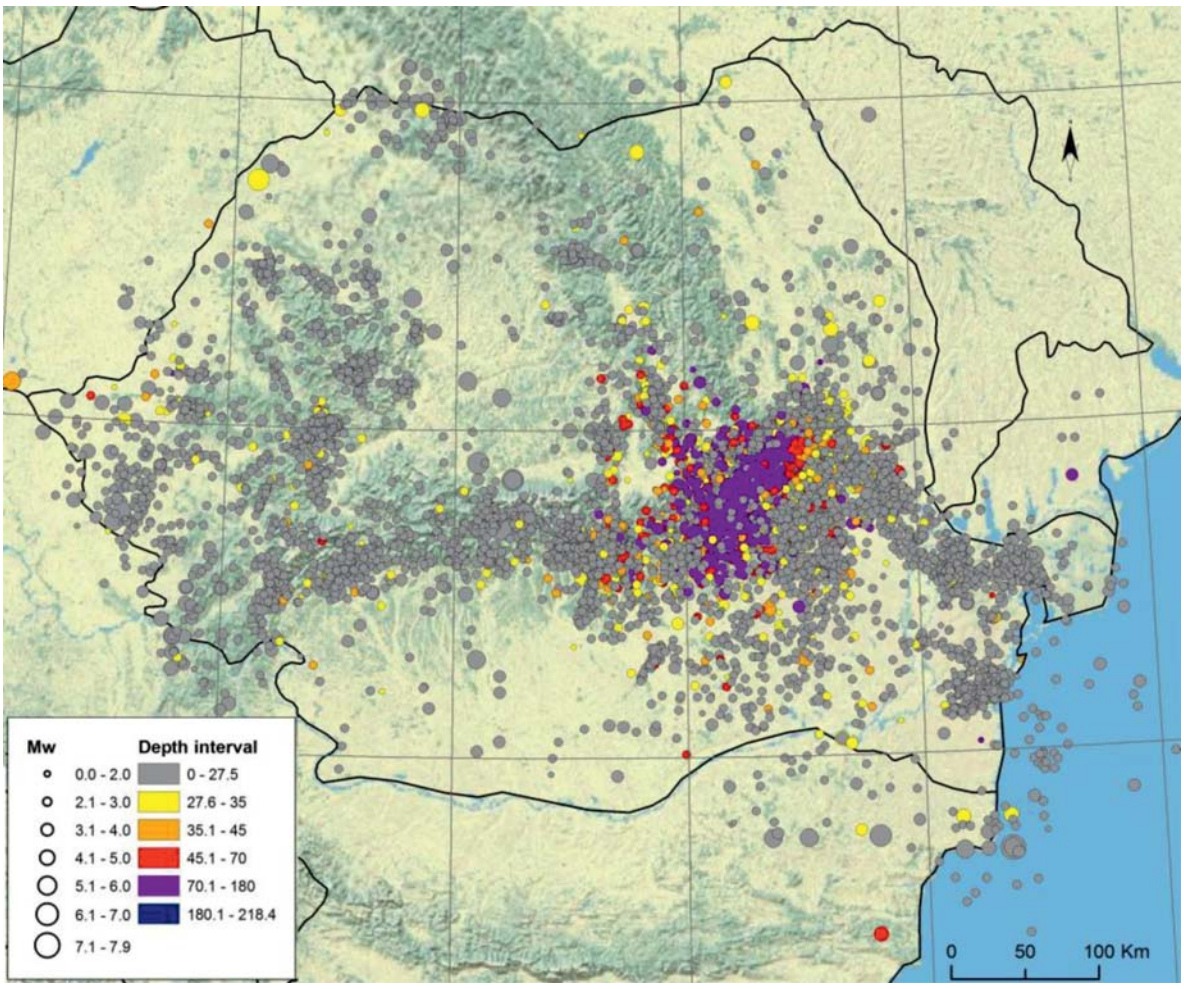


Рис. 2.58. Епицентры землетрясений в пределах Карпатско-Паннонского и Добруджинского регионов с магнитудой M≥2,5, по [COUNTRY ASSESMENT REPORT ROMANIA, 2012]

В работе [Enciu et al, 2009] для 13 коровых землетрясений в пределах Фокшанского бассейна (ФБ), Добруджи и ЮВ Карпат проведена релокация гипоцентров, а механизмы очагов сопоставлены с активными разломами. Группа из 6 очагов сосредоточена в фундаменте на северном ограничении ФБ разломом Тротус. Тут преобладают механизмы сдвигового типа (O, Q, M, G) с незначительными взбросовыми компонентами перемещений, механизмы взбросового типа (B и N) и механизм сбросо-

вого типа (R). Среди ориентировок осей сжатия преобладают СЗ направления, соответствующие правосдвиговым перемещениям по разлому Тротус. В плиоцене разлом Тротус проявляет активность в обстановке транстенсии и учавствует в аккомодации стабильной ВЕП по отношению к погружающемуся ФБ. Такая кинематика розлома Тротус подтверждается результатами GPS [Hoeven et al., 2004], в соответствии с которыми при его пересечении изменяются векторы скоростей.

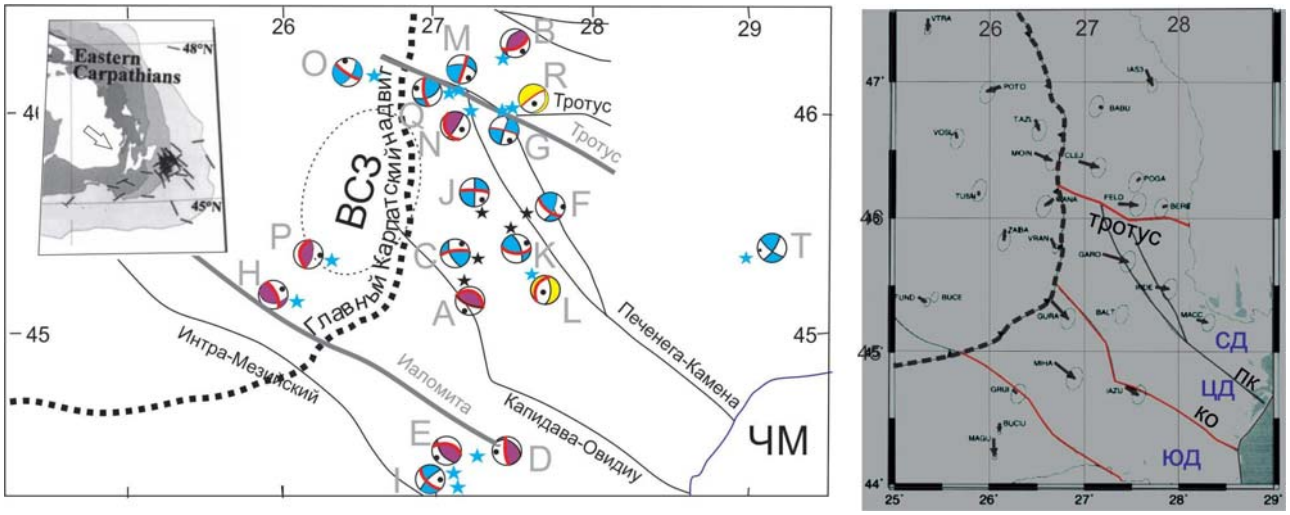


Рис. 2.59. Современная кинематика Добруджи. Слева показаны механизмы очагов землетрясений по [Enciu et al, 2009] и [Гобаренко и др., 2016], голубые звездочки отмечают очаги, расположенные в фундаменте, а черные — в осадочних отложениях Фокшанского бассейна; на врезке показаны ориентировки максимального горизонтального сжатия для глубин 1—40 км по механизмам землетрясений, по [Gerner et al., 1999]; Справа представлены векторы скоростей перемещения GPS — станций, по [Hoeven et al., 2004].

В работе [Matenco, Bertotti, 2000] по результатам полевых тектонофизических наблюдений сделан вывод о левостороннем сдвиге по разлому Тротус, что требует своего объяснения. Учитывая тот факт, что сжатие ориентировано практически параллельно простиранию розлома Тротус, мы допускаем возможность как право-, так и левосдвиговых перемещений по нему при незначительных изменениях направления сжатия.

Механизмы F и N взбросового типа соотносятся с разломом ПК. Пять неглубоких механизмов (A, C, J, K, F) локализованы в пределах осадочного комплекса ФБ и характеризуются сдвиговыми и взбросовыми компонентами перемещения в условиях разноориентированного сжатия. Механизмы P и H взбросового типа относятся к зоне сочленения плит Мезия и Тисса-Дакия и свидетельствуют об условиях сжатия на их контакте.

Три механизма в фундаменте ЮД (I, E, D) относятся к южному ограничению зоны деформации, связанной с давлением ЮВОК и характеризуются преобладанием взбросовых перемещений в условиях СЗ сжатия. Эти очаги коррелируют в пространстве с коровым разломом Иаломита, для которого зафиксированы третичные перемещения до 3—4 км, как на сейсмических разрезах, так и в обнажениях. Разлом Иаломита является продолжением разлома Синия, который проявил себя в серии землетрясений 1993 г. и характеризуется левосдвиговой компонентой перемещения [Enciu et al, 2007 и ссылки в ней].

На восточном окончании Добруджинской сейсмогенной зоны в устье Дуная, в зоне СГ разлома, в 1981 году произошло землетрясение (T), для которого получен механизм сдвигового типа с субширотной осью сжатия и субмеридиональной осью растяжения, аналогичный механизму землетрясения 1972 г. в пределах северного шельфа ЧМ [Гобаренко и др., 2016].

В Добрудже и прилегающем СЗ окончании Крымской сейсмогенной зоны (КСЗ) сдвиговые деформационные режимы при субширотной ориентировке оси сжатия свидетельствуют об обстановке транстенсии (сдвиг с растяжением) в пределах З-В и СЗ-ЮВ ориентированных разломов. Из этого следует, что в настоящее время сжатие от Аравийского индентора с ЮВ плохо передается на северо-западный шельф ЧМ и, соответственно, Добрудже. Сжатие от Адриатического индентора передается через ЮВОК в Добруджу и, отчасти, достигает Западно-Крымского разлома, являясь причиной левостороннего перемещения по нему.

Сжатие от Аравийского индентора с ЮВ и сжатие от Адриатического индентора с ЮЗ реализуются через боковое выталкивание в зону Эгейского растяжения из-за разворота ЗЧМП и Мезийской микроплиты, в результате чего преобладающая часть СЗ и З шельфа ЗЧВ находится в обстановке транстенсии.

Выводы.

1. В тектоническом отношении Северная Добруджа представляет собой покровно-надвиговый комплекс, состоящий из 2 основных надвиговых пластин северной вергентности с метаморфическим палеозойским фундаментом, залегающем на толстой трехслойной коре, аналогичной таковой для Скифской платформы.

2. Три основных палеозойских метаморфических комплекса СД представляют террейны Пери-Гондванского (Авалонско-Кадомского) происхождения, а также остатки палеозойской сутуры океана Реик [Balintoni et al. 2011, 2016, Seghedy, 2012]. Палеозойские комплексы были надвинуты на СП в результате аккреции или/и сдвигового перемещении по ТЕШЗ в режиме транспрессии в каледонский и герцинский этапы тектогенеза.

3. Тектонофизический анализ в пределах Добруджи [Hippolyte, 1996, 2002] и анализ сейсмогеологических разрезов в пределах северо-западного шельфа ЧМ, куда продолжаются структуры Добруджи [Dinu et al., 2005; Morosanu, 2007, 2012, Stovba et al., 2006, Khriachtchevskaia et al., 2010, Munteanu et al., 2013] позволяют выделить, начиная с поздней юры, четыре последовательных деформационных события:

– Формирование киммерийского складчато-надвигового пояса СД в период позднетриасового - раннемелового сжатия по причине причленения Мезии к СД,

– Развитие позднемелового Бабадагского бассейна в СД, связанное с периодом растяжения и раскрытия ЧМ.

– Палеогеновое сжатие, связанное со столкновением Адриатического выступа Африканской платформы с Мезийской плитой и орогенезом в Понтидах и Балканидах, проявившееся в Добрудже в активизации ПК и СГ разломов, а также смятии верхнемеловых карбонатов Бабадагского бассейна.

– Современное субширотное сжатие, передающееся от Адриатического индентора через ЮВОК в Добруджу и, отчасти, достигающее Западно-Крымского разлома, являясь причиной левостороннего перемещения по нему. Сжатие от Аравийского индентора с юго-востока плохо передается на СЗ шельф ЧМ и, тем более, Добрудже.

2.2.3. Особенности структуры и кинематики Крымской сейсмогенной зоны

Введение. Большой Кавказ и Горный Крым, расположенный на его северо-западном продолжении, представляют собой складчатый пояс, сформированный в кайнозое на южной окраине Восточно-Европейской платформы в результате коллизии между Евразийской и Афро-Арабской плитами. Поэтому в ГК должны сохраниться признаки тектонических событий, связанных с кайнозойской фазой сжатия Большого Кавказа. Главный Кавказский надвиг, который контролирует южную границу орогена Большого Кавказа в России и Грузии, прослеживается в западном направлении вдоль северной границы Черного моря, включая южную часть Крымского полуострова (рис. 2.60).

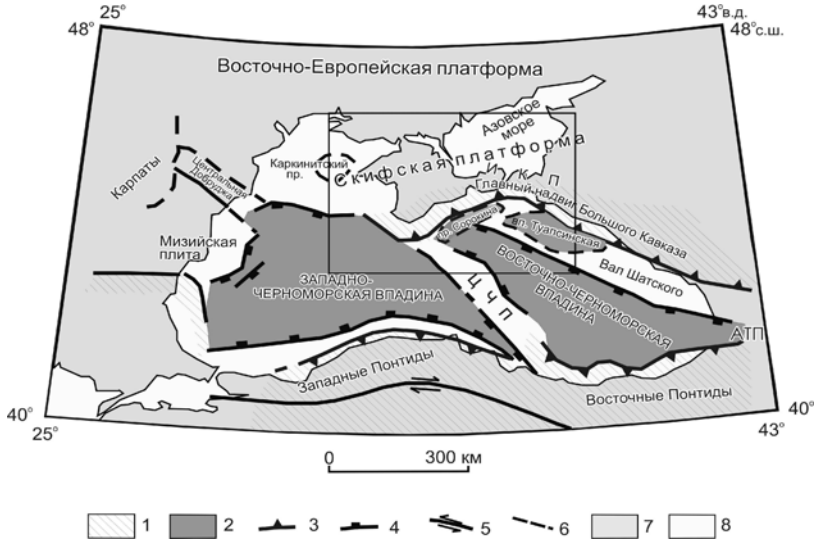


Рис. 2.60. Тектоническая схема Черноморского региона. Прямоугольник, выделенный сплошной линией, обозначает район исследований (рис. 2.61). АТП — Аджаро-Триалетский прогиб, ИКП — Индоло-Кубанский прогиб, ЦЧП — Центрально-Черноморское поднятие. 1 — области основных третичных деформаций сжатия; 2 — субокеаническая кора; 3 — основные зоны сжатия; 4 — основные зоны растяжения; 5 — основные сдвиги; 6 — контуры геологических структур; 7 — область суши; 8 — акватория.

Положение надвига маркируется активной сейсмогенной зоной вдоль Крымско-Кавказского побережья (рис. 2.61), в которой происходит разгрузка накопленных в коллизионной зоне напряжений. Крымский ороген и прилегающая часть Черного моря.

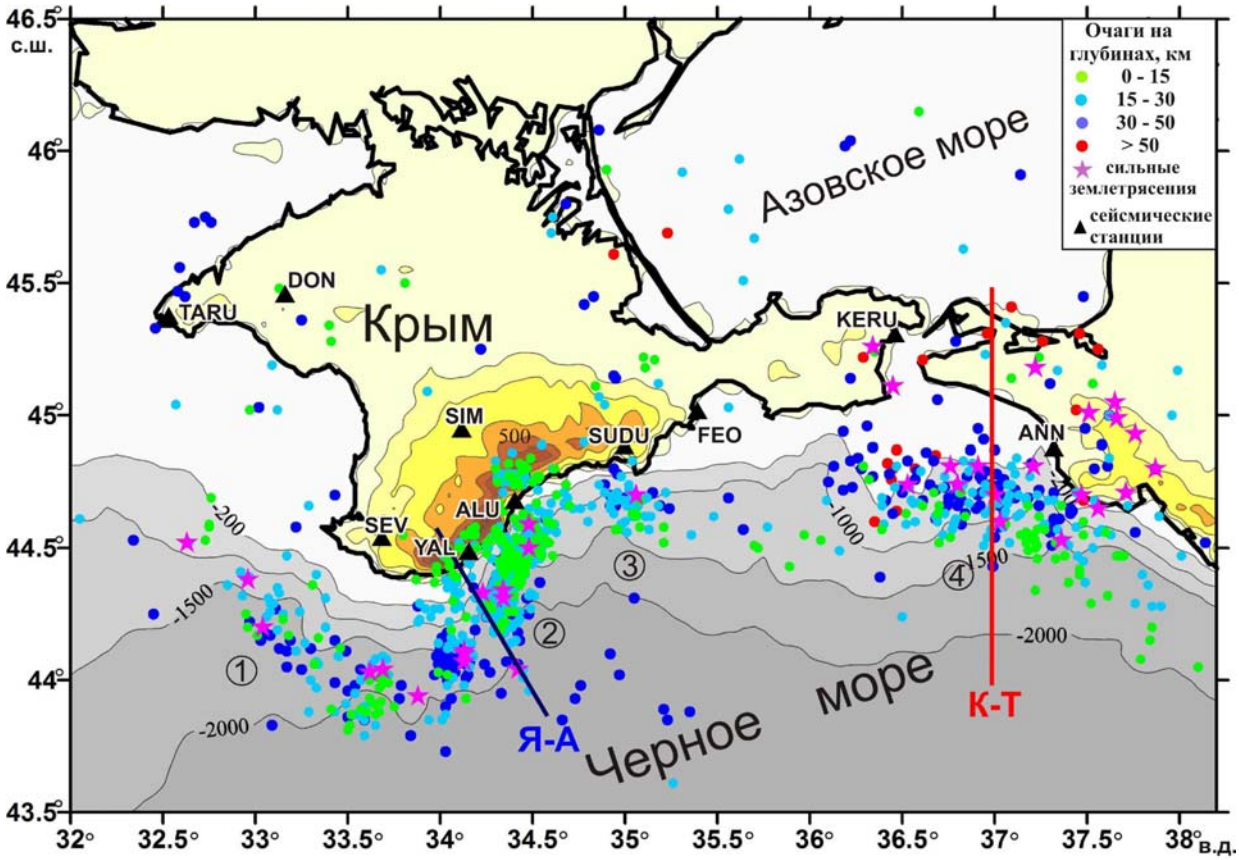


Рис. 2.61. Распределение эпицентров слабых землетрясений (m_b≤3) Крымской сейсмогенной зоны (КСЗ) с переопределенными (уточненными) параметрами. Подзоны КСЗ (цифры в кружках): 1 — Севастопольская, 2 — Ялтинско-Алуштинская (или Южно-бережная), 3 — Судакская, 4 — Керченско-Таманская. Вертикальные сечения подзон: Ялтинско-Алуштинской (Я—А, синяя линия) и Керченско-Таманской (К—Т, красная линия).

Глубины очагов (разным цветом в зависимости от глубины) показаны на фоне батиметрии дна моря и рельефа дневной поверхности. Сильные землетрясения (m_b>3) [Яновская и др., 2016] показаны красными звездочками. Черными треугольниками показаны сейсмические станции, зарегистрировавшие землетрясения: ALU — Алушта, ANN — Анапа, DON — Донузлав, FEO — Феодосия, KERU — Керчь, SEV — Севастополь, SIM — Симферополь, SUDU — Судак, TARU — Тарханкут, YAL — Ялта). характеризуются довольно сложным геологическим строением как приповерхностных структур осадочного чехла и фундамента, так и глубинным строением коры [Finetti et al., 1988; Туголесов и др., 1985; Nikishin et al., 2015b; Neprochnov et al., 1970; Robinson et al., 1995; Yegorova et al., 2010, 2013; Starostenko et al., 2004]. Толстая (до 48—50 км) кора Крымских гор, соседствует с тонкой субокеанической корой Черноморской впадины [Starostenko et al., 2004; Yegorova et al., 2013]. Однако структурные взаимоотношения между ними изучены недостаточно. Актуальность изучения этого региона также определяется высоким углеводородным потенциалом региона (месторождения Субботина, Абиха и др.).

Для получения дополнительной информации о строении зоны перехода от Крыма к Черному морю, в настоящее время выполняется локальное сейсмотомографическое исследование Горного Крыма и прилегающей акватории по данным слабых (m_b≤3) землетрясений. Первые результаты этого исследования для Керченско-Таманской зоны опубликованы в работе [Gobarenko et al., 2015]. Собранные для томографии данные о параметрах землетрясений, проанализированные совместно с механизмами очагов сильных землетрясений и результатами тектонофизических исследований и структурного анализа в ГК, дают нам уникальную возможность лучше понять современные геодинамические процессы в коллизионной зоне Крымско-Черноморского региона.

Сейсмичность крымской сейсмогенной зоны. Сейсмичность Крымской сейсмогенной зоны (КСЗ) изучалась по данным слабых (m_b≤3) землетрясений, зарегистрированных в период 1970—

2013 гг. 9 станциями сейсмологической сети Крыма и станцией Анапа на Кавказском побережье (таблица 2.6).

Для получения однородной выборки сейсмологических данных использована процедура релокации сейсмических источников, основанная на идее минимизации функционала невязок времен пробега P- и S-волн для заданной модели среды [Гобаренко, 2003]. В качестве референтной принималась модель, представленная в таблице 2.7, на основании данных сейсмотомографии [Антонова, Гобаренко, 1997; Гобаренко, Яновская, 2011; Яновская и др., 2016] и переинтерпретации профилей ГСЗ [Yegorova et al., 2010]. При этом исключались данные, содержащие случайные выбросы, превышающие некоторое пороговое значение, которые могли быть связаны с ошибками при определении времени вступления фазы. Очень слабые землетрясения, зарегистрированные 2-3 станциями, в рассмотрение не принимались. Одновременное использование фаз P- и S-волн позволило увеличить число землетрясений, подлежащих релокации; при этом число фаз изменялось от 6 до 16. В настоящем исследовании алгоритм релокации применен для данных о параметрах землетрясений КСЗ за период 1970-2014 гг. [Сейсмологический бюллетень..., 1970—1990; 1991—2014].

Полученное в итоге пространственное распределение очагов КСЗ в зависимости от глубины источника показано на рис. 2.61. По характерным особенностям сейсмичности, таким как плотность очагов, образующих скопления и линеаменты определенной ориентировки, глубина источника и др., в пределах КСЗ с востока на запад выделяются 4 основные подзоны — Керченско-Таманская, Судакская, Южнобережная (Ялтинско-Алуштинская) и Севастопольская.

Таблица 2.6. Сейсмические станции Крыма.

№	Станция		Дата открытия	Начало цифровой регистрации	Координаты		
	Название	Код			φ°, N	Λ°, E	h_y, м
1	«Феодосия»	FEO	11.10.1927	06.09.2006	45.02	35.39	40
2	«Ялта»	YAL	13.03.1928	05.07.2000	44.48	34.15	23.6
3	«Симферополь»	SIM	14.05.1928	25.06.2000	44.95	34.12	275
4	«Севастополь»	SEV	28.06.1928	03.09.2006	44.54	33.68	42
5	«Алушта»	ALU	03.10.1951	19.07.2006	44.68	34.40	61
6	«Судак»	SUDU	18.10.1988	29.07.2006	44.89	35.00	108
7	«Керчь»	KERU	19.05.1997	06.03.2007	45.31	36.46	50
8	«Тарханкут»	TARU	11.07.2012	11.07.2012	45.38	32.53	0
9	«Донузлав»	DON	04.1998		45.45	33.10	80

Таблица 2.7. Референтная скоростная модель, используемая для процедуры релокации.

Z, км	Vp, км/с	Vs, км/с
0	5.4	3.2
10	5.6	3.3
20	6.1	3.6
35	6.6	3.8
35	7.5	4.3
90	8.0	4.5

Керченско-Таманская подзона очагов расположена на континетальном склоне к югу от Керченского и Таманского полуостровов. В этой зоне генерируются довольно сильные землетрясения с магнитудами m_b=4–6, глубины которых находятся в нижней коре и верхней мантии (H=29—38 км) [Gobarenko et al., 2015]. Очаги погружаются в северном направлении примерно под углом 30°. Поэтому наиболее глубокие (70—90 км) эпицентры расположены на самом севере Керченского и Таманского полуостровов (рис. 2.61, 2.62).

Судакская область представлена небольшим скоплением землетрясений на континентальном склоне до глубин 35 км и, как и Керченско-Таманская, имеет тенденцию погружения к северу. Между Керченско-Таманской и Судакской зонами в полосе λ≈35.2—36° наблюдается резкое ослабление сейсмичности вплоть до полного ее исчезновения южнее Феодосии. Это может быть связано с сильной отрицательной аномалией скорости, выявленной по данным сейсмотомографии [Гобаренко, 2000] и интерпретируемой как ослабленный слой, неспособный генерировать землетрясения.

Ялтинско-Алуштинская подзона включает подавляющее большинство землетрясений и характеризуется их максимальной плотностью. Очаги расположены в пределах полосы, протягивающейся вдоль континентального склона Черного моря (λ=34–34.7°), частично захватывая шельф и прилегающую часть Горного Крыма (рис. 2.61). При сложном характере распределения сейсмичности в зоне

выделяется ряд закономерностей. Самые глубинные очаги (H=35—50 км) отмечаются приблизительно в 50 км к югу от станции Ялта. Между Ялтой и Алуштой очаги в основном локализуются в слое на глубине 10—25 км. Таким образом, вдоль Южнобережной зоны наблюдается тенденция воздымания очагов в СВ направлении (вдоль береговой линии). В сечении, перпендикулярном берегу, в зоне отмечается общая тенденция воздымания очагов к северу (или северо-западу), в направлении южного берега Крыма под углом 17—18° (рис. 2.62). Воздымание очагов в этой зоне является особенностью, которая требует объяснения с тектонической позиции.

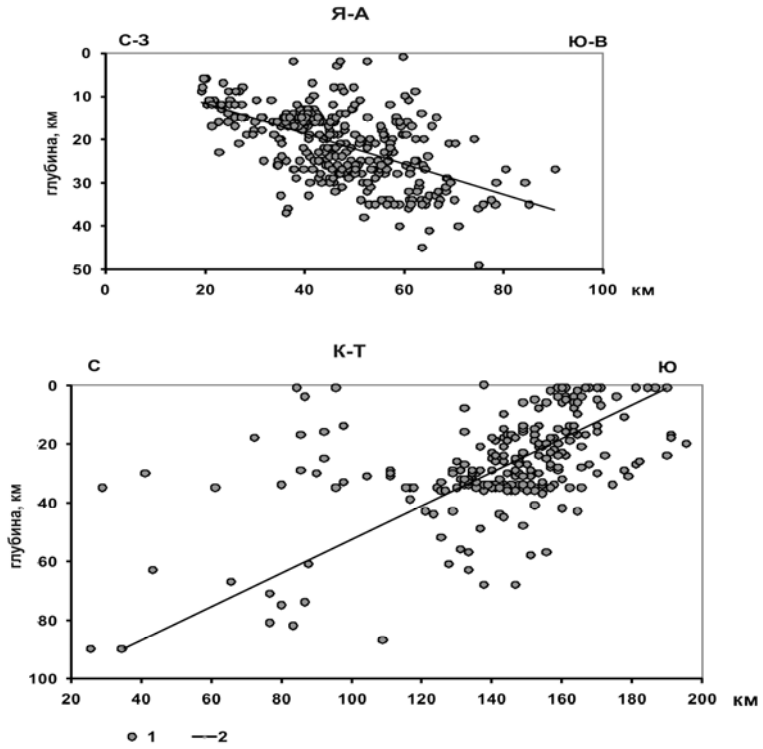


Рис. 2.62. Распределение с глубиной очагов слабых землетрясений. Подзоны: Ялтинско-Алуштинская (сечение Я-А) и Керченско-Таманская (сечение К-Т). 1 — очаги землетрясений, 2 — линия тренда.

Очаги Севастопольской подзоны СЗ простирания расположены ортогонально к Южнобережной подзоне и сконцентрированы в узкой полосе шириной 35—40 км, протягивающейся у подножия континентального склона (рис. 2.61). Примечательно, что в этой зоне очаги распределены в интервале глубин 0-40 км приблизительно равномерно.

Представленное на рис. 2.63 меридиональное сечение всей КСЗ наиболее наглядно показывает установленное отличие в характере сейсмичности двух подзон: Ялтинско-Алуштинской с очагами до 50 км, падающей к югу, и Керченско-Таманской с очагами до 90 км с преобладающим падением на север.

Расположенность землетрясений в пределах континентального склона (рис. 2.61) до глубин 90 км (рис. 2.62, 2.63) может указывать на их связь с глубинными неоднородностями в литосфере и коллизионными процессами на стыке плит. Это хорошо видно на карте гравитационных аномалий в свободном воздухе (рис. 2.64). Очаги Севастопольской, Ялтинско-Алуштинской и Судакской областей расположены в зоне градиента при переходе от Крымского гравитационного максимума (его южное окончание прослеживается к югу на акватории примерно до широты φ=43.7˚) к отрицательному гравитационному полю на акватории. Основная часть землетрясений Керченско-Таманской подзоны расположена в пределах положительной полосовой аномалии шельфовой зоны, связывающей Крымский максимум с положительной аномалией Северного Кавказа, которая соседствует с отрицательным полем Туапсинской впадины (рис. 2.64). Это указывает на присутствие двух плит с различными реологическими свойствами — континентальной Скифской плиты с Крымским орогеном на юге и Черноморской микроплиты с тонкой корой субокеанического типа. Сейсмогенная зона четко контролирует коллизионную зону между плитами. С другой стороны, распределение очагов на рис. 2.61—2.64 свидетельствует об особенностях современных коллизионных процессов в двух ветвях сейсмогенной зоны — Южнобережной и Керченско-Таманской.

Механизмы очагов сильных землетрясений. Решения механизмов очагов землетрясений, основанные на теории дислокаций [Введенская, 1969], позволяют восстанавливать направления подвижек по нодальным плоскостям, соответствующим плоскостям разрывов и ориентацию главных осей нормальных напряжений, снятых в очаге в момент землетрясения.

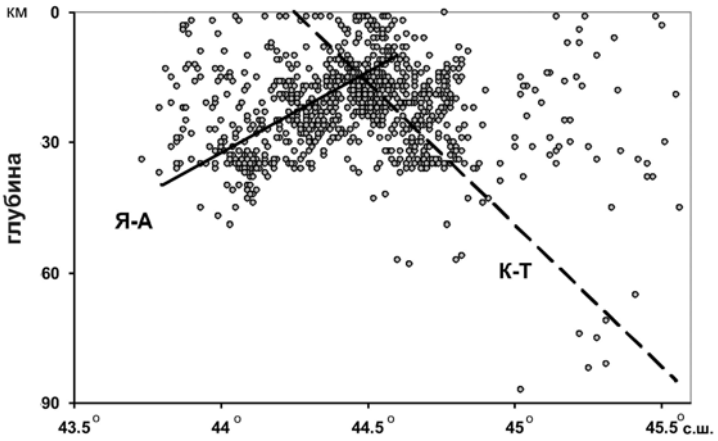


Рис. 2.63. Меридиональное сечение всех очагов Крымской сейсмогенной зоны Выделенные ветви: Я-А — пологая Ялтинско-Алуштинская, падающая на юго-восток; К-Т — Керченско-Таманская с более крутым падением на север. Условные обозначения — см. рис. 2.62.

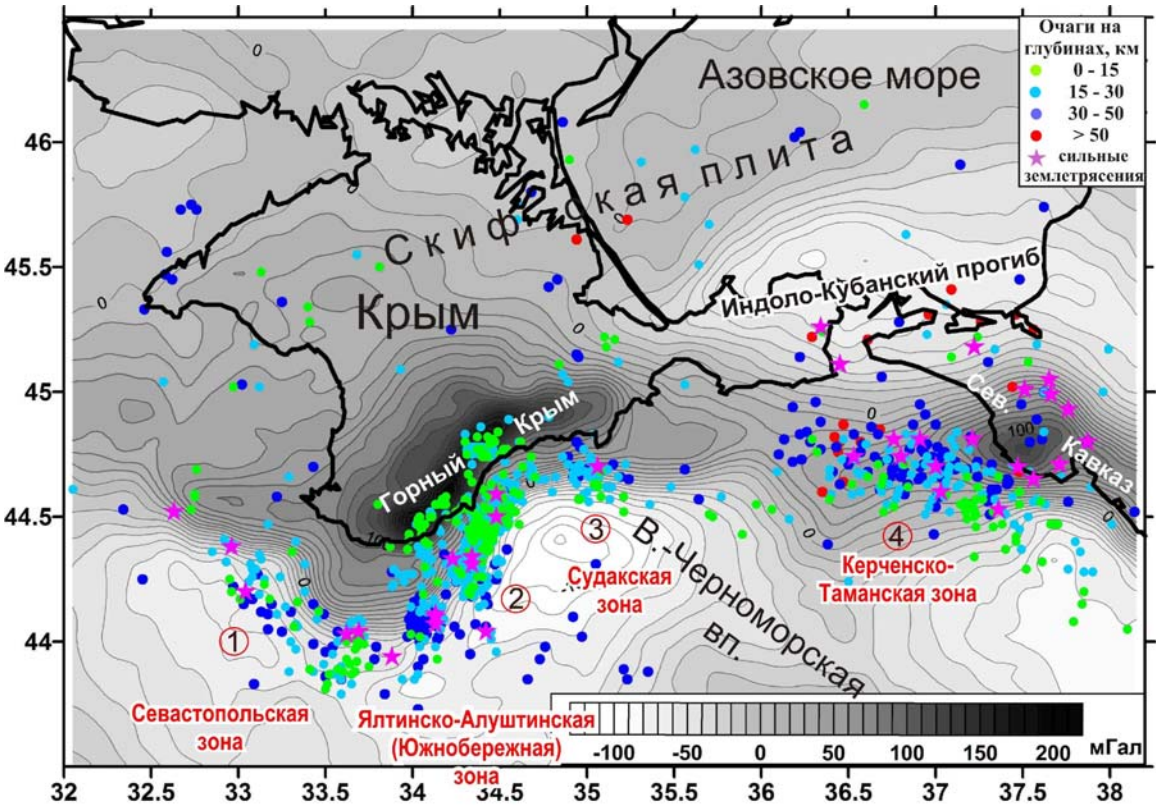


Рис. 2.64. Распределение эпицентров слабых землетрясений ($m_b \leq 3$) Крымской сейсмогенной зоны на фоне гравитационных аномалий в свободном воздухе референтной модели EGM2008 [Pavlis et al., 2012]. Условные обозначения — см. рис. 2.61.

В процессе многолетних сейсмологических исследований сотрудниками Отдела сейсмологии Института геофизики НАН Украины (теперь это Институт сейсмологии и геодинамики Крымского Федерального Университета) выполнено решение механизмов очагов наиболее сильных землетрясений (M≥4), произошедших в пределах Черного моря, включая КСЗ. В данной работе проведена систематизация и анализ решений механизмов очагов 31 землетрясения произошедших в районе исследований за период наблюдений 1927—2013 по данным [Пустовитенко, 2002; Габсатарова и др., 2012; Пустовитенко и др., 2014] (табл. 2.8).

В зависимости от ориентировок главных осей тензора напряжений, механизмы разделены на 4 группы, соответствующие взбросовому, сдвиговому, сбросовому и сбросо-взбросовому режимам (рис. 2.65, б). Взбросовый режим характеризуется субвертикальным положением оси растяжения (или минимального сжатия) σ_3, сдвиговый — таким же положением промежуточной оси σ_2, а для сбросового режима субвертикальной является ось сжатия (или максимального сжатия) σ_1.

Таблица 2.8. Параметры механизмов очагов сильных землетрясений района северной окраины Черного моря.

№	Дата	Широта (с.ш)	Долгота (з.д.)	Глубина, км	Азимут и угол оси сжатия P	Азимут и угол промежуточной оси N	Азимут и угол оси растяжения T	Деформационный режим	Структурная Приуроченность
1	11.09.1927	44,3	34,3	15	263/62	28/17	125/22	сбросовый	континент. склон, Южный Крым (ЮК)
2	12.07.1966	44,7	37,3	55	325/5	233/19	69/70	взбросовый	впадина Туапсе
3	22.07.1972	44,8	37,2	19	325/8	68/57	230/32	сдвиговый	Керченско-Таманский (КТ) прогиб
4	06.08.1972	44,6	32,7	15	90/28	265/62	359/2	сдвиговый	континент. склон, Западный Крым (ЗК)
5	20.02.1973	45,03	36,52	25	50/50	298/18	195/35	шарьяжный	КТ прогиб
6	1955-1975	44,2	34,2	15	134/54	29/11	292/34	шарьяжный	континент. склон ЮК
7	1955-1975	44,5	34,3	5	301/29	204/13	92/58	взбросовый	континент. склон ЮК
8	1955-1975	44,7	34,8	20	134/54	29/11	292/34	шарьяжный	континент. склон, ЮВ Крым
9	17.04.1975	43,83	32,44	46	147/27	57/1	325/63	взбросовый	ЗЧВ
10	03.09.1978	44,4	38	20	236/23	139/18	14/60	взбросовый	впадина Туапсе
11	13.11.1981	45,27	29,01	11	254/1	159/78	244/12	сдвиговый	Северная Добруджа
12	03.03.1986	43,52	31,69	18	188/30	81/26	318/48	шарьяжный	ЗЧВ
13	02.04.1988	44,98	32,01	13	188/10	94/22	301/66	взбросовый	Каламитский вал
14	02.07 1990	44,78	3453	14	160/8	254/28	55/61	взбросовый	Горный Крым
15	16.08.1990	44,7	35,06	28	81/67	317/14	223/19	сбросовый	континент. склон, ЮВ Крым
16	25.07.1991	43,3	31,7	30	215/55	118/5	24/35	шарьяжный	ЗЧВ
17	27.08.1992	44,72	37,44	24	14/17	277/23	136/61	взбросовый	Большаой Каказ
18	29.03.1992	45,3	31	33	35/48	302/2	210/42	шарьяжный	Каркинитский прогиб
19	22.11.1996	44,51	34,16	10	61/16	173/52	320/34	сдвиговый	Горный Крым
20	09.06.1997	43,03	35,73	33	192/3	283/15	91/74	взбросовый	вал Андрусова
21	18.10.1998	44,05	33,68	22	304/29	53/32	181/45	взбросовый	континент. склон ЮК
22	08.08.1999	44,71	37,71	37	27/77	268/7	176/12	сбросовый	Большой Кавказ
23	04.03.2001	43,6	35,37	20	74/9	342/17	192/71	взбросовый	вал Андрусова
24	09.11.2002	44,82	37,7	29	113/10	14/41	213/48	взбросовый	Большой Кавказ
25	13.03.2005	44,72	37,14	4	240/59	78/29	344/8	сбросовый	КТ прогиб
26	07.05.2008	45,34	30,95	5	172/0	82/1	172/90	взбросовый	Каркинитский прогиб
27	12.04.2009	44,16	34,23	20	82/2	352/13	181/76	взбросовый	континент. склон ЮК
28	05.10.2007	44,56	37,08	18	205/9	297/12	78/75	взбросовый	впадина Туапсе
29	17.03.2011	43,39	36,13	31	20/18	289/7	183/71	взбросовый	вал Андрусова
30	10.12.2012	44,83	37,54	24	232/30	117/36	350/39	шарьяжный	Индоло-Кубанский прогиб
31	15.10.2013	44,55	34,35	7	16/27	108/6	209/62	взбросовый	Горный Крым

Примечание: Порядковый номер соответствует номеру механизма землетрясения на рис. 2.65. ЗК — Западный Крым, ЗЧВ — Западно-Черноморская впадина, КТ — Керченско-Таманский прогиб, ЮК — Южный Крым.

Отнесение реального механизма к взбросовому, сдвиговому и сбросовому режимам остается правомерным при отклонении оси (σ_3, σ_2, σ_1 соответственно) от вертикали на угол не больше 45°. Сбросо-взбросовый режим определен в [Гущенко, 1979] и характеризуется ориентировкой осей сжатия и растяжения под углом 45° к горизонтальной плоскости. Одна нодальная площадка в механизмах данного типа ориентирована вертикально, а вторая горизонтально. Аналогичное поле напряжений реконструировано для субгоризонтальной зоны разрывов в сарматских известняках на Керченском

полуострове и названо «связанным с перемещениями по горизонтальной плоскости» [Гинтов, 2005]. Для краткости мы назвали такое поле «шарьяжным» (рис. 2.65 б).

Анализ ориентировок осей главных напряжений в очагах (рис. 2.65, а) показывает, что большая часть механизмов (16 событий или 52%) относится к взбросовому деформационному режиму с преобладанием в очагах горизонтальной оси сжатия (рис. 2.65, б). Сбросо-взбросовый деформационный режим является вторым по представительности и охарактеризуется 7 механизмами (22% от общего количества) очагов с гипоцентрами в интервале глубин 15—33 км. В равных долях (по 4 механизма) представлены деформационные режимы сбросового и сдвигового типа (13% и 13% соответственно). Сопоставление механизмов со структурами, отраженными на карте глубин кристаллического фундамента, показывает некоторые закономерности в их пространственном распределении. Пять взбросовых механизмов (очаги № 2, 10, 17, 24, 28 на рис. 2.65, а и в табл. 2.8) образуют компактную группу и приурочены к краевым частям Туапсинской впадины и прилегающей области Большого Кавказа. Механизмы, определенные для очагов в пределах Керченско-Таманского (№ 3, 25, 5) и Индоло-Кубанского (№ 30) прогибов относятся к сдвиговому, сбросовому и сбросо-взбросовому типам.

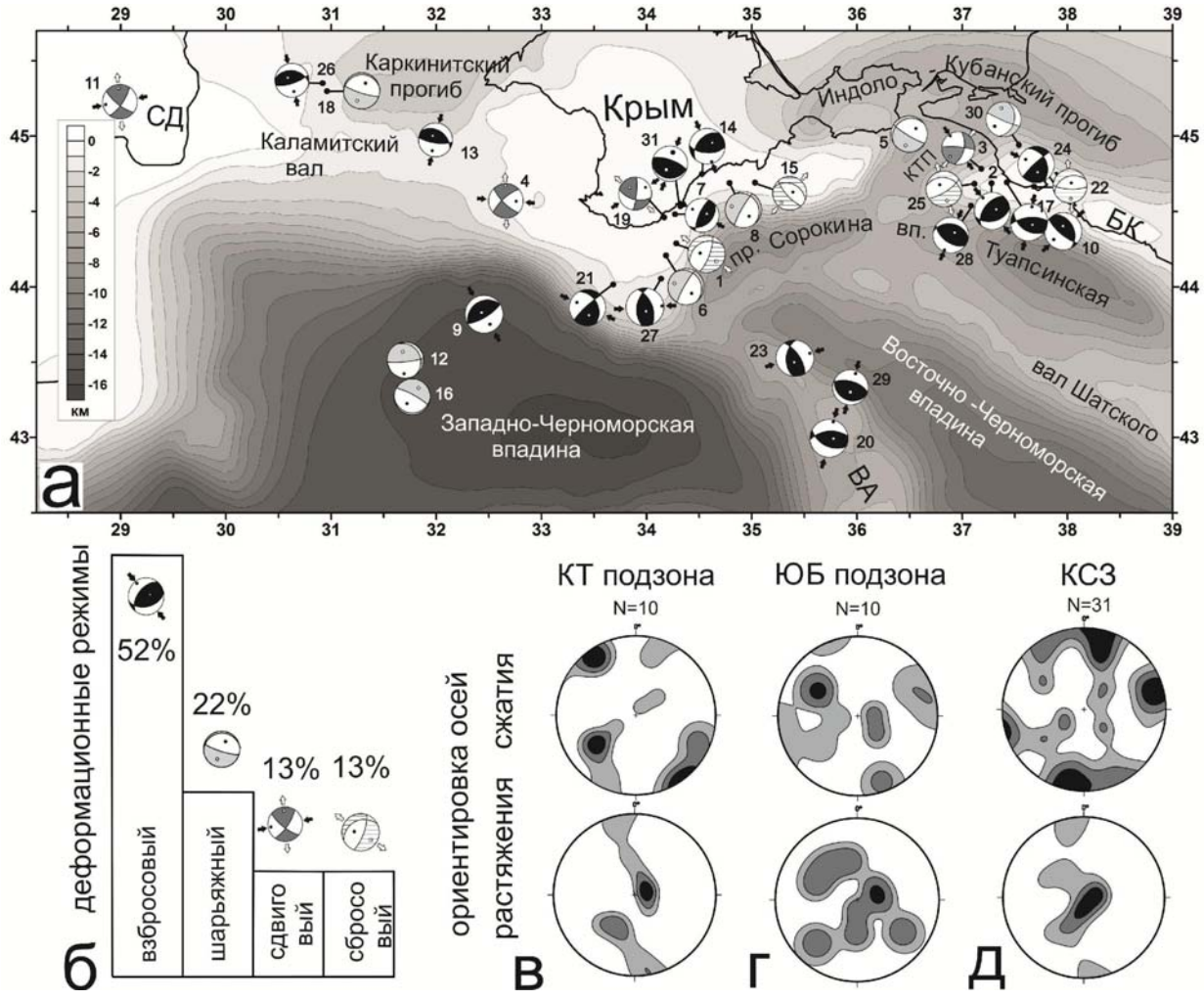


Рис. 2.65. Пространственное распределение и типизация механизмов очагов землетрясений Крымской сейсмогенной зоны. а — эпицентры сильных землетрясений и соответствующие им механизмы на фоне глубин кристаллического фундамента по [Туголесов и др., 1985]; б — процентное соотношение механизмов разных типов; в-д — стереограммы, построенные на нижней полусфере с ориентировками осей сжатия и растяжения в очагах подзон: в — Керченско-Таманской (КТ); г — Южнобережной (ЮБ); д — всех приведенных механизмов КСЗ. БК — Большой Кавказ, ВА — вал Андрусова, СД — Северная Добруджа, КТП — Керченско-Таманский прогиб.

В центральной части Южнобережной подзоны в месте максимального изгиба береговой линии и наиболее узкого шельфа Восточно-Черноморской впадины локализованы три взбросовых (№ 7, 14, 31 на рис. 2.65 а и в табл. 2.8), а к югу и востоку от них два сбросовых (№ 1, 15) и два сбросо-взбросовых (№ 6, 8) механизма. В пределах северо-западного и северного шельфа Западно-Черноморской впадины локализованы механизмы взбросового и сдвигового типов (№ 27, 21, 4, 13, 26). Вал Андрусова характеризуется деформационными режимами сжатия, определенными для оча-

гов 20, 23 и 29. В пределах глубоководной части ЗЧВ локализованы два очага с механизмами сбросо-взбросового и один взбросового типа (рис. 2.65 а).

Для 10 механизмов Керченско-Таманской и 10 механизмов Южнобережной подзон, образующих компактные скопления, статистически обобщены ориентировки осей сжатия и растяжения. Для Керченско-Таманской группы характерны СЗ и ЮЗ ориентировки преимущественно субгоризонтальных осей сжатия (рис. 2.65, в) и близкие к вертикальным оси растяжения, а для Южнобережной группы получено более сложное распределение осей сжатия и растяжения (рис. 2.65, г). Учитывая небольшое количество механизмов, статистические обобщения носят иллюстративный характер.

Для осей сжатия, обобщенных для всех 31 механизмов КСЗ, характерно преобладание субгоризонтальных ориентировок в двух взаимно перпендикулярных направлениях — субширотном и субмеридиональном (рис. 2.65, д). Для осей растяжения свойственно тяготение к субвертикальному положению.

Обобщение механизмов очагов 31 сильного землетрясений за 1927—2013 гг. показало преобладание взбросового и взбросо-сбросового деформационных режимов. Ориентировки осей сжатия в очагах по отношению к ориентировке КСЗ свидетельствует о том, что современный тектонический процесс происходит преимущественно в условиях сжатия и транспрессии. Механизмы с существенной сдвиговой составляющей тяготеют к западной части КСЗ.

Результаты тектонофизических исследований. Крымские горы принадлежат к северной ветви альпийского орогенного пояса и являются инвертированной частью северной окраины Черного моря [Nikishin et al., 2001]. Они имеют форму дуги, западная ветвь которой ориентирована СВ-ЮЗ, а восточная З-В. В структурном плане ГК, условно можно разделить на западный (ЗГК) и восточный (ВГК) по линии Алушта-Симферополь, которая, по мнению многих исследователей, является одной из главных тектонических зон Крыма [Соллогб, Соллогуб, 1977; Хаин, 1984; Saintot et al.; Sheremet et al., 2016].

Геологическая структура ГК интерпретируется по-разному [Муратов, 1960; Казанцев, 1982; Юдин, 2009; Nikishin et al., 2015b], что во многом определяется тем, какой стратиграфической колонки придерживаются авторы [Nikishin et al., 2015b; Юдин, 2009; Popadyuk et al., 2013; Sheremet et al., 2016]. В соответствии с классическими представлениями [Муратов, 1960; Афанасенков и др., 2007], выделяются нижний (T_3—J_2), средний (J_3—K_1(берриас)) и верхний (K_1—Q) структурные этажи. Породы верхнего этажа, в свою очередь, делятся на отложения чехла (мел-эоцен) и синорогенного комплекса (олигоцен-квартер).

В контексте нашего исследования мы сосредоточим свое внимание на кайнозойском и современном этапе развития ГК. Вопрос о кайнозойском сжатии и масштабах его проявления в геологической структуре Крымско-Черноморского региона является дискуссионным. Различные исследователи придерживаются крайних точек зрения, доказывая доминирование или, наоборот, практическое отсутствие складчато-надвиговых деформаций для альпийского этапа развития ГК [Муратов, 1960; Казанцев, 1982; Nikishin et al., 2015b; Юдин, 2009; Борисенко, Плахотный, 1997; Афанасенков и др., 2007; Вольфман, 2015; Юдин, 2009; 2011; Popadyuk et al., 2010, 2013; Sheremet et al., 2016].

Согласно [Nikishin et al., 2015b], фаза сжатия в ГК, синхронная с главной фазой деформации в Восточных Понтидах завершилась до среднего эоцена. В Судакском троге главная фаза складчатости имела место на границе эоцена-олигоцена и в майкопское время — олигоцене-раннем миоцене, а главная фаза воздымания ГК произошла в послесарматское время.

В соответствии с работами [Юдин, 2009; 2011], Подгорный и Южнобережный меланжи в основании обрывов Главной гряды и вдоль береговой линии Черного моря являются активными структурами сжатия неоген-четвертичного возраста.

Первый этап кайнозойского сжатия, завершившийся до среднего эоцена и последующая фаза сжатия в олигоцен-раннемиоценовое время соотносятся с соответствующими перерывами в осадконакоплении и фиксируется деформациями [Муровская и др., 2014; Sheremet et al., 2016].

Современный этап развития ГК характеризуется его интенсивным воздыманием, и значительной сейсмической активностью в КСЗ, что свидетельствует об активном геодинамическом процессе.

С целью уточнения эволюции тектонических событий в кайнозое-квартере были проведены дополнительные полевые тектонофизические работы и выполнено обобщение предыдущих результатов, представленных в работах [Saintot et al., 1999], [Гинтов, 2005] и ссылки в ней, [Гончар, 2015] и ссылки в ней, [Муровская, 2012; Муровская и др., 2014] и ссылки в них, [Вольфман, 2008, 2015].

Реконструкция тензора напряжения основывалась на принципах кинематического метода с использованием программы Win Tensor [Delvaux, Sperner, 2003], а типизация деформационных режимов производилась по ориентировкам главных осей напряжений аналогично механизмам очагов землетрясений. Для целей данного исследования было обобщено 1128 тектонических зеркал по ЗГК и 919 зеркал по ВГК.

Для ЗГК характерно доминирование полей напряжений сдвигового типа двух диагональных

ориентировок (52%) (гистограмма на рис. 2.66, в), при этом на западной оконечности ЗГК преобладает поле с ЮЗ-СВ ориентировкой оси сжатия. Это поле сопоставимо со сдвиговыми механизмами очагов 4 и 19, а также со взбросовым механизмом 2 (рис. 2.65), содержащим существенную сдвиговую составляющую. Вторыми по представительности для ЗГК являются сбросовые деформационные режимы составляющие 30% (рис. 2.66, в). Тектонические зеркала сбросового типа приурочены к южным обрывам Главной гряды и ограничениям нижнемеловых впадин (рис. 2.67, г). Поле напряжений с активной осью растяжения вкрест простирания ЗГК сопоставимо с механизмом № 1 сбросового типа.

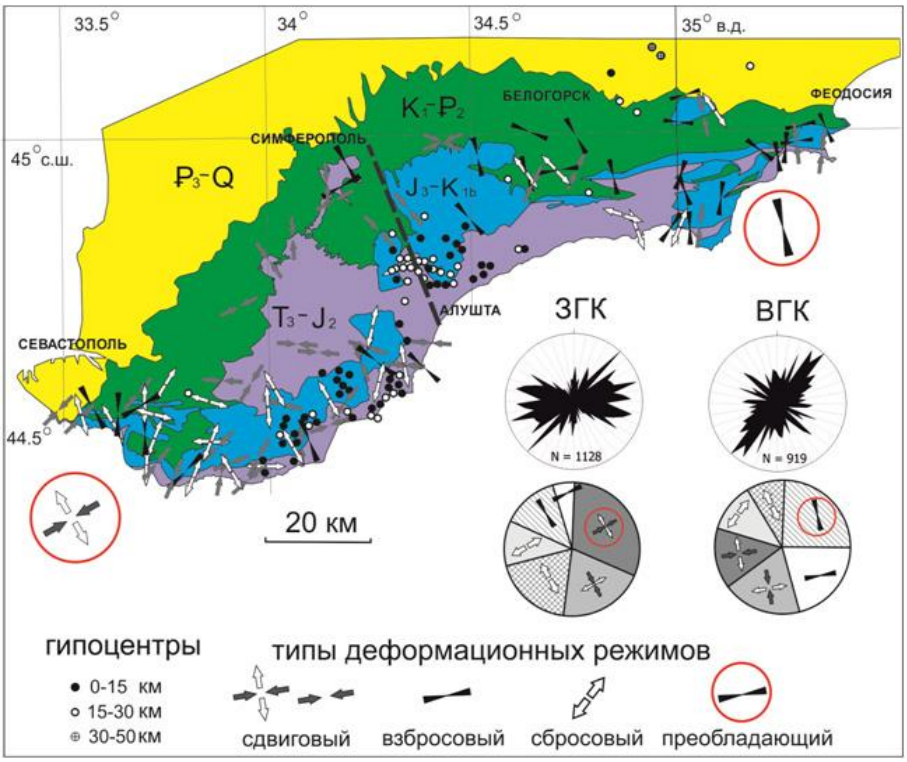


Рис. 2.66. Сравнение напряженно-деформированного состояния Западного и Восточного Горного Крыма (ЗГК и ВГК). а — карта пространственного распределения деформационных режимов и эпицентров землетрясений: оси сжатия для взбросовых и сдвиговых деформационных режимов показаны черными и серыми стрелками соответственно, оси растяжения для сбросовых режимов показаны белыми стрелками. Геологическая основа по [Юдин, 2009] модифицирована с выделением основных структурных комплексов ГК, пунктиром показана условная граница между ЗГК и ВГК по линии Алушта-Симферополь; б — розы-диаграммы азимутов простирания тектонических зеркал; в — гистограммы распределения деформационных режимов.

Обобщение по деформационным режимам для ВГК (рис. 2.66, в), напротив, показывает преобладание полей взбросового типа с субмеридиональной и субширотной ориентировками активной оси сжатия (45%). Незначительно преобладает субмеридиональное сжатие, наиболее интенсивно проявленное в Судакском и Феодосийском регионах. Этот взбросовый режим может быть связан с фазой складчатости в Судакском глубоководном троге на границе еоцена-олигоцена и в майкопское время [Nikishin et al., 2015b] или с формированием в палеоцене [Sheremet et al., 2016] и/или реактивацией в плиоцене — квартере Судакско-Карадагской надвиговой зоны (рис. 2.67, а). Вторыми по представительности в ВГК являются два поля сдвигового типа с субмеридиональной и субширотной осями сжатия, которые вместе составляют 34%. Для сдвиговых полей оси сжатия ориентированы аналогично таковым для полей взбросового типов, что позволяет их связать с теми же этапами сжатия.

Большинство наземных землетрясений КСЗ находятся в диапазоне глубин 0—30 км и приурочены к западной части ГК, к меридиональной зоне Аюдаг — Чатырдаг и району Демерджи (рис. 2.66).

Связь землетрясений КСЗ и активизированных в четвертичное время диагональных разломов обсуждалась в работах [Борисенко, 1983]. Одними из наиболее активных названы Южнобережный разлом, расположенный вдоль континентального склона и параллельный ему Демерджинский разломом в пределах ГК, сегмент Западно-Крымского разлома СЗ простирания, ограничивающий с юго-запада Севастопольскую зону землетрясений, и параллельные ему в пределах ГК Кучук-Койский, Ялтинский и другие разломы. Нам представляется, что наземные очаги следует рассматривать в контексте всей геодинамической ситуации в регионе. Например, в пределах ЗГК распределение землетрясений совпадает с максимальными значениями крымской гравитационной аномалии и гипсометрически наиболее высоким сегментом ГК, а меридиональная зона очагов Чатырдаг-Аюдаг прослежи-

вается далее в море плотной полосой эпицентров, соотносится с зоной максимальных градиентов гравитационной аномалии и перестройкой структурного плана в пределах ГК (рис. 2.64).

Деформационные структуры, связанные с этапом кайнозойского сжатия, присутствуют как в ВГК (рис.2.67, а, б) так и в ЗГК. Но если в ВГК они преобладают, то в ЗГК доминируют сдвиговые тектонические зеркала (рис. 2.67, а). Сбросовые деформации, в большей мере характерные для ЗГК, соотносятся с двумя разновременными процессами. Конседиментационные сбросовые нарушения в нижнемеловых отложениях связаны с нижнемеловым этапом растяжения [Муровская и др, 2014], а современные сбросы, проявленные в рельефе и механизмах очагов землетрясений происходят при развале Крымского орогена вследствие гравитационных процессов [Муровская, 2012].

Наземные землетрясения генетически связаны с очагами в акватории ЧМ и отражают единый геодинамический процесс.

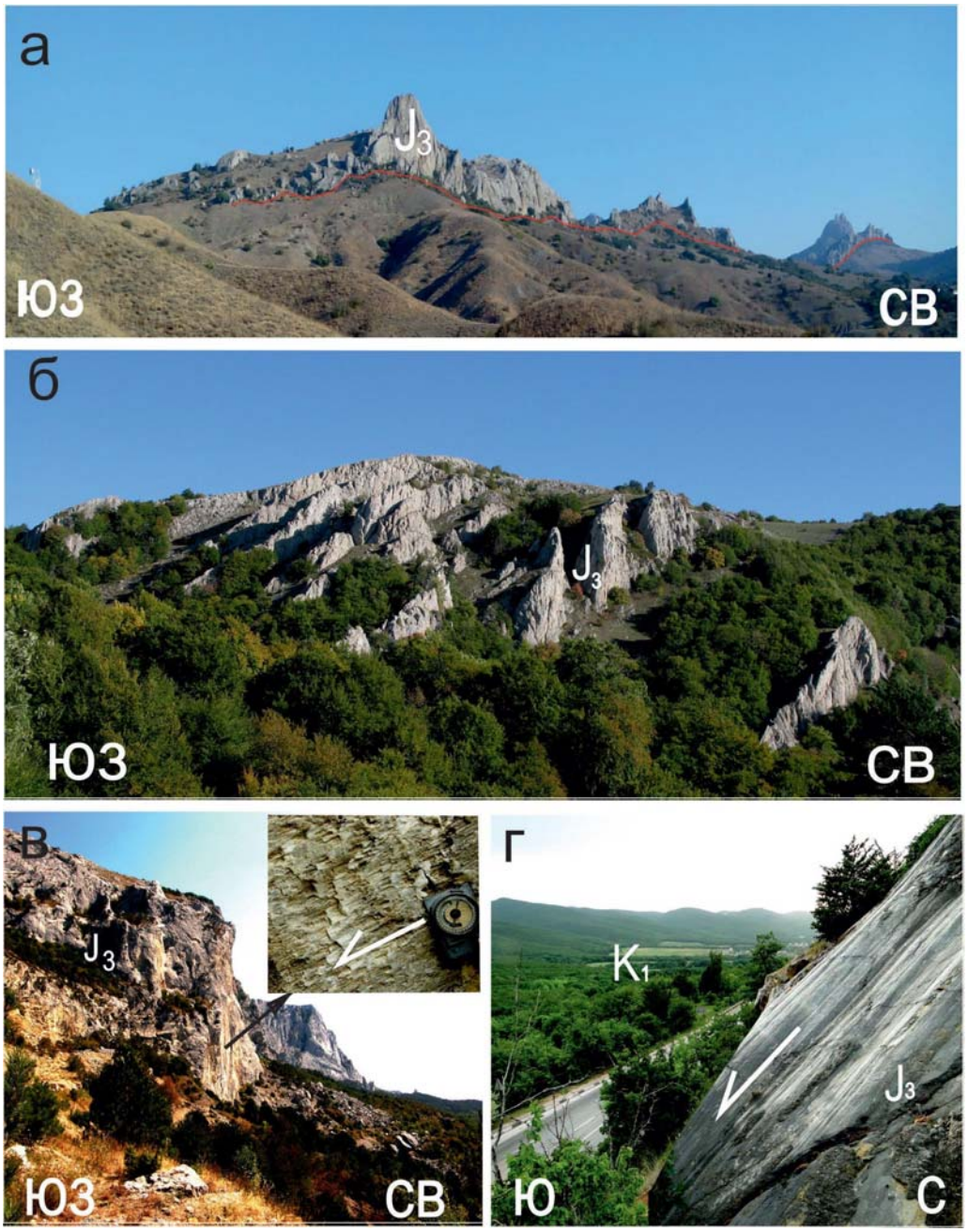


Рис. 2.67. Деформации сжатия и растяжения в Горном Крыму. Деформации сжатия: а — фронт надвига маркируется гребнями крутопадающих известняков верхней юры во флишевом матриксе, северо-западная окраина поселка Курортное (ВГК); б — Демерджинский разлом (надвиг) маркируется крутыми падениями верхнеюрских известняков. Деформации растяжения: в — сброс, ограничивающий с северо-востока Варнаутскую депрессию, сложенную нижнемеловыми терригенными породами (ЗГК); г — сдвиговые и сбросовые тектонические зеркала ограничивают с юга обрывы верхнеюрских известняков Главной гряды, к северо-востоку от пгт. Форос (ЗГК)

Обсуждение результатов. Землетрясения КСЗ (рис. 2.61) расположены в пределах континентального склона между континентальным блоком Скифской плиты с Крымско-Кавказским орогенным поясом на юге и Черноморской впадиной. Присутствие Скифской плиты и Черноморской микроплиты с различными реологическими свойствами хорошо видно на гравиметрической карте (рис. 2.64), показывающей приуроченность очагов землетрясений к области резкого градиента от Крымского гравитационного максимума к отрицательному полю на акватории моря. В этой связи уместно упомянуть работу [Довбнич, Демянец, 2008], в которой связь сейсмичности КСЗ с особенностями гравитационного поля объяснялась напряженным состоянием в тектоносфере региона, обусловленным нарушением изостатического равновесия и возможными горизонтальными подвижками в литосфере.

Очаги землетрясений КСЗ (рис. 2.61, 2.64) расположены вдоль дуги с двумя основными ветвями с разным характером сейсмичности — Южно-Крымской и Керченско-Таманской, разделенными областью рассеянной сейсмичности, что хорошо видно на 3Д модели КСЗ (рис. 2.68). По характеру сейсмичности в Южно-Крымской ветви выделяются Севастопольская, Ялтинско-Алуштинская (Южнобережная), и Судакская подзоны (рис. 2.61).

Керченско-Таманская ветвь (до 90 км) погружается примерно под углом 30º в северном направлении (рис. 2.62). Решение механизмов очагов в этой зоне свидетельствуют о преобладании взбросовых деформаций с ориентацией главной оси сжатия в СЗ и СВ направлениях (рис. 2.65). Следует отметить, что для землетрясений северо-западного Кавказа также характерны взбросовые деформации в сочетании со сдвиговыми смещениями [Вардапетян, 1981; Габсатарова и др., 2013], что объясняется косым вектором конвергенции Черного моря и Кавказа по отношению к главному Кавказскому надвигу [Казьмин и др, 2004].

Сейсмотомографические исследования и переинтерпретация материалов ГСЗ по сейсмическому профилю 28-29 в Азовском и Черном море свидетельствуют о современных процессах поддвига Восточно-Черномоморской микроплиты под Скифскую плиту на Керченском полуострове и Северном Кавказе [Yegorova et al., 2010; Gobarenko et al., 2015]. Традиционно считалось, что такой характер поддвига характерен для всей КСЗ [Чекунов, 1972; Чекунов и др., 1996; Паталаха и др., 2003]. В работах [Гончар, 2003, 2015] геодинамический процесс в КСЗ представлен механизмами поддвига и боковой экструзии. Наши результаты свидетельствуют, что коллизионный процесс в Южнобережной зоне характеризуется более сложным характером, чем в Керченско-Таманской подзоне.

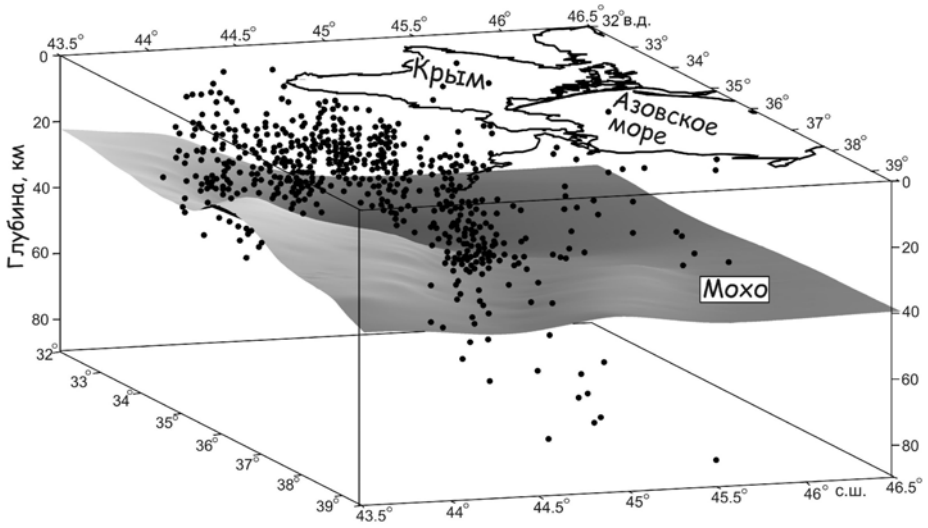


Рис. 2.68. Трехмерная диаграмма очагов землетрясений Крымской сейсмогенной зоны.

Геодинамический процесс в КСЗ мы называем поддвигом, а не субдукцией, поскольку самые глубокие очаги опускаются только до 90 км, а коллизионные плиты — Скифская и Восточно-Черноморская микроплита (как часть Черноморской микроплиты) — относятся к континентальному типу. Литосферная мантия под Черным морем по своим скоростям, полученным по сейсмотомографическим исследованиям, и плотностям, рассчитанным для 3Д гравитационного моделирования, относится, скорее всего, к континентальному типу [Yegorova et al., 2013; Яновская и др., 2016]. Высокоскоростная кора ЧМ, подстилаемая такой верхней мантией, не может считаться океанической. Скорее всего, ее следует относить к субокеанической или сильно утоненной континентальной коре. Это согласуется с низкими тепловыми потоками на поверхности моря, указывающими на холодную литосферу ЧМ [Кутас и др., 1997; Гордиенко и др., 2002].

В распределении землетрясений Южнобережной подзоны на континетальном склоне выделяются две меридиональные («трансформные») секущие полосы локализации источников на долготе городов Ялты и Алушты (рис. 2.61). Алуштинская область представляет собой зону с самым плотным расположением очагов с гипоцентрами на глубинах до 45 км, которые совпадают с градиентом гравитационного поля (рис. 2.64), который разделяет морское продолжение Крымского гравитационного максимума и минимум прогиба Сорокина. На суше Алуштинская меридиональная зона прослеживается полосой землетрясений в районе Аюдаг — Чатырдаг. Таким образом, на меридиане г. Алушты (λ≈34.5º) намечается коровый раздел между Западным и Восточным Горным Крымом; на поверхности этой зоне соответствует разлом Симферополь—Алушта (рис. 2.67), который считается одной из главных тектонических зон Крыма [Соллогуб, Соллогуб, 1977; Хаин, 1984; Saintot et al., 1999; Sheremet et al., 2016]. К востоку от Алуштинской меридиональной области количество землетрясений значительно уменьшается, а их эпицентры локализуются в субширотном направлении вдоль градиента гравитационного поля (рис. 2.64).

Деление ГК на западный и восточный хорошо согласуется и с разным характером преобладающих деформационных режимов по тектонофизическим исследованиям (рис. 2.66). В западной части доминируют сдвиговые и сбросовые деформационные режимы. В восточной части преобладают взбросовые поля напряжений. Последние объясняются результатом коллизии Восточно-Черноморской микроплиты и Скифской плиты, в результате чего сформировались структуры сжатия, осложненные серией ассиметричных складок южной вергентности в прогибе Сорокина у подножия континентального склона ГК, что хорошо видно на сейсмических разрезах [Finetti et al., 1988; Nikishin e al., 2015a; Stovba et al., 2013], один из которых показан на рис. 2.69. Эти данные могут свидетельствовать о поддвиге, который в Южнобережной подзоне имеет, в сравнении с Керченско-Таманской ветвью, более сложный характер.

По данным сейсмогравитационного моделирования мощность коры под ГК достигает 50 км [Yegorova et al., 3013], а максимальные глубины гипоцентров землетрясений под ним же составляют 35 км. Очевидно, что глубже этого уровня деформация коры осуществляется в иных реологических условиях, что приводит к ее горизонтальному расслоению и подвижкам. Аргументом в пользу такого горизонтального расслоения коры является большое количество механизмов «шарьяжного» типа на глубинах 18—30 км, где одна из нодальных плоскостей — субгоризонтальная.

Горизонтальные подвижки в коре ГК могут быть связаны с действием индентора — «вдвиганием» субокеанической коры Восточно-Черноморской микроплиты со скоростями 6.8—7.0 км/с и плотностями 2.9 г/см^3 в континентальную кору Крыма с пониженными значениями скоростей и плотностей по тектонически ослабленной зоне в коре. Доказательством последней может служить волновод в верхней — средней коре Крыма, северо-западного шельфа Черного моря и Кавказа на профилях глубинного сейсмозондирования [Соллогуб, Соллогуб, 1977; Баранова и др., 2011; Pavlenkova, 1996].

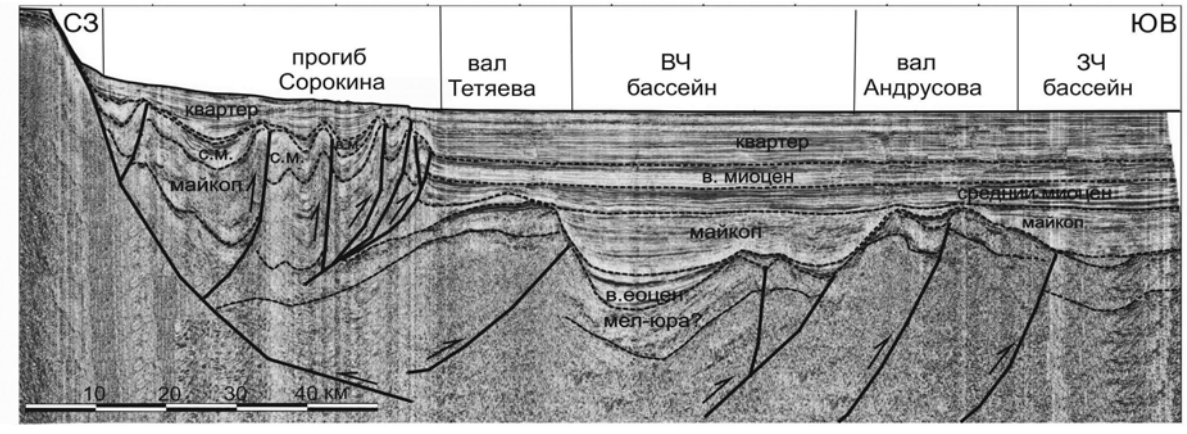


Рис. 2.69. Региональный сейсмический профиль, пересекающий континентальную окраину Черного моря в районе прогиба Сорокина и вала Андрусова [Stovba et al., 2013]. На разрезе четко видны взбросовые структуры, сформированные в обстановке деформационных режимов сжатия. ВЧ — Восточно-Черноморский и ЗЧ — Западно-Черноморский бассейны.

Вдвигание фронтальной части коры Восточно-Черноморской микроплиты в кору Скифской плиты в районе Крыма объясняет характерное для Южнобережной подзоны воздымание очагов в северном направлении в сторону Крыма с глубины 30—40 км на юге до ~5—20 км на севере (рис. 2.62). Такой инденторный механизм объясняет образование тела высокой плотности (≥3.0 г/см^3) в коре ГК, вызывающее сильный Крымский гравитационный максимум [Бурьянов, Павленкова, 1974; Ентин и

др., 2010]. Если кора Восточно-Черноморской микроплиты расклинивает кору Скифской плиты в Крыму, то литосферная мантия должна испытывать поддвиг под Скифскую плиту.

Аналогичный геодинамический процесс ответственен за формирование известного тела Иврея в юго-западных Альпах, где геолого-тектоническая обстановка схожа с ситуацией в ГК. Формирование тела Иврея рассматривается как результат коллизионного процесса вклинивания нижней коры или верхней мантии Адриатической микроплиты в континентальную кору Европейской плиты с образованием аномального тела высокой плотности/скорости на глубине 10—25 км, которое зафиксировано глубинными сейсмическими исследованиями, локальной сейсмической томографией, сильной гравитационной аномалией и отражается в рельефе поверхности Moxo [Paul et al., 2001; Kissling et al., 2006; Scafidi et al., 2006; Schreiber et al., 2010].

Предлагаемый инденторный механизм с расклиниванием коры может объяснять значительный рост Крымских гор на современном этапе. Вдоль континентального склона известны максимальные градиенты вертикальных движений с поднятием Горного Крыма 4 мм/год и опусканием дна моря до 10 мм/год, что привело к 4 километровому перепаду современного рельефа и почти 15 километровому за кайнозой.

Керченско-Таманская ветвь, в которой происходит поддвиг Восточно-Черноморской микроплиты в северном направлении, и Южнобережная зона, характеризующаяся инденторным механизмом, разделены областью рассеянной сейсмичности в районе максимального изгиба пододвигающейся плиты (рис. 2.68).

В Севастопольской подзоне, расположенной ортогонально к Южнобережной, происходит релаксация напряжений в ответ на фронтальную коллизию в Южнобережной зоне. В. В. Гончар [Гончар, 2015] объясняет это механизмом экструзии — бокового латерального выталкивания материала из зоны максимального сжатия по системе сдвиговых разломов.

Землетрясения Севастопольской подзоны расположены в пределах прикрымской части Западно-Крымского разлома, ограничивающего с запада складчато-надвиговые дислокации кайнозойского чехла в пределах подводной части Крымского орогена [Finetti et al., 1988]. По субширотному профилю ДОБРЕ-5, пересекающему Одесский шельф и равнинный Крым, получены достаточно веские доказательства существования Западно-Крымского разлома как раздела между структурами коры и осадочными комплексами Крыма, испытывающими напряжения сжатия, и рифтогенной обстановкой растяжения в Каркинитском прогибе северо-западного шельфа [Starostenko et al., 2015]. Кинематика Западно-Крымского разлома определяется как левосторонний сдвиг, участвующий в раскрытии Западно-Черноморской впадины [Okay, Tüysüs, 1999; Okay et al., 1994; Finetti et al., 1988].

Западно-Черноморская впадина и северо-западный шельф пересечены субмеридиональными сейсмическими профилями ГСЗ (25 профиль) и ОГТ [Yegorova et al., 2010; Khriachtchevskaia et al., 2010], на которых отчетливо проявлен высокоамплитудный сброс, по которому фундамент Скифской платформы резко (примерно до 8 км) погружается в южном направлении, формируя основание глубоководной впадины. Разлом активен в настоящее время и трассируется полосой землетрясений с очагами в нижней коре — верхней мантии [Yegorova, Gobarenko, 2010]. Далее на запад эта структура прослеживается через впадину Истриа на румынский шельф и переходит по простиранию в СЗ зону коровых разломов Печенега-Камена и Капидава-Овидиу, ограничивающих зону Тессейра-Торнквиста в Румынии [Hippolite, 2002]. С этой разломной зоной соотносятся сдвиговые механизмы № 4 на СЗ шельфе и № 11 в Северной Добрудже (рис. 2.65), характеризующиеся субширотной ориентировкой оси сжатия и субмеридиональной ориентировкой оси растяжения.

Заключение. Анализ слабой сейсмичности Крымской сейсмогенной зоны, ее сопоставление с гравитационным полем, механизмами очагов землетрясений и напряженно-деформированным состоянием Горного Крыма, позволяет сделать следующие выводы относительно современной геодинамической обстановки на северной окраине Черного моря.

Достаточно интенсивная сейсмическая активность в регионе свидетельствует об активных тектонических процессах, происходящих в условиях режимов сжатия и транспрессии в зоне перехода от Скифской платформы к Черному морю, что, в частности, подтверждается преобладанием взбросовых типов среди фокальных механизмов 31 сильного землетрясения.

В Крымской сейсмогенной зоне, большая часть которой расположена вдоль континентального склона, три основные ветви характеризуются различным характером распределения гипоцентров: (1) Керченско-Таманская погружающаюся в северном направлении до глубин 90 км под углом ~30°, (2) Южно-Крымская полого наклоненная на юго-восток под углом ~18° с преимущественной локализацией очагов в слое 10—25 км и (3) ортогональная к Южнобережной и ограничивающая ее с запада Севастопольская ветвь, характеризующаяся рассеянным характером сейсмичности до глубин 40 км.

Очаги землетрясений расположены в зонах градиентов, отделяющих Крымский гравитационный максимум и положительную аномалию Северного Кавказа от отрицательного гравитационного поля Черноморской впадины. Субмеридиональная плотная полоса эпицентров Южнобережной зоны

соотносится с зоной максимальных градиентов гравитационной аномалии на акватории, и далее на север прослеживается на суше вдоль условной границы Алушта-Симферополь, разделяющих Западный и Восточный Горный Крым со своими особенностями геологического строения и разным характером напряженно-формированного состояния. В восточной части преобладают взбросовые, а в западной части Горного Крыма — сдвиговые и сбросовые деформационные режимы.

Углубляющаяся в северном направлении Керченско-Таманская сейсмофокальная область свидетельствует о поддвиге Восточно-Черноморской микроплиты с тонкой субокеанической корой и холодной литосферной мантией континентального типа под Скифскую плиту с толстой континентальной корой. В пределах Южнобережной ветви процесс осложняется вдвиганием фронтальной части субокеанической коры Восточно-Черноморской микроплиты в континентальную кору Скифской плиты и расклиниванием ее краевой части, то время как литосферная мантия пододвигается под Скифскую плиту. Севастопольская ветвь гипоцентров, ассоциируемая с Западно-Крымским разломом, интерпретируется как зона сдвиговых деформаций, ограничивающих с запада область поддвига.

Механизм "вдвигания" фронтальной части плотной коры Восточно-Черноморской микроплиты внутрь континентальной коры Скифской платформы объясняет сильную гравитационную аномалию Горного Крыма и его современный интенсивный подъем. Аналогом описанного механизма вклинивания представляется геодинамический процесс в зоне Ивреа (юго-западные Альпы), характеризующейся подобными структурными особенностями и аналогичной чрезвычайно интенсивной гравитационной аномалией.

Область северо-западного (Одесского) шельфа и континентального склона Западно-Черноморской впадины, отделенная от Крыма Западно-Крымским разломом с наблюдаемой высокой сейсмичностью в Севастопольской зоне, характеризуется преобладанием (рифтогенных) обстановок растяжения по субмеридиональным зонам разломов вдоль континентального склона. На современном этапе, по решению механизмов очагов землетрясений, эта зона функционирует как левый сброс-сдвиг и может быть продолжена в ЮВ направлении по Западно-Крымскому разлому, который рассматривается как левый сдвиг.

2.2.4. Механизмы орогенеза Горного Крыма (обоснование коллизионно-экструзивной обстановки).

С учетом возможностей, которые предоставляет геодинамическое численное моделирование, именно ему следует отвести первоочередную роль в построениях, объясняющих природу и механизмы новейшего тектогенеза в Крыму. При этом, в данном случае актуальными остаются как выбор соответствующих тектонической конкретике модельных приближений, так и общая постановка задачи.

Крымский ороген в региональном и локальном геодинамическом контексте. Задавшись моделированием новейшей орогенической деформации Крыма, следует определиться с вероятными силовыми источниками этой деформации. Сделать это, как представляется, надо в свете имеющихся данных о кинематике плитного ансамбля в Черноморском регионе. Региональная геодинамическая обстановка, в которой развивается Крымский ороген, ранее была охарактеризована численной моделью полей деформаций и напряжений Северо-Восточного Средиземноморья [Паталаха и др., 2003]; ее центральными элементами являются кинематически обособленные Западно- и Восточно-Черноморская субокеанические микроплиты. В рамках модели поле скоростей горизонтальных смещений определяется движением трех главных плит-индеторов по краям (рис. 2.70): Карпатской, Адриатической и Аравийской. Горный Крым расположен в месте сочленения субокеанических микроплит с континентальной окраиной неподвижного Восточно-Европейского кратона, и его следует рассматривать (если оставаться на позициях плитотектонической парадигмы) как результат межплитного взаимодействия.

Вклад плит-индеторов в региональный тектонический процесс различен: скорость Аравийской плиты (18 мм/год) более чем в два раза превосходит скорость первых двух. В силу этого, а также особенностей региональной тектоники, формируется соответствующее поле скоростей, в котором основной импульс движения Аравийского индентора воспринимает Анатолийская плита, перемещаемая к западу и юго-западу в направлении Эгейской дуги. С другой стороны, северо-восточное давление Адрии, как видно, не распространяется в пределы Черного моря, оно достаточно быстро трансформируется в парный «вихрь», закручивающий вектора также в направлении Эгейской дуги (рис. 2.70).

Восточно-Черноморская микроплита, воспринимая остаточный импульс Аравийского индентора, двигается на северо-запад со скоростью 3 мм/год. Западно-Черноморская микроплита, испытывающая также существенную долю влияния Карпатского индентора, отжимается к юго-западу; скорость в ее пределах плавно меняется от 1 мм/год на северо-восточном окончании — вблизи Крыма, — до 3 мм/год на юго-западном, т. е., микроплита оказывается в значительной мере деформируемой,

что, в целом, не может способствовать росту орогена, скорее наоборот. Ответственной за формирование Горного Крыма в этой обстановке остается Восточно-Черноморская микроплита, северо-западный дрейф которой инициирует коллизию с краем Восточно-Европейского кратона. Этим выводом исчерпываются возможности объяснения Крыма в рамках регионального плитотектонического подхода.

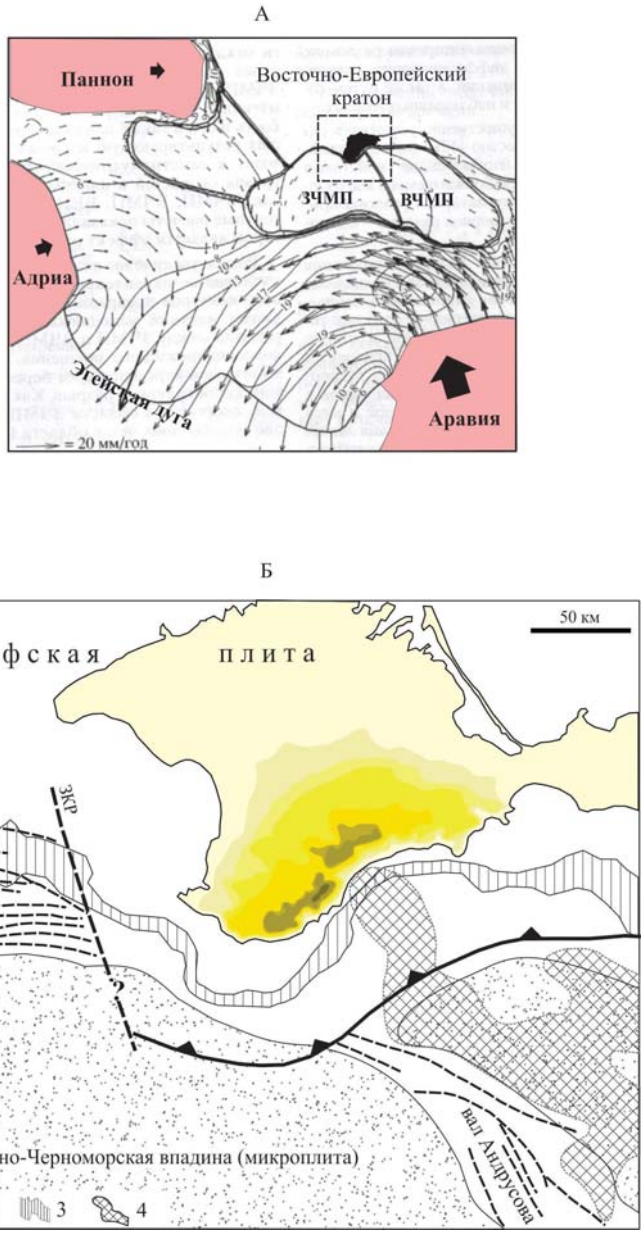


Рис. 2.70. А — расчетное поле скоростей горизонтальных смещений литосферы Северо-Восточного Средиземноморья (по [Паталаха и др., 2003; Паталаха и др., 2006]); жирные стрелки – контрольные данные натурных наблюдений; ЗЧМП и ВЧМП — Восточно- и Западно-Черноморская микроплиты. Б – тектоническая схема Крымской активной окраины. 1—2 — разломы фундамента в обрамлении Западно-Черноморской впадины со сбросовой кинематикой (1) и фронтальный надвиг складчатой зоны чехла (2) (по [Finetti et al., 1988]); 3 — контуры уступа континентального склона; 4 — контуры Алуштинско-Батумской магнитной аномалии.

Формирование своеобразной орогенической «подковы» Горного Крыма возможно под действием локализованного корового индентора, принадлежащего Восточно-Черноморской микроплите, визуализацией движения которого может быть известная Алуштинско-Батумская зона магнитных аномалий (см. ниже, рис. 2.78), что возвращает нас к гипотезе А. В. Чекунова об эпюре скоростей фундамента Восточно-Черноморской впадины с максимумом, соответствующим горнокрымскому направлению [Молодые платформы.., 1994]. Потенциал же Западно-Черноморской микроплиты, как активного участника тектонического процесса, на локальном уровне ничем не проявлен. Нет данных, характеризующих ее взаимодействие с соседней Восточно-Черноморской микроплитой вдоль вала

Андрусова — принадлежащие ему разломы характеризуются сбросовой кинематикой, и, по-видимому, принадлежат синрифтовому этапу [Finetti et al., 1988]. Разломная тектоника северной границы плиты также указывает на сходство со структурами пассивных окраин [Finetti et al., 1988], подтверждением чему служит интерпретация глубинного разреза вдоль профиля ГСЗ-25 [Гончар, 2009]. Контакт пассивной окраины с Западным Крымом отображается посредством проблематичного Западно-Крымского разлома (см. [Казьмин и др., 2004] и др.), существование которого не имеет достаточного обоснования. Активным звеном окраины Западно-Черноморской микроплиты является ее северо-западный угловой сегмент, где глубокопогруженное основание впадины соприкасается с внешним контуром Крымского орогена, представленным складчато-надвиговыми дислокациями кайнозойского чехла. Следовательно, нет оснований рассматривать юго-западный участок Крымской активной окраины, контактирующий с Западно-Черноморской впадиной, вне механизма локализованного инденторного давления со стороны Восточно-Черноморской впадины.

Численная модель коллизионного орогенеза в Крыму. Ранее, с позиций реологии вязкой ньютоновой жидкости исследовалась деформация Крымской литосферы как следствие мантийных течений [Смольянинова и др., 1997] и в связи с более реалистичными представлениями о влиянии аравийской коллизии [Паталаха и др., 2004]. В результате был воспроизведен масштаб вертикальных движений в Горнокрымской зоне, выделены некоторые вероятные механизмы орогенеза: поднятия нависающей плиты, аккреции и выжимания материала из зоны контакта плит [Паталаха и др., 2004]. Линейновязкая реология, однако, ограниченно применима к исследованию процессов в коре, где преобладает пластическая деформация и реализуется основной сейсмотектонический процесс. Многими работами доказана эффективность моделей с упругопластической реологией и критериями прочности, учитывающими внутреннее трение (Кулона, Дракера-Прагера), что позволяет, в частности, получать локализацию деформации как прообраз разломов [Makel, Walters, 1993; Upton, 1998; Ellis et al., 2004]. Данный подход был использован для раскрытия процессов, определяющих новейший орогенез Горного Крыма [Гончар, 2013б].

Моделирование осуществлялось методом конечных элементов для упругой (вязкоупругой) и упругопластической сред в рамках задачи о плоской деформации. Для учета вязкоупругой реакции на приложенную однократную нагрузку использовались релаксационные модули [Фадеев, 1987]. Описание пластической деформации дано на основе критерия Кулона в рамках теории пластического течения (ассоциированный закон) [Качанов, 1969], применялся метод прямого решения [Бугров, 1974]. Деформируемая коровая плита постоянной мощности принималась однородной по свойствам: модуль Юнга E=7.5·10^{10} Па, коэффициент Пуассона v=0.25, угол внутреннего трения q=30°. Вязкость принята равной 1·10^{19} пз, длительность деформирования – 6 млн. лет; при этих параметрах эффективные модули равны E'=4.1·10^{10} Па, v'=0.36.

Первоначально тестировались модели с разными параметрами, включая конфигурацию и свойства границ, направление движения и форму предполагаемого индентора, действующего со стороны Восточно-Черноморской впадины, величины его конечного смещения. В ходе экспериментирования была выработана базовая модель, удовлетворительно, в первом приближении, совпадающая с данными морфотектоники (рис. 2.71, А и Б). Сжатие в модели задано в виде смещений трех узловых точек, принадлежащих южной, изначально S-образно изогнутой, свободной фронтальной границе; величины конечного смещения между центральной и крайними точками заданы в пропорции 1:0.85. Три другие границы — с востока, севера и запада, а также западная часть южной — жестко закреплены и обозначают условия стесненности в распространении деформационных движений в разные стороны от орогена. Направление, по которому задавалось смещение, составляет с широтным отрезком границы угол 45°, т. е., условия модели отвечают косой коллизии. Смещение, после которого был достигнут удовлетворительный результат, составило 30 км. Отметим, что эта величина находится посередине предыдущих оценок синорогенных движений: 22 км — перемещение внутри Горного Крыма вдоль зоны Салгирского разлома [Гончар и др., 2005] и 40 км — смещение к северу Восточно-Черноморской микроплиты [Паталаха и др., 2003; Гончар, 2009].

Результат инденторного деформирования Скифской плиты показан в виде изолиний величин и ориентировок осей деформации максимального сжатия ε_1, соосных с направлениями главного сжимающего напряжения (рис. 2.71, Б). Граница деформируемой плиты соотнесена с контуром наиболее крутого участка континентального склона. Как видно, изолинии деформаций сжатия образуют характерную для Горного Крыма «подкову», обращенную выпуклой частью к северо-западу, а траектории осей сжатия — типичный для инденторного деформирования веерообразный узор. Последний фиксируется в Горном Крыму методами полевой тектонофизики [Saintot et al., 1999; Гинтов, Муровская, 2000; Гончар, 2003; Паталаха и др., 2003; Гинтов, 2005; Муровская, 2012; Гончар, 2013а]. Для более детального сравнения поверхности орогена и модели на рис. 2.71, В изолинии деформации наложены на схему сглаженного рельефа Горного Крыма. Контуры рельефа на уровне 100—200 м совпадают с изолиниями сжатия 0.12—0.14. Область основного подъема Крымских гор (от 800 м и выше)

оконтурена в центре орогена изолиниями с наиболее высокими величинами деформации — 0.22—0.26, тогда как на юго-западе уровень фиксируемой деформации в области высокогорья понижается до 0.18. На основании этого можно заключить, что подъем в юго-западной части Горного Крыма поддерживается другим, дополнительным к горизонтальному сжатию механизмом. Это предположение подтверждается ниже упругопластической моделью, воспроизводящей эффект экструзии юго-западной оконечности полуострова.

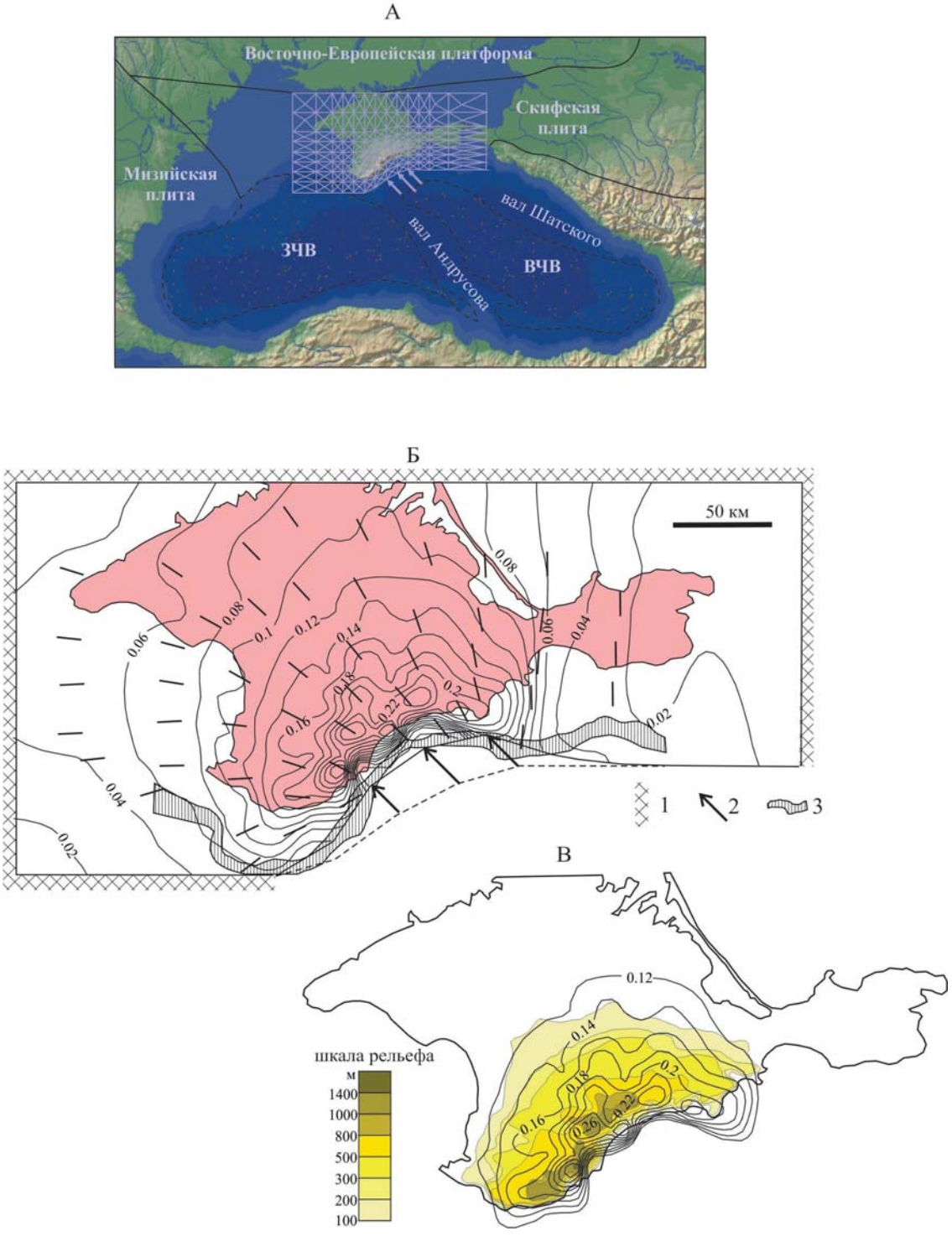


Рис. 2.71. А — схема тектонического районирования Циркум-Черноморского региона с указанием моделируемой области (покрыта сеткой треугольных элементов); Б — изолинии и оси деформации максимального сжатия Σ_1 плоской упругой модели инденторного деформирования Скифской плиты; В — сопоставление изолиний максимального сжатия с рельефом Горного Крыма. ЗЧВ и ВЧВ — Западно- и Восточно-Черноморская впадины. 1 — неподвижная граница в модели; 2 — вектор заданного конечного смещения; 3 — проекция уступа континентального склона.

Палинспастическая реконструкция. Рассмотренная плановая модель инденторного деформирования позволяет выполнить палинспастическую реконструкцию основных геологических границ и тел центральной части Горного Крыма на начало орогенеза. Для этого воспользуемся принципом жесткой привязки их контуров к элементам модели в итоговом состоянии (рис. 2.72, А). Рассматриваются северная и южная (береговая линия) границы Горного Крыма, известняковые массивы и малые интрузии, в качестве неподвижного репера взят контур современного континентального склона. Возвращение конечных элементов в исходное состояние подразумевает их поступательное движение, деформацию и вращение; аналогичным образом перемещаются, деформируются и вращаются содержащиеся в них маркеры геологических тел. В результате получаем положение горнокрымского сегмента окраины плиты в начале новейшего коллизионного орогенеза (рис. 2.72, Б). Основные известняковые массивы смещаются к юго-востоку в среднем на 20 км, при этом яйлы Ай-Петринская, Бабуган,

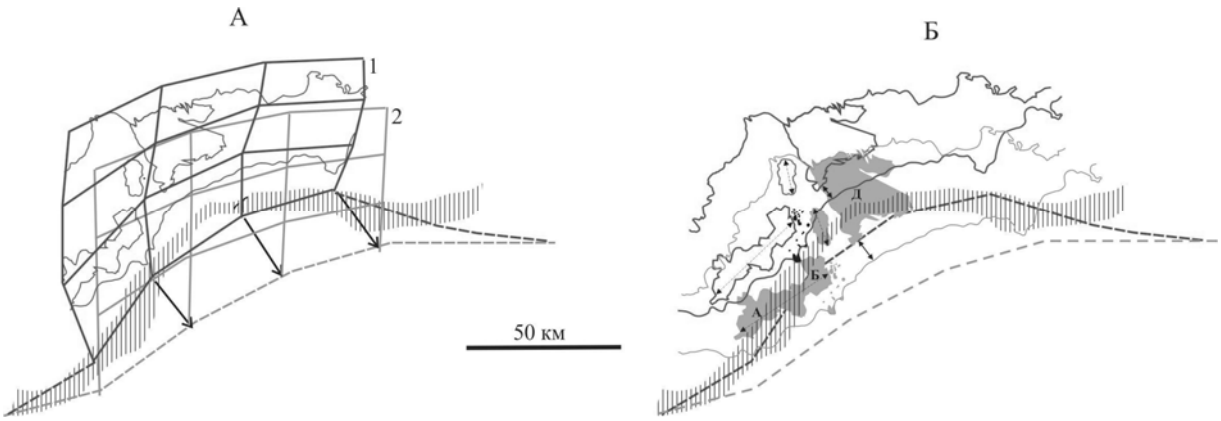


Рис. 2.72. Палинспастическая реконструкция Горного Крыма. А — деформированная (1) и исходная (2) сетки конечных элементов, с нанесенными основными современными геологическими контурами и границами (сетка разрежена); стрелки показывают выполненное смещение элементов в исходное положение; вертикальной штриховкой обозначен уступ современного континентального склона. Б — современное и исходное (в начале орогенеза) положения границ и тел; известняковые массивы (яйлы) тонированы; А — Ай-Петри, Б — Бабуган, Д — Долгоруковская; двойные стрелки обозначают простирания и размеры тел до и после перемещения.

Чатырдаг и Демерджи оказываются в зоне современного континентального склона. Как видно, взаимное их расположение при этом почти не изменилось. Массивы слегка деформировались и стали несколько бóльшими. Заметный разворот по часовой стрелке на 12º испытал массив Ай-Петри — Бабуган, на шесть градусов в обратном направлении оказался развернутым Чатырдаг. Расстояние между южной кромкой Демерджи и береговой линией увеличилось в 2 раза, что характеризует вероятную наибольшую степень сжатия в прибрежной полосе Горного Крыма. Не исчезло и даже не уменьшилось экстремально повернутое по отношению к общему простиранию положение Чатырдага. Его субмеридиональное простирание, совместно с плавным изгибом массивов Ай-Петри и Бабуган формируют ярко выраженную сигмоиду Горного Крыма [Паталаха и др., 1995], по-прежнему составляющую проблему для генетического толкования. Теперь еще более ясно, что происхождение сигмоиды следует связывать с иными, более ранними тектоническими событиями, в частности, — с приразломным вращением в обстановке растяжения [Гончар и др., 2004].

В целом, в связи с выполненной реконструкцией, можно определенно говорить о малом деформационном влиянии, которое мог оказать новейший коллизионный орогенез на структуру Горного Крыма. Обусловленное им сжатие не в состоянии затушевать более ранние парагенезисы, в первую очередь, – растяжения, о чем убедительно свидетельствуют данные, посвященной анализу напряженно-деформированного состояния пород Крыма.

Моделирование латеральной экструзии юго-западной части Горного Крыма (упругопластическое приближение). Экструзия в область «свободного» пространства — характерный элемент развития природных коллизионных орогенов, ярко выраженный, например, в случае Западной Анатолии [Hubert-Ferrari et al., 2003]. Эффект свободной границы создает располагающаяся перед фронтом орогена погруженная (суб)океаническая впадина (в нашем случае — Черноморская). Приведенный выше упругий вариант деформирования в обстановке инденторного сжатия не допускает латеральной экструзии юго-западной части плиты, даже если сделать свободной фронтальную границу, поэтому используем более реалистичное упругопластическое реологическое приближение. В заданной конфигурации южная стенка плиты свободная (рис. 2.73, А). По сравнению с предыдущей моделью уменьшено расстояние до закрепленной западной стенки, также меньшим сделан S-образный изгиб границы, к которой прикладываются деформирующие смещения, их направление оставлено без из-

менений. Конечное смещение центральной узловой точки в вершине индентора задано равным 8 км. Особенностью используемого кулоновского критерия упругопластического перехода является зависимость сдвигающего касательного напряжения от среднего нормального напряжения (давления). В модели была принята глубина протекания процесса 10 км, так что, можно полагать, что она демонстрирует горизонтальное сечение орогена на данном уровне, который предполагается оптимальным для выполнения условия свободной границы на стыке с Черноморской плитой.

Результатом пошагового расчета процесса деформирования упругопластической модели является выдвижением к югу (экструзия) западного широтного отрезка южной границы. В векторном поле смещений (рис. 2.73, А) может быть выделен экструзивный блок, характеризуемый вращательными движениями против часовой стрелки, он включает крайнюю южную часть Западного Горного Крыма и примыкающий к нему шельфовый выступ. Его восточная граница обусловлена началом зоны, свободной от внешней нагрузки (тень давления индентора). Весьма примечательным является распределение конечной эквивалентной деформации $\varepsilon_e = \sqrt{2/3}\sqrt{\varepsilon_x{}^2 + \varepsilon_{xy}^2 + \varepsilon_y{}^2}$ относительно структур орогена (рис. 2.73, Б). Максимум с ε_e=0.22, имеющий слабую вытянутость к северо-западу, располагается в южной оконечности Западного Горного Крыма, где наблюдается достаточно высокий рельеф в 800—1000 м, как было установлено — не полностью аппроксимируемый инденторной деформацией (см. рис. 2.71, В).

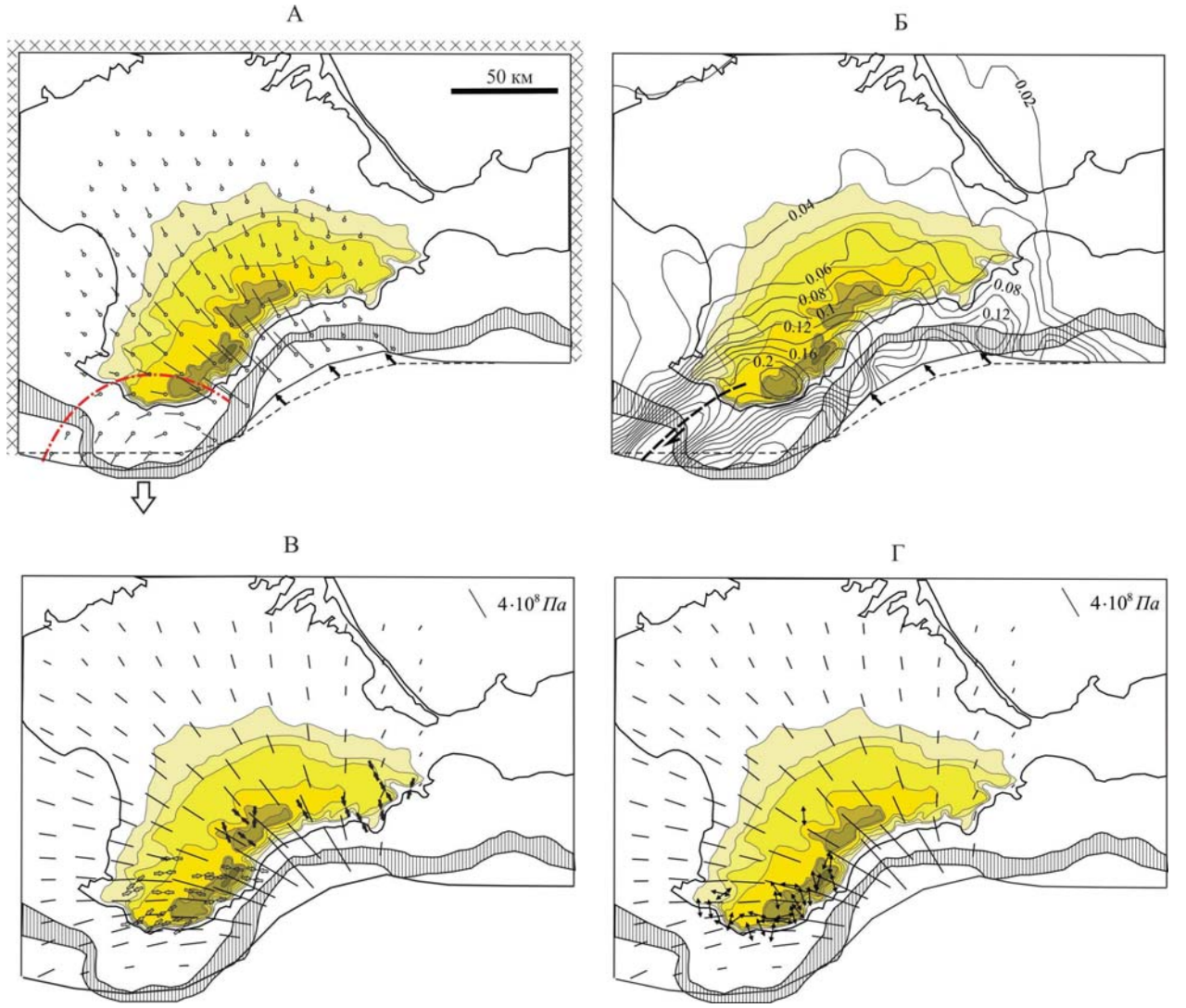


Рис. 2.73. Модель упругопластического деформирования участка плиты со свободной южной границей, демонстрирующая эффект латеральной экструзии. А — векторное поле смещений; размеры векторов увеличены в 2 раза, штрихпунктирной линией выделен экструзивный блок, белая стрелка обозначает общее южное смещение свободной границы в результате экструзии. Б — изолинии эквивалентной деформации; пунктирной линией в юго-западной части обозначен правосдвиговый разлом. В—Г — поле осей главного сжимающего напряжения модели в сравнении с реконструируемыми направлениями главных сжимающих (В) и растягивающих (Г) напряжений Горного Крыма (по [Муровская, 2012; Гончар, 2013]).

Он принадлежит пограничной зоне, где происходит соединение экструзивного блока с компрессионной частью орогена. От него в юго-западном направлении ответвляется линейная зона концентрации эквивалентной деформации, которую логично сопоставить с разломной зоной правосдвигового типа. В своей северо-восточной части она ограничивает юго-западное окончание Горного Крыма (район Балаклавы), а своим юго-западным отрезком совпадает с коленообразным изгибом уступа континентального склона, ограничивающим южный выступ прикрымского шельфа. В такой конфигурации данную зону следует трактовать как сдвиг, ограничивающий движение экструзивного блока Крымского орогена к югу. Его положение в модели контролируется расстоянием до жестко закрепленной западной стенки.

На рис. 2.73, В и Г полученные направления осей главного сжимающего напряжения (которые несущественно отличаются от направлений максимального сжатия в упругой модели (см. рис. 2.71, Б), сравниваются с реконструируемыми в пределах Горного Крыма ориентировками осей растяжения и сжатия наиболее поздних этапов деформирования. Новейшая деформация на востоке выражена субмеридиональным сжатием (рис. 2.73, В), причем направление с востока на запад в небольших углах, но отчетливо приобретает усиленный западный наклон, что соответствует тенденции модельного поля. В западной части наиболее поздними и доминирующими являются поля сдвигового (рис. 2.73, В) и сбросового (рис. 2.73, Г) типов [Муровская, 2012]; среди фиксируемых направлений выделяются такие, которые соответствуют модельному полю, в сдвиговых обстановках это — субширотное и запад-северо-западное направление сжатия. Обстановки растяжения широко проявлены в Западном Горном Крыму [Гончар, 1998; Saintot et al., 1999; Гинтов, Муровская, 2000; Гончар, 2003; Паталаха и др., 2003; Гинтов, 2005]. Регистрируются они в основном в пределах наиболее высокоподнятой части Юго-Западного Крыма (Главной гряды), где частично попадают в выделенную область экструзии южной оконечности Крыма, однако в значительном объеме выходят и за ее пределы.

Растяжение в коллизионных орогенах (на первый взгляд парадоксальное [Паталаха, Гончар, 1999]) является типичным и его никак нельзя априори относить на счет «экзогенной тектоники» [Юдин, 2011]. В Альпах, например, согласно данным о механизмах очагов землетрясений кора подвергается растяжению до глубин 20 км [Delacou et al., 2004]. Происхождение обстановок растяжения связывают с действием массовых сил, стимулируемых гравитационной неустойчивостью утолщенной коры орогена и ее подплавлением [Mallavielle, 1993; Vanderhoeghe, Teysser, 2001]. Эта точка зрения была распространена и на ситуацию в Западном Горном Крыму [Паталаха и др., 2003]. На то, что реконструируемое растяжение в нем может иметь отношение к обстановке коллизии, указывает субперпендикулярность части направлений растягивающих усилий осям сжатия модельного поля (рис. 2.73, Г). Правда, сингенетичными коллизионному процессу могут быть и ориентировки растяжения, параллельные общему направлению сжатия оргена (см., например [Delacou et al., 2004]). Латеральная экструзия также может существенно усилить растяжение орогена в тени давления индентора.

Особенности сейсмотектонической деформации и модели коллизионного деформирования коры в разрезе Крымского орогена. Проблемой, которая остается после рассмотрения плановой модели инденторного деформирования, является характер взаимодействия плит на глубине. Граница «плита—индентор» в плановой модели (рис. 2.71, 2.73) условна и используется скорее как маркер заданных смещений; она соотносится с контурами основного уступа континентального склона, деформационная природа которого вблизи Крыма остается невыясненной и, поэтому, дискуссионной [Гинтов, Муровская, 2000; Паталаха и др., 2003; Милеев и др., 2009; Юдин, 2011]. Существенную подсказку относительно характера деформационных структур на глубине предоставляет анализ пространственного распределения очагов сейсмичности. Предшествующие исследования показали [Гончар, 2003; Паталаха и др., 2003], что Крымская сейсмофокальная зона (СФЗ) в самом общем виде — с учетом пространственно-временной динамики сейсмичности и в соотношений с морфотектоникой склона — может быть разделена на Центральную и Западную подзоны. Первая примыкает к структурам Восточного и Центрального Горного Крыма (до мыса Аюдаг). Ширина континентального склона (расстояние между изобатами 200 и 1000 м) здесь минимальна, а гипоцентры концентрируются непосредственно под континентальным склоном, а также выдвинуты под горное сооружение. Западная подзона отмечена смещением проекции континентального склона и основной массы эпицентров к югу. В приводимой ниже интерпретации распределения очагов землетрясений подчеркиваются наиболее очевидные и характерные черты структуры Крымской СФЗ, при этом автор не настаивает на первоначальной трактовке некоторых трендов очагов во внутренней части орогена, воспринимавшихся как проявление тектоники растяжения [Гончар, 2003; Паталаха и др., 2003].

Интерпретация сейсмичности. Построенные по данным Сейсмологических бюллетеней Украины (1986—2008 гг.) объемные разрезы пространственно дифференцируют поле сейсмичности Центральной и Западной подзон (рис. 2.74, Б), демонстрируя, наряду с различиями в локализации очагов и очаговых зон, общую для них тенденцию воздымания в направлении горного сооружения. На сводном разрезе «облако» гипоцентров создает клин, сужающийся и вытягивающийся вверх под оро-

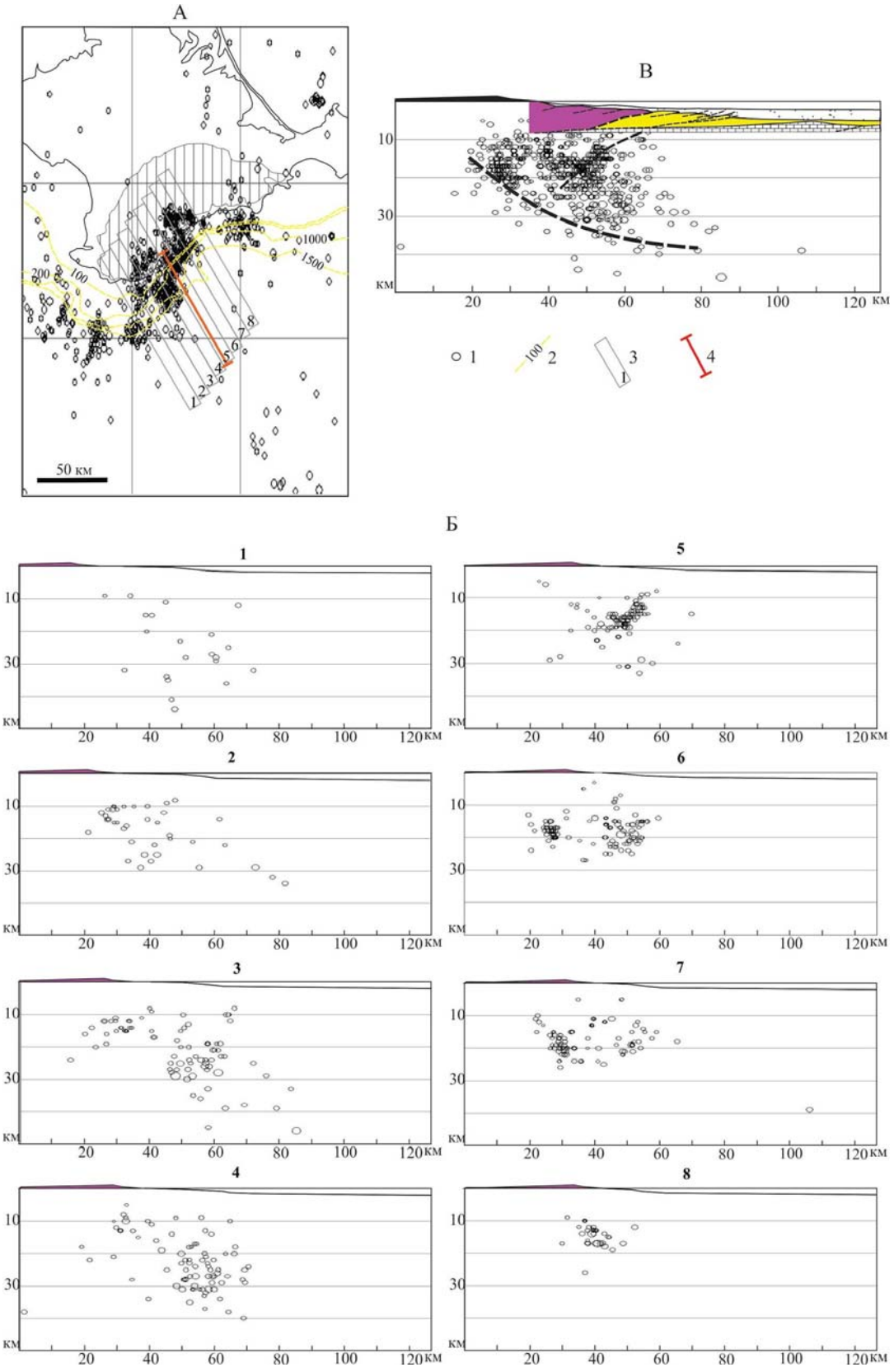


Рис. 2.74. Строение сейсмофокальной зоны Крыма. А — плановое распределение эпицентров землетрясений (1986—2008 гг.) (по данным [Сейсмологический.., 1986—2010]); вертикальной штриховкой покрыта область с рельефом, превышающим 200 м. 1 — эпицентры очагов землетрясений; 2 — изобаты в районе континентального склона; 3 — направление и объем сейсмотектонических разрезов; 4 – местоположение разреза, показанного на врезке к рис. 2.70, В. Б — сейсмотектонические разрезы СФЗ Крыма. В — сводный объемный сейсмотектонический разрез с элементами интерпретации, на врезке показан разрез подводной части Крымского орогена (по [Терехов, Шимкус, 1989]).

ген (рис. 2.74, В). Восточная подзона СФЗ обладает другой яркой отличительной особенностью — на ее разрезах (№№ 5—8) выделяются линейно вытянутые зоны концентрации гипоцентров, которые вполне естественно интерпретировать как основные коровые разломы. Таких зон две, их падение противоположное и направлено под южный склон орогена, в связи с чем эти гипотетические разломы могут быть классифицированы как про- и ретронадвиги, характерные для коллизионной обстановки (см., например [Ellis, 1996]. Тип разлома определяется по направлению субдукции: пронадвиг синкинематичен движениям в зоне субдукции, ретронадвиг — противоположен (антитетичен).

Трактовка зон концентрации сейсмичности как функционирующих разломов усиливается тем, что временной режим проявления толчков в их пределах выявляется квазипериодическим [Паталаха и др., 2003], близким режиму «stick-slip» — периодическому скольжению вдоль разломной поверхности [Byerlee, Brace, 1968]. Если обратиться к структурам верхней коры и чехла в пределах краевого прогиба Сорокина, показанным на врезке к рис. 2.74, В, то видно, что крайний из присущих им моновергентных пологих надвигов (образующих типичный узор аккреционной призмы), может быть продолжением выделяемого корового пронадвига орогена, если допустить, что последний выполаживается кверху. В Западной подзоне (разрезы 1—4) распределение очагов на разрезах в целом хаотично и можно говорить о преобладающей в этой части СФЗ рассеянной сейсмичности, связанной, надо полагать, не с локализацией пластической деформации, а с триггерным возбуждением напряженной среды, близкой к пределу прочности.

Модели локализации сейсмотектонической деформации. Численное моделирование выполнено в рамках упругопластической реологии и базируется на геодинамической схеме, показанной на рис. 2.75, А. Исследовалась деформация коры на стыке Черноморской субокеанической и Скифской континентальной литосферных плит в условиях их конвергенции. Соответственно, сопутствующие эффекты синколлизионного растяжения и подъема коромантийного материала [Ентин и др., 2010] в Западном Горном Крыму, направляемые латеральной экструзией и гравитационной неустойчивостью орогенической литосферы, здесь не учитываются, но их участие обсуждается ниже.

В природе граница между подошвой коллизионно-аккреционного орогена и отслаивающейся и субдуцирующей литосферной мантией имеет средний угол наклона 2—4° [Davis et al., 1983; Lallemand et al., 1994]. Наклон приобретается вследствие изгиба погружающейся плиты и изостатической компенсации веса растущего орогена. Для одной из моделей был принят наклон основания фронтальной части 3.5°, в остальных использовалось приближение горизонтальной подошвы. Нагрузка задавалось в виде тангенциальных смещений подошвы коры, обеспечиваемых сцеплением с субдуцирующей мантийной частью литосферы, а также горизонтального смещения тыловой части коровой пластины в случае, когда сцеплением в подошве можно пренебречь. Точки основания в модели правее S закреплены, также как и правая боковая стенка. В ходе исследований производилось сравнение получаемых полей деформаций с теми особенностями распределения сейсмичности, которые видны на сейсмотектонических разрезах (рис. 2.74, Б).

Для воспроизведения полос локализации первоначально тестировалась ситуация, в которой подошва орогена имеет наклон 3.5° в направлении поддвига мантийной литосферы (рис. 2.75, Б). В этом случае, при величине смещения 1 км достаточно заметно развивается зона локализации деформации, которую можно связать с ретронадвигом, средний угол наклона которого составляет 40º. Сопряженный с ним пронадвиг при этом не формируется — его зона, по-видимому, сливается с зоной концентрации деформации вдоль наклонной подошвы. Это влияние наклона поверхности смещения подтверждается следующей моделью, в которой задана горизонтальная поверхность поддвига (рис. 2.75, В). Тогда обособляются две линейные, сопряженные над точкой S, зоны локализации пластической деформации, падающие в противоположных направлениях. Зона пронадвига пологая (20°), ретронадвига — более крутая (45°). На сейсмотектонических разрезах Восточной подзоны (рис. 2.74, Б) линейные зоны концентрации гипоцентров достаточно крутые (40—50°), к тому же они приподняты до уровня 25 км и разведены пространственно, поэтому, модель требует дальнейшей корректировки.

Пологий наклон фронтальной зоны локализации пронадвига диктуется достаточно значительным наклоном осей сжатия поля напряжений вблизи подошвы, к которой приложены сдвигающие усилия. Если добиться условий близгоризонтального сжатия, возникающая зона локализации деформации примет более крутой наклон. Примем гипотезу маловязкого детачмента (ослабленного слоя) в основании двигающейся в направлении континента коровой пластины (рис. 2.75, Г). Будем считать, что в этом случае она кинематически независима от погружающейся мантийной литосферы, основное деформирующее влияние которой берет на себя ослабленный слой. Появление детачмента может быть связано с вещественно-тектонической проработкой зон локализации деформации в подошве по мере развития конвергенции; его восстающий в направлении орогена отрезок соотносится с прорастающим ретронадвигом. Деформация в зоне детачмента осуществляется за счет асейсмического скольжения. Как показывает расчет, горизонтальное смещение тыловой части коровой пластины на 3 км приводит, с одной стороны, к проявлению ожидаемого поля субгоризонтального сжатия выше

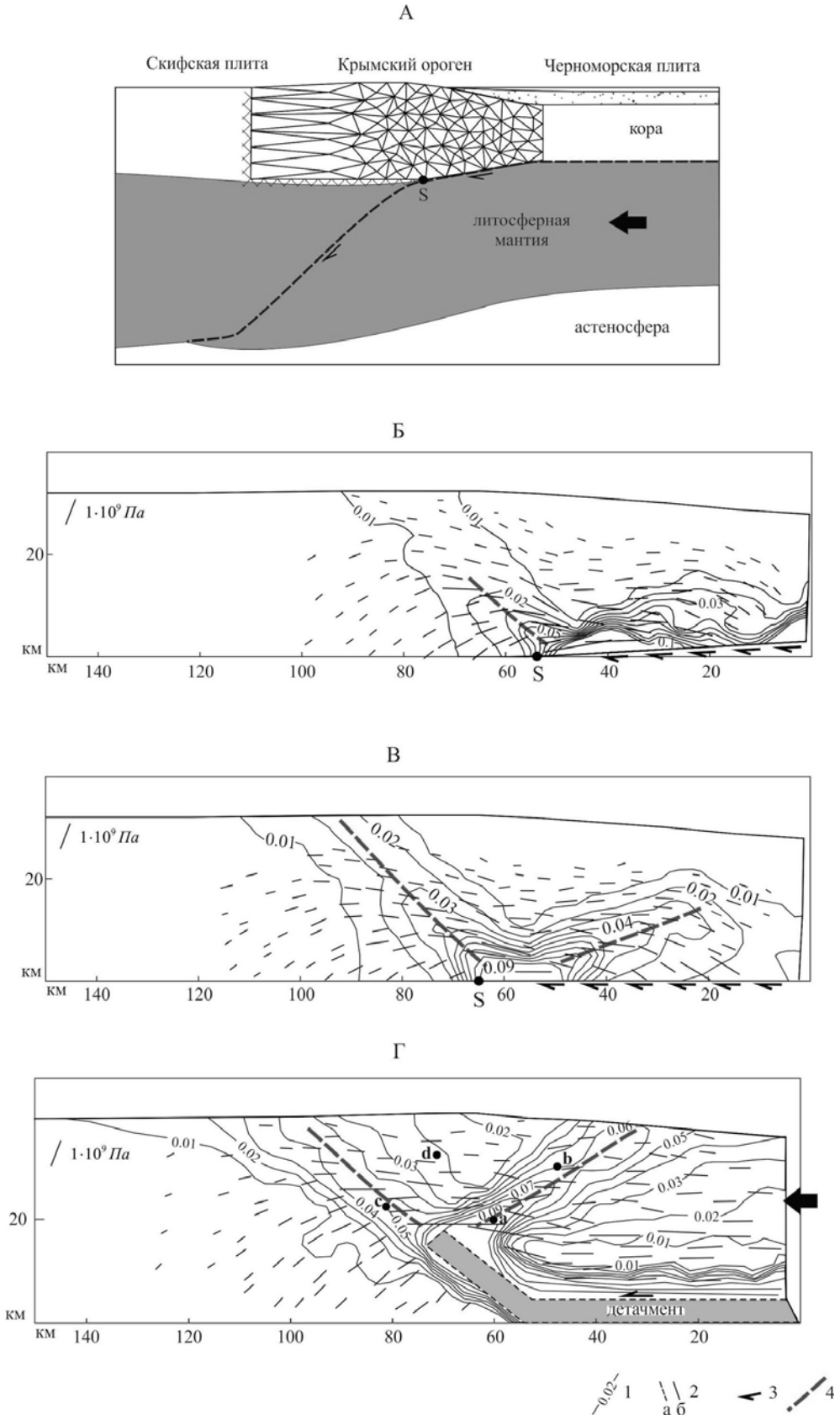


Рис. 2.75. А — геодинамическая схема, показывающая предполагаемые условия формирования Крымского орогена в разрезе литосферы (сеткой конечных элементов покрыт моделируемый участок). Б и В — модели упругопластической деформации коры в условиях субдукции литосферной мантии; показаны изолинии эквивалентной деформации и оси главных напряжений сжатия при наклонном (Б) и горизонтальном (В) положении подошвы; пунктирными линиями обозначены зарождающиеся разломы. Г — модель деформации в условиях надвигании коровой пластины, имеющей маловязкий детачмент в основании.

детачмента, с другой — к перераспределению локализованной пластической деформации таким образом, что последняя смещается к верхушке ослабленного слоя. Вблизи нее формируются две ортогональные «разломные» зоны: одна продолжает направление прорастания ретронадвига, вторая — с углом наклона 30° — формирует пронадвиг и направлена в сторону континентального склона.

С переходом к модели независимого от субстрата движения коровой пластины (модели надвига/рампа), меняется полярность возникающих разломов и терминология: разлом, наращивающий бывший ретронадвиг теперь является фронтальным надвигом, обеспечивающим направленное движение пластины (фактически — обдукцию субокеанической коры). Перпендикулярный ему разлом, совпадающий с направлением субдукции (бывший пронадвиг), теперь приобретает характер тылового надвига, противостоящего движению пластины. Последний, судя по величинам конечной деформации, имеет опережающее (примерно двукратное) развитие. Эти зоны, по расположению и относительной интенсивности, подобны зонам концентрации очагов сейсмичности, которые притягивают максимальное количество землетрясений в Восточной подзоне СФЗ (рис. 2.74, Б, разрезы 5—8).

Таким образом, сейсмичность Крымского орогена обнаруживает два характерных элемента проявления коровой деформации: 1) совокупность гипоцентров на разрезах создает картину восстающей сейсмофокальной зоны; 2) очаги землетрясений группируются в сопряженные полосы, что может отражать функционирование коровых разломов взбросо-надвигового типа. Такая конфигурация в общем вписывается в модель коллизии, ключевым элементом которой является расслаивание в точке S движущейся в направлении кратона плиты на нижнюю (мантийную) и верхнюю (преимущественно коровую) пластины [Ellis, 1996; Vanderhaeghe et al., 2003]. Результирующей должна быть обстановка надвигания пластины на жесткий упор (рамп), когда деформация концентрируется в пластине в области ее излома. Характерный для Крымской СФЗ подъем и сужение сейсмического «облака» в направлении континента (рис. 2.74, Б) — свидетельство в пользу данного механизма. Если бы черноморская литосфера субдуцировала вместе с корой, следовало бы ожидать формирования погружающейся вниз сейсмофокальной зоны вследствие противоположного по направлению излома плиты, как это имеет место в хорошо известных обстановках субдукции океанической литосферы. Развитие инициальной обдукции коры субокеанической Восточно-Черноморской впадины было аргументировано нами ранее на основе сейсмотомографических данных [Гончар и др., 2007; Гончар, 2009]. Точка зрения на ороген Горного Крыма как обдукционный первоначально высказывалась Ю.В. Казанцевым [Казанцев, 1982].

На этом фоне разделение СФЗ на Восточную и Западную подзоны имеет принципиальное значение и может трактоваться как свидетельство смены механизмов тектогенеза. Переход между ними приходится на участок склона между Ялтой и мысом Аюдаг. Но это — то же самое место, к которому приурочена граница между экструзивным и компрессионным блоками модели (рис. 2.71, А). Локализованная сейсмичность Восточной подзоны воспроизводится в рамках рамп-обдукционного механизма, сейсмичности Западной подзоны в значительной мере может отвечать ситуация ограниченного поддвига несущей мантийной литосферы Черноморской впадины, при которой в коре орогена развивается в основном плоскость фронтального надвига (ретронадвига — относительно направления субдукции). Проявление экструзии следует связывать с верхним этажем коллизионного орогена.

Моделирование латеральной экструзии коры орогена в разрезе. Меридиональный сейсмический разрез I на рис. 2.76, А и Б отбивает западное окончание Центральной подзоны сейсмофокальной зоны Крыма; разрезы II—V, ориентированные в направлении ЮЮЗ – ССВ, представляют интересующую нас Западную подзону. В ее пределах очаги под горным сооружением отсутствуют, а сейсмическая активность регистрируется во фронтальной части орогена, где гипоцентры проецируются в область подножия континентального склона. На разрезе II, представляющем восточный фланг Западной подзоны, хорошо видно расхождение между очагами под горным сооружением Центральной подзоны, наиболее мелкофокусными (10—25 км), и гипоцентрами во фронте орогена, вытянутыми в виде полосы, падающей под ороген на глубинах от 18 до 35 км. Эта конфигурация позволяет использовать для тектонической интерпретации передовой группы очагов приближение фронтального корового разлома, связанного с надвиганием орогена на впадину. То же можно сказать и в отношении следующего к северо-западу разреза III. Далее ситуация меняется и два последующих разреза (IV и V) не показывают вытянутого погружающего тренда, гипоцентры на них более-менее равномерно распределены вдоль простирания разрезов; это может указывать на обстаноку горизонтального сдвигания в вертикальной плоскости. Исходя из комплекса предпосылок и моделирования (см. выше, рис. 2.71, Б), действующим здесь можно полагать правосдвиговое деформирование, ограничивающее латеральную экструзию юго-западной части Крыма, включающей шельфовый выступ. На суммарном разрезе, учитывающем элементы глубинного строения [Молодые платформы…, 1994] (рис. 2.76, В), группа очагов предполагаемого фронтального надвига остается в пределах коры орогена и не доходит до границы с мантией, расположенной на несколько км ниже, что говорит против идеи квазисубдукции мантийной литосферы на этом участке активной окраины.

Для решения поставленной задачи привлекается уже использовавшийся постулат о реологической расслоенности коры орогена. По геофизическим данным мощность коры под Горным Крымом достигает 50 км [Молодые платформы…, 1994]; при этом, максимальные глубины гипоцентров землетрясений под ним составляют 30 км, на границе с Черноморской впадиной — опускаются до 40 км (рис. 2.76, В). Ясно, что в нижней асейсмической части коры деформация протекает в условиях криповых течений, тогда как в верхней сейсмогенной части коры — хрупких (упругопластических) дислокаций.

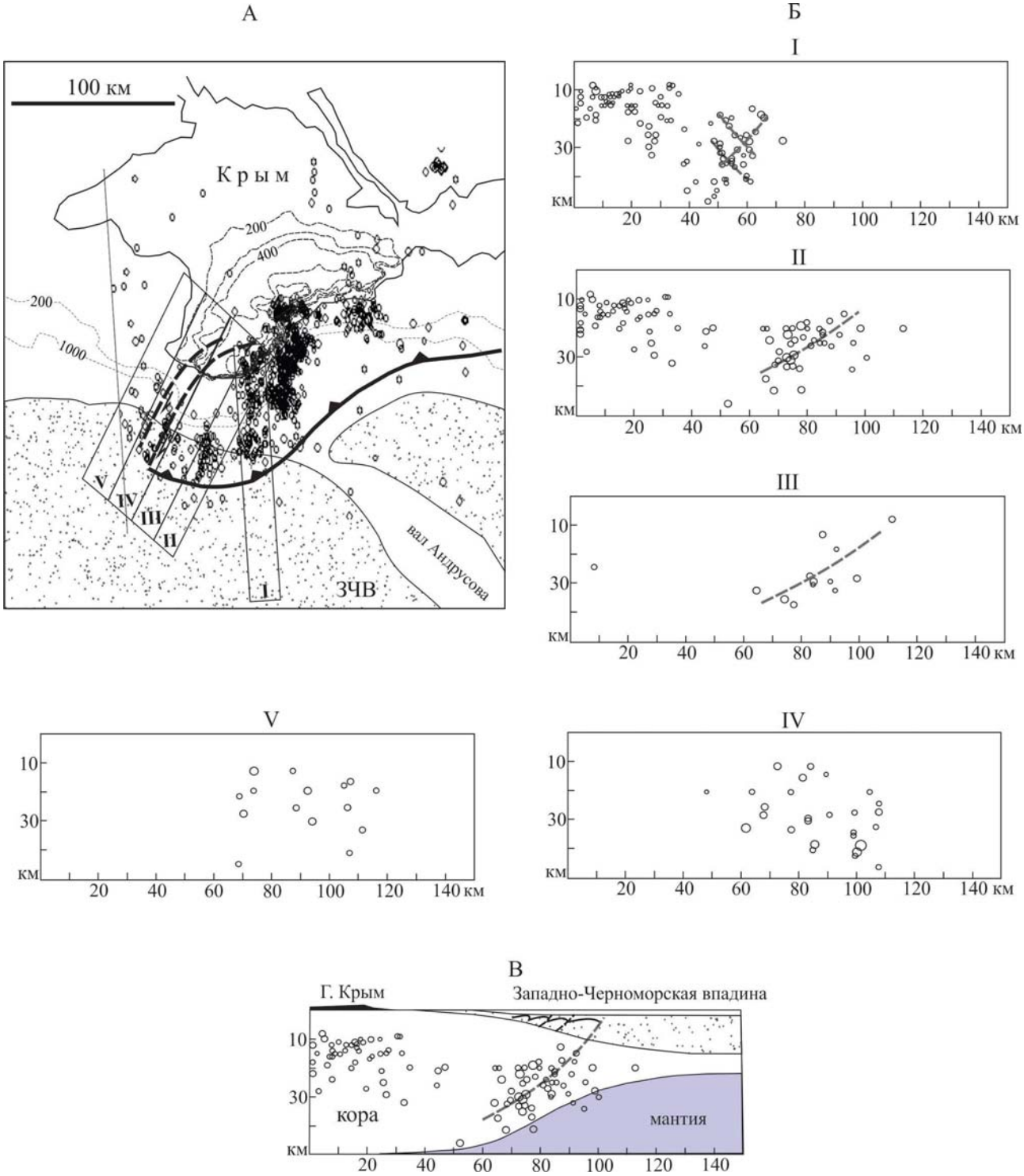


Рис. 2.76. Сейсмотектоника юго-западного блока Горного Крыма. А — распределение эпицентров землетрясений (1986—2008 гг.) с элементами новейшего тектогенеза Черноморской активной окраины; показаны направления и объем сейсмических разрезов (I—V), ЗЧВ — Западно-Черноморская впадина); Б — разрезы Центральной (I) и Западной (II—V) подзон сейсмофокальной зоны Крыма. В — сводный сейсмотектонический разрез (II+III) с элементами глубинного строения.

Причина реологического расслоения орогена связана с общей природой хрупко-вязкого перехода в литосфере, когда уровень предельных напряжений разломообразования на глубине превышает дифференциальные напряжения крипового течения [Лобковский, 1988]. Коллизионная обстановка усиливает эту тенденцию: погружение пород нижней коры при сжатии приводит к их разогреву и, как следствие, падению вязкости [Vanderhaeghe et al., 2003]. Поэтому процесс сейсмотектонического деформирования Крыма будем рассматривать на основе реологической схемы, предусматривающей верхнюю упругопластическую плиту и нижнюю маловязкую подушку (рис. 2.77, А). Модель включает ослабленный слой коры и чехол осадочного бассейна, чьи мощности выклиниваются в противоположных направлениях (рис. 2.77, Б); нагрузка задана в виде тылового сжатия упругопластической плиты. Без внимания здесь остается деформация, связанная с поддвигом мантийной части литосферы Восточно-Черноморской микроплиты, как предполагается, она не оказывает влияния на динамику экструзивного блока.

В процессе расчетов исследовались эффекты передачи деформации за счет ослабленного слоя, и ее концентрации вследствие искривления поверхности коры. Установлено, что при заданной конфигурации модели и принятых параметрах, в условиях тылового сжатия (смещение границы — 4 км) воспроизводится требуемое дискретное распределение эквивалентной деформации (рис. 2.77, В). Сложный максимум образуется в тылу плиты, где обособляются восстающая и нисходящая ветви концентрации деформаций. Эквивалентная деформация здесь достигает максимальных для верхней коры величин 0.08—0.11. Тыловой максимум обособлен от другого, горизонтально вытянутого максимума, приуроченного к зоне скольжения в кровле ослабленного слоя. Правее него располагается обширный относительный минимум ε_e=0.04, охватывающий часть коры под шельфовым выступом и континентальным склоном. Далее справа располагается важная в контексте поставленной задачи наклонная линейная зона локализации деформации с усилением до 0.06, протягивающаяся от места выклинивания зоны горизонтального скольжения до места перегиба континентального склона в основании осадочной призмы. Этот вытянутый максимум представляет из себя прообраз коровой надвиговой зоны на границе орогена и впадины. Он, с небольшим уменьшением интенсивности, переходит в область чехла, чем обосновывается возможность продолжения надвига коры в виде фронтального надвига складчатой зоны чехла.

Появление наклонной зоны локализации на удалении от места приложения нагрузки вызвано совместным эффектом маловязкого детачмента и перегиба фундамента под осадочным чехлом. Об этом говорят результаты экспериментов с поочередным устранением одного из агентов локализации деформации (рис. 2.77, Г и Д). В отсутствие осадочного бассейна (замещении его корой) воспроизводится максимум в тылу, который становится более расплывчатым; локализация же деформации над местом выклинивания ослабленного слоя находится в зародышевом состоянии и только обозначает потенциал развития корового надвига. Здесь ясно, что роль изгиба поверхности коры под осадочным бассейном заключается в понижении интегральной прочности ее сечения. Исключение маловязкого детачмента при сохранении бассейна приводит к обособлению резко выраженной зоны локализации типа надвига, восстающей из низов области приложения нагрузки в направлении континентального склона, что также не согласуется с характером распределения сейсмотектонической деформации.

Соотношение зон локализации деформации в основной модели и мест концентрации очагов землетрясений экструзивного блока показано на рис. 2.77, Е. Сейсмичность непосредственно под горным сооружением и, частично, под шельфовым выступом, совмещается с тыловой зоной максимумов деформации в модели; при этом видно, что только верхняя ветвь зоны совпадает с трендом коровых гипоцентров. В таком представлении тыловая сейсмичность должна быть связана непосредственно с нагрузкой, приложенной к краю континентальной плиты — т. е., с действием индентора. Сейсмичность фронтальной части укладывается в наклонную, транскоровую полосу локализации деформации с $\varepsilon_e > 0.5$, трактуемую как проявление корового надвига на границе орогена и впадины.

Обсуждение. Региональные геофизические аномалии в контексте коллизионной обстановки. Две яркие геофизические аномалии сочетаются с Крымским орогеном (рис. 2.78, А): изолированный гравитационный максимум в Западном Горном Крыму [Бурьянов и др., 1998]), и магнитный максимум у побережья в районе Алушты, принадлежащий протяженной Алуштинско-Батумской зоне магнитных аномалий [Старостенко и др, 1987; Шрейдер и др., 2007]. Геофизическая изученность и уровень понимания природы этих аномалий различны. Менее загадочная гравитационная аномалия Западного Горного Крыма, по мнению В. В. Гордиенко, В. Н. Стадниченко, В. Б. Бурьянова, И. Б. Макаренко и др. [Молодые платформы.., 1994; Бурьянов и др., 1998], отражает присутствие в коре на уровне 5—25 км магматического плутона базит-гипербазитового состава, генетически связанного с формированием Черноморской субокеанической впадины.

В исследовании [Ентин и др., 2010] подтверждены в целом выводы предшествующих работ, кроме того, показано, что в создании гравитационного эффекта участвуют не столько мантийные магматические породы, сколько общий подъем материала нижней коры и фундамента.

Авторы пришли к выводу о двух этапах внедрения коромантийного диапира: позднемеловом-палеоценовом, связанным с раскрытием Черноморской впадины, и олигоцен-четвертичном, обусловленным процессами конвергенции.

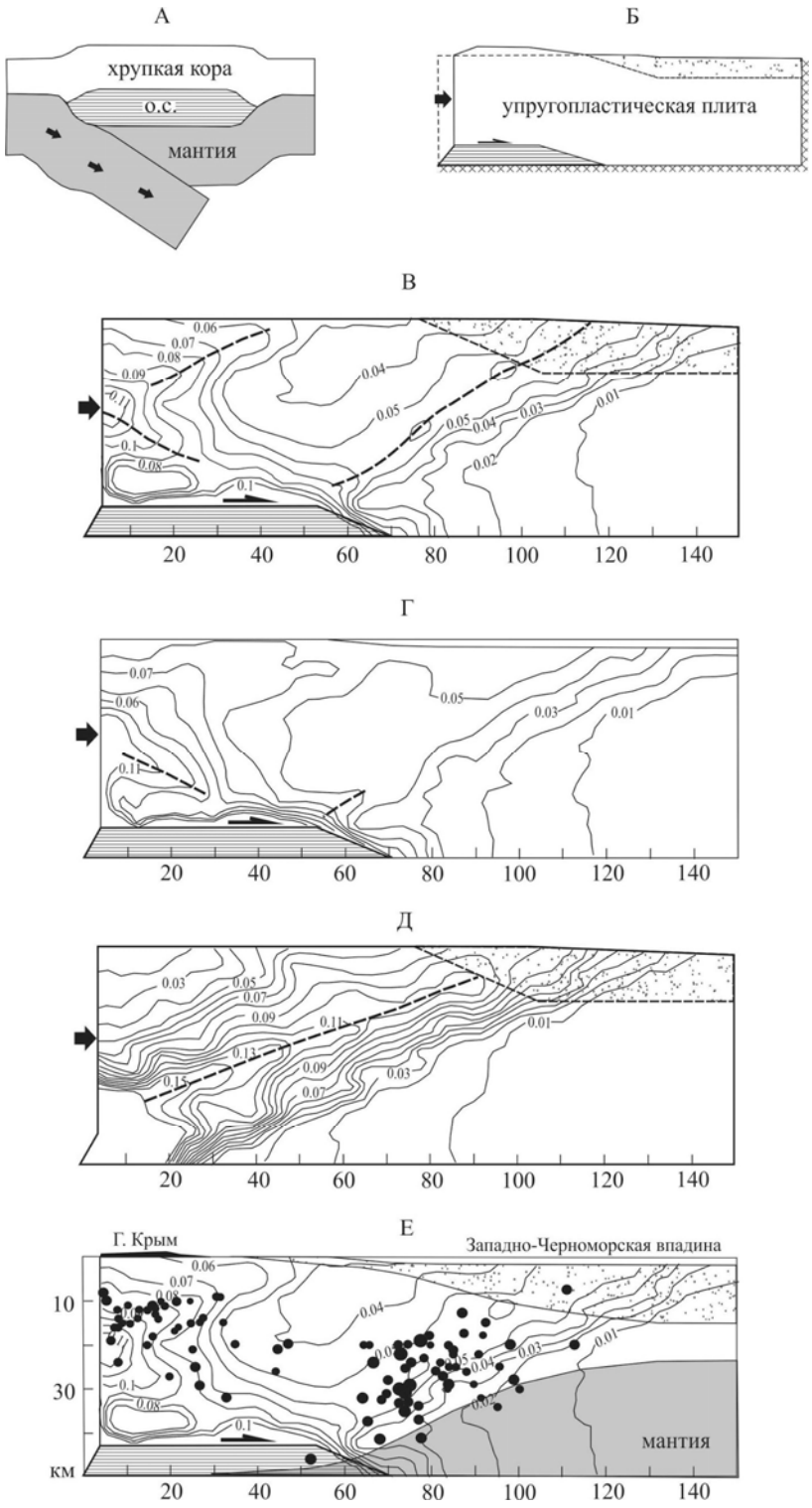


Рис. 2.77. Численная модель деформирования коры экструзивного блока Горного Крыма. А — двухкомпонентная реологическая схема коллизионного орогена (по [Vanderhaeghe et al., 2003]); о.с. — ослабленный слой. Б — схема строения расчетной модели; стрелкой показано смещение боковой границы, заштрихованная оторочка — неподвижные границы. В—Д — изолинии эквивалентной деформации при смещении тыловой границы на 4 км при наличии ослабленной «подушки» и осадочного чехла — базовая модель (В), только ослабленной «подушки» (Г) и только чехла (Д); штриховыми линиями обозначены зоны локализации деформации. Е — сопоставление деформаций в базовой модели с распределением гипоцентров землетрясений вдоль сейсмопрофилей II и III (рис. 2.70).

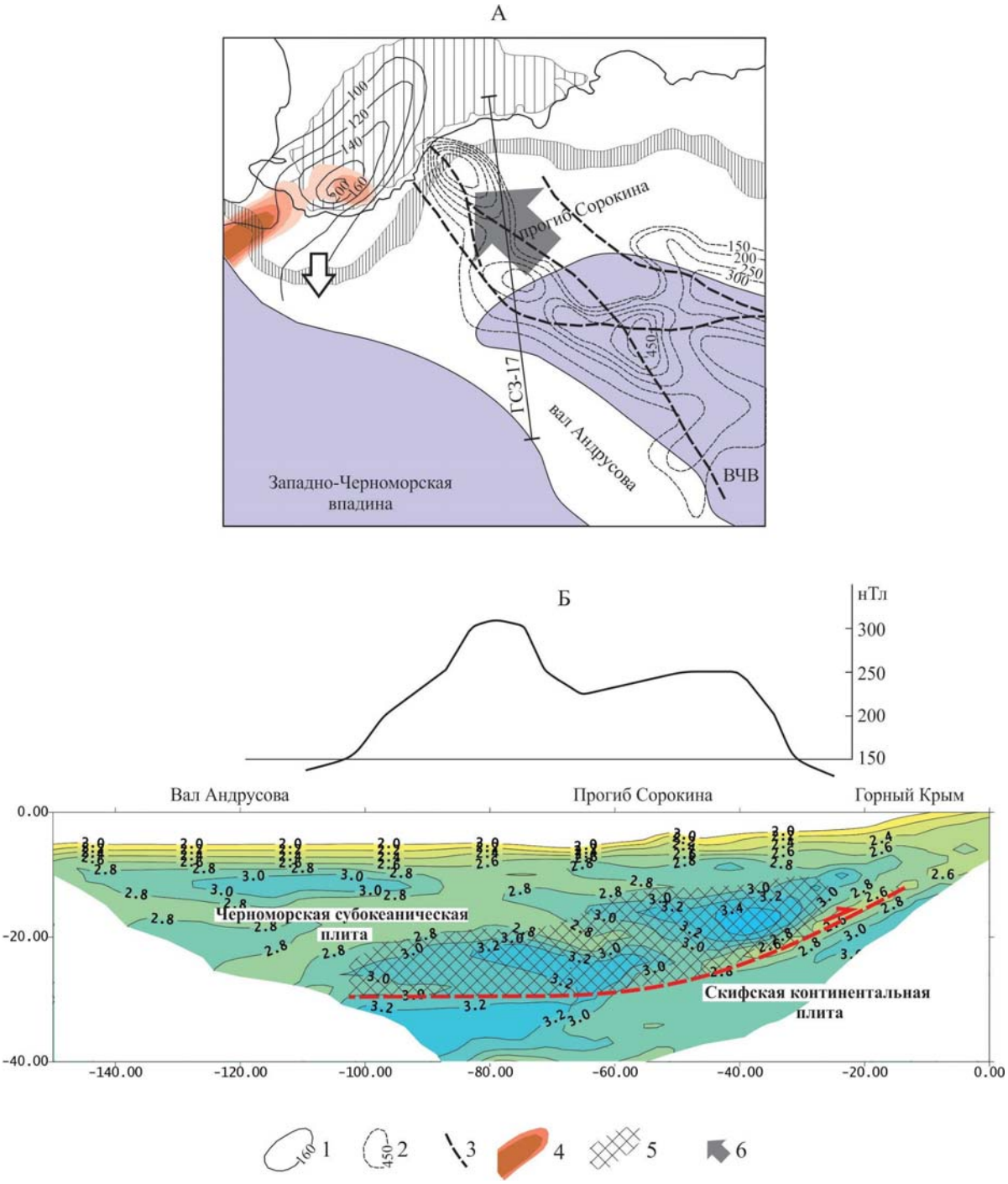


Рис. 2.78. А — Расположение основных геофизических аномалий относительно Крымского орогена в совокупности с элементами тектоники; Б – плотностной разрез вдоль профиля ГСЗ-17 с элементами интерпретации [Гончар и др., 2007; Гончар, 2009] и профиль магнитной аномалии над ним. 1—2 — изолинии: Западно-Крымской гравитационной аномалии (1), мГал (по [Бурьянов и др., 2008]) и Алуштинско-Батумской зоны магнитных аномалий (2), нТл; 3 — разломы, связанные с развитием Алуштинско-Батумской зоны (по [Мейснер, 2009]), 4 — изолинии эквивалентной деформации экструзивного блока в модели (см. рис. 2.71, Б); 5 — предполагаемая область развития серпентинизированных гипербазитовых тел на разрезе; 6 — движение предполагаемого Алуштинско-Батумского индентора.

Локальный максимум гравитационной аномалии (160—200 мГал), фиксируемый в крайней южной части полуострова (рис. 2.78, А, по [Бурьянов и др., 1998]), практически совпадает с максимумом деформаций в упругопластической модели, который, в свою очередь, обозначает тыловую зону экструзивного блока Горного Крыма. Такое совпадение не кажется случайным в контексте моделируемой коллизионной обстановки: выдвижение экструзивного блока к югу может сопровождаться компенсирующим подъемом глубинных пород в тылу, сопровождающимся растяжением. Область растяжения,

простирающаяся на север от Главной гряды во внутренние районы орогена, где его присутствие фиксируется данными спутниковой съемки [Saintot et al., 1999], могло обеспечивать умеренный компенсирующий подъем нижнекорового материала, создающего северное продолжение гравитационной аномалии. Идея о вероятном влиянии коллизионной обстановки на подъем нижнекорового диапира-протрузии, высказывалась нами ранее [Паталаха и др., 2003] и была поддержана в работе [Ентин и др., 2010]. Сейчас представлены дополнительные аргументы в ее пользу.

Алуштинско-Батумская зона магнитных аномалий до настоящего времени не получила однозначной трактовки. Рассматриваются следующие основные варианты ее интерпретации [Осипов и др., 1977; Шрейдер и др., 1997; Мейснер, 2009]: 1) среднеюрская островная вулканическая дуга; 2) вулканический пояс, связанный с континентальным рифтогенезом; 3) базальты зоны квазиспрединга Восточно-Черноморской впадины. При всем различии предлагаемых обстановок объединяет их то, что в основании коры ими предусматриваются большие объемы магматических пород. Вблизи Горного Крыма для Алуштинского максимума методом площадного моделирования определено положение аномалеобразующего тела мощностью 18 км, кровля которого залегает на глубине 9 км [Старостенко и др., 1987], соответственно подошва должна залегать на уровне 27 км. Сравним этот результат с информацией, которую предоставляет плотностная сейсмотомографическая модель вдоль профиля ГСЗ-17, рассматривавшаяся нами ранее [Гончар и др., 2007; Гончар, 2009]. На разрезе в северной его половине выделяются мощные высокоплотные тела в интервале глубин 10—40 км. Показан также листрический надвиг, по которому эти тела, как предполагается, надвигаются на окраину Скифской плиты. Горизонтальный участок надвига проводится на глубине порядка 25—30 км, пики магнитной аномалии располагаются как раз над выделяемыми на глубине высокоплотными телами. Таким образом, положение этих тел на разрезе близко к границам аномалии на поверхности и не противоречит контурам аномалеобразующего тела в геофизической модели [Геология шельфа.., 1987]. Можно полагать, что образования с высокой плотностью на глубине принадлежат базит-гипербазитовому основанию рифтогенного вулканического пояса, с которым связывают природу Алуштинско-Батумской аномальной зоны [Осипов и др., 1977; Мейснер, 2009]. В работе [Мейснер, 2009], в пределах зоны выделена серия ветвящихся разломов северо-западного простирания, проявление которых связывается с процессами заложения зоны как рифта и последующей неотектонической активизации (рис. 2.78, А). Основным из них является разлом, следующий вдоль юго-восточного склона вала Шатского. К южному побережью Крыма подходят два разлома — в районе мыса Аюдаг и Алушты. Сопоставляя положение разломов, ширину и направление Алуштинско-Батумской зоны вблизи берегов Крыма с размерами и направлением движения индентора в модели (рис. 2.71), нельзя не прийти к выводу об их совпадении. Тогда логично допустить, что вытянутый Алуштинско-Батумский блок земной коры представляет собой индентор, движение которого к северо-западу деформирует край Скифской плиты, создавая в нем подковообразное орогенное поднятие Горного Крыма.

Причиной проявления в мозаике микроплит Циркум-Черноморского региона смещений с север-северо-западными направлениями является давление Аравийской литосферной плиты [Паталаха и др., 2003; Паталаха и др., 2006]; условия же для опережающего латерального перемещения Алуштинско-Батумского индентора следует искать в особенностях строения его корового основания. По-видимому (и здесь учитываются результаты проведенного моделирования), необходимо допустить наличие в его основании пород с низкой прочностью (детачмента), обеспечивающих слабое сцепление коровой плиты с мантией на общем фоне высокого такого сцепления. С точки зрения состава наиболее вероятными породами низов коры с низкой прочностью являются серпентиниты. Значение последних в формировании реологической расслоенности океанической литосферы, облегчающей внутриплитные надвиго-покровные деформации, подчеркивалась ранее в рамках концепции двухъярусной тектоники плит [Лобковский и др., 1986; Лобковский, 1988]. Принятие гипотезы серпентинитового детачмента позволяет снять противоречие между базит-гипербазитовым основанием зоны магнитных аномалий и отсутствием над ней соответствующих аномалий силы тяжести [Старостенко и др., 1987]: снижение плотности за счет серпентинизации перидотита может быть той причиной, по которой магнитные аномалии не сопровождаются гравитационными. Известен также эффект усиления магнитной восприимчивости пород, который несет с собой замещение перидотита серпентинитом [Лобковский и др., 1986; Скрипченко, Пруцкий, 2003]. Можно, поэтому, допустить, что скопление серпентинитовых пород в основании Алуштинско-Батумской зоны, а также внедрение их вверх по разломам, в первую очередь способствовало формированию аномальной намагниченности. В процессе «серпентинизация — ослабление прочности» существует обратная связь, так как серпентинизацию связывают с возможностью циркуляции воды, проникновения ее по трещинам на глубину или подъема из ювенильных источников [Лобковский и др., 1986]. Деформация серпентинизированного перидотита способствует его охрупчиванию, вследствие чего раскрываются локальные трещины и происходит дегидратация [Ismail, Marrell, 1976], что, в свою очередь, облегчает процесс дальнейшей серпен-

тинизации. Вероятно, первопричиной формирования Алуштинско-Батумской зоны как индентора послужило исходное присутствие серпентинита в основании коры, способствовавшее облегченному скольжению коровой плиты, что создала неравномерное поле скоростей в начале аравийской коллизии. Вследствие этого вектор наибольшего смещения фундамента Восточно-Черноморской впадины был локализован там, где он сейчас функционирует — вдоль юго-западного склона вала Шатского.

Обновленная геодинамическая модель. Три новых составляющих могут быть добавлены в первоначальную модель функционирования Крымско-Черноморской области конвергенции [Гончар, 2003; Паталаха и др., 2003; Гончар и др., 2007]. Главным дополнением является обоснование границ и масштаба перемещения индентора, ответственного за возникновение коллизионной обстановки, а также гипотеза о его природе. Как было показано, Алуштинско-Батумская зона магнитных аномалий, скорее всего, маркирует коровую пластину, обладающую повышенной мобильностью (в пределах Восточно-Черноморской микроплиты), опережающее движение которой в северо-западном направлении создает инденторное давление на край континентальной Скифской плиты (рис. 2.78, А). Без вывода о дифференцированном характере движений внутри Восточно-Черноморской впадины локальность Горного Крыма остается непонятной. Геодинамическая схема Крымско-Черноморского региона, на которой в явном виде показано поле смещений фундамента Восточно-Черноморской впадины с максимумом, противостоящим Горному Крыму, раньше была предложена А.В. Чекуновым [Чекунов, 1990; Молодые платформы.., 1994]. Как предсказывает моделирование, перемещение индентора составило порядка 30 км. Таким же может быть масштаб экструзии к югу, однако, скорее всего он меньше, так как условия на «свободной» границе не идеальные и движение экструзивного блока должно встречать сопротивление со стороны коры Черноморской впадины.

Во-вторых, определены более вероятные размеры экструзивного блока — он оказался меньше предполагавшегося ранее. В новом представлении экструзивный блок включает крайнюю южную оконечность Западного Горного Крыма и примыкающий к нему южный выступ прикрымского шельфа. Такое определение подтверждается наложением максимумов аномалии силы тяжести и эквивалентной пластической деформации в юго-западной части Горного Крыма — где соприкасаются экструзивная и компрессионная области орогена. Там же можно ожидать наиболее существенное горизонтальное растяжение, наведенное экструзией.

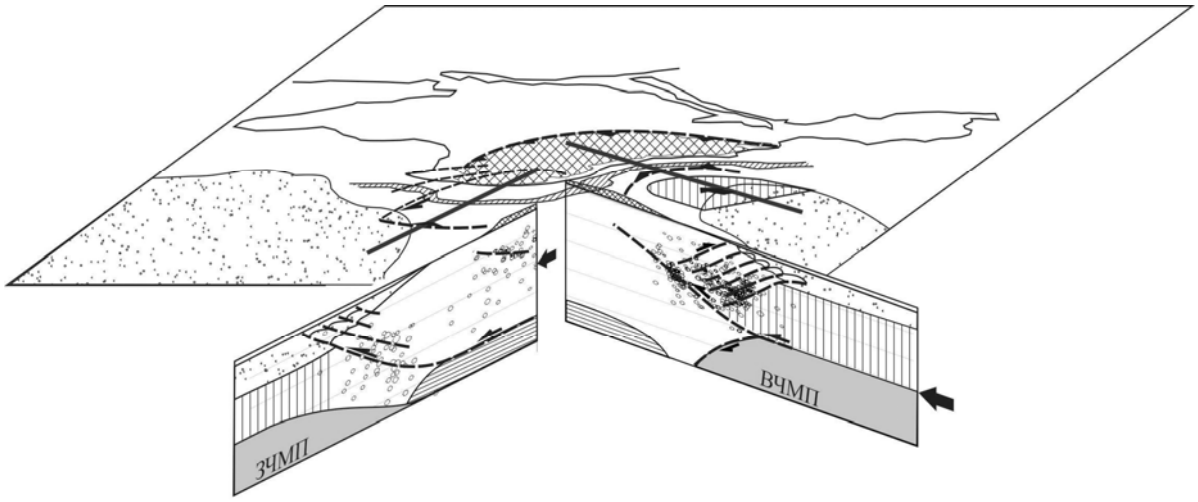


Рис. 2.79. Перспективная схема Крымского орогена и модельные разрезы его Центрального (коллизионного) и Юго-Западного (экструзивного) доменов.

Третий новый элемент связан с привлечением к моделированию сейсмотектонических структур на разрезах и, как следствие, введением в рассмотрение конкретных механизмов осуществления деформаций на глубине. В итоге выделены две разные по условиям сейсмотектонического деформирования зоны в пределах Крымского орогена и его подводного продолжения (рис. 2.79). Восточная (Центральная — относительно орогена) имеет обдукционно-рамповую природу и характеризуется концентрацией очагов в полосы, которые можно сопоставить с функционирующими тыловым и фронтальным коровыми надвигами, вдоль которых происходят основные движения, связанные с воздыманием Крымского орогена. С востока ее граница «размыта», с запада (вблизи Аю-Дага) — может быть проведена вдоль условного разлома северо-западного простирания, которому отвечает достаточно резкий переход от полос локализованных очагов к рассеянной сейсмичности Западной подзоны СФЗ, что в динамическом плане означает перемещение в область влияния экструзии.

Выполненными исследованиями разрешается ключевая дилемма черноморско-крымской геодинамики, связанная с вопросом о том, погружается ли литосфера Восточно-Черноморской микроплиты полностью под Крым [Чекунов, 1990; Молодые платформы.., 1994; Юдин, 2011] или ситуация с субдукцией литосферы более сложная, предусматривающая отслоение корового слоя [Паталаха и др., 2003а; Гончар и др., 2007; Гончар, 2009]. Разбор моделей локализации деформации привел к подтверждению второй точки зрения: по-видимому, субдукции подвергается только мантийная часть черноморской литосферы.

2.2.5. Образование глубоководных осадочных котловин Черного моря в процессе пострифтового термального погружения литосферы

В исследованиях, посвященных тектонике Черноморского региона, центральное место занимает проблема формирования двух его субокеанических впадин: Западно- и Восточно-Черноморской (ЗЧВ и ВЧВ), происхождение которых связывают с задуговым рифтогенезом и последовавшим за ним погружением литосферы [Галушкин и др., 2006; Гольмшток, Хахалев, 1987; Казьмин и др., 2000; Казьмин и др., 2007; Никишин и др., 2001; Туголесов, Мейснер, 2002; Шрейдер, 2005; Cloetingh et al., 2003; Okay et al., 1994]. Хотя описание длительного пострифтового погружения важно само по себе, правильно понятая пострифтовая история впадин и связанные с ней реконструкции могут быть информативными и в отношении проблем генезиса. Пострифтовая эволюция ЗЧВ и ВЧВ — это, в значительной мере, их совместная эволюция, важно проанализировать ее, не теряя из вида ни одну, ни другую впадину. Поэтому, предлагается рассмотреть погружение обеих впадин на основе единого профиля Черноморского бассейна.

Основным содержанием анализа погружения является разделение общей величины опускания фундамента впадины на составляющие – термальную, седиментационную и тектоническую. В бэкстриппинге вычленение тектонической составляющей возможно, если известны палеоглубины моря. К сожалению, во многих случаях, в том числе и Черного моря, достоверные батиметрические данные отсутствуют. В используемом подходе [Гончар, 2010, 2011] задача погружения решается частично – палеоглубины рассчитываются исходя из термального механизма, а целью является получение непротиворечивой термально-седиментационной модели формирования впадин. Вопрос об участии тектонического погружения остается открытым.

Особенности методического подхода. История термального погружения рифтовых впадин, по аналогии с океаническими бассейнами, может быть рассмотрена в рамках одномерной задачи остывания мантийного полупространства [McKenzie, 1978; Kusznir, Ziegler, 1992]. Применяемый подход позволяет, привлекая процедуру бэкстриппинга и гипотезу локальной изостазии, использовать одномерное приближение для расчета профиля субокеанического (рифтового) бассейна на этапах погружения, совпадающих с выделенными на разрезе стратиграфическими рубежами [Гончар, 2010, 2011]. Ключевым в методике является расчет пространственного коэффициента остывания k на основе данных о современном погруженном состоянии впадины. Этот коэффициент размерностью км/млн. лет$^{1/2}$ первоначально был задействован для определении мощности литосферы океанов [Геофизика океана, 1979; Сорохтин, 1973; Parker, Oldenburg, 1973]:

$$h_m = k\sqrt{t}\ , \tag{1}$$

где t — длительность остывания. Изменение коэффициента остывания вдоль профиля впадины описывается выражением [Гончар, 2010, 2011]

$$k = k_m \frac{H_l\left(1-1/\beta\right) - y_s}{H_l - y_{sm}}\ , \tag{2}$$

где H_l — уровень компенсации (мощность дорифтовой литосферы), y_s — глубина подошвы пострифтового чехла, β — коэффициент утонения литосферы, k_m и y_{sm} — референтные значения на участке с океанической литосферой.

Реконструкция при условии одновременного начала погружения ЗЧВ и ВЧВ. Гипотеза совместного раскрытия впадин Черного моря аргументируется выводами, следующими из кинематических построений [Никишин, 2001], анализа теплового потока [Вержбицкий и др., 2003] и аномального магнитного поля [Шрейдер, 2005]. Этот вариант реконструкции взят в качестве базового, относительно которого рассматривается сценарий разведенного во времени начала погружения двух впадин.

На сейсмостратиграфическом разрезе [Finetti et al., 1988], пересекающем ЗЧВ и ВЧВ (рис. 2.80, *А* и *Б*), выше фундамента выделяются дорифтовые нерасчлененные образования мезозоя,

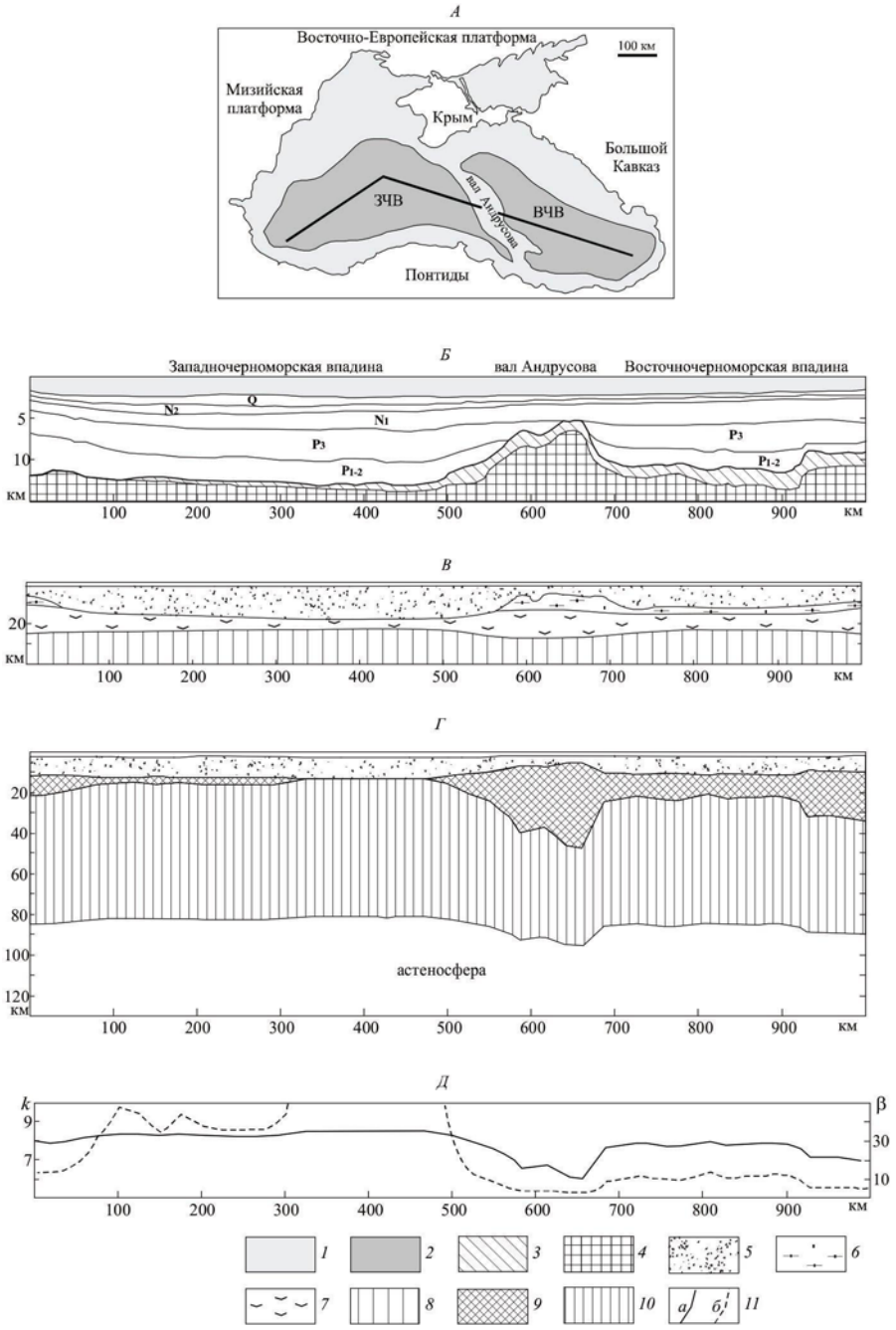


Рис. 2.80. Исходные данные и модель глубинного строения впадин Черного моря. А — расположение профиля; Б — исходный сейсмостратиграфический разрез из работы [Finetti et al., 1988]; В — широтный глубинный разрез Черноморского бассейна (по [Finetti et al., 1988]); Г — полученная модель глубинного строения; Д — распределение коэффициентов остывания (k) и утонения литосферы (β) вдоль профиля. 1 — вода; 2 — контуры глубоководных субокеанических впадин Черного моря; 3 — мезозойский осадочный чехол; 4 — фундамент; 5 — осадочный чехол, 6 — «гранитная» кора, 7 — «базальтовый» слой; 8 — мантия; 9 — реликтовая литосфера; 10 — новообразованная литосферная мантия;11 — кривые изменения коэффициентов k (а) и β (б).

на них залегает явный пострифтовый (постспрединговый) осадочный комплекс пород палеоцен — четвертичного возраста. Соответственно, начало термального погружения отнесено к рубежу позднего мела-палеоцена (65 млн лет), что хорошо соотносится со временем завершения спрединга 68.7—71 млн лет назад по данным [Шрейдер, 2005]. Величина y_{sm} в (2) устанавливается как средняя отметка основания пострифтового комплекса в наиболее погруженной части (депоцентре) впадины, для которой получаем $k=k_m$. Тем самым определяется предполагаемый размер участка литосферы океанического типа. Исходя из разреза (рис. 2.80, *Б*) принимается y_{sm}=12.5 км. Мощность коры принимается равной 40 км, тогда, в соответствии с установочной диаграммой (рис. 2.81, *А*), термальному возрасту 65 млн. лет соответствует H_l=130 км. Как следует из диаграммы, глубина начального погружения поверхности литосферы составит 3.34 км. В расчетах приняты следующие величины плотности

осадочного чехла, континентальной коры, мантии континентальной литосферы, соответственно: 2450, 2700 и 3340 кг/м^3. Средняя плотность континентальной литосферы при этом будет 3143 кг/м^3. Температура аномальной мантии в модели принята равной 1500 °С, подошвы литосферы — 1300 °С, в их случае будем иметь k_m=8.51 [Гончар, 2010, 2011].

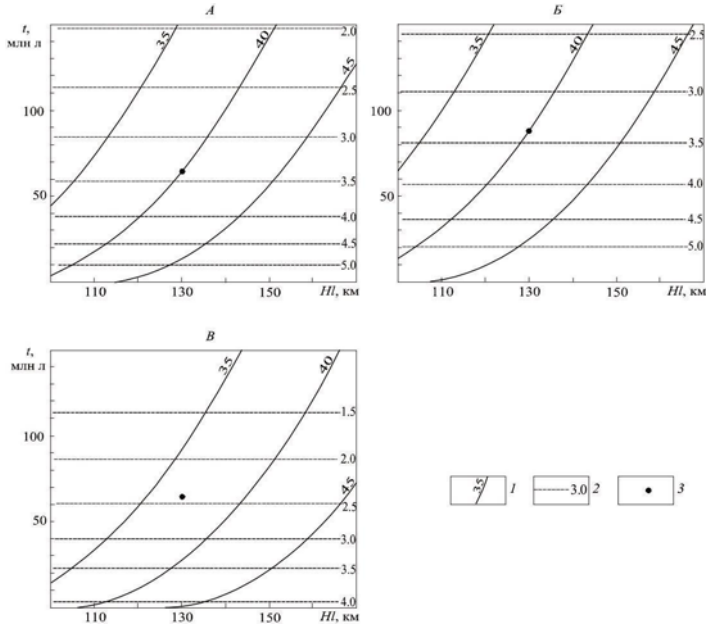


Рис. 2.81. Диаграммы связи уровня компенсации с возрастом, глубиной начального погружения и мощностью коры спрединговых депоцентров ЗЧВ (А и Б) и ВЧВ (В). 1—2 — изолинии (км) мощности коры (1) и глубины начального погружения (2); 3 – начальное погруженное состояние в моделях. См. пояснение в тексте.

Геофизическими исследованиями [Бурьянов и др., 1996; Строение и эволюция…, 1989; Finetti et al., 1988] выявляется принципиальное различие в строении верхов литосферы ЗЧВ и ВЧВ. Выделяемая кора (рис. 2.80, *В*) имеет в пределах ЗЧВ основной состав, ее мощность изменяется от 6 км в наиболее погруженной части, до 10 км на периферии. Под ВЧВ мощность коры достигает 12 км, причем в ее верхней части по сейсмическим данным намечается слой с пониженной скоростью, трактуемый предположительно как «гранитный» [Строение и эволюция.., 1989]. Вал Андрусова характеризуется утолщенной относительно соседних впадин корой, содержащей гранитный слой мощностью до 6 км, ее подошва опускается до уровня 28 км. Ниже выделенного корового комплекса фиксируются породы с типичными мантийными скоростями. Хотя в ряде работ допускается присутствие океанической («базальтовой») коры в основании обеих впадин [Бурьянов и др., 1996; Шрейдер, 2005], имеющиеся данные указывают на то, что спрединговой коры под ВЧВ, скорее всего, нет.

В рассчитанной модели современного глубинного строения (рис. 2.80, *Г*) зона раскрытия океанической литосферы приурочена к депрессии фундамента в восточной части ЗЧВ и имеет ширину порядка 150 км. К юго-западу от нее чехол подстилается остаточной литосферой мощностью от первых км до 10 км, под валом Андрусова ее мощность увеличивается до 40 км. В пределах ВЧВ толщина реликтовой литосферы составляет 10—15 км, ее подошва оказывается на глубине 22—24 км. Это приблизительно та глубина, на которой фиксируется подошва «коры» по геофизическим данным (рис. 2.80, *В*). Подошва современной новообразованной литосферы под ЗЧВ и ВЧВ прогнозируется примерно на одном уровне: 80—85 км, она несколько опущена под валом Андрусова — до 95 км. В рельефе выделенных глубинных границ отображаются все элементы рельефа фундамента осадочного бассейна, что является следствием принятой гипотезы локальной изостатической компенсации. Полученное распределение коэффициента остывания *k* вдоль профиля показывает (рис. 2.80, *Д*), что его значения не опускаются ниже 6, максимальные величины равны k_m в спрединговой зоне. Коэффициент утонения β минимален под валом Андрусова (3—4), под ВЧВ его значения повышаются до 10—12, в пределах ЗЧВ вне зоны спрединга достигают 40.

В целом, глубинная модель не противоречит данным геофизики. Специфика ее в том, что место «консолидированной коры» частично или полностью занимает реликтовая рифтогенная литосфера. Подразделение разреза на реликтовую и новообразованную части литосферы представляется более адекватным в отношении рифтового бассейна. Под рифтогенной следует понимать магматизированную и интенсивно деформированную континентальную литосферу. Отмечаемый на сейсмических разрезах слой «коры» под ВЧВ, включающий «гранитную» и «базальтовую» составляющие, на

самом деле может отвечать рифтогенной литосфере, подстилаемой новообразованной литосферной мантией. Базальтовая кора под ЗЧВ на сейсмическом разрезе (рис. 2.80, *В*) может отображать кору литосферы океанического типа в пределах выделенного спредингового участка, но далее к юго-западу она накладывается на прогнозируемый тонкий слой реликтовой литосферы. Кстати сказать, малая мощность последнего вполне сопоставима с мощностью остаточной континентальной литосферы, фиксируемой в переходной зоне Иберийской пассивной окраины (см. [Книппер, Шараськин, 1998]).

Основные черты истории погружения. Реконструкция выполнялась с привлечением процедуры бэкстриппинга: последовательно удалялись слои сейсмостратиграфического разреза, для оставшихся рассчитывалось изостатическое равновесие на соответствующий момент времени. Разуплотнение осадков не применялось в соответствии с аргументами, приведенными ранее [Гончар, 2009—2011]. Согласно стратиграфической интерпретации разреза, рассмотрено пять стадий погружения (рис. 2.82): начало термального погружения (65 млн лет), рубежи эоцена/олигоцена (38 млн лет), олигоцена/миоцена (24 млн. лет), миоцена/плиоцена (5 млн лет) и плиоцена/квартера (2 млн лет).

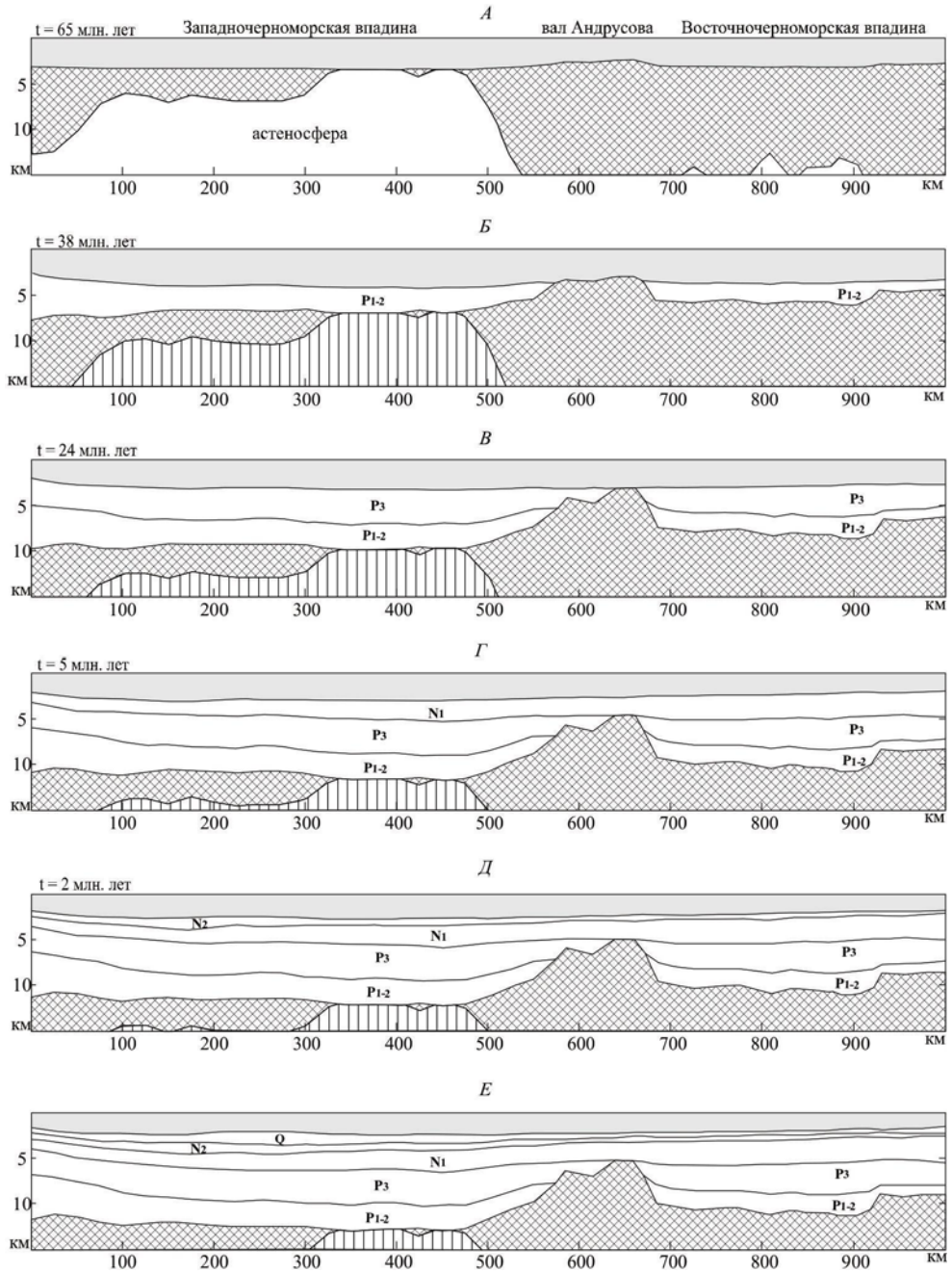


Рис. 2.82. А—Д: стадии погружения вдоль профиля для различных временных рубежей — реконструкция с одновременным началом погружения; Е — современный разрез (по [Finetti et al., 1988] с дополнениями); над каждым разрезом вверху слева — время. Условные обозначения см. на рис. 2.80.

В начале погружения (рис. 2.82, *А*) относительные превышения вала Андрусова составляют от 800 до 1000 м. Это — наименьшие из возможных оценок палеорельефа, так как следуют из принятого условия локального изостатического равновесия. Принятие схемы региональной изостазии может привести к некоторому увеличению син- и пострифтового рельефа фундамента, поддерживаемого за счет эффективной упругой мощности литосферы [Spadini et al., 1995].

Благодаря сглаженному рельефу бассейн выглядит как единый. Погружение дна обеих впадин примерно одинаково и различается на первые сотни м. Максимальная глубина моря в это время составляла 3.4 км в области спрединга ЗЧВ. После отложения осадков палеоцена-эоцена (рис. 2.82, *Б*) палеовал выступает в рельефе дна на несколько сотен м. Мощность осадков увеличивается в направлении юго-западного окончания разреза, что вызвано усиленным осадочным стоком со стороны Балканид, испытавших в это время коллизионное сжатие [Robinson et al., 1996]. В связи с этим формируется перекос фундамента ЗЧВ с увеличением глубин в сторону горного сооружения. Согласно [Никишин и др., 2001], на юго-западной окраине бассейна в это время существовал краевой прогиб. Глубина моря к концу эоцена в депоцентрах достигает 4 км в ЗЧВ и 3.6 км в ВЧВ.

В конце олигоцена (рис. 2.82, *В*) достигается важный рубеж — заканчивается существование обособленных осадочных бассейнов, кровля чехла выходит на уровень вершины вала Андрусова, превышение которого над впадинами фундамента приближаются к современным величинам. Формируется единый осадочный бассейн с глубиной моря до 3 км и почти плоским дном. Профиль фундамента ЗЧВ выравнивается, нагрузка чехла на юго-западную окраину ослабевает. В миоцене (рис. 2.82, *Г*) усиленный сток осадков со стороны Большого Кавказа приводит в конце периода к некоторому обмелению ВЧВ — до 2.4—2 км, тогда как глубина моря в ЗЧВ сохранилась на прежнем уровне — около 3 км. Данный перекос дна сохранился в плиоцене и четвертичном периоде (рис. 2.82, *Д* и *Е*), однако центр осадконакопления сместился в западную часть ЗЧВ, где основное влияние приобрел снос осадков с растущего орогена Карпат.

Модельные разрезы в масштабе литосферы (рис. 2.83) демонстрируют глубинные процессы, сопровождавшие погружение. Литосферный корень палеовала Андрусова в конце рифтово-спредингового этапа, по-видимому, сформировался как барьер, разграничивающий два мантийных плюма разной интенсивности (рис. 2.83, *А*). Наибольшие темпы остывания, характерные для начального периода, привели к тому, что уже в конце эоцена мощность новообразованной литосферы достигла 45 км под спрединговой зоной ЗЧВ и 40 км под ВЧВ (рис. 2.83, *Б*). В дальнейшем скорость наращивания литосферы существенно замедляется, в конце олигоцена положение ее подошвы под ЗЧВ прогнозируется на уровне 65 км, под ВЧВ — 70 км; в конце миоцена эти отметки близки к современным и различаются слабо: 77 — 78 км под ЗЧВ и 82 — 83 км под ВЧВ (рис. 2.83, *В* и *Г*).

Таким образом, основные события истории погружения Черноморского бассейна отображают цикл образования и ликвидации глубоководных котловин, включающий эмбриональное состояние субокеанических впадин в начале остывания, дальнейшее их дифференцированное погружение на протяжении палеогена, сопровождаемое относительным ростом вала Андрусова, и последовавшую на рубеже олигоцена/миоцена осадочную компенсацию. Далее история погружения связана с функционированием единого седиментационного бассейна Черного моря.

Вклад термальной и седиментационной составляющих прогибания фундамента. Условием опережающего прогибания котловин на начальном этапе служат выступы аномальной мантии — области с высокими значениями *k*, обеспечивающими достаточно быстрое термальное погружение дна в начале остывания. Позже в качестве более значимого фактора подключается вес накапливающихся осадков [Гончар, 2009]. Чтобы проследить распределение вкладов от этих двух факторов и оценить степень их взаимодействия, были построены графики термальной и осадочной составляющих погружения фундамента (рис. 2.84). По итогам палеоцен-эоценового этапа их кривые в котловинах практически совпадают (рис. 2.84, *А*), что говорит о том, что процесс осадконакопления контролировался термальной составляющей. На фланге ЗЧВ, где осадочный поток усиливался, кривые погружения расходятся. В течение олигоцена их соотношение в котловинах резко меняется (рис. 2.84, *Б*): если осадочная составляющая прогибания остается стабильно высокой (2.2—2.4 км погружения фундамента), то термальная — падает до 400 м, при этом ее распределение вдоль профиля существенно выравнивается. На этом этапе глубоководные впадины продолжают «притягивать» максимумы мощностей осадочного материала. По итогам миоцен-четвертичного периода эволюции общий характер соотношения вкладов сохранился (рис. 2.84, *В*).

Несколько большее конечное погружение в ЗЧВ обеспечилось соответствующей нагрузкой большего количества осадков, заполнявших впадину. Разбивка этого этапа на периоды миоцена, плиоцена и квартера (рис. 2.84, *Г—Е*) показывает, что в течение каждого периода распределение погружения было пространственно неравномерным — соответствующим неравномерному осадочному заполнению бассейна Черного моря.

В миоцене опережающему опусканию подвергся восточный фланг бассейна (рис. 2.84, *Г*), что

было обусловлено усилившимся поступлением терригенных осадков со стороны орогена Большого Кавказа. В течение последних 5 млн. лет (рис. 2.84, *Д* и *Е*) за счет карпатских источников сноса опускалась в основном западная часть ЗЧВ, что способствовало выравниванию общего профиля погружения фундамента. Вклад термального прогибания в это время был пренебрежимо малым (50 м и менее).

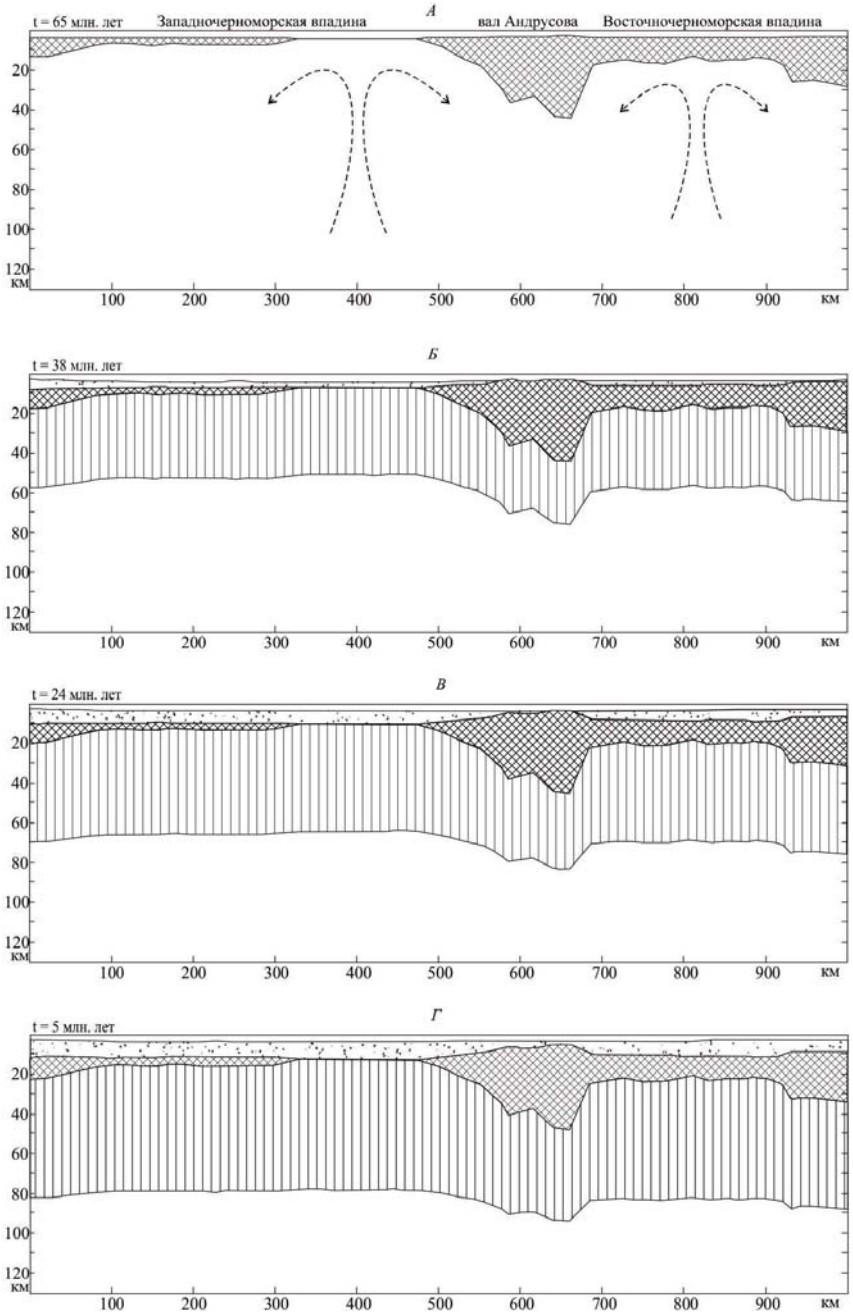


Рис. 2.83. А—Г: модельные глубинные разрезы для разных возрастных рубежей в реконструкции с одновременным началом погружения. Пунктирные линии обозначают конвектирующую астеносферу. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.80.

Анализ вкладов термальной и седиментационной составляющих погружения впадин Черного моря подчеркивает значительную роль нагрузки чехла. Косвенное влияние обнаруживают при этом тектоническ.ие процессы в окружающих орогенических областях.

Специфика погружения Черноморских впадин с раздельным стартом. Часть исследователей придерживается точки зрения, что ЗЧВ древнее ВЧВ и, что ее заложение относится к рубежу раннего и позднего мела или к позднему мелу [Гольмшток, Хахалев, 1987; Казьмин и др., 2007; Cloetingh et al., 2003]. Если допустить, вслед за [Гольмшток, Хахалев, 1987; Шрейдер, 2005], спредин-

говую природу основания обоих впадин, то из термальной модели с учетом меньшей мощности чехла ВЧВ следует, что последняя должна быть моложе [Гончар, 2009]. Рассматривая этот вариант, примем в качестве термального возраста ЗЧВ 88.5 млн. лет; для ВЧВ сохраняется прежний старт погружения 65 млн. лет назад. Фактором, осложняющим описание единой модели в этом случае, оказывается температурное возмущение, сопровождающее рифтогенез в восточной котловине. На стыке двух впадин следует ожидать существенный латеральный тепловой поток и данные, получаемые в рамках одномерной задачи остывания, не будут достоверными. Основным допущением является то, что на удалении от вала Андрусова влиянием латерального теплопереноса можно пренебречь. Построения в области вала Андрусова не проводились.

Гипотетическая мощность верхнемеловых осадков в ЗЧВ рассчитывалась на основании предположения о неизменности величин коэффициента *k* вдоль профиля. Соответственно, для нее сохраняются все литосферные параметры и уровень начального погружения (рис. 2.81, *Б*). Для спрединговой модели ВЧВ, при термальном возрасте 65 млн. лет, начальное погружение составляет 2.4 км (рис. 2.81, *В*), при этом для сохранения глубины компенсации 130 км требуется снижение мощности коры до 37 км. Кинематические условия совместного погружения ЗЧВ и растяжения литосферы на месте будущей ВЧВ не соблюдены и соответствующие горизонтальные перемещения на разрезах (рис. 2.85 и 2.86) не учтены с целью упрощения построений.

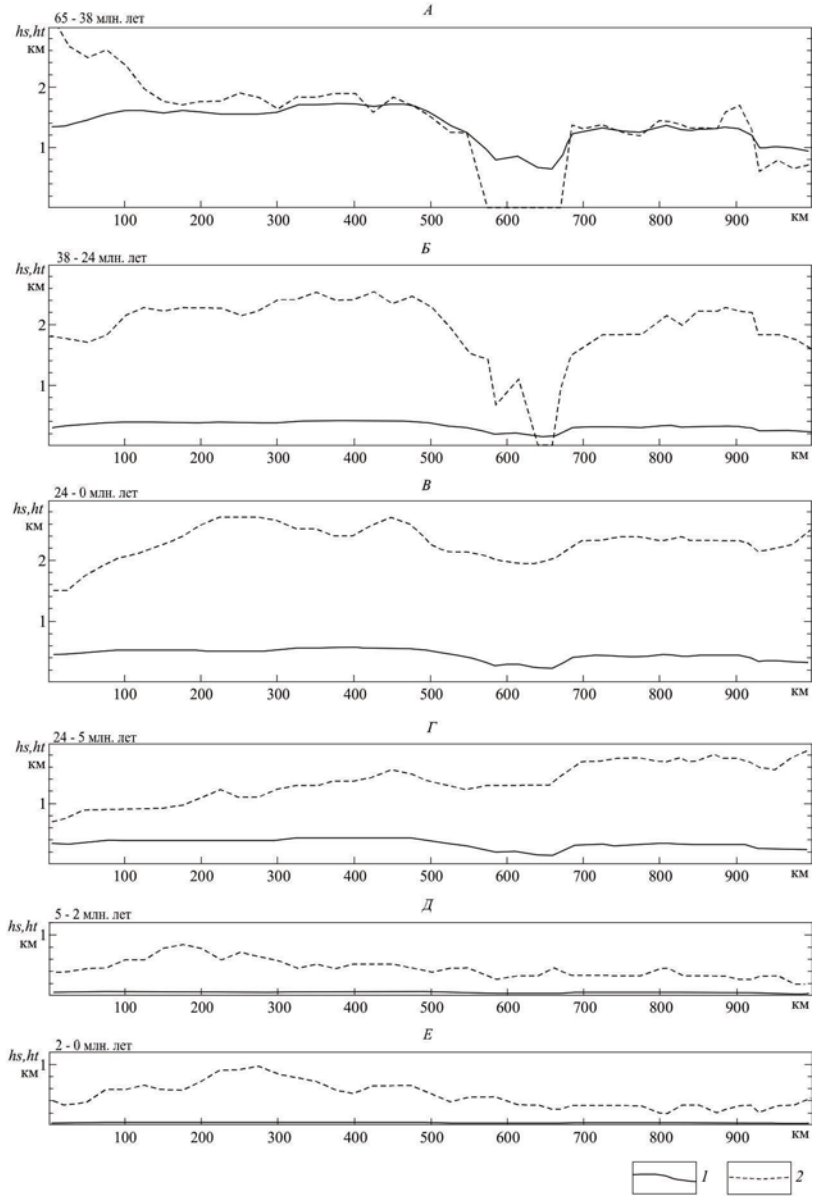


Рис. 2.84. Соотношение термальной (ht) и осадочной (hs) составляющих погружения фундамента для разных временных интервалов в реконструкции с одновременным началом остывания мантии. 1—2 — кривые термальной (1) и осадочной составляющих погружения.

В конце рифтового этапа ЗЧВ с востока ограничена склоном пассивной континентальной окраины, конфигурация которой дана гипотетически (рис. 2.85, *А* и 2.86, *А*). Глубины первоначального морского бассейна, ширина зоны спрединга не изменились по сравнению с базовой реконструкцией (рис. 2.82, *А*), что соответствует выбранным установкам. Изменения касаются конфигурации кровли астеносферы: в западной части рифта резче обозначился ее локальный выступ – это следствие полученного распределения мощностей гипотетического верхнемелового комплекса. После его отложения (рис. 2.85, *Б*) на рубеже мела/палеогена бассейн ЗЧВ углубился до 4.5 км в депоцентре, что на 0.5 км глубже, чем в базовой модели.

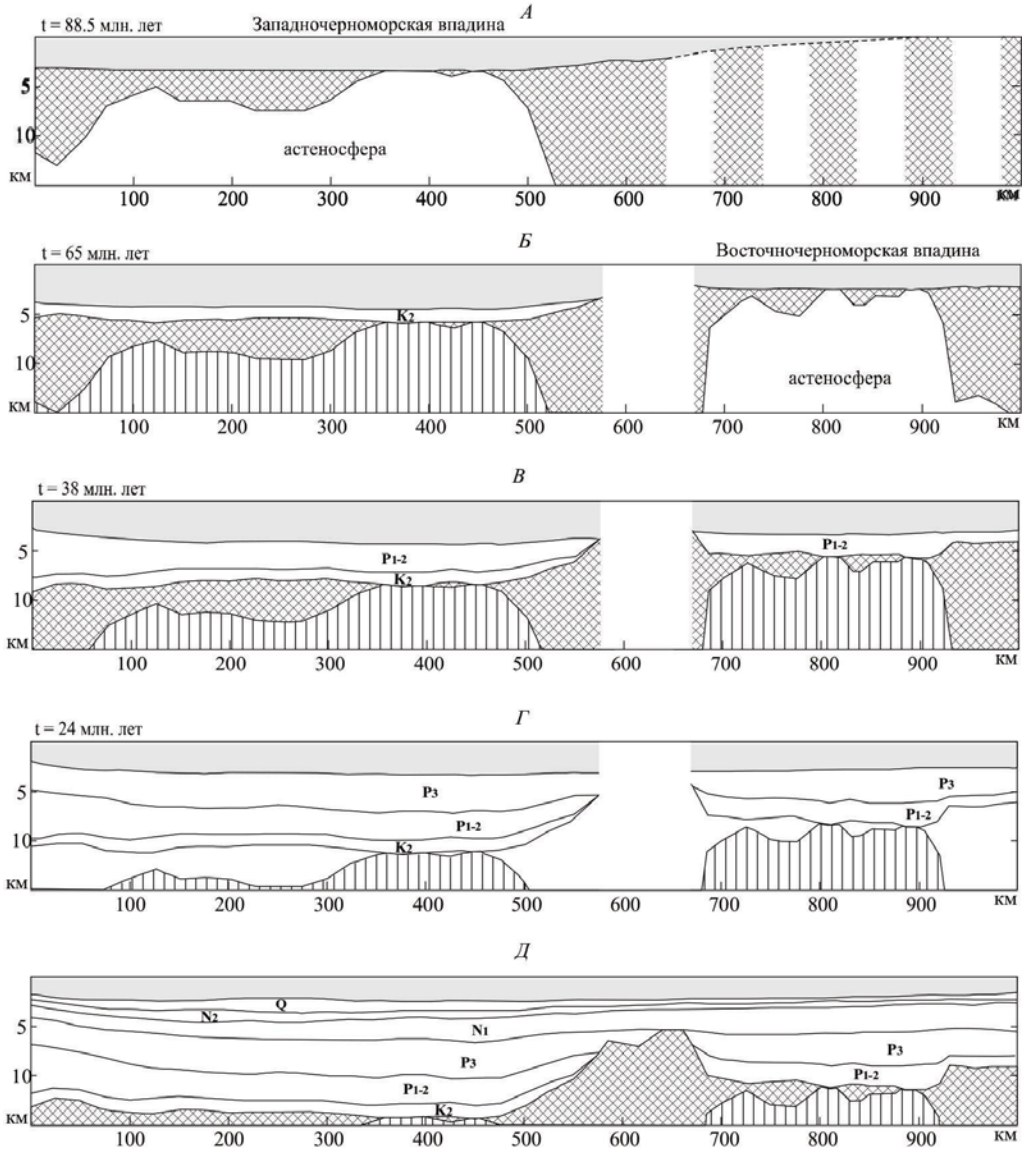


Рис. 2.85. А—Г: стадии погружения вдоль профиля в случае раздельного во времени начала термального погружения; Д — современный разрез (по [Finetti et al., 1988] с дополнениями. Условные обозначения см. на рис. 2.80.

Одновременно в восточной части заложился и достиг стартового погружения рифт ВЧВ. Структура литосферы вблизи фундамента отражает скорее условия рассеянного спрединга: единая спрединговая зона, как в случае ЗЧВ, здесь не выражена, напротив, намечаются три локальных, шириной до 10—20 км, выступа мантии. Глубина начального бассейна ВЧВ, соответственно, меньше чем в случае одновременного с ЗЧВ погружения и достигает 2.4 км вместо бывших 3 км. К концу эоцена (рис. 2.85, *В*) максимум глубины моря в ЗЧВ составил 4.2 км (то же в предыдущей модели), погружение же ВЧВ примерно на 0.4 км меньше прежней реконструкции. Наконец, в конце палеогена различия в глубинах морского дна между двумя реконструкциями практически исчезают в связи с полной осадочной компенсацией (рис. 2.82, *В* и рис. 2.85, *Г*). Различия в глубинном строении максимальны на рубеже мела и палеогена, когда под ЗЧВ «наморожена» литосфера мощностью до 50 км, а

в области рифта ВЧВ должна быть распространена аномальная мантия (рис. 2.86). В последующем остывающая мантия ВЧВ достигает уровня ЗЧВ, но и в современном состоянии между ними сохраняется ступень высотой в 13 км. По этому показателю реконструкция с раздельным стартом также отличается от реконструкции с одновременным погружением, в которой на современном этапе прогнозируется практически одинаковая глубина подошвы литосферы двух впадин (рис. 2.80, *Г*).

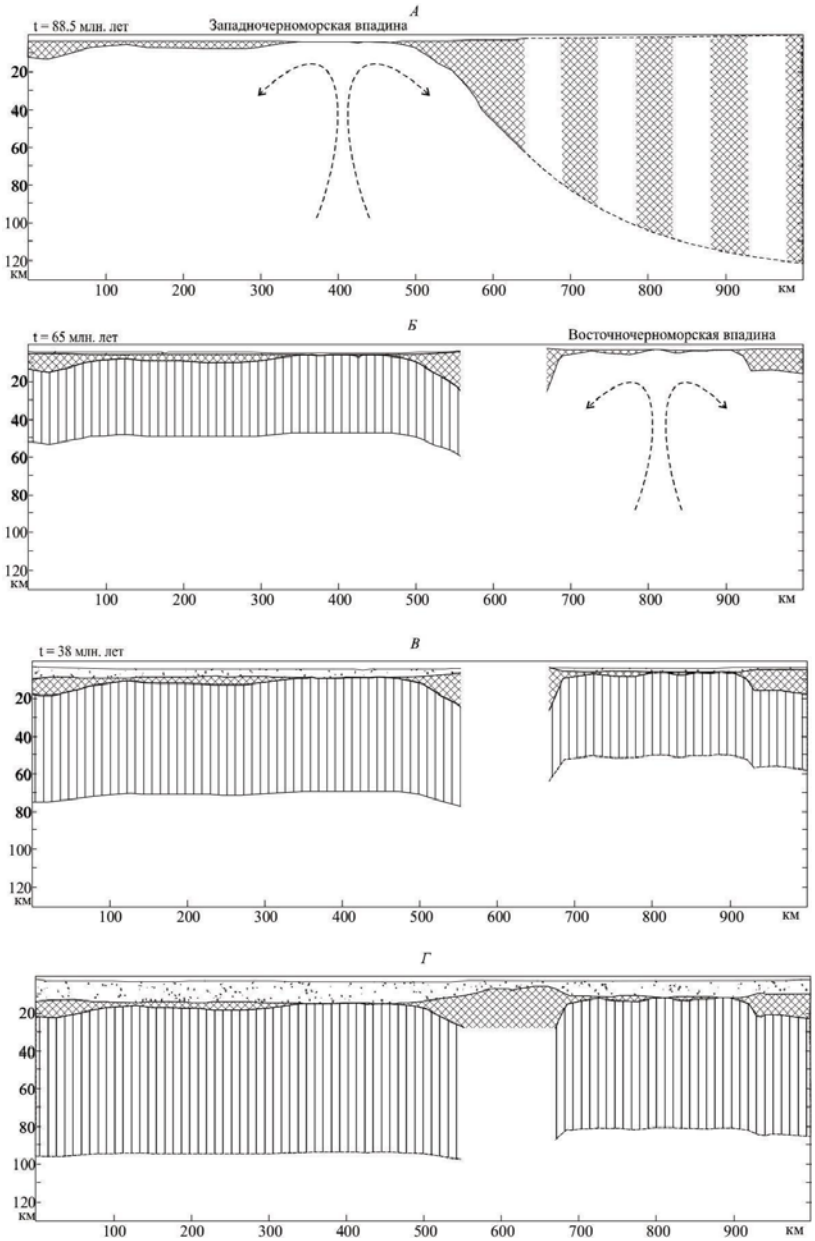


Рис. 2.86. А—Г: модельные глубинные разрезы для разных возрастных рубежей в случае раздельного во времени начала термального погружения. Условные обозначения см. на рис. 2.80.

Таким образом, в случае раздельного во времени начала термального погружения усиливаются различия в начальном состоянии двух впадин по сравнению со сценарием одновременного опускания, где разница в глубинах моря мала. Предполагаемый спрединговый характер фундамента ВЧВ способствует этому расхождению, так как приводит к меньшим глубинам стартового погружения восточной впадины. Расхождения в палеобатиметрии стираются к началу неогена, что по времени совпадает с завершением раздельного функционирования впадин и происходит на фоне снижения темпов термального погружения и усиления влияния седиментационной составляющей.

Обсуждение. С помощью выполненных реконструкций могут быть сформулированы критерии оценки предлагаемых различных моделей формирования субокеанических впадин Черного моря, включая, разумеется, и рассмотренные схемы.

1. Полученное совпадение контуров «консолидированной коры» на геофизическом разрезе и реликтовой литосферы в модели ВЧВ (рис. 2.80, *В* и *Г*) является показателем того, что категория реликтовой рифтогенной литосферы может привлекаться при интерпретации данных о строении литосферы осадочного бассейна. В пользу этого говорит и современное понимание процесса [Казьмин и др., 2007; Kusznir, Ziegler, 1992; Ziegler, Cloetingh, 2004].

С одной стороны, вещественные и структурные изменения континентальной литосферы в ходе рифтогенеза способствуют изменению структуры и состава пород, «стиранию» прежних границ и формированию новых уровней расслоения. С другой стороны, утонение континентальной литосферы и изостатический подъем астеносферы выводит раздел астеносферы и литосферы вверх до уровня, близкого к подошве осадочного чехла [Книппер, Шараськин, 1998].

Средняя плотность рифтогенной литосферы должна быть существенно ниже плотности подстилающей мантии, чему, кроме состава, может способствовать ее значительная деформированность. В итоге, после завершения рифтинга и начала остывания аномальной мантии под осадочным бассейном проявится новая, надо полагать, резко выраженная граница между реликтовой литосферой и достаточно гомогенной новообразованной литосферной мантией. Последней будут присущи типичные мантийные скорости и граница Мохо на разрезе, вполне возможно, будет совпадать с разделом этих двух «литосфер». Описанная ситуация, по-видимому, имеет место в случае ВЧВ. Расхождение Мохо и контура подошвы реликтовой литосферы на других участках разреза может служить основой для взаимной коррекции построений.

2. Вопрос о возможности спрединга в ВЧВ также может быть рассмотрен в контексте сравнения данных о глубинном строении. Предположение о спрединговой природе фундамента ВЧВ, заложенное в схему расчета, реализуется в модели в форме рассеянного спрединга, когда на получаемом глубинном разрезе в верхней части литосферы чередуются блоки реликтовой литосферы с примерно равными им по площади выступами новообразованной литосферной мантии (рис. 2.85). Такой тип структур не фиксируется геофизическими методами в основании ВЧВ [Строение и эволюция.., 1989; Бурьянов и др., 1996]. Отображаемая на разрезах граница Мохо (рис. 2.80, *В*) — граница между реликтовой и новообразованной литосферой в нашей интерпретации — выглядит практически плоской под обеими впадинами. То есть, модель спрединга в ВЧВ не подтверждается независимыми данными (в отличие от рифтовой модели). Вообще говоря, достаточно расчлененный рельеф подошвы ВЧВ (см. [Finetti et al., 1998]) не дает оснований для утверждения спредингового механизма, так как раскрытие океанической литосферы предполагает образование спрединговой зоны в виде наиболее погруженной долины, глубина которой определяется уровнем свободной мантии. Напротив, такая погруженная долина присутствует в рельефе фундамента ЗЧВ (рис. 2.80, *В* и *Г*). В морфологическом смысле термин «субокеаническая» по отношению к ВЧВ следует сохранить, хотя более точно ее состояние можно определить как переходное между континентальным рифтом и субокеаническим бассейном типа ЗЧВ.

3. Критериями относительного начала погружения двух впадин могут служить полученные глубины залегания подошвы новообразованной литосферы. Реконструкция показала, что в случае раздельного во времени погружения подошва литосферы под ВЧВ должна быть выше (примерно на 10—15 км, если разница во времени составляет 23 млн лет (рис. 2.86, *Г*)). При отодвигании начала погружения западной впадины вглубь верхнемелового периода, итоговая глубина подошвы ее литосферы увеличивается. Так, если при установленном начале остывания на рубеже мела/палеогена современное положение подошвы получается на уровне 85 км (рис. 2.80, *Г*), то отнесение начала остывания к раннему коньяку (88.5 млн лет) приводит к ее опусканию под ЗЧВ до глубины 95 км (рис. 2.86, *Г*). Однако регистрация границ с такой точностью требует соответствующей высокой точности геофизических методов.

4. Применяемый подход формально не предусматривает участия тектонического погружения. Для воссоздания непротиворечивой картины формирования впадин, при существующем широком допуске для расчетных параметров, достаточным оказывается двух факторов погружения: веса остывающей аномальной мантии и нагрузки чехла. Вместе с тем, непосредственное влияние тектонической деформации на общий ход развития Черноморских впадин может проявляться, начиная с конца олигоцена – начала миоцена, когда в регионе начали усиленно проявляться орогенические процессы, вызванные коллизией Аравийской и Евразийской литосферных плит [Никишин и др., 2001; Паталаха и др., 2006; Robinson et al., 1996]. Подключение независимого тектонического погружения влечет за собой отклонение глубин моря от тех значений, которые предсказывает термальная модель, поэтому, для обоснования участия тектонического механизма требуется привлечение независимых данных об изменении глубин моря. В работе [Шимкус, 2005] приводятся аргументы в пользу некоторого обмеления Черноморского бассейна в период с позднего олигоцена по миоцен — до отметок, несколько превышавших 1 км, после чего возобновилось медленное опускание дна. Такой сценарий может указывать на проявление тектонического погружения в плиоцене-квартере, однако другие оценки палеобатиметрии этому противоречат [Шимкус, Шлезингер, 1984].

2.2.6. Контроль глубинными разломами процессов раскрытия Черного моря.

Введение. С позиций плитовой тектоники Черное моря является задуговым бассейном, который раскрылся в результате субдукции на север океана Неотетис [Zonenshain and Le Pichon, 1986; Finetti et al., 1988; Okay et al., 1994, 2013; Banks et al., 1997; Nikishin et al., 2003, 2013; Okay, Nikishin, 2015]. Хотя время и история раскрытия его суббассейнов остаються предметом многочисленных дискуссий, постепенно появляется все больше аргументов в пользу их разновременного формирования [Okay et al., 1994, 2013; Spadini et al., 1996, 1997; Nikishin et al., 2003; Cloetingh et al., 2003, 2013; Hippolyte et al., 2010; Старостенко и др., 2010; Starostenko et al., 2015; Nikishin et al., 2013; Okay, Nikishin, 2015]. Восточно-Черноморский бассейн (ВЧБ) раскрылся в позднем мелу, а Западно-Черноморский бассейн (ЗЧБ) ─ примерно на 20 млн лет раньше (в середине мела). В работе [Spadini et al.,1996] это различие в возрасте образования суббассейнов впервые объяснено латеральными изменениями унаследованной неоднородности литосферной реологии. Такая неоднородность реологии также контролирует во времени и пространстве деформации в Черноморском бассейне [Espurt et al., 2014]. Уже существовавшая в континентальной коре долгоживущая Одесско-Синопская (ОС) зона разломов, о которой стало известно еще в 80-х годах прошлого столетия (Чекунов, 1987), обусловила образование двух сегментов Черного моря, современная литосфера и мантия которых характеризуются разными унаследованными физическими свойствами и индивидуальными особенностями эволюции [Старостенко и др. 2010; Starostenko et al., 2015].

Наиболее часто упоминаемая до сих пор модель раскрытия ЗЧБ (330 ссылок по состоянию на 01.06.17) предполагает существование двух трансформных разломов, между которыми Стамбульский террейн перемещался от Мизийской плиты к Западным Понтидам [Okay et al 1994]. Речь идет о левостороннем Западно-Крымском (ЗК) и правостороннем Западно-Черноморском (ЗЧ) разломах.

Однако эта оригинальная модель в контексте раскрытия Черного моря по сути дела является довольно умозрительной, поскольку ее разработка была подкреплена экстраполяцией в глубоководную акваторию материалов геологических съемок на суше и морского одноканального сейсмического профилирования прибрежной зоны. По данным сейсмического одноканального профилирования, так называемый, ЗК разлом закартирован только в осадочном чехле у западного побережья Крыма и не обнаружен в глубоководной котловине [Finetti et al., 1988]. Более того, по результатам современной многоканальной съемки в рамках Международного проекта «Геология без границ» так и не удалось подтвердить существование ЗК [Kaymakci et al., 2014]. Что касается ЗЧ разлома, то он был известен только на суше как граница между Стамбульским террейном и зоной Странджа. Свидетельства в пользу его существования под водой до сих пор противоречивы [Munteanu et al., 2013; Kaymakci et al., 2014]. Вообще-то говоря, чтобы разломы могли обеспечить перемещение крупных блоков литосферы, они должны достигать астеносферы [Silvester, 1988]. Однако разработчиками модели это условие полностью игнорируется, поскольку о нем даже не упоминается. Разломы, которые якобы ограничивают Стамбульский террейн по мнению авторов модели, существенно не параллельны. В терминах плитовой тектоники их нельзя классифицировать как трансформные [например, Silvester, 1988; Molnar, 2015]. В альтернативной модели раскрытия Западно-Черноморского бассейна ЗК разлом проведен вдоль западного подножья Срединно-Черноморского хребта (СЧХ), чтобы обеспечить ортогональное перемещение террейна [Bank, Robinson 1997]. Его положение с самого начала было поставлено под сомнение, поскольку в Понтидах он никак не проявляется [Okay et al 1994], а не так давно показано, что СЧХ состоит из двух хребтов — Андрусова и Архангельского — разного происхождения, смещенных относительно друг друга вдоль ОС зоны глубинного разлома [Starostenko et al., 2015].

Тем не менее, считая плодотворной идею раздельного раскрытия суббасейнов Черного моря двумя разными механизмами [Okay et al., 1994; Bank, Robinson, 1997], мы впервые обосновали ее информацией о разломах консолидированной[1] коры и строении литосферы, полученной в последние годы после опубликования двухстадийных моделей.

Разломы коры бассейна Черного моря. В результате анализа потенциальных полей построена самая детальная карта тектонических нарушений разного порядка коры и верхней мантии [Старостенко и др.,2010; Starostenko et al., 2015]. Здесь приводится только краткая характеристика основных разломов без описания процедуры их выделения.

В Черном море закартированы диагональная (СВ и СЗ простирания) и ортогональная (СЮ и ЗВ простирания) системы разломов коры, которые представлены на рис. 2.87. Однако только диагональная система разломов СВ (55—65˚) простирания в ЗЧБ и СЗ (305—325°) в ВЧБ контролирует ос-

[1] Разлом консолидированной коры далее — разлом коры.

новные тектонические структуры этих бассейнов. Среди них к самым крупным относятся Западно-Черноморская (ЗЧ) и Алуштинско-Батумская (АБ) зоны разломов.

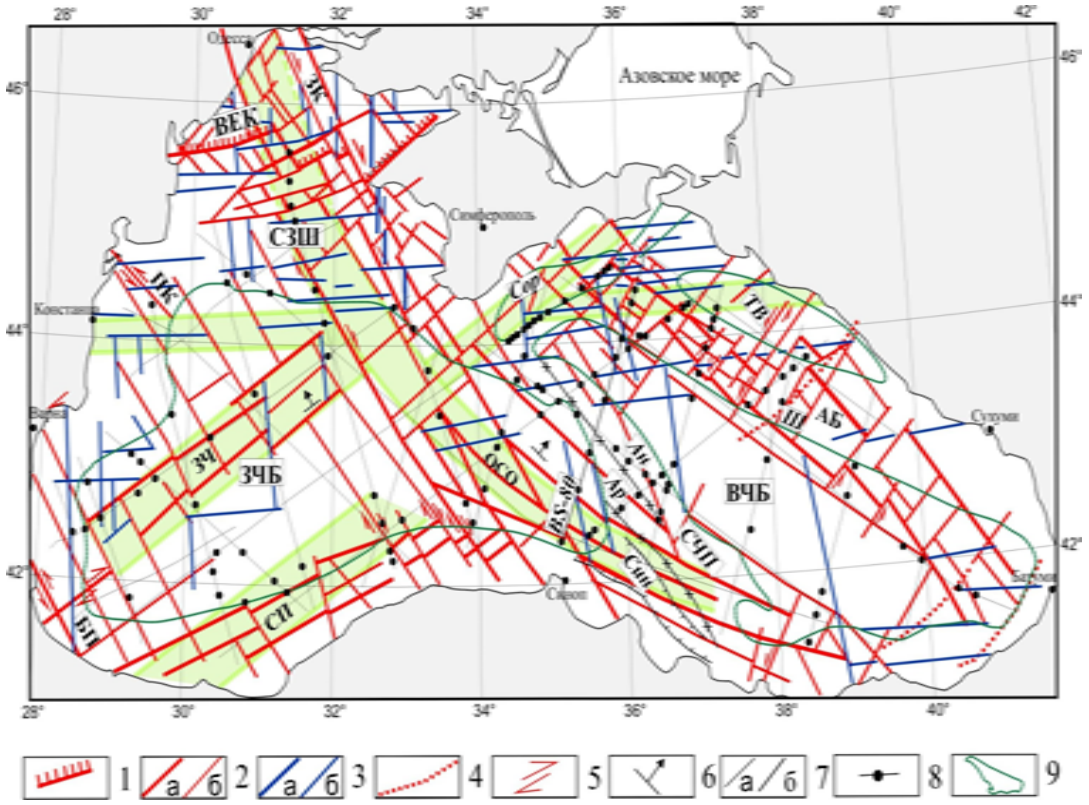


Рис. 2.87. Схема разломов консолидированной коры по результатам анализа аномального магнитного поля и редуцированных гравитационных полей [Старостенко и др.. 2010, 2015]. 1 — граница Восточно-Европейского кратона; 2 — диагональная система разломов первого (а) и второго (б) рангов; 3 — ортогональная система разломов первого (а) и второго (б) рангов; 4 — трансформные разломы [Shillington et al., 2009]; 5 — относительные перемещения вдоль разломов; 6 — направления падения разломов; 7 — линии сейсмических профилей [Graham et al., 2013; Nikishin et al., 2014a; Amelin et al., 2014; Schleder at al., 2015; Tari, 2015]; 8 — положение разломов на поверхности кристаллической коры по сейсмическим данным; 9 — конфигурация глубоководных суббассейнов. Зоны разломов: ЗЧ — Западно-Черноморская, ОС — Одесско-Синопская, ОСО — Одесско-Синопско — Орду, БП — Балканидо-Понтийская, ЗК — Западно-Крымская, АБ — Алушта-Батумская, СП — Субпараллельная Понтидам. Сокращения в квадратах: ВЕК — Восточно-Европейский кратон, СЗШ — Северо-западной шельф, ЗЧБ — Западно-Черноморский бассейн, ВЧБ — Восточно-Черноморский бассейн, ТВ — Туапсинская впадина, Сор — впадина Сорокина, СЧП — Срединно-Черноморское поднятие, Ар — хребет Архангельского, Ан — хребет Андрусова, Ш — хребет Шатского.

Хотя результаты интерпретации сейсмических профилей отличаются некоторыми незначительными нюансами, в целом они согласуются друг с другом [Graham et al., 2013; Nikishin et al., 2014a, 2014b; Amelin et al. 2014; Schlender et al., 2015; Tari, 2015]. При этом принципиально важно, что эти результаты неоспоримо подтверждают сеть разломов, изображенных на рис. 2.87. Положения 135 из 150 разломов, выделенных на сейсмических разрезах (черные точки на рис. 2.87), полностью совпадают с разломами, протрассированными в результате анализа потенциальных полей. Зеленым цветом показаны зоны высоких градиентов мантийной компоненты гравитационного поля.

Крупная ОС зона разломов переменного простирания (140-100˚) также принадлежит к диагональной системе, играя определяющую роль в раскрытии Черного моря. Простирание ОС разлома согласуется с простиранием глобальных трансформных зон (Азорской зоны разломов, например) и рифтовых структур Западной и Центральной Европы северо-западного направления, унаследованных, по крайней мере, с раннего триаса и обусловленных раскрытием Центрально-Атлантического океана. Свидетельством тому может служить раннемеловая реконструкция Арктическо-Северо-Атлантического домена П.Циглера [Ziegler, 1990].

В подкрепление убедительного сходства в положении разломов по данным интерпретации данных потенциальных полей и сейсмических разрезов дополнительно привлечена более детальная независимая информация о строении земной коры хребта Андрусова. На рис. 2.88 показаны разрезы, построенные по результатам гравитационного моделирования [Starostenko et al., 2015] (а) и сейсмического профилирования [Nikishin et al., 2014a] (б). Их сравнение не оставляет ни малейшего сомнения в идентичности положения и углов падения разломов.

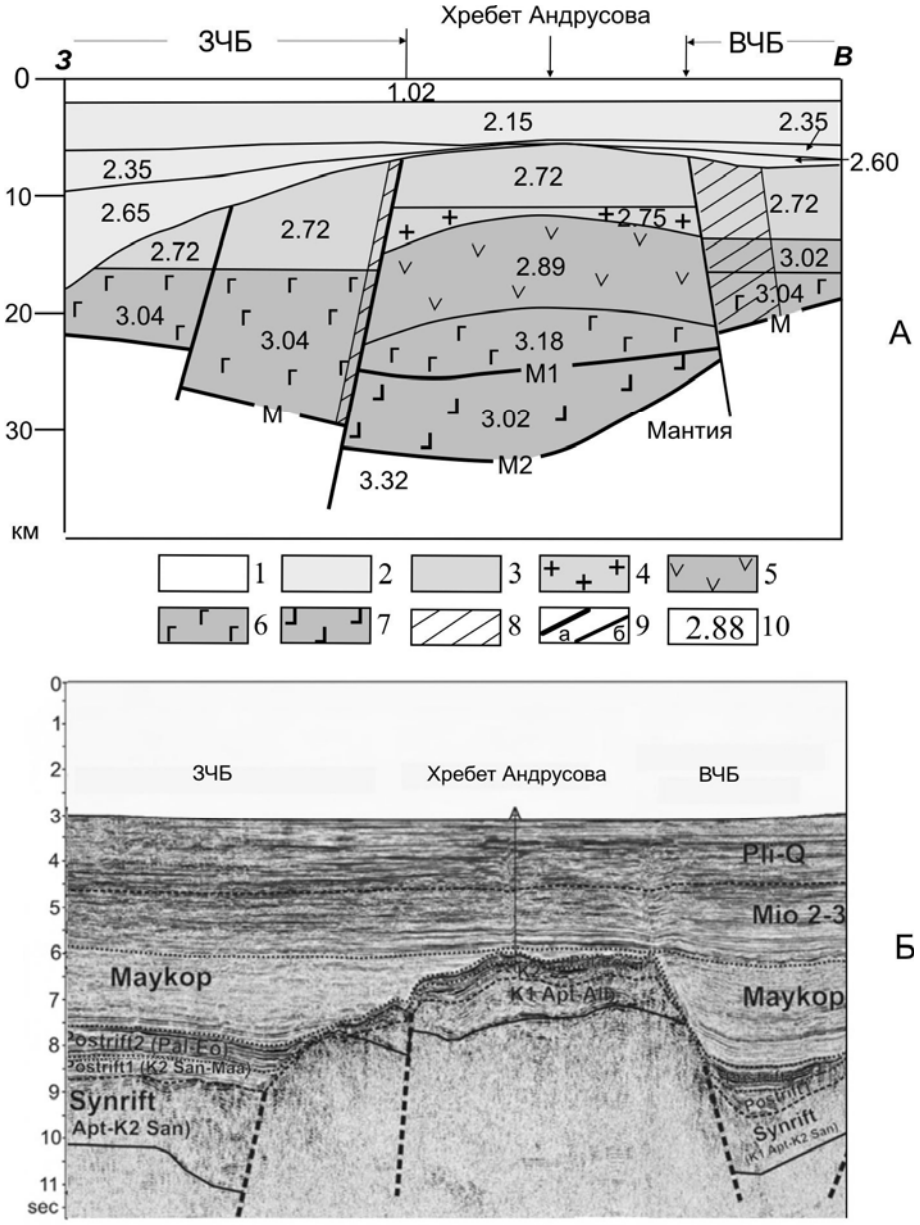


Рис. 2.88. Плотностная модель земной коры хребта Андрусова (а) [Starostenko et al., 2015] и геологическая интерпретация сейсмических данных по линии BS-80 (б) [Nikishin et al., 2015a]; 1 — вода; 2 — осадки; 3 — осадочные породы и гранитоиды; 4 — гранитоиды верхней коры; 5 — основные породы; 6 — основные и ультраосновные породы; 7 — магматические породы [Scott, 2009]; 8 — тела с повышенной намагниченностью; 9 — разломы; 10 — плотность, г/см^3. Положение профиля см. рис. 2.87. Оба результата неопровержимо указывают на принадлежность разломов ко всему разрезу консолидированной коры.

Рис. 2.89 демонстрирует наглядный пример полного подтверждения существования глубинной ОС зоны разломов, выделенной по гравитационному и магнитному моделированию, результатами ГСЗ [Starostenko et al., 2015].

На рис. 2.90 приведена схема глубины залегания раздела Мохо ЗЧБ по данным многоканального сейсмического профилирования. Как видно, топография подошвы коры отражает ее блоковую структуру и смену характера рельефа от центральной части ЗЧБ в сторону ОС и ОСО зон разломов [Schleder et al., 2015]. Поскольку особенности рельефа границы кора - верхняя мантия, выделенные двумя подходами, полностью совпадают, это является еще одним доказательством реальности разломов, приведенных на рис. 2.87. На рисунке показаны зоны высоких градиентов рельефа подошвы коры (черные точки), которые отождествляются с межблоковыми разломами. Как видно, главные направления разломов коры полностью подтверждаются этими зонами рельефа раздела Мохо, часто соответствуя один другому, что также является прямым и независимым доказательством глубинного происхождения и надежности картирования разломов по гравитационным и магнитным данным.

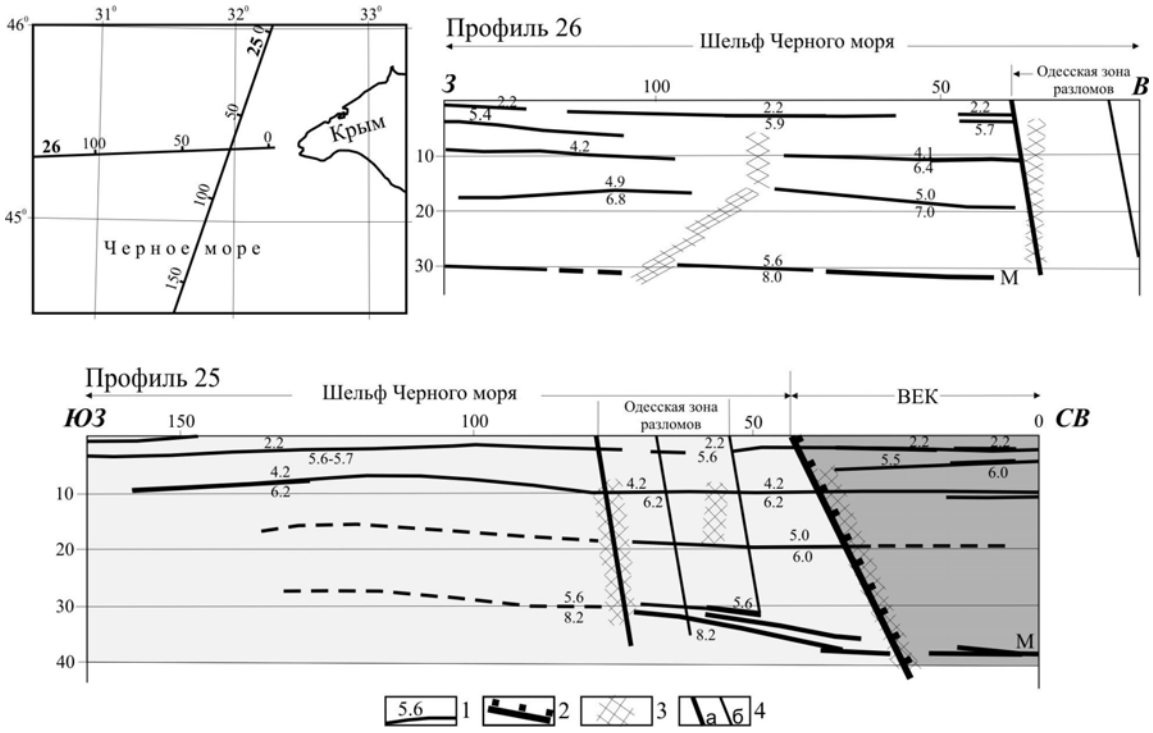


Рис. 2.89. Положение ОС зоны разломов по потенциальным полям и данным ГСЗ [Starostenko et al., 2015]: 1 — изолинии сейсмической скорости, км/с; 2 — граница ВЕК; 3 — разломы по данным ГСЗ; 4 — разломы консолидированной коры (а — первого, б — второго рангов), см. Рис. 2.87. Разломы по данным ГСЗ явно пересекают раздел Мохо, что подтверждает их глубинное происхождение.

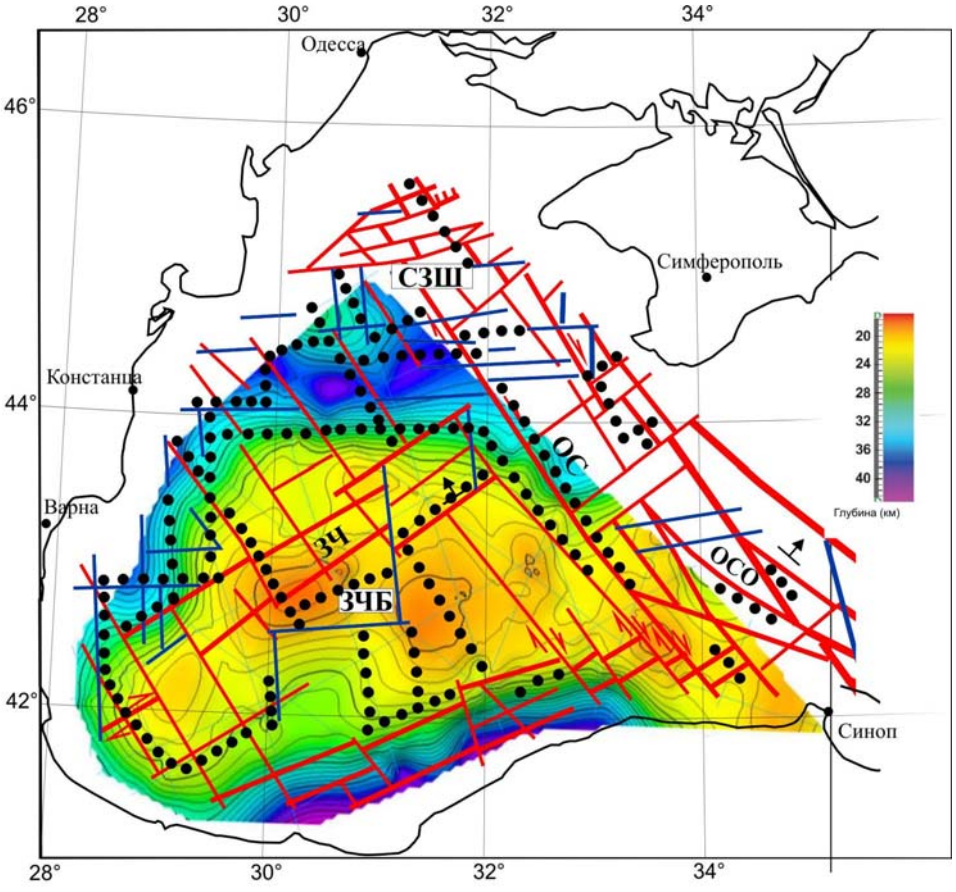


Рис. 2.90. Глубина залегания раздела Мохо [Schlender et al., 2015] и разломы коры (рис. 1). Точки обозначают резкие градиенты рельефа Мохо.

На рис. 2.91 показана лишь диагональная система разломов, так как именно она контролирует тектоническую обстановку в Черном море и играет ключевую роль в процессе его раскрытия. Она включает самую крупную ОС зону разломов (320—325˚) с ее ответвлениями, Алуштинско-Батумскую (АБ) (295—310˚) и Западно-Черноморскую (ЗЧ) (235˚) зоны разломов. В эту систему также входит Балканидо - Понтийский разлом (БП) (320˚) и сложная зона разломов (245˚) вдоль юго-западного побережья Черного моря , субпараллельная Западным Понтидам СП). Правосторонние разломы северо-западного простирания нарушают целостность этой зоны, которая в генеральном плане субпараллельна Интра-Понтийской сутуре. Крупные зоны разломов диагональной системы, за исключением АБ, четко проявляются в мантийной компоненте гравитационного поля (рис. 2.87), что еще раз свидетельствует об их мантийном заложении [Старостенко и др., 2010; Starostenko et al., 2015].

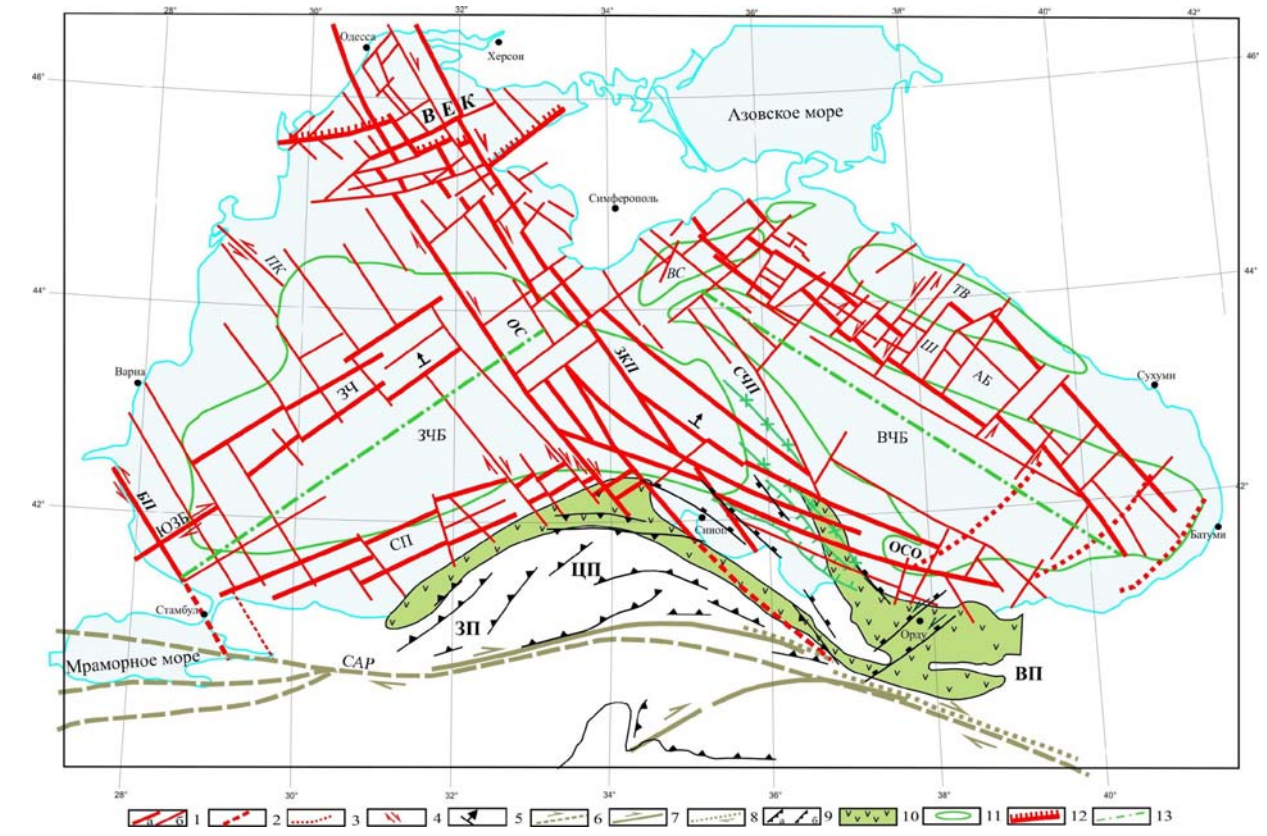


Рис. 2.91. Разломы коры Черного моря диагональной системы [Старостенко и др.. 2010; Starostenko et al., 2015] с изменениями. 1 — разломы консолидированной коры первого и второго порядка; 2 — продолжение разломов по анализу карты гравитационных аномалий Буге Турции [Ates et al., 1999]; 3 — трансформные разломы по [Shillington et al., 2009]; 4 — направление движений вдоль послерифтовых сдвигов; 5 — направление падения разломов; 6—8 — положение Северо-Анатолийского разлома: 6 — [Gürbüz, 2010], 7 — [Meijers et al., 2010], 8 — [Eyuboglu et al.,2012]; 9 — взбросы и надвиги (а), сбросы (б) [Meijers et al., 2010]; 10 — зоны позднемелового вулканизма [Nikishin et al., 2013]; 11 — границы суббассейнов; 12 — граница ВЕК; 13 — оси суббассейнов. Сокращения: САР — Северо-Анатолийский разлом, ВЕК — Восточно-Европейский кратон, ЗП — Западные Понтиды, ЦП — Центральные Понтиды, ВП — Восточные Понтиды. Другие сокращения см. рис. 2.87.

СЗ сегмент ОС зоны разломов является прямым подводным продолжением хорошо изученного Тальновского разлома, заложенного в виде правого сдвига в протерозое на Украинском щите и его южном склоне. В свою очередь, этот разлом является составляющим элементом Голованевской шовной зоны на границе двух крупных блоков континентальной коры с различным глубинным строением и историей развития [Хаин, Богданов, 1998; Гинтов, 2017].

Ширина ОС зоны разломов достигает 100 км, причем она состоит из фрагментов одинакового простирания, смещенных разломами северо-восточного направления. В частности, ЗК разлом представляет собой унаследованный фрагмент восточной границы ОС зоны разломов, который проявляется в осадочном чехле, что было зафиксировано сейсмическим профилированием [Finetti et al., 1988]. Чтобы отличить глубинный разлом от ЗК разлома в осадочном чехле, разлом в консолидированной коре на рис. 2.91 назван Западно-Крымско-Понтийским (ЗКП).

Южное продолжение ОС зоны разломов уверенно трассируется в магнитном и гравитационном полях на прибрежной территории Турции [Ates et al., 1999]. Далее на юго-восток ОС зона изменя-

ет свое простирание и в качестве правостороннего сдвига входит в состав восточной части правостороннего Северо-Анатолийского разлома (САР), разделяющего ВП от ЗП (рис. 2.91). Это согласуется с гипотетическим разломом Абана между упомянутыми тектоническими единицами [Nikishin et al. 2015b].

Восточная ветвь позднемелового вулканического пояса [Nikishin et al., 2013] строго следует простиранию ОС зоны. Западная же ветвь пояса субпараллельна ЗЧ глубинному разлому. ОС зона разломов также контролирует сочленение под тупым углом (120˚) сегментов вулканического пояса и ортогональность осей Черноморских суббассейнов, что является безусловным доказательством асинхронного образования обеих котловин.

В пределах западного сегмента ОС зоны простирания сбросов, надвигов и взбросов на суше и на море [Meijers et al., 2010] согласны с простиранием разломов зоны (рис. 2.91). ОС зона разделяет области с разным типом деформации: к востоку от нее развиты сбросы, а западу — надвиги и взбросы. Такое соотношение тектонических элементов различного возраста и ОС глубинного разлома докембрийского заложения указывает на длительную активность и определяющую роль этой зоны при формировании позднемеловых -палеогеновых складчатых и надвиговых тектонических структур.

Поскольку существование так называемого Западно-Черноморского разлома является дискуссионным [Munteanu et al., 2013; Kaymakci et al., 2014], БП зона глубинных разломов северо-западного простирания (320°), параллельная ОС зоне, принята в качестве наиболее подходящего правостороннего трансформного разлома для осуществления раскрытия ЗЧБ. Западный разлом БП зоны маркирует границу между Балканидами и ЗП. В гравитационном поле побережья Турции [Ates et al., 1999] и Болгарии [Georgiev, 2012; Trifonova et al., 2012] он четко трассируется полосой резких градиентов. Этот разлом также пространственно совпадает с морским фрагментом Западно-Черномор-ско-Саросским разломом [Nikishin et al., 2011] и разделяет области с разными реологическими свойствами: более жесткую Балканско-Мизийскую и более пластичную Понтийско-Западно-Черноморскую [Munteanu et al., 2013]. Простирание БП зоны совпадает с простиранием структур рельефа дна таких бассейнов, как Бургасский [Georgiev, 2012], бассейн палео — Босфорского пролива, Камчийский морской бассейн [Nikishin et al., 2015a]. Оно также согласуется с генеральным трендом (315—320°) зоны Тейссейра-Торнквиста [Хаин, Богданов, 1998]. Восточный краевой разлом БП зоны ограничивает ЗЧБ и пояс магнитных аномалий предположительно рифтового происхождения [Starostenko et al., 2015]. ЗЧ, АБ и ОС зоны глубинных разломов ассоциируются с поясами магнитных аномалий разной формы: линейной такого же простирания и изометричной. Магнитные аномалии АБ зоны обусловлены дайками основных среднеюрских пород, внедрившихся в режиме растяжения [Shreider et al., 1997; Meisner et al., 2009; Meisner, 2010]. Они являются свидетельством процессов, связанных с рифтообразованием [Shreider et al., 1997; Besutiu, Zugrávesku, 2004].

Геодинамическая интерпретация. Рифтогенез Черного моря начался на континентальной коре, сложенной мозаикой террейнов с возрастом от докембрия до раннего мезозоя, которые последовательно причленялись друг к другу в результате многократно повторяющихся эпизодов аккреции [Winchester et al., 2006; Pease et al., 2008]. Некоторые фрагменты кристаллической коры нужно классифицировать как мистические террейны [Howell, 1989], поскольку не удается установить их первичное положение. В результате интерпретация сейсмических профилей в Черном море по программе BasinSPAN выявлены обширные террейны с чрезвычайно растянутой континентальной корой [Graham et al., 2013; Nikishin et al, 2015a; Scheleder et al., 2015]. Для данной работы концептуально важно, что их пересекает ОС зона разломов, хотя даже мысль о существовании этой зоны в Черном море в недалеком прошлом была для зарубежных исследователей абсурдной, поскольку в процессе его раскрытия она должна была, по их мнению, исчезнуть в процессе образования океанической коры. Предрифтовая континентальная литосфера была разделена на 2 крупных блока ОС зоной докембрийского заложения. Эта зона неоднократно испытывала активизацию вплоть до настоящего времени [Кравченко и др., 2004; Kutas et al., 2004]. Существовавшая еще до формирования суббассейнов Черного моря долгоживущая ОС зона обусловила индивидуальную эволюцию суббассейнов, что проявилось в унаследованности различных реологических параметров предрифтовой литосферы [Старостенко и др., 2010; Starostenko et al., 2015].

В палеотектоническом плане раскрытие западной части ЗЧБ, ограниченной на востоке ОС разломом (рис. 2.92), произошло на континентальной коре крупного Мизийского террейна вдоль окраины Евразии [Golonka, 2004; Nikishin et al., 2011]. В предрифтовый период Стамбульский террейн был отделен от Мизийского террейна глубинным разломом, который позже трансформировался в ЗЧ рифт северо-восточного простирания (235˚), ортогональный ОС и БП зонам разломов. В это время Каркинитская впадина только зарождалась в виде рифта. Напротив, АБ зона разломов уже сформировалась как пояс основных даек и вулканов средне — позднеюрского и нижнемелового возраста, соответственно [Shreider et al., 1997; Meisner et al., 2009; Meisner, 2010; Nikishin et al., 2015a,b].

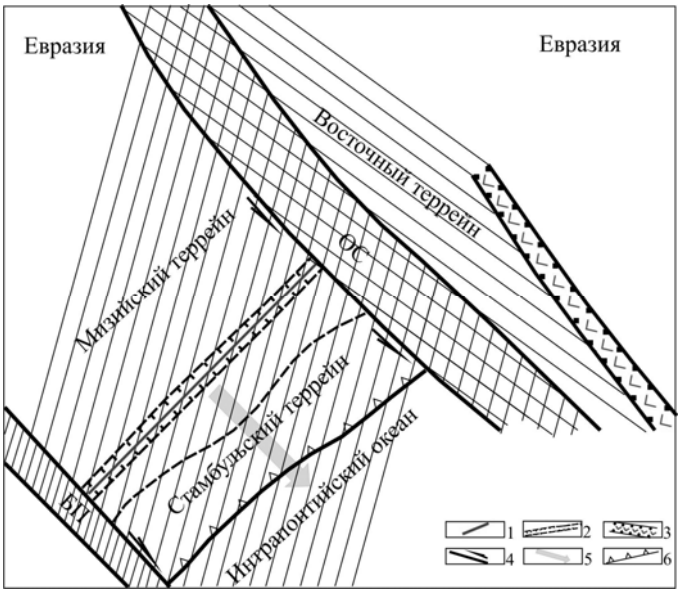


Рис. 2.92. Рифтинг Западно-Черноморского бассейна в среднем мелу. Он обусловлен право- и левосторонними движениями вдоль БП и ОС глубинных разломов, соответственно. ОС зона разлома разделяет два крупных континентальных блока. БП зона разлома на западе ограничивает западный бассейн. В Мизийском террейне предположительно существовал дорифтовый разлом, ортогональный к ОС и БП зонам разломов. Каркинитский рифт еще был закрыт. В результате движения Стамбульского террейна на юго-восток захлопнулся Интра-Понтийский океан. 1 — дорифтовые разломы; 2 — зарождающийся рифт; 3 — юрский магматический пояс [Meisner, 2010]; 4 — направление сдвиговых перемещений по разломам; 5 — направление движения террейнов; 6 — зоны надвигов и поддвигов. Сокращения на рис. 2.87.

Рифтинг зарождающегося во второй половине раннего мела ЗЧБ [Hippolyte et al., 2010; Graham et al., 2013; Okay et al., 2014; Kaymakci et al., 2014; Nikishin et al., 2015b; Okay and Nikishin, 2015] был обусловлен перемещением Стамбульского террейна в юго-восточном направлении (140˚) вдоль ОС и БП трансформных разломов (рис. 2.92). Это движение позже привело к сочленению Стамбульского террейна и зоны Сакарайя, закрытию Интра-Понтийского бассейна [Robertson, Ustaömer, 2004; Hippolyte et al., 2010; Özcan et al., 2012] и формированию западной части ЗЧБ, ограниченного на востоке западной ветвью зоны ОС разлома. Внутри ОС зоны, по всей ее длине и вдоль границы ВЕК развиты вулканические основные породы мелового возраста, обусловившие изометричные и линейные магнитные аномалии [Nikishin et al., 2013]. Акватория, куда входили ВЧБ к востоку от ОС разлома и Восточная часть ЗЧБ в пределах ОС зоны, раскрылась вследствие вращения против часовой стрелки (около30˚) большого континентального блока вокруг полюса, расположенного на севере Крыма [Okay et al., 1994]. Это вращение привело к существенному изменению палеогеографии.

Оно обусловило образование Каркинитского прогиба, изменение знака смещения вдоль восточного сегмента ОС зоны с лево — на правосторонний и перемещение южной границы ВЕК (рис. 2.93), вызвало раскрытие ВЧБ, образование дугообразных разломов ортогональных к современному тренду этого бассейна. Вращательное движение также явилось причиной смещения АБ зоны магнитных аномалий (юрский рифт?) к современному положению, образования сети главным образом дугообразных левосторонних сдвигов АБ зоны, трансформных разломов (например, Трабзонского) в юго-восточной части ВЧБ [Scott, 2009; Nikishin et al., 2015a] и треугольной формы восточного суббассейна. Оно сформировало Синопско-Орду сеть разломов**,** а также юго-восточное ответвление СО зоны в виде серии разломов этой зоны, что в конечном итоге привело к созданию единой ОСО зоны разломов.

В пределах ВЧБ не наблюдается единой системы линейных магнитных аномалий, обусловленных дайками основного состава и связанных с рифтогенезом [Starostenko et al., 2015]. Здесь отмечаются лишь несколько линейных и изометричных аномалий. Такая структура магнитного поля указывает на прерванный процесс рифтинга, что согласуется с составом коры, где безгранитная область существует только в центре суббассейна.

В юго-восточной части ЗЧБ развиты главным образом правосторонние разломы ОС зоны, выделенные нами и полностью соответствующие карте рельефа фундамента, построенной по данным сейсмического профилирования [Nikishin at al., 2015a]. Эта область, по-видимому, не была вовлечена в формирование западной части ЗЧБ, что дает основание применить пулл-апартовый механизм для ее образования (рис. 2.94), который обусловлен движением вдоль правосторонних сдвигов. Обстановку растяжения[Molnar, 2015] лишний раз подтверждают несколько линейных магнитных аномалий, вызванных основными интрузиями в ОС фрагменте ОСО зоны разломов.

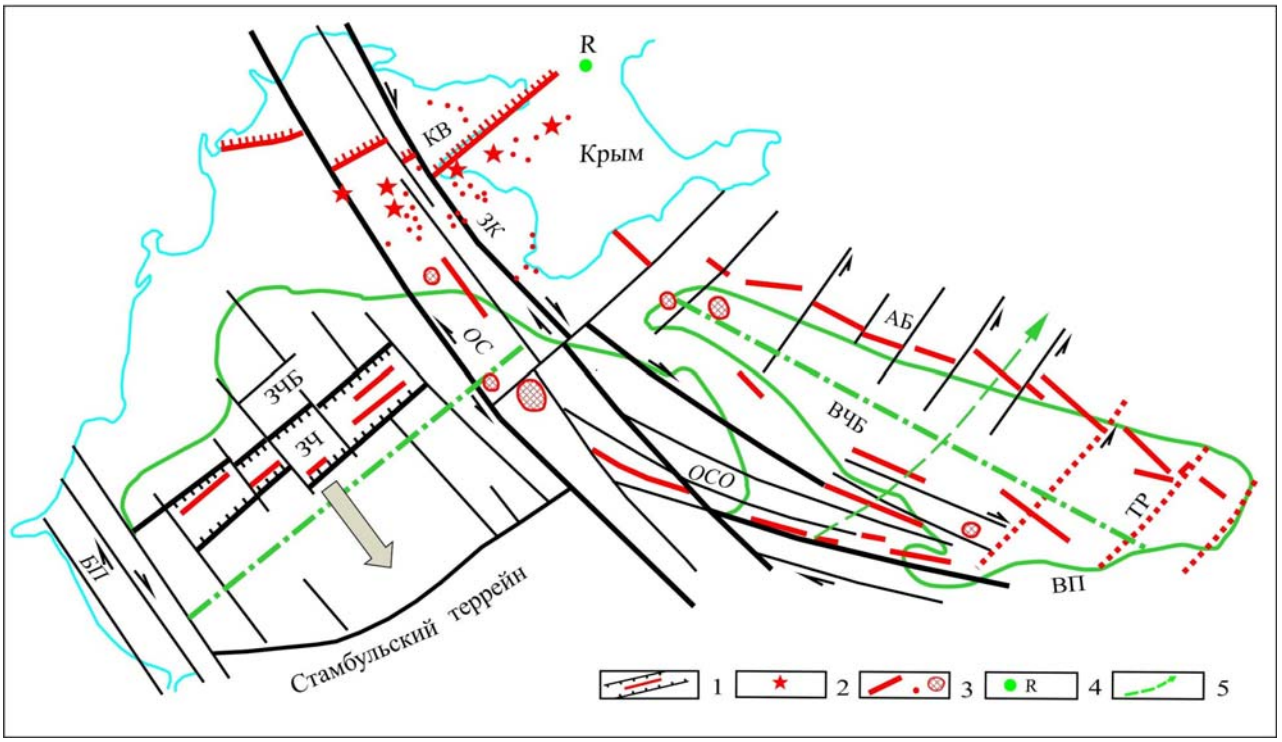


Рис. 2.93. Раскрытие Восточно-Черноморского бассейна в позднем мелу. Оно обусловлено вращением против часовой стрелки восточного континентального блока. 1 — рифт ЗЧБ ; 2 — вулканы альбского возраста [Nikishin et al., 2013]; 3 — линейные и изометричные магнитные аномалии [Meisner, 2010]; 4 — полюс вращения восточного домена; 5 — направление вращения. Тр — разлом Трабзон. Другие сокращения на рис.2.87, 2.91.

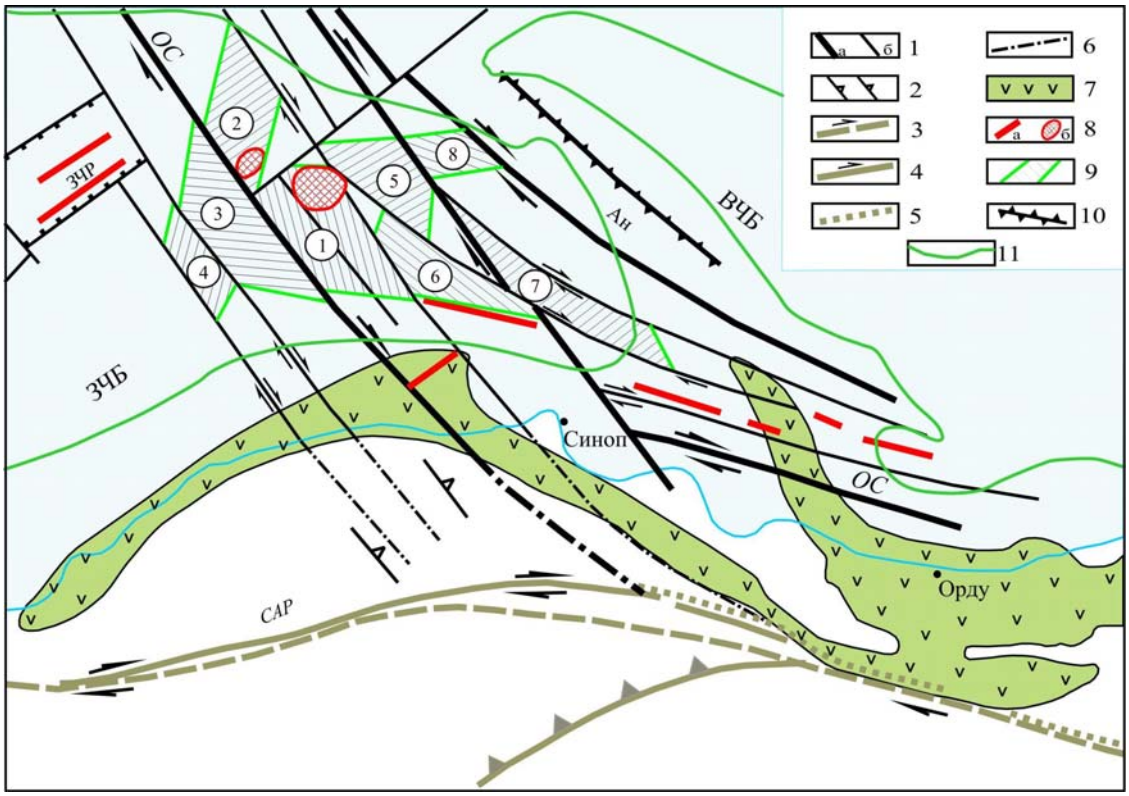


Рис. 2.94. Структуры пулл-апарт в правом сдвиге ОСО зоны разломов. 1 — разломы (а — первого ранга, б — сопутствующие); 2 — надвиги [Rangin et al., 2002]; 3—5 — положение САР (3 — [Gürbüz, 2010], 4 — [Meijers et al., 2010], 5 — [Eyuboglu et al., 2012]); 6 — разломы, выделенные по карте гравитационных аномалий Турции [Ates et al. 1999]; 7 — зоны позднемелового вулканизма [Nikishin et al., 2013]; 8 — положительные магнитные аномалии; 9 — структуры пулл-апарт, 10 — хребет Андрусова; 11 — границы суббассейнов. ЗЧР — Западно-Черноморский рифт.

Осадочные бассейны типа пулл-апарт широко распространены в мире в условиях сдвигов и наличия растяжения [Man, 2007]. Скрупулезный анализ современной литературы позволил обобщить размеры бассейнов, величины углов между разломами и получить эмпирические отношения длина/ширина таких структур, что было использовано при изучении САР зоны разломов [Gürbüz, 2010]. Среднее отношение длины к ширине равно 3.2, а острые углы между ограничивающими разломами колеблются в пределах 30—35°. В Черном море механизм пулл-апарт впервые был привлечен для объяснения образования Трабзонского бассейна [Nikishin et al., 2015b].

Чтобы показать работоспособность этого механизма в Черном море на региональном уровне, нами определены параметры малых пулл-апартовых бассейнов, выделенных в ОСО зоне разломов по конфигурации субпараллельных главных сдвиговых нарушений и диагональных трансформных разломов, которые четко проявляются на карте рельефа фундамента [Nikishin et al., 2015a]. Следует заметить, что такой анализ имеет иллюстративный характер из-за регионального масштаба исследований. Наиболее глубокая депрессия в юго-восточной части ЗЧБ является суммарным результатом погружения 8 меньших по размеру пулл-апартовых бассейнов, скорость погружения которых была больше по сравнению с окружающими акваториями. Отношение длина/ширина 6 бассейнов изменяется от 2.4 до 3.8, за исключением бассейнов 1 и 7, где оно равняется 1.7 и 6.4 соответственно. Значения острых углов между главными сдвиговыми разломами окраин бассейнов и трансформными разломами составляют 30—50˚. Полученные параметры хорошо согласуются с параметрами бассейнов в других регионах [Gürbüz, 2010].

В пользу пулл-апартового происхождения юго-восточной части ЗЧБ также указывает верхнемеловой возраст осадков на фундаменте тогда, как к западу от этой части бассейна он древнее [Hippolyte et al., 2010; Nikishin et al., 2015a].

Существование пулл-апартовых бассейнов позволяет избавиться от одной спекулятивной проблемы, поднятой Стифенсоном и Шеллартом [2010], чтобы оправдать свой чисто абстрактный, не согласующийся ни с палеогеографией, ни с глубинным строением механизм одновременного раскрытия Черного моря как единого блока, в котором разный режим растяжения в каждом суббассейне обусловлен откатом назад субдуцирующей литосферы. По их мнению, клинообразный блок земной коры между западным и восточным суббассейнами непосредственно к западу от СЧП представляет непреодолимую помеху для любой модели двухстадийного раскрытия Черного моря без сосуществования двух зон субдукции, субпараллельных осям рифтов. В действительности угол между осями рифтов составляет 120˚. Более того, модель двухстадийного раскрытия [Okay et al, 1994], даже не обоснованная глубинным строением региона**,** прекрасно обходится без двух таких зон в пределах Черного моря.

Дискуссия. Имеется две большие группы геодинамических моделей, касающихся открытия Черного моря. Модели первой группы предусматривают одностадийный механизм с возможным небольшим различием возраста раскрытия суббассейнов [например, Zonenshain and Le Pichon, 1986; Finetti et al., 1988; Nikishin et al., 2003, 2011; Stephenson and Schelart, 2010]. Модели второй группы включают две стадии раскрытия с явным временным разрывом между западной и восточной частями Черного моря [например, Okay et al., 1994; Banks and Robinson, 1997].

Модели одновременного раскрытия Черного моря как единой структуры игнорируют принципиальные различия палео-литосферной реологии суббассейнов [Spadini et al., 1996, 1997; Cloetingh et al., 2003, 2013] и унаследованные современные физические параметры литосферы [Старостенко и др., 2010, Starostenko et al., 2015]. Западная часть образовалась на стабильной и холодной литосфере мощностью 200 км в задуговой ситуации, тогда, как восточная часть развивалась на уже существовавшем задуговом бассейне с тонкой (80км) и теплой литосферой [Spadini et al., 1996]. С другой стороны, двухстадийные модели границей между двумя бассейнами Черного моря принимают разломы в осадочной толще. Идея о существовании ОС зоны разлома мантийного происхождения, предшествующей образованию суббассейнов, позволяет нам исключить значительные противоречия в упомянутых выше моделях.

Поскольку ОС разлом является подводным продолжением глубинного Тальновского разлома Украинского щита (см. пункт 2.5.3), его характеризуют тектонические особенности последнего. Заложившийся как правосторонний сдвиг Тальновский разлом многократно активизировался как левый и правый сдвиг, изменяя направление сдвиговых перемещений [Гинтов, 2005]. Это предполагает, что ОС разлом был также активным тектоническим элементом до мелового времени в регионе, где формировался бассейн Черного моря. Многократная активизация ОС зоны разлома и ее продолжение на суше контролирует вулканические и вулканокластические породы и тектонические нарушения в ЦП и ВП (рис. 2.95). Этот межрегиональный глубинный разлом разделяет верхнемеловые вулканические и вулканокластические породы от турбидитов преддугового бассейна подобно тому, как показано на карте, построенной по данным геологических полевых съемок, по [Okay and Nikishin, 2015]. Более того, в послемеловое время правосторонние сдвиги вдоль предполагаемого продолжения ОС зоны разломов сместили эти эффузивы, что привело к геологической ситуации этой территории, изображенной на упомянутой карте.

Наиболее глубокая депрессия ЗЧБ относится к его юго-восточной части. ОС зона разлома делит фундамент суббассейна на западную и восточную части, существенно отличающиеся по морфологии его рельефа. В западной части он слабо дифференцирован, а вытянутая конфигурация бассейна параллельна оси Западно-Черноморского рифта. Восточная часть, напротив, состоит из локальных депрессий различных простираний, образование которых связывается с правосторонними сдвигами во время рифтинга ВЧБ.

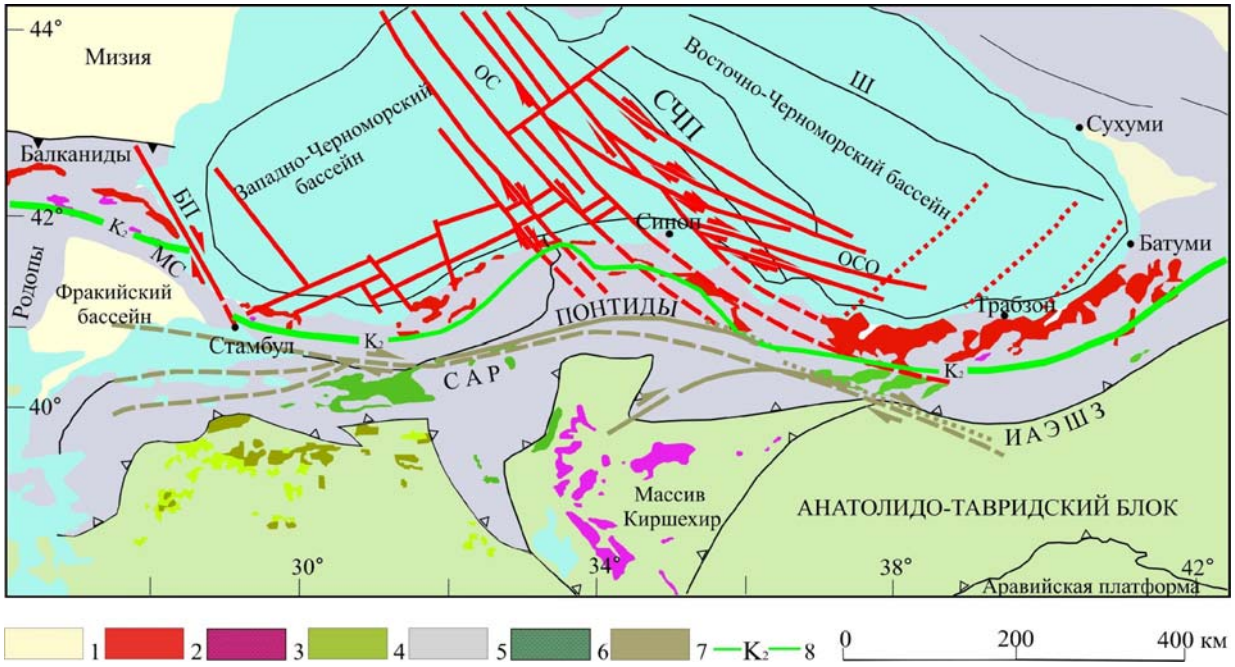


Рис. 2.95. Соотношение разломов коры Черного моря (см. рис. 2.87) и геологического строения прибрежной суши [Gürbüz, 2010; Okay and Nikishin, 2015]. 1 — верхнемеловые — кайнозойские горизонты; 2 — верхнемеловые вулканические и вулканокластические породы; 3 — верхнемеловые гранитоиды; 4 — офиолитовый меланж-аккреционный комплекс с триасово-меловыми базальтами, сланцами и аргиллитами; 5 — домеловые толщи; 6 — верхнемеловые песчаники и сланцевые турбидиты преддугового бассейна; 7 — верхнемеловые офиолиты, преимущественно перидотиты; 8 — верхнемеловой магматический фронт. МС — массив Странджа; ИАЭС3 — Зона сутуры Измир-Анкара-Эрзинкан. Другие сокращения на рис. 2.87, 2.90.

К востоку от ОС зоны бассейн Черного моря раскрылся в результате вращения крупного континентального блока против часовой стрелки с центром вращения в северном Крыму [Okay et al., 1994]. Вращение привело к открытию Каркинитской впадины, смене знака сдвиговых перемещений вдоль восточных разломов ОС зоны, образованию ее Синопско — Орду ветви и смещению южной границы ВЕК (рис. 2.93). Это событие привело к открытию ВЧБ, возникновению дугообразных разломов, ортогональных к оси современного бассейна, а также к смещениям АБ юрской магматической зоны до современного ее положения, сети дугообразных левосторонних сдвигов — трансформных разломов (Трабзонский разлом, например) на юго-востоке ВЧБ [Skott, 2009].

Подводя итоги, необходимо подчеркнуть элементы новизны настоящих исследований, которые сводится к следующему.

– Независимые результаты международного проекта «Геология без границ» полностью подтвердили разломы коры, выделенные по потенциальным полям, поскольку 135 из 150 разломов, протрассированных по сейсмическим данным, совпали с положениями разломов, использованных в этой работе.

– Получены неоспоримые доказательства решающей роли разломов консолидированной коры в раскрытии бассейна Черного моря, при этом среди последних важнейшими являются Одесско-Синопская и Балканидо-Понтийская зоны разломов.

– Черное море зародилось на двух крупных докембрийских террейнах с различной реологической характеристикой по обе стороны от уже существовавшего ко времени раскрытия бассейна Одесско-Синопского глубинного разлома.

– К раскрытию бассейна Черного моря привели два разных механизма. Западный бассейн, за исключением его восточной части, открылся на фрагменте континентальной коры вследствие ортогонального рифтинга в процессе движения Стамбульского террейна по двум параллельным глубинным право- (БП) и левосторонним (ОС) сдвигам. Остальная часть ЗЧБ и ВЧБ образовались в результате вращения против часовой стрелки крупного континентального блока.

– Косое направление главных структурных единиц и существенные различия параметров литосферы Западного и Восточного бассейнов от докембрийского до настоящего времени свидетельствуют, что их раскрытие произошло в разное время на разных тектонических террейнах с последующей автономной и индивидуальной пострифтовой историей.

– Самые глубокие впадины в юго-восточной части ЗЧБ образовались в поясе правосторонних сдвигов в ОСО зоне разломов как суммарный эффект восьми малых пулл-апартовых бассейнов, имеющих большую скорость погружения по сравнению с окружающим регионом.

– Юго-восточное продолжение ОС разлома является западной границей домеловых образований Восточных Понтид и верхнемеловых – кайнозойских пород Центральных Понтид.

– Модифицированный в работе вариант двух стадийного механизма задугового раскрытия Черного моря наиболее полно объясняет фактологический материал по поверхностному и глубинному строению земной коры акватории и прибрежной суши.

2.2.7. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса пределах Украины и прилегающих территорий

Введение. Границы Евразийской плиты (ЕАП), занимающей большую часть территории Украины, в течение геологического времени с начала ее образования в конце палеозоя и до позднего кайнозоя, не были постоянными и изменялись в результате процессов аккреции и коллизии, образования морских и океанических впадин и формирования на их месте складчатых поясов [Зоненшайн и др., 1990; Хаин, 1984, 2001; Хаин, Сеславинский, 1991].

Западная часть ЕАП от Урала до Атлантики, называемая западными специалистами «Европейской плитой», образовалась в современном виде после формирования Западно-Европейской эпигерцинской платформы (ЗЕП) и присоединения ее в раннем триасе к Восточно-Европейской докембрийской (ВЕП). Как будет видно из дальнейшего изложения, ВЕП и ЗЕП являются самостоятельными плитами второго порядка и их необходимо рассматривать отдельно. Западные и южные контуры ВЕП и ЗЕП сильно изменились после образования в мезозое океана Неотетис, его закрытия и формирования в мезо-кайнозое Альпийско-Гималайского пояса (АГП) коллизионного типа на границе ЕАП с плитами Гондваны.

В пределах Украины развиты структурные элементы как ВЕП, так ЗЕП и АГП. Последний представлен в Украине и приграничных территориях Восточными Карпатами, Северной Добруджей, Черноморской впадиной и Горным Крымом, который продолжается на востоке орогеном Большого Кавказа (рис. 2.96).

В АГП включают также развитую на его северо-восточной окраине полосу каледонской и герцинской складчатости с мезо-кайнозойским чехлом, относимую сейчас к «эпиорогенным зонам»[2] [Тектонічна…, 2007], — Рава-Русской в Предкарпатье и Скифской в Преддобруджье, Степном Крыму, под водами Азовского и северо-западной шельфовой части Черного морей. Эпиорогенные зоны (ЭОЗ) несут в себе геологические признаки как АГП, так и ЕАП, вскрываются только глубокими скважинами, в связи с чем изучаемое сочленение, по геодинамическим реконструкциям, «достаточно расплывчато» [Зоненшайн и др., 1990]. С одной стороны, поверхностные геологические границы ЕАП и плит Гондваны удалены друг от друга на ширину АГП, с другой — их глубинные коровые границы в изучаемом регионе, по данным ГСЗ, как будет показано ниже, находятся под структурами АГП.

Следовательно, основними методами, позволяющими дать более точную информацию о границах ВЕП, ЗЕП и АГП, являются геофизические.

В 1989—1994 гг. проблема границ ВЕП и АГП на основе использования геофизических методов уже ставилась и решалась. Результаты были опубликованы в монографиях Института геофизики НАНУ [Литосфера…, 1989; Литосфера…, 1994], получивших большую известность. В дальнейшем мы к ним будем неоднократно обращаться. Но тогда геофизических и геологических данных о земной коре Украины было не так много, а мантия исследовалась в основном потенциальными методами (геотермия, гравиметрия, геоэлектрика) до глубины не более 200 км. Поэтому выводы о геодинамических процессах были достаточно осторожными.

В последние 10—15 лет Институтом геофизики НАН Украины выполнено сейсмотомографическое изучение мантийных скоростных неоднородностей Евразии и Северной Африки на глубинах от 50 до 850—2500 км [Гейко и др., 1998, 2006-2007; Бугаенко и др., 2008; Цветкова, Бугаенко, 2012;Старостенко и др., 2013; Шумлянская и др.,2014], основанное на теоретических разработках В. С. Гейко [Гейко, 1997]. Построена трехмерная Р-скоростная модель мантии под территорией

[2] Термин «эпиорогенная зона» введен на Тектонической карте Украины [Тектонічна….., 2007] из-за фиксистского и мобилистского разночтения понятия «плита».

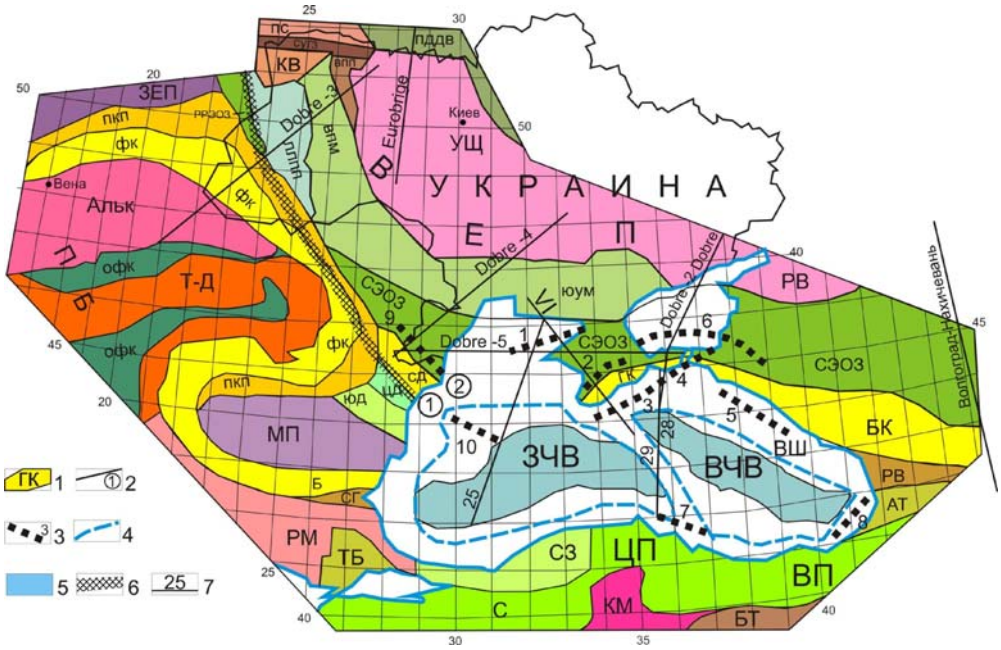


Рис. 2.96. Схема основных тектонических структур исследуемого региона. Компиляция материалов и карт, по [Тектоническая…, 2007; Okay, Tuysuz, 1999; Юдин, 2007; Афанасенков и др., 2007; Hippolite, 2002 ;Konerding et al., 2010; Csontos, Vörös, 2004]. Составили Гинтов О. Б., Муровская А. В. Условные обозначения: 1 — контуры основных тектонических структур и их обозначения; 2 — разломы и их номера (цифры в кружках); 3 — прогибы и их номера; 4 — глубоководные впадины; 5 — океаническая и субокеаническая кора; 6 — Трансевропейская шовная зона; 7 — геотраверсы и профили ГСЗ. *Буквенные обозначения тектонических структур*: Альк—Алькапа, АТ – Аджаро-Триалетия, Б — Балканиды, БК — Большой Кавказ, ВЕП — Восточно-Европейская платформа, ВП — Восточные Понтиды, ВПМ — Волыно-Подольская моноклиналь, ВПП — Волыно-Полесский прогиб, ВЧВ — Восточно-Черноморская впадина, ВШ — Вал Шатского, ЗЕП — Западно-Европейская платформа, ЗЧВ — Западно-Черноморская впадина, КВ — Ковельский выступ, км — Киршехирский массив, ЛЛПП — Львовско-Люблинский палеозойский прогиб, МП — Мизийская платформа, ОФК — площади широкого распространения офиолитовых комплексов (Вардар, Мелиата и др.), ПБ — Паннонский бассейн, ПДДВ — Припятско-Днепровско-Донецкая впадина, ПКП — Предкарпатский прогиб, ПС — Полесская седловина, РВ — Ростовский выступ, РВ — Рионская впадина, РМ — Родопский массив, РРЭОЗ — Рава-Русская эпиорогенная зона, С — Сакария, СГ — Среднегорье, СД — Северная Добруджа, СЗ — Стамбульская зона, СУГЗ — Североукраинская горстовая зона, СЭОЗ — Скифская эпиорогенная зона, ТБ — Тракийский бассейн, Т-Д — Тисса-Дакия, УЩ — Украинский щит, ФК — Флишевые Карпаты, ЦД — Центральная Добруджа, ЦП — Центральные Понтиды, ЮД — Южная Добруджа, ЮУМ — Южноукраинская моноклиналь. *Прогибы*: 1 — Каркинитский, 2 — Предгорнокрымский, 3 — Сорокина, 4 — Керченско-Таманский, 5 — Туапсинский, 6 — Индоло-Кубанский, 7 — Синопский, 8 — Гурийский, 9 — Преддобруджинский, 10 — Истринский. Разломы: 1 — Печенига-Камена, 2 — Кагульский.

Евразии и ее окружением. Модель представлена в виде горизонтальных и вертикальных сечений мантии. Горизонтальные — в истинных скоростях V_p с шагом через 25 км, вертикальные (долготные и широтные) — в виде невязок скорости $^{TM}=V_p–V_{ref}$, где V_{ref} — обобщенная модель средней скорости [Гейко и др.,1998].

Четкая корреляция скоростных неоднородностей при переходе от одного вертикального сечения к соседним позволяет с уверенностью их использовать при геодинамических построениях. В работе [Цветкова, Бугаенко, 2012] в контексте построенной модели проанализированы мантийные скоростные границы ВЕП и ее окружения. К ним мы вернемся несколько позже.

Также сотрудниками ИГФ [Баранова и др., 2008; Гобаренко, Егорова, 2008; Yegorova, Gobarenko, 2010; Гобаренко, Яновская, 2011; Егорова и др., 2012; Козленко и др., 2013] выполнены работы методом локальной сейсмотомографии в пределах Черноморской впадины и переинтерпретация пересекающих ее некоторых старых профилей ГСЗ с использованием новых методов волнового компьютерного моделирования. Это дало основание для построения новых плотностной, геотермической и геомагнитной моделей земной коры впадины и уточнения ее коровых границ [Старостенко и др., 2010; Кутас, 2010; Егорова и др., 2012; Орлюк и др., 2013].

И, наконец, ИГФ НАНУ, при активном участии международного коллектива европейских ученых, в рамках проектов EUROBRIDGE и DOBRE выполнены глубинные сейсмические исследования литосферы по шести геотраверсам, пересекающим Украину и ее границы [DOBRE…, 2003; DOBRE fraction ’99 Working Group, 2003; Maystrenko et al., 2003; Bogdanova et al., 2006; Starostenko et al.,2012, 2013[1,2]]. На основе современных методов полевых наблюдений, их обработки и интерпретации были получены данные о скоростном строении коры и верхов мантии, толщине коры, формировавшейся в различных геодинамических обстановках, крупных тектонических зонах — сдвигах и надвигах, — являющихся сутурами, трансформными разломами или границами террейнов.

Полученные материалы, в комплексе с новейшими геологическими и палеомагнитными данными, позволяют рассмотреть зону сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий с геодинамических позиций. Это обусловлено еще и тем, что, не смотря на относительно большое количество окружающих Украину стран и соответствующее количество разных геологических карт и палеогеографических реконструкций, в современной геологической науке, опирающейся практически везде на основные положения геодинамики, существуют единые представления о характере тектонических процессов, сопровождавших формирование структуры ЕАП и АГП.

Выполнен целый ряд непротиворечивых обобщений по Альпийско-Черноморскому региону, и некоторые расхождения между ними объясняются в основном неполнотой имеющегося геолого-геофизического материала, а различия в названиях одних и тех же структур – использованием геологических материалов разных стран. К таким обобщениям, кроме уже названных книг [Зоненшан и др.,1990; Хаин, 1984, 2001; Хаин, Сеславинский, 1991] по геодинамическим процессам планетарного масштаба, можно отнести работы [Csontos,Vörös, 2004; Grabowski, J.,; Marton et al., 1987; Kova´c, et al.,1998; Neugebauer et al.,2001; Stampfli, Borel, 2002; Golonka et al., 2000; Środa et al., 2006; Gągała et al., 2012; Fodor et al.,1999; Schmid et al., 2008 и др.] по Альпийско-Карпатскому региону и [Zonenshain, Le Pishon, 1986; Finetti et al.,1988[1,2]; Никишин и др., 2001; Nikishin et al., 2003; Паталаха и др., 2003, 2004; Golonka, 2004; Казьмин и др., 2004; Казьмин, Тихонова, 2005, 2006; Юдин, 2007; Гончар и др., 2007; Гончар, 2009; Старостенко и др., 2010 и др.] — по Черноморско-Кавказскому.

К этому перечню следует добавить составленную в 2007 г. Тектоническую карту Украины масштаба 1:1000 000 [Тектонічна…, 2007], в которой (не смотря на то, что главный редактор карты С.С.Круглов придерживался пульсационной гипотезы развития Земли) объективно отражены геологические факты по интересующему нас району.

Коровые и мантийные границы зоны сочленения ЕАП и АГП. *Кора.* Считается, что в пределах Украины ЕАП представлена ВЕП и небольшим Рава-Русским участком ЗЕП (рис. 2.96), входящим в одноименную эпиорогенную зону [Тектонічна…, 2007]. Внешние коровые границы ЕАП и границы между составляющими ее элементами являются предполагаемыми из-за не вполне ясной геотектонической принадлежности ЭОЗ. К тому же структуры обрамления надвинуты во многих местах на ВЕП и друг на друга, а амплитуда надвигания не всегда известна и дискуссионна.

Уточнить эти границы можно, проанализировав новейшие данные ГСЗ и МОВ-ОГТ. В работе М. Града и др. [Grad et al, 2008], обобщивших материалы ГСЗ европейских стран по состоянию на 2007 год, приведены следующие мощности (глубина до Мохо) коры для архейско-протерозойской ВЕП, эпигерцинской ЗЕП и молодой океанской коры атлантического типа: 60—40, 40—20 и 20—10 км, соответственно. Для рассматриваемой зоны сочленения, учитывая последние материалы проекта DOBRE и переинтерпретации профилей ГСЗ, пересекающих Черноморскую впадину (ссылки на литературу см. выше), эти мощности, по нашим данным, составляют: ВЕП — 55—35 км, ЭОЗ — 45—35 км, субокеанская (переходная) кора черноморского типа — 35—20 км, океанская черноморского типа — 20—17 км. Для ЗЕП вблизи территории Украины, согласно данным [Grad et al, 2006, 2008; Janik et al., 2009, 2011; Bielik, 2009] и геотраверса DOBRE-3 [Starostenko et al.2013], принимаем мощность коры 40—22 км. Параметры коры ЗЕП включают в себя и параметры коры переходного типа, поэтому в данном случае тип коры определяется индивидуально для каждого конкретного региона.

Материалы ГСЗ дают еще одну характеристику коры ВЕП и ЭОЗ, отличающую их от коры ЗЕП: в первых слой нижней коры над Мохо всегда имеет скорость $V_p \geq 6.5$ км/с, в коре ЗЕП $V_p \leq 6.5$ км/с.

Для детализации полученных данных рассмотрим коровые границы АГП, ВЕП, ЭОЗ и ЗЕП по материалам сопоставления независимых обобщений результатов ГСЗ 1978 и 2008 гг., а также по нескольким пересечениям старыми профилями ГСЗ, переинтерпретированных в последнее время, и профилям ГСЗ-ОГТ, выполненных в рамках проекта *DOBRE*.

На рис. 2.97 показана граница между «толстой» (>40 км) и «тонкой» (≤ 40 км) корой региона, по данным [Grad et al., 2008; Janik et al.,2011] и [Структура…, 1978 — линеамент А]. Там, где границы в обоих обобщениях совпадают, они показаны общей линией (штриховка сеткой), а где отличаются, - линеамент А проведен жирным штрих-пунктиром. Севернее широты 42° общая юго-западная граница толстой коры проходит (см. рис. 2.96, 2.97) под Восточными Карпатами, Добруджей, в Черном море пересекает шельфовую часть к востоку от Добруджи и далее продолжается вдоль континентального склона к югу от крымского и юго-западу от кавказского побережий. Граница тектонически активна, о чем свидетельствует расположение в ее пределах известных сейсмогенных зон — Вранча, Добруджинской, Южнобережной, Южнокерченской, Анапской, Главного Кавказского раз лома, Рионской и других зон Черноморско-Каспийского сейсмогенного пояса (на рис. 2.97 показаны только перечисленные зоны).

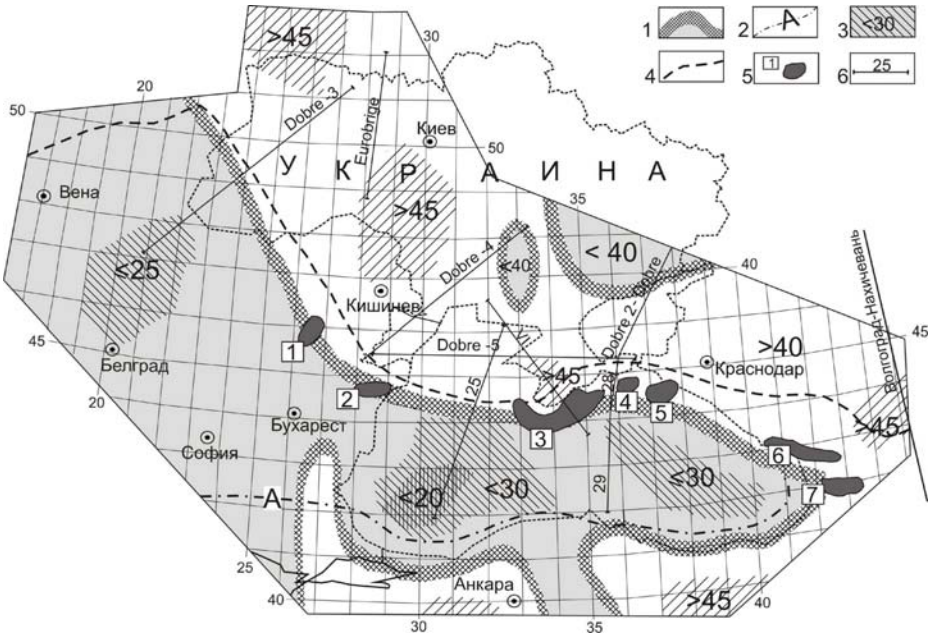


Рис. 2.97. Глубина залегания поверхности Мохо (толщина коры) в исследуемом регионе по данным ГСЗ. 1 — зона раздела толстой (>40 км, белое) и тонкой (<40 км, серое) коры, по [Grad et al., 2008]; 2 — то же, по [[Структура…, 1978], — линеамент А; 3 — участки с другой толщиной коры; 4 — современная северная и северо-восточная граница АГП; 5 — сейсмогенные зоны и их номера (цифры в квадратах): 1 — Вранча, 2 — Добруджинская, 3 — Южнобережная, 4 — Южнокерченская, 5 — Анапская, 6 — Главного Кавказского разлома, 7 — Рионская; 6 — геотраверсы и профили ГСЗ, рассматриваемые в статье.

Рассматриваемая коровая граница отделяет мощную стабильную континентальную кору региона от более молодой эпитетической, в которой, кроме собственно континентальных, развиты участки переходной — субконтинентальной и субокеанской, — а также океанской коры. На рис. 2.97 эти участки показаны штриховкой и величинами толщины коры: <40, ≤30, ≤25 и <20 км. Как видим, геофизическая граница, учитывающая всю мощность земной коры, не совпадает с геологической границей, проводимой вблизи поверхности. Это объясняется тем, что, во-первых, некоторые альпийские орогены сформировались на древней континентальной коре и имеют «корни» толщиной более 40—45 км и, во-вторых, во многих местах они надвинуты на ВЕП, о чем будет сказано ниже.

Характер зоны сочленения достаточно отчетливо виден на линиях геотраверсов *DOBRE* и других сейсмических профилей, пересекающих эту зону (рис. 2.96, 2.97). Прослеживаются также деформации земной коры, связанные с геодинамическими процессами.

Геотраверс DOBRE-3 (PANCAKE) [Starostenko et al., 2013; Гинтов и др., 2014] пересекает северо-западную часть Украинского щита (УЩ), Волыно-Подольскую моноклиналь (ВПМ), Львовско-Люблинский палеозойский прогиб (ЛЛПП), Трансевропейскую шовную зону (ТЕШЗ), также называемую «зоной Тейссера-Торнквиста», Восточные (Украинские) Карпаты (ВК) и, частично, Паннонский бассейн (ПБ) (рис. 2.96).

По данным бурения и кмПВ [Геотектоника…, 1990; Тектонічна…, 2007], поверхность докембрийского кристаллического фундамента ВЕП заканчивается под ЛЛПП т.н. «краевым швом» — границей между этим фундаментом и его палеозойским чехлом, с одной стороны, и байкальско — салаирско — каледонско — герцинскими складчатыми сооружениями (Рава-Русской ЭОЗ) обрамления ВЕП, с другой, — на глубине 3—3.5 км. Мощность земной коры под краевым швом 45 км, при этом глубина до Мохо 42—45 км выдерживается в юго-западном направлении еще около 120 км — под ЛЛПП, Предкарпатским прогибом, до Скибового покрова ВК (рис. 2.96, 2.97). Для коры ВЕП и ЭОЗ характерно наличие непосредственно над Мохо слоя со скоростью V_p=6.9—7.3 км/с, причем этот слой заканчивается как раз там, где начинается резкий подъем Мохо и уменьшение мощности коры до 35 км (рис. 2.98). То есть поверхность докембрийско-палеозойского фундамента ЭОЗ, начинаясь в районе краевого шва и погружаясь на юго-запад, продолжается еще 120 км до основного контакта с ЗЕП. Далее на юго-запад до глубинного следа Пеннинской сутуры глубина до Мохо на протяжении 130 км уменьшатся от 42 до 22 км. На этом участке мощность и скоростные характеристики коры соответствуют параметрам ЗЕП.

Таким образом, на линии геотраверса DOBRE-3 северо-восточная граница АГП очерчивается достаточно четко, поскольку материалы ГСЗ, геологического картирования и тектонофизики позволили наметить коровый след Пеннинской палеосутуры. На поверхности он отмечается в районе ПК 200 (рис. 2.98) полосой развития присутурного Пеннинского покрова, палинспастически восстановленная

ширина которого 15 км [Гинтов и др., 2014]. Поверхность Мохо на глубине 22 км он пересекает в районе ПК 130. Максимальный угол наклона сутуры в средней коре ~45° на юго-запад.

Пеннинская сутура образовалась при закрытии Магурского океанического бассейна и причленения к ЗЕП с юго-запада микроплит Алькапа и Тисса-Дакия, занимающих сейчас Паннонский задуговый бассейн (рис. 2.96). Эти структуры относятся уже к АГП.

Приведенные материалы требуют несколько по-новому рассмотреть ТЕШЗ, которая многими считается границей между ВЕП и ЗЕП. В пределах предполагаемого положения ТЕШЗ (рис. 2.96, 2.98) по геологическим и геофизическим данным установлены субвертикальные сбросы глубиной не более 5—10 км. Глубже ГСЗ фиксируются только пологие скоростные границы в средине и по подошве мезозойско-палеозойского структурного этажа, которые и могут представлять ТЕШЗ, падающую полого (до 10°) на юго-запад. Похожая ситуация просматривается и на профилях ГСЗ CEL-01 и CEL-05, пересекающих Карпатский регион северо-западнее DOBRE-3 [Sroda et al., 2006; Grad et al., 2006; Bielik, 2009].

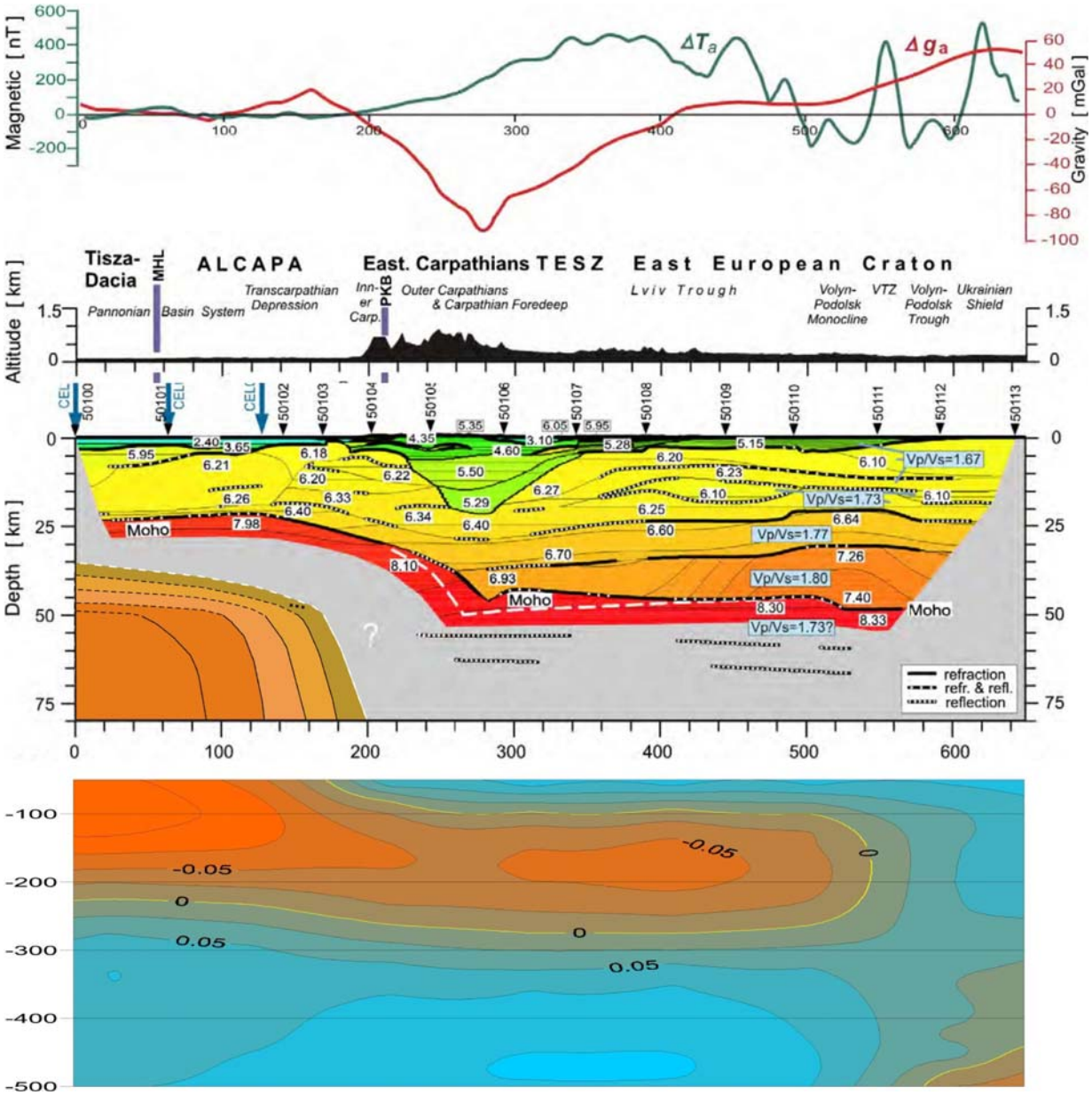


Рис. 2.98. Двумерная (А) и трехмерная (Б) Р-скоростные модели земной коры и мантии вдоль геотраверса Dobre-3 (PANCAKE) , полученные по данным ГСЗ (А) [Starostenko et al., 2013[2]] и сейсмотомографии (Б). На рис. 2.98 А: жирные черные линии — основные границы раздела (интерфейсы). Тонкие линии — изолинии скорости V_p (км/с) в белых прямоугольниках. Белая пунктирная линия — глубина до поверхности Мохо, если скорость V_p в нижней коре принять не 6.9, а ~7,2 км/с. Черными стрелками показано положение ПВ. Синими — пересечение с другими профилями ГСЗ. В левом нижнем углу показано предполагаемое продолжение выше 80 км наклонного слоя, изображенного на рис. 2.98 Б. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному ~2,5:1. На рис. 2.98 Б — изолинии невязок δ (км/с)=V_p–V_{ref}. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному ~1:2.

Особенностью зоны сочленения АГП с платформенными структурами в регионе, пересекаемом Геотраверсом DOBRE-3, — начиная от краевого шва на северо-востоке и заканчивая фундаментом ПБ — является паннадвиговое строение всех складчатых структурных этажей, от позднебайкальского до альпийского, с односторонней вергентностью надвигов, указывающей на перемещение породных комплексов в северо-восточном направлении. Перемещение на северо-восток по надвигу Пенинской сутуры установлено и по двум самым длинным профилям эксперимента CELEBRATION — CEL 01 и CEL 02, — пересекающим район исследований от Паннонской впадины через Карпаты в пределы ВЕП [Janik et al., 2011].

Бурением и КМПВ существование надвигов северо-восточной вергентности доказано для района краевого шва [Геотектоника…, 1990], где ширина зоны развития доальпийских надвигов составляет более 100 км, при максимальном их развитии у краевого шва в полосе шириной до 30 км. Здесь фундамент и палеозойские отложения внутренней зоны ЛЛПП, (ее, по-видимому, следует отнести к ЭОЗ), в герцинскую эпоху приобрели складчато-надвиговую структуру. На них надвинуты каледониды Рава-Русской и салаириды Кохановской зон, а на последние — байкалиды Лежайского массива [Тектонічна…, 2007]. Все вместе эти структуры составляют единую ЭОЗ, для которой название «Рава-Русская» представляется узким.

Считалось, что упомянутые байкалиды-каледониды составляют край эпигерцинской ЗЕП [Тектонічна…, 2007], погружающийся на юго-запад под Предкарпатский прогиб. Сопоставив это с приведенными выше данными о продолжении поверхности ВЕП и ЭОЗ под Предкарпатский прогиб до основного контакта с ЗЕП на глубине ~20 км, можно говорить о надвигании верхней части коры ЭОЗ на ВЕП на участке протяженностью ~60 км. Надвигание происходило в доюрский период [Геотектоника…, 1990], т. е. не связано непосредственно с формированием Карпатского орогена. Мощность надвиговой пластины, судя по данным DOBRE-3, не превышала 10 км. На поверхность под мезокайнозойский чехол она выходит в виде ТЕШЗ

К юго-востоку от геотраверса DOBRE-3 зона ТЕШЗ перекрыта отложениями Восточных Карпат и выходит на поверхность только в пределах Северной Добруджи.

Наконец, альпийские ВК надвинуты на ЗЕП и ВЕП, перекрыв пластину байкалид-каледонид, за исключением Рава-Русской зоны. Выполненная палинспастическая реконструкция сбалансированного разреза украинского сектора ВК вдоль геотраверса DOBRE-3 позволила восстановить первичные размеры бассейна осадконакопления (≥460 км), Сокращение осадочного бассейна ВК составило здесь около 340 км [Гинтов и др., 2014]. На эту величину необходимо переместить на юго-запад предпалеогеновую границу ЗЕП и океана Магура. Еше до начала формирования Карпатского орогена верхняя часть ЗЕП, являющаяся сейчас фундаментом ПБ, испытывала, под влиянием перемещения микроплиты Алькапа, складчато-надвиговые деформации, установленные в Закарпатском прогибе [Хом'як, 2012].

Таким образом, на линии геотраверса DOBRE-3 устанавливаются поверхностная и глубинная коровые границы раздела ВЕП, ЭОЗ и ЗЕП (которые согласуются с границами, приведенными в работах [Grad et al, 2008] и [Структура…, 1978]), а также масштабы надвигания альпийского и доальпийских структурных этажей на ВЕП.

Геотраверс DOBRE-4 [Starostenko et al., 2013] проходит от центральной части Украинского щита до Северной Добруджи (СД), пересекая в пределах континентальной части Черноморской депрессии Южно-Украинскую моноклиналь, Скифскую ЭОЗ (СЭОЗ) с ее Преддобруджинским прогибом (ПДП) и Нижнепрутским выступом, в том числе северо-восточное крыло самой южной части ТЕШЗ (рис. 2.96, 2.99). Для данной статьи наибольший интерес представляет юго-западная часть профиля, по которой можно судить о соотношении ВЕП, СЭОЗ, СД и ТЕШЗ. Структура и геодинамика всего региона Добруджи, находящегося юго-западнее профиля DOBRE-4, детально освещена в тектонофизической работе [Hippolite, 2002].

По геологическим данным [Тектонічна…, 2007], на линии профиля краевой шов СЭОЗ расположен в районе ПК 80 (рис. 2.99) на глубине около 3 км под ПДП. Здесь действительно по материалам ГСЗ виден прогиб в осадочном чехле до глубины 3—4 км с пологим северо-восточным крылом (~5°), который, скорее всего, является и началом ТЕШЗ. Однако мощность (40 км) и скоростная характеристика примантийной коры (6.7 км/с) свидетельствуют о продолжении коры СЭОЗ на юго-запад под СД [Grad et al, 2008] еще около 60 км до линеамента А, по [1978; Соллогуб, Структура…, 1 б, 1986], который разделяет «толстую» и «тонкую» кору (рис. 2.97).

Собственно ороген Добруджи располагается между Мизийской платформой (микроплитой) и СЭОЗ, охватывая также северную окраину первой и юго-западную окраину второй. Он представляет собой систему надвигов северо-восточной вергентности, разделенных серией крупных разломов-сместителей. Эти разломы, главным из которых является Печенега-Камена (между Северной и Центральной Добруджей (ЦД)), входят в систему крайней южной части ТЕШЗ. Расстояние между северной (украинско-польской) и южной (украинско-румынской) частями ТЕШЗ около 700 км и в их кинема-

тике наблюдается определенная автономность: чередующиеся режимы сжатия, растяжения, направления сдвигов по разломам не совпадают во времени [Hippolite, 2002]. Однако и на севере, и на юге ТЕШЗ играет важную роль как пограничная полоса, разделяющая на поверхности ЕАП и окружающие ее микроплиты и террейны. В Черном море эта граница, по результатам переинтерпретации материалов ГСЗ по 25 профилю [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010], прослеживается вдоль высокоамплитудного сброса на краю континентального склона (при переходе к глубоководной Западно-Черноморской впадине), играя определяющую роль в формировании сдвиговой составляющей при рифтогенном раскрытии западной части Черного моря. На рис. 2.96 это северная граница глубоководной впадины, на рис. 2.97 — это граница толстой и тонкой коры. Хотя некоторыми учеными (например, [Копп, 2005]) она относится к глобальным сдвигам, который пересекает Черноморскую впадину в юго-восточном направлении и далее соединяется с зоной Загроса.

Ширина зоны надвигов Добруджи составляет около 60 км, т. е. близка к ширине зоны надвигов по линии профиля DOBRE-3. Здесь на ПДП по Кагул-Георгиевскому разлому надвинуты породы протерозойского зеленосланцевого фундамента СЭОЗ и несогласно залегающие на них отложения палеозоя-мезозоя. Юго-западнее аналогичные надвиги на северо-восток наблюдаются по ряду сместителей в СД и ЦД. Суммарная мощность покровов, как и на DOBRE-3, не превышает 10 км.

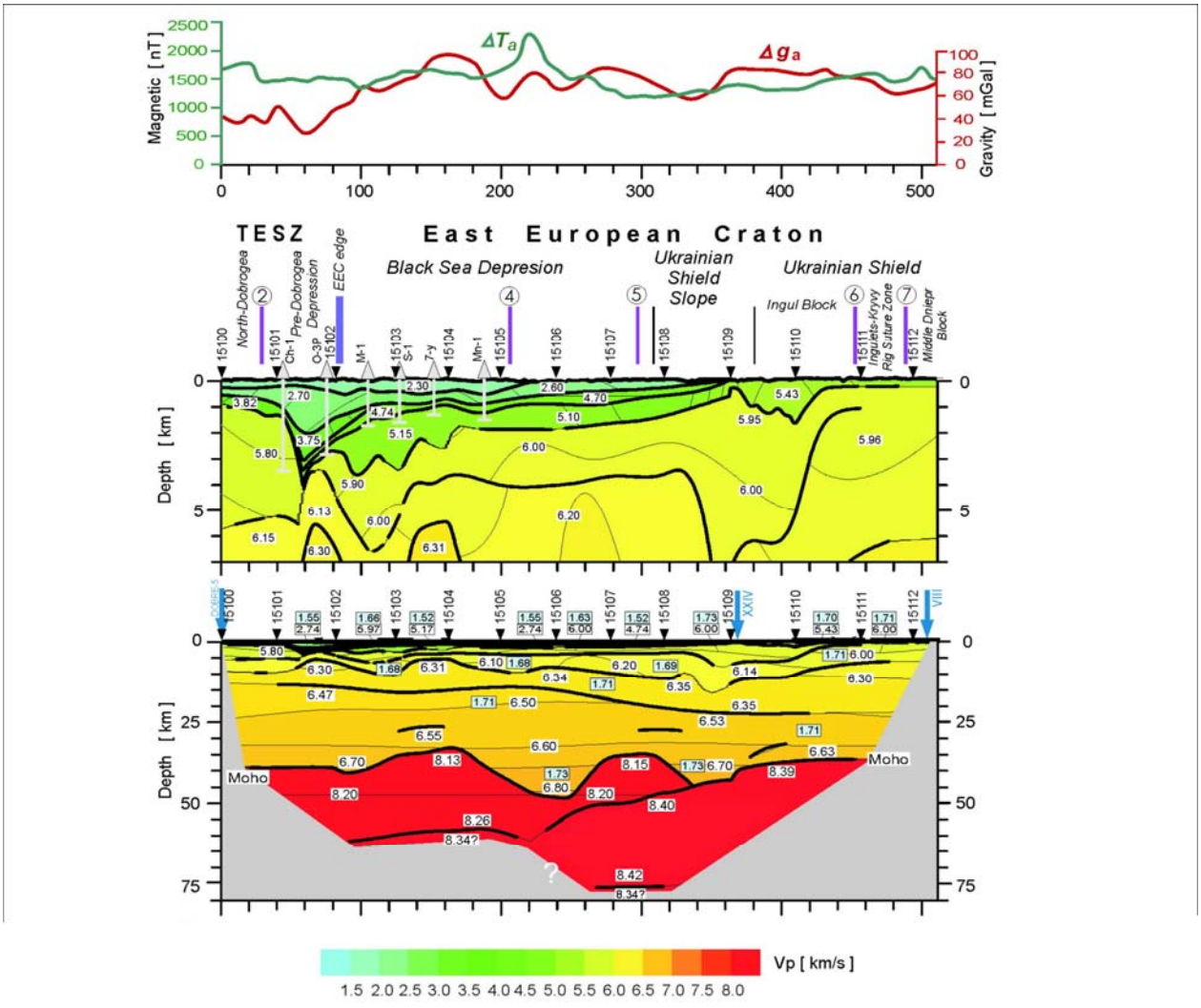


Рис. 2.99. Двумерная P-скоростная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса Dobre-4 по данным ГСЗ [Starostenko et al., 2013[1]]. Жирные черные линии — основные границы раздела (интерфейсы). Тонкие линии — изолинии скорости V_p (км/с) в белых прямоугольниках. Черными стрелками показано положение ПВ. Синими — пересечение с другими профилями ГСЗ. На верхнем разрезе (0—7 км) отношение вертикального масштаба к горизонтальному ~20:1. На нижнем (0—80 км) — ~2,5:1.

Главная надвиговая зона прослеживается по разлому Печенега-Камена, где в надвигании участвуют офиолиты мезозоя, свидетельствующие о позднемеловом растяжении и открытии здесь Западно-Черноморской впадины (ЗЧВ). В пределах СД след раскрытия ЗЧВ — Бабадагская синекли-

за, выполненная мезо-кайнозойскими осадками и продолжающаяся в Черном море Эвксинским порогом и Истринской депрессией [Konerding et al, 2010].

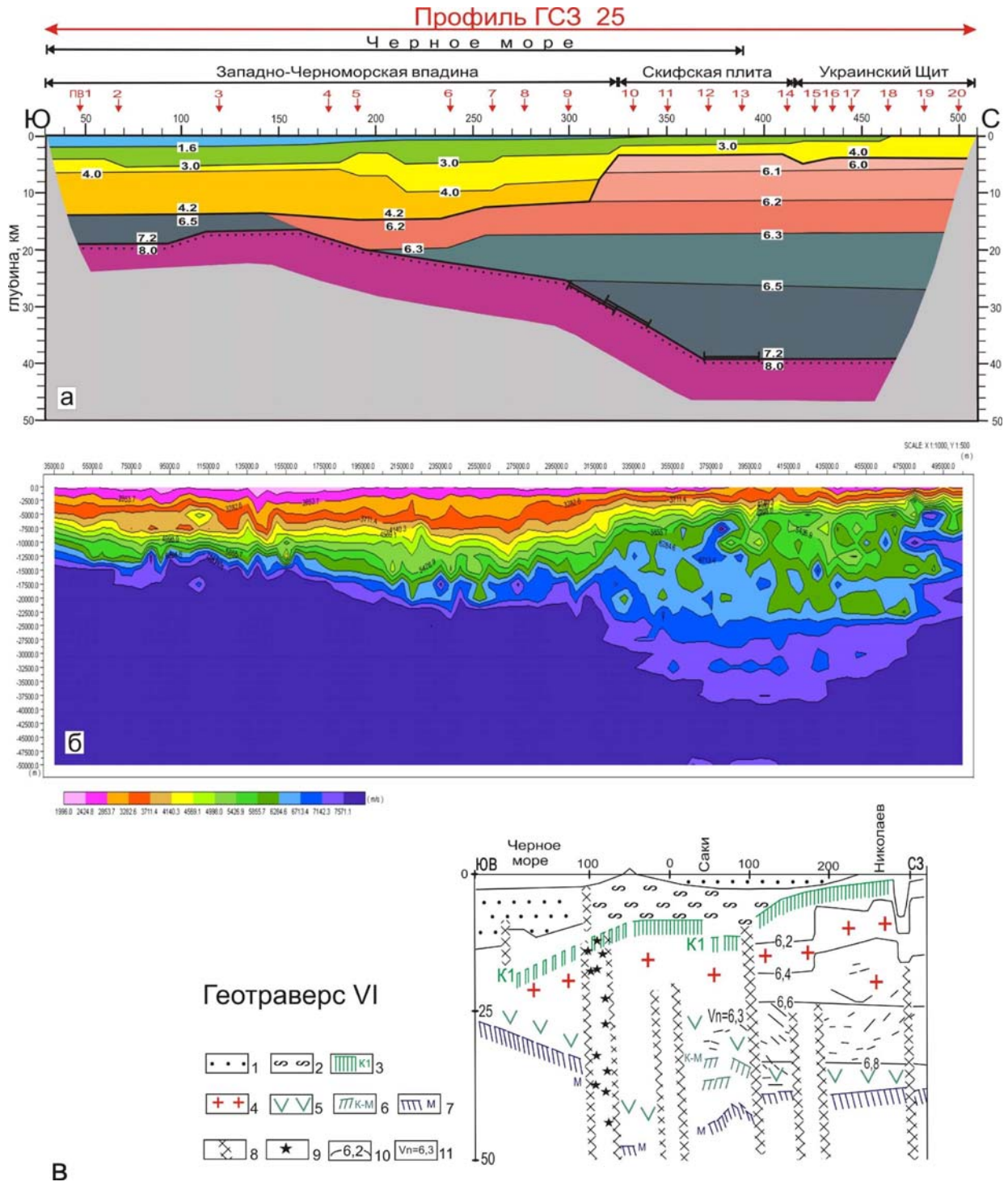


Рис. 2.100. Скоростные модели земной коры западной части Черного моря вдоль профиля 25 по данным ГСЗ (а) и локальной сейсмотомографии (б) [Баранова и др., 2008; Егорова и др., 2012] и геотраверса VI (в) (по [Соллогуб, 1986, в измененном масштабе]). На рис. 2.100 а цифрами в белых прямоугольниках на тонких изолиниях показаны значения скоростей V_p (км/с). Утолщенными линиями показаны сейсмические границы со скачком скорости над и под ними. Отрезки, показанные толстыми линиями, отвечают отражающим границам. Сплошная линия с точками — поверхность Мохо. На томографической модели рис. 2.100, б (расчеты выполнены С. Гонгадзе (Тбилисский Институт геофизики им. М. Нодиа) с помощью программы Geogiga Pro 7.0) скорости V_p (м/с) показаны на изолиниях и на шкале скоростей. Геотраверс VI (в) (юго-восточная часть: г. Николаев—Крым—Черное море). Условные обозначения к разрезу ГСЗ: 1 — осадочный слой, 2 — дислоцированные породы молодого фундамента, 3 — поверхность дорифейского фундамента, 4 — «гранитный» слой, 5 — породы основного состава (V_p=7.0 км/с), 6 — поверхность коро-мантийного слоя (V_p=7.5—7.6 км/с), 7 — раздел Мохо, 8 — глубинные разломы, 9 — очаги землетрясений, 10 — изоскорости км/с, 11 — значения пластовых скоростей.

Складчато-надвиговая структура Добруджи образована в два этапа — киммерийский (поздняя юра-ранний мел) и раннеальпийский (поздний мел-палеоген) [Hippolite, 2002], т. е. позже, чем доюрские, и раньше, чем альпийские надвиги в Карпатском регионе.

Таким образом, на линиях геотраверсов DOBRE-3 и DOBRE-4 прослеживается одна и та же закономерность в строении зоны перехода от ЕАП к АГП: а) продолжение коры ВЕП и СЭОЗ в сторону АГП по сравнению с линией выходов ее на поверхность фундамента (в целом это хорошо согласуется с положением линеамента А и границы 40±2 км в работе [Grad et al, 2008] на рис. 2.97); б) надвигание на ВЕП ее каледонско-герцинского обрамления — Рава-Русской ЭОЗ на севере и СЭОЗ на юге; в) общность структуры ТЕШЗ, которая, по данным ГСЗ, не прослеживается по вертикали, но представляет собой полого падающую систему разломов, отделяющую ВЕП от надвинутого на нее обрамления.

Геотраверс VI (участок г. Николаев — Черноморская впадина) [Соллогуб, 1986] и профиль ГСЗ 25 [Баранова и др., 2008; Егорова и др., 2012] пересекают Каркинитский прогиб, СЭОЗ, Горный Крым (геотраверс VI) и ЗЧВ (рис. 2.96, 2.97, 2.100).

По геофизическим и геологическим данным [Соллогуб, 1986; Тектонічна…, 2007; Khriachtchevskaia et al., 2010], граница ВЕП, т. е. ее сочленение на поверхности докембрийского фундамента с СЭОЗ, проходит под Каркинитским прогибом, имеющим пологое северное крыло и крутое южное (как и ПДП), при этом СЭОЗ надвинута на прогиб при неизвестной амплитуде надвигов. Складчатость сжатия, взбросы и надвиги северной вергентности развиты и в осадочных отложениях, а также фундаменте Каркинитского прогиба, который в отдельных местах надвинут на чехол ВЕП [Khriachtchevskaia et al., 2010].

Мощность земной коры на геотраверсе VI до широты г. Ялты — 37—50 км, на профиле 25— почти до края шельфовой зоны (ПК 370) — 40 км. На этих участках кора содержит мощный гранитный слой и нижний слой со скоростью более 6.5 км/с, т. е. полностью отвечает характеристикам коры ВЕП и ЭОЗ. Далее на юг в Черном море на геотраверсе VI земная кора на протяжении 120 км утоняется от 50 до 25 км (кора переходного типа), а на профиле ГСЗ 25 на отрезке 70 км — от 40 до 25 км и далее еще на юг 140 км — от 25 до 16—19 км.

На профиле ГСЗ 25 (рис. 2.100) у подножия континентального склона (ПК 325) в палеозойском и докембрийском фундаменте установлен крупный сброс (подтверждаемый и данными ОГТ [Khriachtchevskaia et al., 2009]) амплитудой до 8 км и шириной по падению около 20 км, начиная от которого мощность молодых осадков Черноморской впадины (от палеоцена до квартера+слой воды) возрастает до 13—14 км [Егорова и др., 2012]. Этот сброс отражает, по сути, границу между СЭОЗ и корой переходного и океанического типа ЗЧВ (микроплиты). Его наклон к югу составляет около 20°, что еще больше подчеркивает его сходство с ТЕШЗ.

На геотраверсе VI (рис. 2.100) граница между СЭОЗ и корой переходного типа устанавливается в 30-40 км к югу от Крымского побережья в пределах Южнобережной сейсмогенной зоны [Соллогуб, 1986]. Здесь по данным ГСЗ и ОГТ также отмечается сброс в палеозойском фундаменте и резкое увеличение мощности молодых осадков Черноморской впадины, а также крупный взброс амплитудой 15—20 км по Мохо, отделяющий тонкую кору ЗЧВ от толстой коры СЭОЗ.

Таким образом, на обоих рассмотренных профилях граница между толстой и тонкой корой прослеживается достаточно четко, так же, как в обобщениях[Grad et al, 2008] и [Структура…, 1978], при этом строение зоны перехода указывает на режим растяжения и рифтогенеза, при котором формировалась ЗЧВ. По данным ОГТ, структура осадочных пород от верхнего мела и моложе на этой границе отображает деформацию скорее сбросового, а не взбросового типа [Khriachtchevskaia et al., 2009].

Геотраверс DOBRE-II [Starostenko et al., 2013] и профиль ГСЗ 28/29 [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010] (рис. 2.101) пересекают южную часть Приазовского мегаблока УЩ, Азовское море, Керченский полуостров (геотраверс *DOBRE-II*) и восточную часть Черноморской впадины (профиль 28/29). Между профилями 28 и 29 существовал не изученный сейсмическими методами промежуток около 20 км, занимающий Керченский шельф. Этот участок, относящийся к контакту между континентальной и субокеанической корой, был недавно изучен методом локальной сейсмотомографии [Гобаренко и др., 2014] на глубинах 15—40 км, давшим важную информацию для геодинамических построений.

Согласно геолого-геофизическим данным, южная граница ВЕП и ее контакт с СЭОЗ в районе исследований проходит в Азовском море между Азовским валом и Индоло-Кубанским прогибом. Континентальная кора СЭОЗ мощностью 43—38 км продолжается на юг, по данным ГСЗ-ОГТ, еще 90—100 км под Индоло-Кубанским прогибом, Керченским полуостровом и частью Керченского шельфа, что полностью согласуется с границей между «толстой» и «тонкой» корой, по данным [Grad et al, 2008] и [Структура…, 1978].

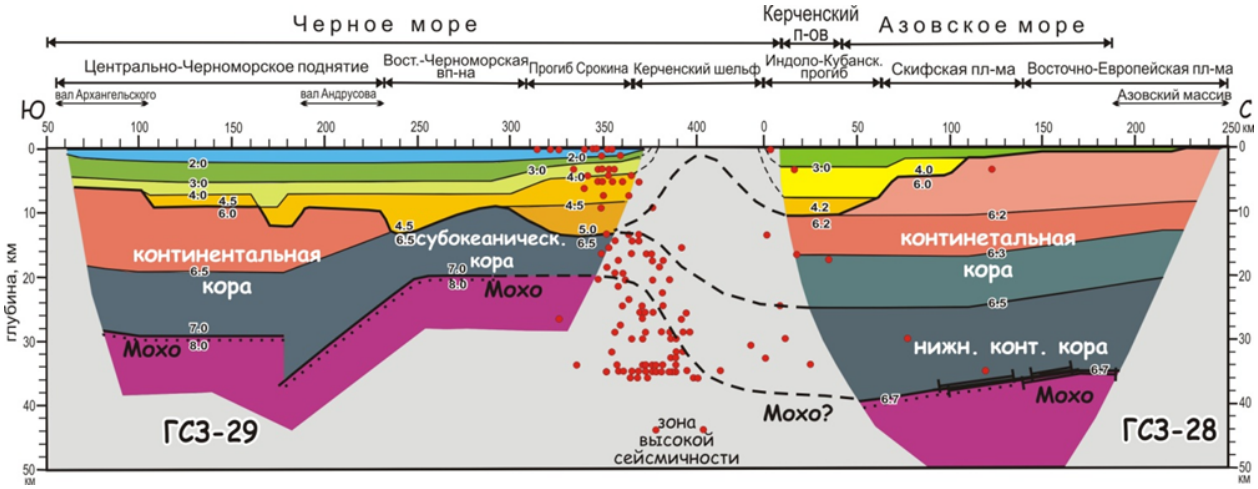


Рис. 2.101. Скоростная модель земной коры центральной части Черного моря вдоль профилей 28 и 29 по данным ГСЗ [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010]. Условные обозначения на рис. 2.100. Красными точками показаны очаги слабых (M≤3) землетрясений.

Дальше примерно 30 км, через прогиб Сорокина, на глубинах 38—22 км прослеживается кора переходного типа, а еще далее — субокеаническая кора Восточно-Черноморской впадины (ВЧВ) и континентальная или субконтинентальная кора мощностью около 30 км Центрально-Черноморского поднятия (валы Андрусова и Архангельского).

По сейсмо-геологическим данным, в районе исследований меловые отложения Северо-Азовского бассейна образуют серию надвигов северной вергентности на фундамент ВЕП [Афанасенко и др., 2007]. В то же время к югу от Центрально- и Восточно-Крымского побережья, судя по строению осадочной толщи по сейсморазведочным данным [Finetti et al., 1988; Терехов, Шимкус, 1989], происходит южновергентное надвигание СЭОЗ на олигоцен-неогеновые комплексы северного края прогиба Сорокина [Литосфера…, 1994; Гончар, 2013].

Геотраверс DOBRE-5 . В подразделе 1.5. был сделан вывод, что два известных разлома – Азовский и Голицинский — определяют переход от Восточно-Европейской платформы к Скифской плите по предполагаемой наклонной сейсмической границе. Согласно полученной сейсмической модели (рис. 1.38, 1.40, 1.41 из подраздела 1.5), предполагается, что Голицинский разлом пересекает Одесский шельф и выходит возле острова Змеиный и Килийско-Змеиного поднятия, а на суше он продолжается в Преддобруджинском прогибе как разлом Тротус или же, упираясь в Одесский разлом [Атлас, 1998; Карта Круглов 2007; Старостенко и др., 2005], смещается на север и переходит в Быстрийский разлом в Преддобруджинском прогибе. Этот разлом может трассироваться на глубину вдоль западного фланга фундамента депрессии Каркинитского прогиба (ниже глубины ~12 км) и в нижней коре – вдоль границы отражения/преломления на восточном склоне высокоскоростного тела под Каркинитским прогибом (рис. 1.38, 1.41 из подраздела 1.5). Далее на восток, он может продолжаться вдоль границы Мохо и углубляться с 32 км под Каркинитским прогибом до 47 км на восток под Центрально-Крымским поднятием (520 км) общей длиной 370км вдоль профиля DOBRE-5 (рис. 1.38, 1.39 из подраздела 1.5).

Возле острова Змеиный, Голицинский разлом упирается в субмеридиональный Истрийский (рис. 1.38 из подраздела 1.5), из-за чего возникает возможная интерпретация [Morosanu, 2007], в соответствии с которой НСГ ассоциируется с Истрийским разломом, который выходит на поверхность возле Килийско-Змеиного поднятия и, как предполагается, полого погружается на восток, что и отражает профиль DOBRE-5. Эта интерпретация предполагает субширотное растяжение в Каркинитском прогибе, о чем утверждалось также в некоторых интерпретациях раскрытия Восточно-Черноморского бассейна [Finetti et al., 1998; Okay et al., 1994; Shillington et al., 2008]. Однако такая трактовка НСГ может быть сразу исключена, так как выше доказано ее южное, а не восточное погружение.

В работах, основанных на анализе потенциальных полей, в частности [Старостенко и др., 2005], Голицинский разлом ассоциировался с тектоническим растяжением (рифтингом) вдоль южного края ВЕП. Он рассматривался как коровый делитель между корой ВЕП на севере и переработанной корой СП на юге. В принципе, это, отчасти, согласуется и с выводом, приведенным в начале раздела, однако представлению о связи НСГ с рифтингом противоречит ее пологое (<45°) падение, обусловленное скорее надвигом или поддвигом, т. е. сжатием, а не растяжением.

В частности, как было сказано ранее, в работе [Nikishin et al., 2011] с Голицинским и Азовским разломами связывается северная граница раннепермского активного взбросового или надвигового

(thrust) фронта южного падения и основания передового молассового прогиба т.н. Эвксинского орогенного пояса. К такому выводу авторов приводит существование карбон-раннепермских отложений кордильерского орогенеза в пределах СП (Одесский шельф — Степной Крым — северная часть Азова). Однако представлению о передовом прогибе может несколько противоречить слишком глубокое погружение НСГ и совпадающий с ней южный наклон поверхности М. В пределах Предкарпатского и Преддобруджинского передовых прогибов Мохо горизонтально [Starostenko et al., 2013].

В отличие от предыдущих авторов, В. В. Юдин [Юдин 2008] эту же границу рассматривает как сутуру (Северокрымскую) позднепалеозойского-раннемезозойского возраста, имеющую южный наклон и образованную в результате закрытия океана Палеотетис, который отделял Евразийскую плиту от Гондваны и нескольких террейнов — Крымского, Скифского, Туранского и др. В перми-триасе произошла субдукция с севера под эти террейны, коллизия их с ВЕП (входившей тогда в состав Евроамерики), в результате которой образовались Донецкая складчато-надвиговая область и Донецкая, Таганрогская и Северокрымская коллизионные сутуры. Севернее Северокрымской сутуры расположен Предскифский передовой прогиб, выполненный молассой перми-триаса [Юдин 2001]. Прогиб протягивается вдоль сутуры полосой в 50—100 км на расстояние более 2 тыс. км и состоит из вытянутых впадин, разделенных поперечными поднятиями. В присутурных зонах автором обнаружены фрагменты субдуцированной палеоокеанической коры. Это радиоляриты в гальках трех коллизионных моласс, а также меланжированные гипербазиты во фрагментах серпентинитового меланжа и базиты [Юдин 1993, 1995, 2001, 2008], что свидетельствует о субдукции значительной части океанической коры Палеотетиса и о коллизии в раннем-среднем триасе.

На рис. 2.102 показаны построенные В. В. Юдиным разрезы СП и Предскифийского передового прогиба, на которых изображена Северокрымская сутура. В скважине 4-Голицына (рис. 1.38 из подраздела 1.5, 2.102 А), на глубине 4 км под породами мелового возраста были вскрыты дислоцированные протерозойские метаморфические образования. Ниже, согласно авторской интерпретации материалов сейсморазведки, на глубине до двух секунд расположена четко слоистая толща, полого наклоненная на юг, которая может быть наклонной сейсмической границей вдоль Голицынского разлома. Под тонким аллохтоном из динамометаморфических пород предполагается слабо дислоцированный палеозойский комплекс перекрытого надвигом краевого Предскифийского прогиба [Юдин, 2001]. Восточнее, в акватории Азовского моря, Северокрымская сутура и Педскифийский краевой прогиб трассируются севернее скв. 1-Матросская (рис. 1.38 из подраздела 1.5, 2.102-Б), где под мелкайнозойским чехлом на глубине 1950—2074 м вскрыты граниты и плагиограниты с изотопным возрастом среднего карбона.

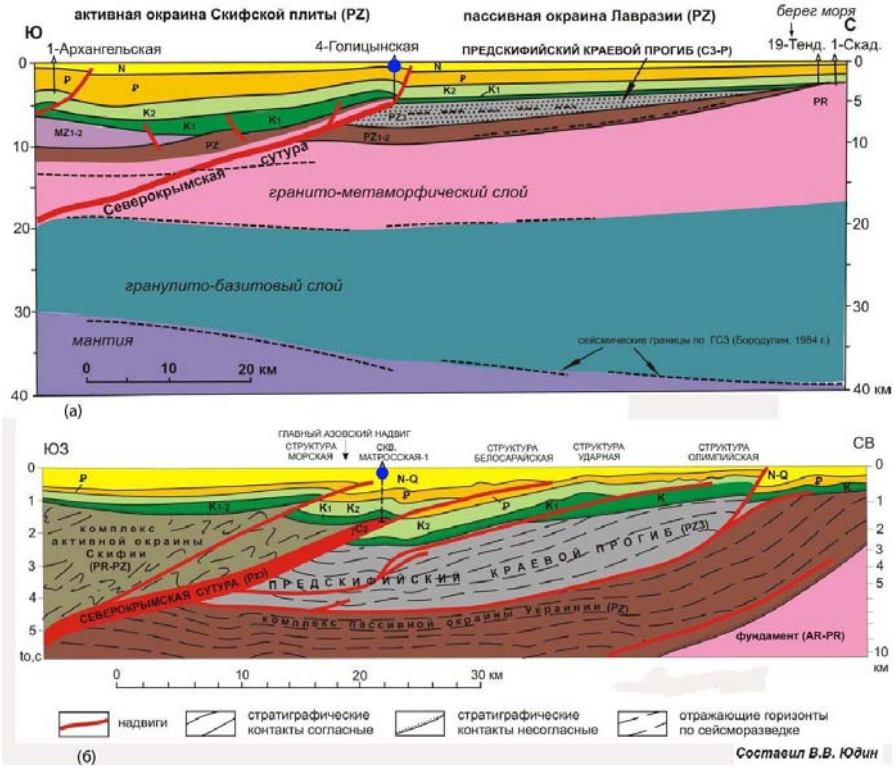


Рис. 2.102. Геолого-геофизические разрезы по Юдину В. В. (2008): (а) северо-западный шельф Черного моря 25 профиль ГСЗ и (б) по северу Азовского моря. Синим кругом обозначены скважины Голицынская - 4 и Мартосская-1.

Изображенная на рис. 2.103 Северокрымская сутура падает на юг под углами 15—20°. Это хорошо согласуется с приведенными выше расчетами наклона НСГ, хотя палеогеодинамические построения выполнялись В. В. Юдиным еще задолго до проведения ГСЗ по профилю DOBRE-5.

Рассмотренная палеогеодинамическая интерпретация согласуется с палинспастической реконструкцией территории СССР для позднего девона, выполненной в работе [Зоненшайн и др., 1990], а также подтверждается тектонофизическими и сейсмотомографическими данными [Гинтов и др., 2014]. В частности, палеосубдукция ВЕП под СП четко прослеживается на меридиональных сейсмотомографических сечениях 27—29° и 44° в.д., на которых видны следы слэбов относительно высокоскоростной литосферы, погружющихся на глубину 300—500 км от широты 47—48° с.ш. до 44—45° с.ш.

Следует также упомянуть, что в современной междунароной практике одним из основных направлений в изучении литосферы разными геофизическими методами считается исследование литосферного складкообразования и разломообразования [Cloetingh et al., 1999, 2002, 2008; Stephenson , Cloetingh 1991; Burov et al., 1993; Ziegler et al., 1995; Matenco et al., 2007; Guest et al., 2007; Cloetingh, Burov 2011; Starostenko et al., 2013; Starostenko et al., 2013]. Обзорные работы, в которых всесторонне описан комплекс термомеханических аспектов складкообразования литосферного масштаба, его топографические проявления и влияние на формирование осадочных бассейнов и их эволюцию, представлены в работах [Cloetingh et al., 1999; Cloetingh, Burov, 2011]. Литосферное прогибание и складкообразование считается эффективным механизмом для распространения тектонической деформации от активных границ плит далеко во внутриплитные домены [Stephenson, Cloetingh 1991; Burov et al., 1993; Ziegler et al., 1995]. Длина волны литосферных деформаций/складкообразования наблюдается в различных масштабах и зависит от возраста литосферы, а также его реологического и теплового состояния.

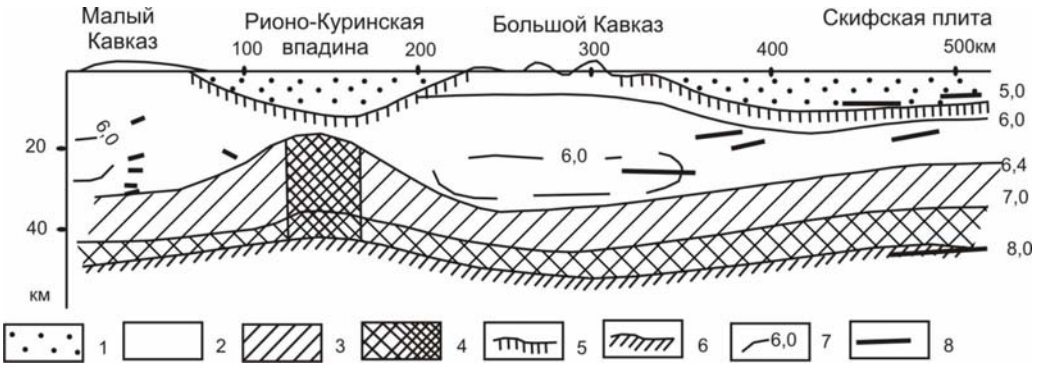


Рис. 2.103. Скоростная модель земной коры вдоль профиля ГСЗ Волгоград-Нахичевань, по данным [Pavlenkova,1996]. Условные обозначения: 1 — осадочный чехол; 2—4 — слои консолидированной коры со скоростями Р-волн: 2 — 6.0—6.4 км/с, 3 — 6.5—6.7 км/с, 4 — 6.8—7.2 км/с; 5 — поверхность фундамента; 6 — граница М; 7 — отражающие площадки; 8 – изолинии скорости (км/с).

Другой важный аспект литосферного складкообразования есть его взаимосвязь с хрупкими деформациями. Коровые и мантийные разломы могут формироваться как результат складкообразования и оба процесса могут сосуществовать в течение нескольких миллионов лет [Burov, Molnar 1998].

Один из примеров складкообразования земной коры/верхней мантии по данным современного ГСЗ — это пример складок Мохо с длиной волны порядка 150 км и амплитудой 8—17 км, обнаруженных в пределах южной окраины Восточно-Европейской платформы на профиле ГСЗ DOBRE-4 [Starostenko et al., 2013]. Волнистость сейсмических границ в коре и верхней мантии обьясняется авторами литосферным масштабным складкобразованием путем сжатия как результат коллизии в поздней юре и/или конце мела при закрытии океанов Палеотетис и Неотетис [Starostenko et al., 2013]. Волнистость сейсмических горизонтов хорошо проявляется и на профиле DOBRE-5 (рис. 2.98). Однако, в отличие от профиля DOBRE-4, пересекающего крупные геологические структуры вкрест простирания, профиль DOBRE-5 проходит вдоль основного структурного элемента —Скифской плиты. Пример НСГ показывает, что геометрия фиксируемых на профиле структур (длина волны и амплитуда) может отличаться от истинной. Поэтому в данном случае трудно делать конкретные выводы, опираясь на представления о литосферном складкообразовании. К тому же, как следует из этих представлений, а также результатов работ на профиле DOBRE-4, крупномасштабное литосферное складкообразование является одним из элементов геодинамического процесса и, в конечном итоге, приводит к тем же геодинамическим следствиям, к которым геологи и геофизики приходят другими методами. Эти геодинамические следствия вкратце рассмотрены выше.

Таким образом, обнаруженная на профиле DOBRE-5 наклонная сейсмическая граница (НСГ), прослеженная на расстоянии до 400 км, пересекающая под мел-кайнозойским чехлом всю кору и на значительном своем отрезке совпадающая с наклонной поверхностью М, является важным структурно-тектоническим элементом, образованным в результате позднепалеозойского-раннемезозойского геодинамического процесса.

Анализ возможных механизмов образования НСГ приводит к выводу, что эта граница а) может отражать северное окончание раннепермского активного взбросового или надвигового (thrust) фронта южного падения и основания передового молассового прогиба т.н. Эвксинского орогенного пояса [Nikishin et al., 2011], либо б) соответствует Северокрымской сутуре, образовавшейся в результате закрытия Палеотетиса в позднем палеозое — триасе, субдукции ВЕП под СП в южном направлении и их коллизии [Юдин 2008]. На поверхности домелового фундамента Северокрымская сутура прослеживается в виде Голицинской и Азовской зон разломов, которые обычно рассматриваются как граница между ВЕП и СП.

Авторы склоняются ко второй точке зрения, которая основана на детально изученных геологических фактах [Юдин 1993, 1994, 1995, 2008] и подтверждается данными тектонофизики и сейсмотомографии [Гинтов и др., 2014]. Расчеты направления и угла наклона НСГ, выполненные на основании анализа материалов профиля DOBRE-5, показали, что НСГ является листрической поверхностью, падающей на юг-юго-восток, с углами наклона от 38^{o} (в верхах) до 22^{o} (в нижних горизонтах). Такой наклон НСГ близок к наклону Северокрымской сутуры, предполагавшемуся ранее В. В. Юдиным.

Полученные данные вносят новую информацию в понимание роли Скифской плиты (или эпиорогенной зоны, по [Тектонічна карта…, 2007]) как важного элемента геодинамических процессов Черноморско-Каспийском регионе.

Большой Кавказ. Геофизические и геологические данные позволяют продолжить закономерности, установленные на геотраверсах VI, Dobre-2, профилях ГСЗ 25, 28 и 29, далее на юго-восток ВЧВ и Большой Кавказ (БК).

По материалам ГСЗ [Pavlenkova, 1996], скоростные характеристики СЭОЗ к северу от БК близки к таковым ВЕП, а ее толщина ≥40 км (рис. 2.103). Под БК толщина коры, как и под Горным Крымом, увеличивается до 50 км, а южнее снова уменьшается до ≥40 км. Учитывая палеотектонические реконструкции, например [Зоненшайн и др., 1990; Казьмин, Тихонова,2005], можно думать, что БК, как и Горный Крым, сформирован на фундаменте СЭОЗ (т.н. Макерского микроконтинента), который под южным склоном Большого Кавказа соединяется с фундаментом Закавказского срединного массива (или такой же ЭОЗ), сходного по происхождению с герцинидами Европы [Зоненшайн и др., 1990]. Продолжаясь под северной частью Рионской впадины на северо-запад, этот массив (или ЭОЗ) выходит на глубине под континентальный склон ВЧВ.

Как и к югу от Восточно-Крымского побережья (северный край прогиба Сорокина), олигоцен (майкоп)-неогеновые отложения северо-восточного склона Туапсинского прогиба смяты и пододвинуты под складчатые комплексы БК, либо последние надвинуты на первые [Казьмин и др., 2004; Афанасенко и др., 2007]. Согласно данным о механизмах очагов крымских и кавказских землетрясений и их глубине [Вардапетян, 1979; Пустовитенко и др., 1989; Гинтов, 2005], можно предполагать надвигание СЭОЗ и Закавказского массива на северо-восточный край ВЧВ (или подвиг последнего под первые [Гобаренко и др., 2004]) и в настоящее время.

Приведенные материалы о структуре зоны сочленения коры ЕАП, ЗЕП и АГП позволяют предложить некоторое обобщение.

1) Рассмотренные данные показывают, что важному вопросу палеогеографической и геотектонической позиции пояса эпиорогенных зон (Рава-Русской и Скифской) Украины, расположенных между АГП и ВЕП, до сих пор уделялось недостаточно внимания.

В работе [Зоненшайн и др., 1990] СЭОЗ (или Скифская плита) описывается в составе «Альпийского пояса юга СССР» как шельфовая часть северной пассивной окраины Тетиса. К северной периферической части Альпийского пояса Скифскую плиту относил также А. В. Чекунов [Литосфера…, 1994]. Однако полученные недавно U-Pb датировки цирконов из андезитобазальтов, андезитов и плагиориодацитов Ломоносовского подводного массива и даек базитов-ультабазитов мыса Фиолент (южный край СЭОЗ в акватории Черного моря и юго-западной части Крымского п-ва) дали экзотические для АГП цифры возраста от 1759±25 млн лет до 2091±10 млн лет и даже 2809±19 млн. лет [Шнюкова, 2013]. То есть фундамент СЭОЗ, из которого были захвачены упомянутые цирконы, имеет раннепротерозойский возраст, что абсолютно не характерно для АГП.

В работе [Хаин, Сеславинский, 1991] история палегеграфического развития ЭОЗ исследуемой территории рассматривается со среднего девона по ранний триас в составе ВЕП. В позднем палеозое — раннем триасе ЭОЗ испытала позднегерцинский орогенез, вызванный субдукцией Палеотетиса под Евразию. Это событие связывает ЭОЗ с ЗЕП. Субдукция под Евразию в позднем триасе — ранней юре

маркируется Киммерийским окраинно-континентальным поясом (вулканической дугой), прослеживаемым через Добруджу, Крымский п-ов, Мангышлак [Зоненшайн и др., 1990]. Вместе с тем конец мела — кайнозой знаменуется отложением в пределах ЭОЗ платформенного чехла, общего с ВЕП.

Как видим, вопрос отнесения ЭОЗ к АГП или ЕАП решается не просто. Ясность, по-видимому, должны внести геофизические данные. Последние такие исследования [Stephenson et al., 2004; Saintot et al., 2006] показывают, что СЭОЗ могла быть заложена на коре докембрийской ВЕП, испытавшей последующую переработку в ходе позднепротерозойских и палеозойских процессов активизации вдоль южной окраины протоконтинента Балтика.

Анализируемые нами геофизические материалы подтверждают этот вывод. Наиболее важные данные — приведенные выше скоростная характеристика и мощность коры ЭОЗ, которые практически неотличимы от аналогичных характеристик ВЕП. В принципе то же можно сказать о характере гравитационного и магнитного полей. В частности, известная Одесская региональная магнитная аномалия, связанная с раннедокембрийскими породами гнейсовой и железорудной формаций, продолжается с Украинского щита в пределы северо-западного шельфа Черного моря до широты 44,5° с.ш. [Орлюк и др., 2013], т. е. охватывает и СЭОЗ. Правда, в зоне контакта ВЕП и СЭОЗ аномалия имеет пережим и самый южный ее отрезок развернут в близ широтном направлении. Но нужно иметь в виду, что, как будет показано в дальнейшем, СЭОЗ неоднократно отделялась от ВЕП и присоединялась к ней, поэтому подобный характер аномалии вполне объясним.

Локальная составляющая магнитного поля СЭОЗ в Степном Крыму и Азовском море, с поправкой на достаточно большую мощность осадочного чехла, подобна таковой некоторых районов щита, например, Ингульского мегаблока [Нечаева и др., 2002; Кравченко и др., 2003].

Поле аномалий теплового потока СЭОЗ интенсивностью 60—80 мВт/м^2 является восточным продолжением аналогичного поля ЗЕП [Егорова, 2005]. Однако это, скорее всего, указывает не на единство рассматриваемых структур, а на общность воздействоваших на них тектонотермальных процессов во время герцинского орогенеза и мезо-кайнозойских активизаций. Как отмечает Р. И. Кутас [Кутас, 2010], повышенные тепловые потоки Скифской плиты по сравнению с ВЕП являются результатом ее более активного развития, начиная с палеозоя. Действительно, повышенная активность СЭОЗ объяснима ее положением на границе с активно развивающимся АПГ. В. В. Юдин [Юдин, 2007] считает повышенные тепловые потоки Равнинного Крыма предвестниками посленеогенового активноокраинного магматизма, отмеченного на Кавказе.

Таким образом, мы приходим к выводу, что в пределах Украины ЭОЗ вместе с ВЕП составляют часть ЕАП, которая на западе граничит с ЗЕП, а на юге — с Альпийско-Гималайским поясом.

К АПГ, как и в Карпатском регионе, следует отнести образованные на коре СЭОЗ краевые прогибы Северной Добруджи, Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа, а именно Преддобруджинский, Предгорнокрымский, Индоло-Кубанский. После этого можно обсудить геофизические и геологические особенности коровой границы перехода от ЕАП к АГП.

2) В пределах Украины и прилегающих с юго-запада государств геофизическая коровая граница прослеживается по хорошо согласующимся независимым результатам анализа ГСЗ ([Структура…, 1978; Grad et al., 2008], материалы данной статьи), как зона перехода от «толстой» (>40 км) к «тонкой» (≤35—40 км) коре (рис. 2.97). При этом тонкая кора АГП характеризуется значительными колебаниями мощности: в ней содержатся участки субконтинентальной (≤30 км), субокеанической (≤25 км) и океанической (≤20 км) коры, относящиеся к районам Черноморской и Паннонской депрессий. Изменения мощности коры ЕАП в пределах Украины не столь значительны: при преобладании континентальной коры толщиной 40±2 км встречаются участки мощностью ≤40 и ≥45 км. Для дальнейших ориентировочных прикидок в изучаемом регионе можно принять среднюю мощность коры АГП ~30 км, а ЕАП и СЭОЗ ~40 км.

3) Геологическая и геофизическая коровые границы ЕАП и АГП не совпадают (рис. 2.97): геологическая практически везде находится севернее геофизической (как-бы «лежит» на ЕАП). При этом такое несовпадение имеет разный генетический смысл для западной и восточной частей исследуемой территории. В районе Карпат и Добруджи несовпадение связано с масштабным надвиганием альпийских сооружений с юга и юго-запада на ЕАП и ЗЕП. В районе Горного Крыма и Большого Кавказа альпийские сооружения изначально сформировались на коре СЭОЗ севернее геофизической коровой границы, имеют в основном южную вергентность и соответствующее надвигание в южном направлении, хотя их основная часть продолжает оставаться севернее геофизической границы .

4) Эпиорогенные зоны, составляющие внешнюю часть ЕАП, повсеместно надвинуты на ВЕП, при этом ширина зоны надвигов составляет от нескольких до 60 км. Надвигание ЭОЗ на ВЕП на разных участках происходило с перерывами в разное время, начиная с каледонского и заканчивая альпийским этапом тектогенеза. Исключение, возможно, составляет участок сочленения СЭОЗ с ВЕП в районе Кряжа Карпинского между Азовом и Каспием, где, по предположению М. Л. Коппа [Копп, 2005], ЭОЗ пододвинута под ВЕП.

5) Сочленение СЭОЗ с АГП различно на континенте и в пределах Черноморской впадины: на континенте осадочный чехол АГП надвинут на СЭОЗ, в Черном море сочленение имеет сбросовый характер, связанный с рифтингом (на западе), либо СЭОЗ надвинута на осадки ВЧВ.

Литосфера. Для дальнейшего геодинамического анализа важно знать соотношение средних плотностей литосферных плит, микроплит и террейнов АГП и ЕАП, т. е. их «плавучести», так как основные геодинамические процессы происходили и продолжают происходить на их границах.

Соотношение мощности, скоростной и плотностной характеристик коры исследуемого региона показывает, что кора АГП тоньше и легче коры ЕАП [Grad et al.,2006, 2008; Баранова и др., 2008; Старостенко и др., 2010; Yegorova, Gobarenko, 2010; Гобаренко, Яновская, 2011; Егорова и др., 2012; Козленко и др., 2013]. По ориентировочной прикидке, средняя скорость продольных волн в коре АГП на ΔV_p=0.4—0.6 км/с ниже.чем в коре ЕАП, а средняя плотность, соответственно, меньше на $\Delta\sigma$=0.08—0.12 г/см^3 (посредством обобщения приводимых различными авторами соотношений $\sigma=f(V_p)$ можно, для целей данной работы, принять приближенные соотношения $\Delta\sigma\approx0.2\ \Delta V_p$ для коры и $\Delta\sigma\approx0.3\ \Delta V_p$ для верхней мантии).

Средняя толщина литосферы АГП в регионе может быть принята, согласно [Blundell, 1999; Егорова, Старостенко, 2006; Artemieva et al., 2006], ~80 км, ЕАП — 200 км (150—200 км, по [Литосфера….1994]). Учитывая, что, исходя из работы [Цветкова, Бугаенко, 2012], средняя величина V_p мантии АГП до глубины 200 км на ~0.16 км/с меньше, чем средняя величина V_p мантии ЕАП, ее плотность меньше на ~0.04 г/см^3 [Егорова, Старостенко, 2006]. При этом, однако, средняя плотность литосферной мантии выше средней плотности коры на ≥0.3 г/см^3 для литосферы ЕАП (район ВЕП), и на ≥0.4 г/см^3 (район Паннонской депрессии) — ≥0.7 г/см^3 (Черноморская впадина) для литосферы АГП [Starostenko et al., 2013; Егорова и др., 2012].

Суммируя все эффекты и принимая во внимание средние мощности коры и литосферной мантии АГП и ЕАП, можно подсчитать, что средняя величина V_p подкоровой мантии АГП в районе Паннонской депрессии на 0.3—0.4 км/с меньше таковой в районе ЕАП (по данным геотраверса DOBRE-3), а плотность ниже на ~0.1 г/см^3. В пределах Черноморской впадины и прилегающей с севера ЕАП эти соотношения таковы: средняя величина V_p впадины меньше на 0.1—0.15 км/с, а средняя плотность меньше на 0.03—0.05 г/см^3.

Другой подход, который потребуется при обсуждении геодинамических процессов, заключается в том, что необходимо сравнивать характеристики V_p и σ не собственно плит, толщина которых известна очень приближенно, а слои литосферы АГП и ЕАП одинаковой мощности: либо около 80 км, либо около 200 км (в последнем случае к литосфере АГП присоединяется еще некоторый слой подстилающей астеносферы). Расчет показывает, что в таком случае, при мощности слоев 80 км, для Паннонской депрессии и ВЕП $\Delta V_{p\ АГП-ЕП}$=≥0.3 км/с, $\Delta\sigma_{АГП-ЕП}$=≥0.05 г/см^3, а для Черноморской впадины $\Delta V_{p\ АГП-ЕП}$=≥0.02 км/с, $\Delta\sigma_{АГП-ЕП}$ =≥0.0 г/см^3. При мощности слоев 200 км для Паннонской депрессии и ВЕП величины $\Delta V_{p\ АГП-ЕП}$ и $\Delta\sigma_{АГП-ЕП}$, равны, соответственно, ≥0.02 км/с и =≥0.0 г/см^3, а для Черноморской впадины ≥0.05 км/с и ≥0.01 г/см^3.

Как видим, при равенстве слоев «кора+мантия» на глубинах 50—200 км их плотности в пределах АГП и ЕАП либо равны, либо плотность слоев АГП несколько превышает плотность ЕАП.

Структура верхней мантии. Выше, при рассмотрении характеристики литосферы региона, уже приходилось частично касаться некоторых скоростных и плотностных параметров мантии. Однако в дальнейшем нас, кроме этих параметров, будут интересовать структурные особенности верхней мантии, лучше всего отражающие геодинамические процессы, происходящие в ней (при характеристике мантии использовалась физико-минералогическая модель Ю. М. и Д. Ю. Пущаровских [Пущаровский Ю. М., Пущаровский Д. Ю., 2010]).

Такие структурные данные получены на основе методики построения 3-D P-скоростной модели мантии под Евразией [Цветкова, Бугаенко, 2012; Старостенко и др., 2013] методом Тейлорового приближения [Geyko, 2004], а также методики локальной сейсмической томографии (основанной на методе Бэйкуса-Гильберта) Черноморской впадины [Гобаренко, Яновская, 1983; Гобаренко, Егорова, 2008; Гобаренко, Яновская, 2011]. Были построены горизонтальные и вертикальные скоростные сечения мантии Евразии (горизонтальные с шагом H через 25 км, вертикальные широтные и долготные – через 0.5—1°) для глубин 50—850, 50—1100, 50—1700, 50—2500 км (в зависимости от детальности покрытия территории сейсмическими лучами). Горизонтальные сечения представлены в изолиниях скорости V_p, а вертикальные — в значениях невязок $™=V_p—V_{ref}$, где V_{ref} — референтная скоростная модель мантии Евразии. Представление вертикальных сечений в невязках позволяет более рельефно отразить внутреннее строение мантии.

Как показано в работе [Гейко и др., 1998], точность определения V_p методом Тейлорового приближения составляет ±0.015 км/с, поэтому основные скоростные изолинии на сечениях проведены через 0.05 км/с (изолинии 0.025 являются промежуточными).

Следует отметить, что результаты определения скорости V_p зависят от использованных систем наблюдения. Естественно ожидать, что введение поправок за скоростные характеристики коры, полученные по данным ГСЗ, по отношению к поправкам за кору, используемым в стандартных моделях при обработке данных в бюллетенях ISC, могут давать различные результаты при определении значений скорости.

Как показывают результаты сейсмотомографического изучения Украинского щита, при введении поправки за скоростное влияние коры, значения ™ на глубинах 50—200 км могут изменяться на ±0.03—0.04 км/с. На больших глубинах влияние коры практически не заметно [Шумлянская и др., 2014].

Учитывая это, а также влияние других случайных погрешностей, авторами работ [Geyko, 2004; Гобаренко, Яновская, 2011] результаты исследований представлены также в виде горизонтальных сечений средних скоростей $V_{p\ ср.}$ в пределах слоев мантии толщиной 50, 150, 200, 250, 350 км для региональной и 10, 15, 25 км для локальных сейсмотомографических моделей.

На рис. 2.104 впервые представлены осредненные горизонтальные сечения $V_{p\ ср.}$ исследуемого региона для слоев 50—100 км и 400—650 км. Они показывают, что на глубинах 50—100 км $V_{p\ ср.}$ мантии АГП на ~0.2 км/с меньше $V_{p\ ср.}$ мантии ЕАП. В переходном слое верхней мантии на глубинах 400—650 км возможно обратное соотношение: здесь $V_{p\ ср.}$ мантии АГП на ~0.1 км/с больше $V_{p\ ср.}$ мантии ЕАП. Инверсия скоростей происходит постепенно приблизительно на глубинах 250—400 км.

В дальнейшем для вертикальных сечений трехмерной скоростной модели будем использовать значения не V_p, а ™, поскольку изолинии последних дают более четкое представление о градиентной скоростной среде и, как уже говорилось, при постоянном росте V_p с глубиной, более рельефно отражают вариации скоростей и структурные особенности мантии. Наибольший интерес представляет изолиния ™ = 0, которая с точностью ±0.015 км/с отражает переход от неоднородностей мантии относительно повышенной скорости к таковым относительно пониженной скорости.

Вертикальные сечения скоростной модели через наиболее интересные участки пограничной зоны АГП/ЕАП представлены на рис. 2.98 и 2.105 . На сечениях видно, что мантия изучаемого региона в скоростном отношении неоднородна. В пределах верхней мантии (она для нас наиболее интересна) выделяются ограниченные нулевой изолинией скоростные неоднородности толщиной от 100 до 250 км — т. н. «наклонные слои», которые погружаются с уровня 50 км на глубину то со стороны АГП, то ЕАП. Достоверность неоднородностей не вызывает сомнений, так как они прослеживаются на группах из нескольких параллельных сечений (от трех до пяти, построенных через 1°), почти без изменения формы. Выбранные для демонстрации вертикальные сечения располагаются, как правило, в середине таких групп. Для упрощения решаемой задачи рассмотрены в основном долготные сечения (при одном широтном и одном северо-восточном), хотя многие широтные сечения также дают важную информацию о строении мантии изучаемого региона.

Наклонные слои, погружающиеся со стороны АГП, характеризуются относительно пониженными скоростями, а со стороны ЕАП — относительно повышенными. Нулевая изолиния (иногда промежуточная изолиния +0.025 или –0.025) ограничивает *кровлю* и *подошву* слоя.

Точка перегиба ограничивающей изолинии при переходе от кровли к подошве относительно низкоскоростного слоя не опускается практически ниже глубины 300 км. Вообще подошвы таких слоев могут опускаться: относительно низкоскоростных — до глубин 400 км (рис. 2.105, г), относительно высокоскоростных — до 500—600 км (рис. 2.105, б). Часто относительно низкоскоростные слои раздваиваются на нижний и верхний (рис. 2.105, д—ж), тогда нижний слой может опускаться до глубины 500 км. По латерали наклонные слои прослеживаются в мантии на 200 (сечение 39° в.д.) — 750 км (сечение 44° в.д.).

Для того, чтобы показать характер погружения наклонных слоев вдоль всей рассматриваемой зоны перехода от ЕАП к АГП, данные по нулевым изолиниям всех сечений сведены на рис. 2.106, на котором показаны *проекции* на дневную поверхность нулевых изолиний кровли наклонных слоев с глубин 50, 100, 150—250 и 300 км. Зона перехода разбита на отрезки от ab до ef, отвечающие разным типам контактов наклонных слоев: падающих вертикально, погружающихся под ЕАП, погружающихся под АГП. При таком способе изображения субвертикальные контакты относительно низко- и высокоскоростных слоев верхней мантии отражаются слиянием проекций изолиний (например, участок bc), а смена направления погружения контакта — их пересечением (точки a, d, e). Чтобы легче было представить, какого типа слой мантии погружается (и в каком направлении), они обозначены стрелками разного цвета.

Интерес представляет проекция нулевой изолинии для глубины 50 км, близкой к поверхности Мохо, поскольку от нее начинается прослеживание наклонных мантийных слоев. В пределах континента эта проекция (как и все остальные) построена по данным работы [Цветкова, Бугаенко, 2012], а в пределах Черного моря — на основании работы [Гобаренко, Яновская, 2011], так как площадь акватории методом локальной сейсмотомографии на глубинах 35—85 км изучена более детально. В этой

работе для глубины 50 км нулевая изолиния (ΔV/V=0) определяется так же, как и в [Цветкова, Бугаенко, 2012], поскольку в обеих моделях средняя скорость на глубине 50 км одинакова и составляет 7.93 км/с.

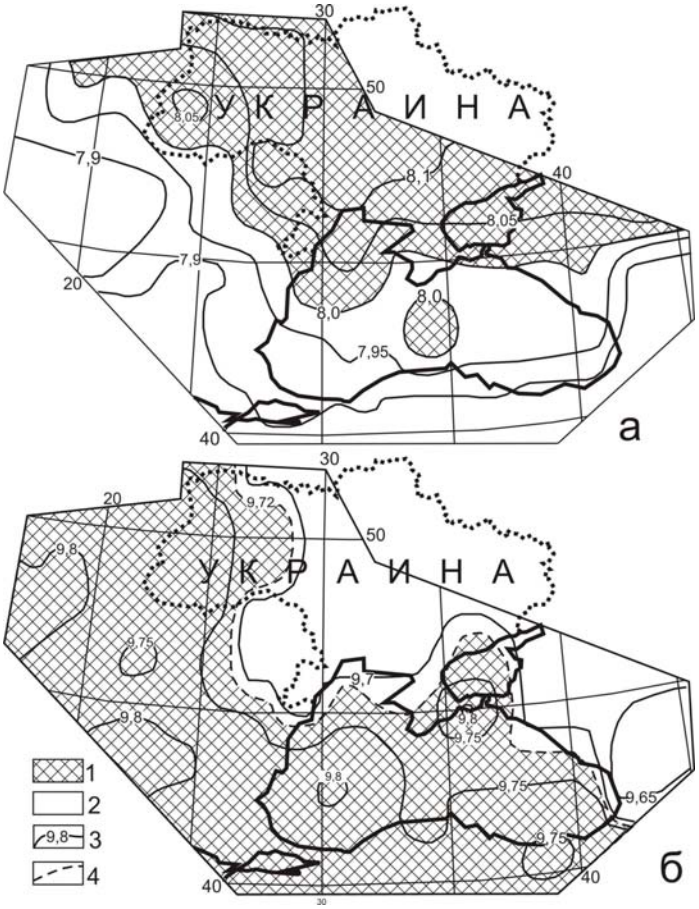


Рис. 2.104. Осредненные горизонтальные скоростные сечения слоев мантии, охватывающих глубины 50—100 км (а) и 400—650 (б) км. Условные обозначения; 1 — участки мантии относительно повышенной скорости; 2 — то же относительно пониженной скорости; 3 — проекции изолиний $V_{p\ сред.}$ на дневную поверхность; 4 — проекция на дневную поверхность изолинии V_{ref} для слоя 400—650 км.

Нулевая изолиния на глубине 50 км, разделяющая области подкоровой мантии относительно пониженной и повышенной скорости, в целом близка к границе между тонкой корой АГП и толстой корой ЕАП. Исключение составляет Черноморская впадина, в пределах которой кора предельно тонкая, а подкоровая мантия относительно высокоскоростная (рис. 2.97).

Геодинамический анализ. После закрытия в конце мезозоя — начале кайнозоя западной части океана Неотетис (Тетис, по [Зоненшайн и др., 1990]), в зоне сочленения АГП с ЕАП начался коллизионный процесс, который на разных участках изучаемой территории имеет различные, даже, в определенной мере, противоположные тенденции.

В Украинских Карпатах коллиия началась в олигоцене, когда океан Магура закрылся, а микроплиты Алькапа и Тисса-Дакия вплотную подошли к ЗЕП [Гинтов и др., 2014 и литература к ней]. При этом, как показано в отмеченной работе, вслед за океанской литосферой в зону субдукции начала затягиваться континентальная.

В Северной Добрудже коллизия началась еще в мелу в результате столкновения Мизийского террейна с ЕАП [Зоненшан и др., 1990; Csontos,Vörös, 2004; Hippolite, 2002]. В позднем мелу она была прервана раскрытием Западной части Черноморской впадины, но в начале палеогена продолжилась.

На месте современной Черноморской впадины еще в раннем мелу (неоком-апт) существовал коллизионный ансамбль террейнов, представленный массивами Мизийским, Родопским и Сакария, Стамбульской зоной, Центральными и Восточными Понтидами, Валом Шатского, Закавказским массивом [Saintot et al., 2006; Golonka, 2004]. Этот континентальный коллаж примыкал на севере либо непосредственно, либо через узкий раннекиммерийский складчатый пояс, к СЭОЗ в районе Добруджи, Крыма и Предкавказья [Казьмин, Тихонова, 2006]. К югу располагался Вардарский бассейн Неотетиса, субдукция которого в альбе под этот коллаж привела к началу раскрытия задугового Черномор-

ского бассейна. В среднем эоцене произошло полное закрытие Неотетиса, но внутри коллизионного пояса возникли новые участки океанской (ЗЧВ) и субокеанской (ВЧВ) литосферы, которые сейчас рассматриваются как возможные носители В-субдукции под Крым и Большой Кавказ.

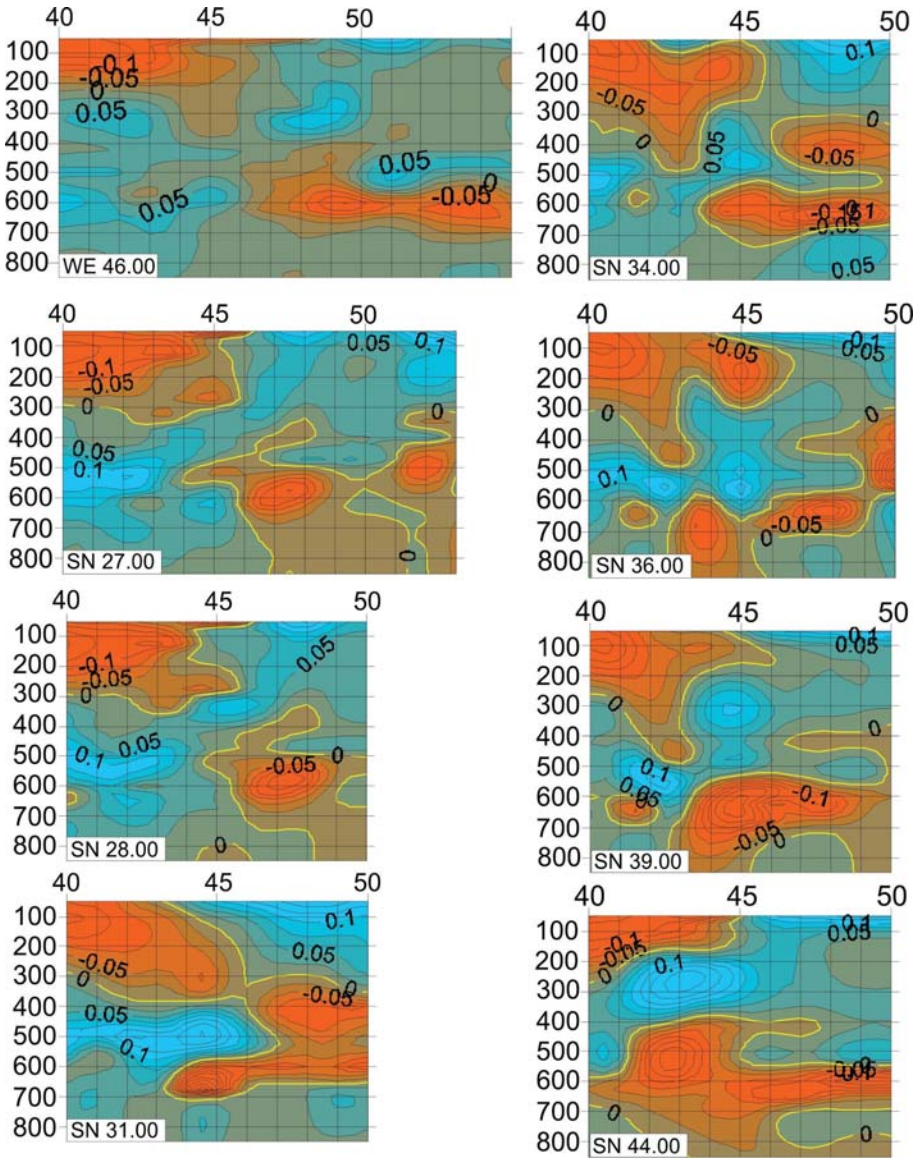


Рис. 2.105. Вертикальные сечения 3-D P-скоростной модели мантии под ЕАП и АГП, по [Цветкова, Бугаенко, 2012]. Изолинии даны в невязках ™ (км/с)=V_p—V_{ref}. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов ~1:1. На горизонтальной поверхности меридиональных сечений показаны широты (°с.ш.), на широтном — долготы (°в.д.). Географическое расположение сечений показано на рис. 2.105.

Таким образом, в настоящее время коллизионный пояс между АГП и ЕАП на изучаемой территории является *сложной сутурной зоной*, состоящей из отдельных сутур, смещенных друг относительно друга трансформными разломами и микроплитами, имеющих разное простирание, падающих как под ЕАП, так и под АГП, и на большинстве участков характеризующихся повышенной сейсмичностью.

Палеотектонические реконструкции изучаемого региона выполнены в многочисленных работах, ссылки на которые уже приводились выше. Наша задача заключается в необходимости «заглянуть поглубже» в недра коры и мантии, чтобы по возможности увязать то, что хорошо изучено на поверхности, с тем, что происходит на глубине.

В данной работе основное внимание уделено процессам в верхней мантии (в том числе литосфере) и, частично, переходной зоне верхней мантии. Имеющийся материал региональной сейсмотомографии по району исследований дает такую возможность. Как будет показано ниже, анализ строения верхней мантии и процессов, происходящих в ней, связан с изучением многих проблем, которые еще до конца не решены.

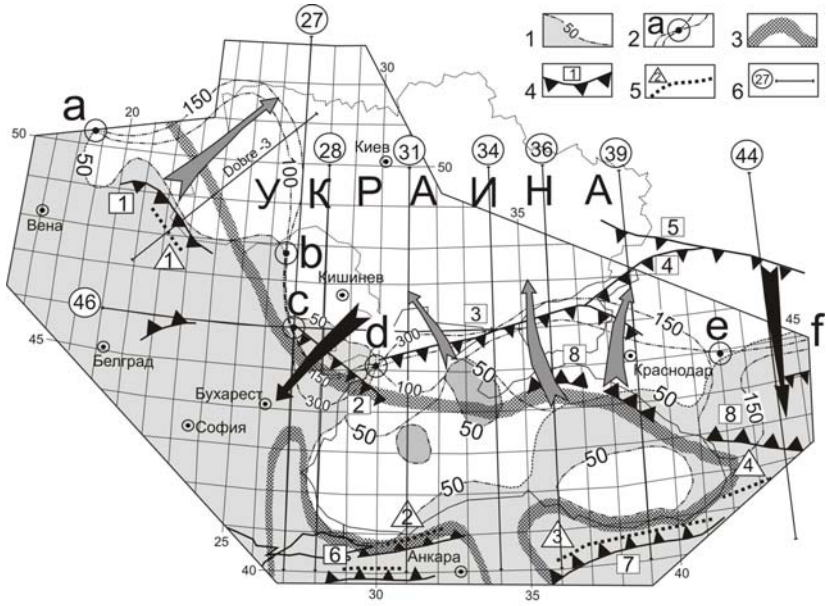


Рис. 2.106. Структурная схема кровли наклонных мантийных слоев в зоне сочленения ЕАП и АГП. 1 — относительно высокоскоростная (белое) и относительно низкоскоростная (серое) мантия на глубинах до 200 км: 2 — проекции на дневную поверхность нулевых изолиний невязок ™, ограничивающих кровлю наклонных слоев на глубинах 50, 100, 150, 250 (300) км. Точки в кружках a—f — пункты пересечения проекций; 3 — граница толстой и тонкой коры, по [Grad et al., 2008]; 4 — зоны субдукции и сутуры (цифры в квадратах): 1 — Пеннинская, 2 — Северодобруджинская, 3 — Северокрымская, 4 — Таганрогская, 5 — Донбасская, 6 — Стамбульской зоны, 7 — Восточных Понтид, 8 — Крымско-Кавказская; 5 — вулканические дуги (цифры в треугольниках): 1 — Вигорлат-Гутинская, 2 — Стамбульской зоны, 3 — Восточных Понтид, 4 — Аджаро-Триалетская; 6 — положение вертикальных сейсмотомографических сечений, показанных на рис. 2.98 и 2.104. Стрелками показано направление погружения и латеральная протяженность относительно высокоскоростных (черные) и относительно низкоскоростных (серые) наклонных слоев.

Природа наклонных слоев. Приведенные на рис. 2.98 и 2.105 вертикальные сечения показывают, что на двух из пяти участках переходной зоны относительно низкоскоростные наклонные слои погружаются с юга на север в относительно высокоскоростную мантию (сечения вдоль профиля Добре-3, 31, 36 и 39° в.д.), а на двух других — относительно высокоскоростные погружаются с севера на юг в относительно низкоскоростную мантию (сечения 28 и 44° в.д.). На одном участке контакт вертикальный.

Подчеркнем, что сечения начинаются с глубины 50 км, поэтому для дальнейшего анализа необходимо использовать данные, приведенные выше, учитывающие влияние параметров коры. Согласно этим данным, корово-мантийные слои АГП и ЕАП одинаковой мощности в исследуемом районе имеют приблизительно одинаковую «плавучесть» с некоторым, весьма незначительным, преобладанием «плавучести» слоев ЕАП. Это дает право утверждать, что в условиях коллизии и достаточно сильного сжатия, ориентированного субперпендикулярно коллизионной зоне, возможны процессы погружения и затягивания корово-мантийных слэбов на глубину как с одной, так и с другой стороны.

В связи с этим необходимо разобраться, что собой представляют рассматриваемые верхнемантийные «наклонные слои» и являются ли они *слэбами,* то есть погруженными в мантию участками субдуцирующих литосферных плит, трассирующими бывшие или современные зоны субдукции.

Рассмотрим ряд признаков и факторов, позволяющих утверждать, что это именно так. Для анализа в отдельных случаях воспользуемся фундаментальным обобщением «Современные проблемы геотектоники и геодинамики» [Лобковский и др., 2004].

1) *Точки начала погружения наклонных слоев.* Погружение наклонных слоев, как видно на рис. 2.98, 2.105, г и 2.105, е-ж, начинается от точки пересечения нулевой изолинии с поверхностью -50 км. Проекция нулевой изолинии –50 км на дневную поверхность близка к границе АГП с ЕАП, то есть погружение начинается от этой границы. Иная картина может наблюдаться в коре, к чему мы вернемся несколько позже.

2) *Состав и структура наклонных слоев.* Как уже говорилось, скоростные и плотностные параметры коры и мантии АГП и ЕАП, т. е. их плавучесть, не противоречат возможности их участия в субдукционном процессе. Тем более, что погружение континентальной литосферы в мантию глубже 100 км, и даже до 250 км, рассматривается как факт в работе [Лобковский и др., 2004]. Вместе со всей литосферой в зону субдукции затягивается и кора, поэтому включение коры в состав наклонных слоев правомерно.

3) На многих вертикальных сечениях, особенно на таких как сечения 36 и 39° в.д., видно, что наклонные слои не заканчиваются нулевой изолинией, а без перерыва продолжаются дальше слоями с невязками 0≤δ≤0.025 км/с. Поскольку континентальная литосфера затягивается в зону субдукции вслед за океанской, можно предположить, что эти слои отражают (правда на уровне чуть выше точности) *остатки океанской литосферы,* субдуцировавшей ранее континентальной.

4) Литосфера субдуцирует, как полагают [Лобковский и др., 2004], не по поверхности астеносферы, а вместе с ее верхними слоями, поэтому в структуру наклонных слоев необходимо включать и часть астеносферы.

Кстати, с геодинамических позиций, астеносфера существует повсеместно, даже маломощная под древними кратонами, хотя пока не везде обнаруживается геофизическими методами. Считается [Лобковский и др., 2004], что астеносфера может быть связана не только с частичным расплавлением вещества мантии, но и с его аморфизацией.

5) Толщина наклонных слоев. Анализ региональных сейсмотомографических разрезов Европы [Гейко и др., 1998; Цветкова, Бугаенко, 2012] показывает, что минимальная толщина оконтуриваемых нулевой изолинией скоростных неоднородностей составляет 50 км. Более тонкие слои — низкоскоростная континентальная и высокоскоростная океанская или субокеанская кора — в общей мощности наклонных слоев остаются, скорее всего, неразличимыми. Толщина наклонных слоев исследуемой зоны сочленения АГП и ЕАП в контурах нулевой изолинии составляет 200—250 км (рис. 2.98, 2.105). Если определять толщину, как это делается в геофизике, по наибольшему сгущению скоростных изолиний (зонам максимальных градиентов), то она будет равна 150—200 км. Причем это не только литосфера, но и увлекаемая вместе с ней часть астеносферы.

6) *Форма наклонных слоев.* Все наклонные слои исследуемой территории имеют протяженность, минимум в два раза превышающую их толщину. Максимальной вытянутостью (≥5×1) отличаются наклонные слои под Восточными Карпатами и восточной частью СЭОЗ (рис. 2.98, 2.105, з). Большинство наклонных слоев вначале относительно круто погружаются в мантию (имеется в виду, что это происходит на глубине 50 км и глубже), а затем на глубине от 100 до 250 км начинают выполаживаться.

Приведенные характеристики верхнемантийных наклонных слоев зоны перехода от АГП к ЗЕП и ЕАП в исследуемом районе убеждают в том, что эти аномальные структуры представляют собой *сейсмотомографическое отображение слэбов*, погружающихся в астеносферу при современных геодинамических процессах, а также, возможно, сохранившихся и от более ранних процессов субдукции. В частности, материалы сеймотомографического изучения мантии Украинского щита показывают ([Гинтов, Пашкевич, 2010; Цветкова, Бугаенко, 2012]), что на сейсмотомографических разрезах нередко можно различить скоростные неоднородности, отражающие геодинамические процессы, происходившие еще в докембрии (например, коллизию Фенноскандии и Сарматии),

Сопоставление с известными и предполагемыми зонами субдукции. На рис. 2.106 вынесены известные и предполагаемые зоны субдукции, по [Зоненшан и др., 1990; Golonka et al.,2000; Schmid et al., 2008; Csontos, Vörös, 2004; Казьмин и др., 2004; Казьмин, Тихонова, 2005, 2006; Юдин, 2007; Гончар, 2013; Гинтов и др., 2014].

Известными, то есть подтвержденными геолого-геофизическими материалами и признаваемыми большинством специалистов, являются зоны субдукции, составлящие вытянутый на тысячи км субдуционный фронт, расположнный к юго-западу и к югу от ЕАП и сопровождавшийся еще в эоцене, а в Альпийско-Карпатском регионе в неогене, формированием вулканических дуг (на рис. 2.106 попадают Аджаро-Триалетская, Восточно- и Западнопонтическая, Выгорлат-Гутинская вулканические дуги).

Остальные структуры подобного рода выделяются в отдельных работах. Например, юрская субдукция с севера на юг под Северную Добруджу предполагается в работе [Csontos, Vörös, 2004] для объяснения закрытия находившегося здесь субокеанского бассейна и формирования орогена. Субдукция Восточно-Черноморской микроплиты под Крым, предполагавшаяся А.В. Чекуновым в работе [Литосфера…, 1994], смоделирована В.В. Гончаром [Гончар, 2013] при сопоставлении многих данных: изгиба Крымского орогена, складчатости в прогибе Сорокина, направления перемещения Аравийской плиты и др. Те же причины являются основанием для выделения зоны субдукции ВЧМ под Большой Кавказ. Иногда авторы выделяют надвиговые или поддвиговые пояса, не называя их зонами субдукции (например, [Казьмин и др., 2004] в Черноморско-Каспийском регионе). Однако при сопоставлении предполагаемых зон субдукции с сейсмотомографическими данными (рис. 2.106) они часто находят подтверждение.

К сожалению, время формирования скоростных неоднородностей мантии определить трудно. Уже отмечалось, что эти неоднородности могут отражать разновозрастные процессы, иногда даже докембрийские. Поэтому утверждать точно, что слэбы, фиксируемые в мантии, соответствуют по времени тому, что мы наблюдаем на поверхности, нельзя. Возможны лишь визуальные сопоставления.

Необходимо обратить внимание на сравнение некоторых структурных особенностей зон субдукции в коре и мантии, которые, с точки зрения авторов, могут быть использованы в дальнейшем развитии представлений о коллизионном процессе.

Украинские Карпаты (участок ab на рис. 2.106). Геодинамические особенности формирования Альпийско-Карпатского региона рассматриваются в многочисленных работах европейских геологов, геофизиков, палеомагнитологов. По Восточным (Украинским) Карпатам они обобщены в работах [Starostenko et al., 2013; Гинтов и др., 2014] после выполнения работ ГСЗ по международному геотраверсу PANKAKE (*DOBRE-3),* пересекающему юго-западную часть ВЕП, Украинские Карпаты и северо-восточную часть Паннонского бассейна.

На рис. 2.98 двумерная Р-скоростная модель земной коры и мантии до глубины 75 км вдоль геотраверса PANKAKE [Starostenko et al., 2013] сопоставляется с соответствующей ей Р-скоростной моделью мантии до глубины 500 км, построенной по сейсмотомографическим данным [Цветкова, Бугаенко, 2012]. Структурные особенности мантии вдоль геотраверса подтверждаются сейсмотомографическими меридиональными сечениями 23—25° в.д. и широтными сечениями 49—51° с.ш.

Обе модели отражают субдукционно-коллизионный процесс, но совершенно по-разному.

Коровая сутура начинается в районе выхода на поверхность зоны Пеннинских утесов (PKB) и погружается на юго-запад под Паннонский бассейн (ПК 130, глубина 22 км). Это вполне соответствует представлению о субдукции океана Магура (или Пьемонт-Лигурия) под микроплиту ALCAPA, которая в верхнем мелу была частью плиты Апулия (по [Csontos,Vörös, 2004]) или Южных Альп (по [Schmid et al., 2008]) и находилась за 500—1000 км на юго-запад от современного ее положения. Перемещение микроплит ALCAPA и Tisza-Dacia на северо-восток в течение верхнего мела — олигоцена под силовым воздействием Адриатической плиты завершилось закрытием океана Магура и далее начался коллизионный процесс, в течение которого эти микроплиты продолжали двигаться на северо-восток, формируя дугу Карпатского орогена [Гинтов и др., 2014].

На сейсмотомографическом сечении слэб толщиной около 150 км начинается на глубине 50 км от ПК 170 и, погружаясь на северо-восток, далее на глубинах 100—250 км продолжается еще почти 400 км под ВЕП, немного не доходя до границы Украинского щита. Промежуток между уровнями 22 и 50 км не освещен сейсмическими и сейсмотомографическими данными, поэтому взаимоотношение сутуры и слэба остается не выясненным.

Такое кажущееся противоречие данных ГСЗ и сейсмотомографии может иметь, с геодинамических позиций, несколько объяснений, из которых наиболее предпочтительны два: а) субдукция океана Магура происходила не только под ALCAPA, но и под ЕАП; б) движение слэба на северо-восток началось уже после закрытия океана Магура и вызвано продолжающимся нажимом Адриатической плиты.

Первое объяснение наиболее простое, но оно требует присутствия в средней части океана Магура зоны спрединга. Такая зона имеется на картах [Csontos, Vörös, 2004], отражающих время открытия этого океана в верхней юре (титон) и мелу (альб). Однако позже зона спрединга исчезает, а субдукция океана предусматривается только на юго-запад. Кроме того, подобная гипотеза требует ответа на вопрос, почему субдукция на юго-запад отмечается только в коре, а на северо-восток — только в мантии.

Второе объяснение более сложно с физической точки зрения, но оно имеет ответ на второй вопрос: если движение слэба на северо-восток началось после закрытия океана Магура, оно стерло мантийный след субдукции на юго-запад, а в более жесткой коре такой след сохранился.

Предположение о причине образования и движения слэба на северо-восток во втором механизме может быть таким: океан Магура был насыщен осадками с соседних континентов и мелкими террейнами, в результате чего его литосфера перед закрытием оказалась достаточно легкой. После закрытия океана его литосфера, находясь под давлением вышележащих континентальных плит, начала экстрадировать в стороны. Движение на северо-восток обеспечивалось давлением Адриатической плиты с юго-запада.

Интересно, что экструзия разогретого мантийного вещества, перемещающегося на восток из Паннонского бассейна под Карпатский и далее (в целом более 300 км), предполагалась и в геодинамической модели А.В. Чекунова [Литосфера….1994]. Экструзивное тело (силл) мощностью до 80 км на глубинах 50—130 км выделено по геотермическим и геоэлектрическим данным. Перемещаясь на восток, оно, в соответствии с моделью, «волокло на себе» верхние слои земной коры, формируя надвиги и шарьяжи. Но масштабы этого силла — протяженность, мощность и глубина, — а также его природа (подъем, а не погружение) не соответствуют приведенной выше модели слэба. Хотя, возможно, при повышении детальности геотермических и геоэлектрических исследований и их современной интерпретации удастся увязать их с данными сейсмотомографии.

СЭОЗ — Добруджа — Мизийская микроплита (участок cd на рис. 2.106). На сейсмотомографических сечениях 27 и 28° в.д. (рис. 2.105, б-в) отражен относительно высокоскоростной слэб тол-

щиной от 100 до 250 км, который погружается на юг на глубину 400 км и более 300 км по латерали от широты Кишинева (контакт ВЕП и СЭОЗ) до широты Бухареста (под Мизийской микроплитой). До глубины 300 км он погружается круто (50—60°), а затем выполаживается.

Участок cd имеет ширину 200 км, соответствующую ширине области Добруджа. Кроме того, на границах участка, вблизи точек ***c*** и ***d***, расположены известные сейсмогенные зоны — Вранчская и Добруджинская (рис. 2.97). Поэтому связь геодинамических процессов в регионе Добруджи со структурой мантии несомненна.

Южное погружение слэба в районе Добруджи не согласуется с общим характером геодинамических процессов при закрытии Альпийского бассейна Неотетиса, так как на большей части коллизионной зоны субдукция происходила на север под ЕАП. Но более ранний процесс, а именно закрытие Палеотетиса в позднем палеозое — триасе, сопровождался, по В. В. Юдину [Юдин, 2007], субдукцией ВЕП под СЭОЗ перед их коллизией именно в южном направлении. Это автор отразил в виде Северокрымской сутуры южного падения, пересекающей северную границу Крымского п-ва в районе Сиваша и продолжающуюся далеко на восток и запад. Погружение сутуры на юг почти на 100 км по латерали подтверждается и геотраверсом DOBRE-5. Следовательно, установленный на скоростных сечениях 27—29° в.д. слэб образовался, скорее всего, в позднем палеозое — раннем мезозое.

Субдукция в южном направлении к северу от Добруджи, согласно [Csontos,Vörös, 2004], могла происходить и в юре в связи с сокращением Вардарского басейна и формированием Добруджского орогена.

Обе сутуры — и Северокрымская, и Северодобруджская — показаны на рис. 2.106. На севере Крымского п-ва Северокрымская сутура проходит по контакту ВЕП и СЭОЗ, а далее на юго-запад отклоняется от этого контакта в район Северной Добруджи. Такое отклонение можно объяснить тем, что отмечавшийся выше обширный надвиг СЭОЗ на ВЕП, наблюдаемый на участке ***cd,*** произошел уже позже образования Северокрымской сутуры.

Образование системы надвигов и Добруджского орогена связывают с причленением к СЭОЗ Мизийского террейна в конце юры – начале мела [Зоненшайн и др., 1990]. Это позже, чем субдукция ВЕП под СЭОЗ, по [Юдин, 2007]. Но на сечениях 27° и 28° з.д. четко прослеживается только субдукция ВЕП под СЭОЗ, уходящая и под Мизийский террейн. Можно допустить, что причленение террейна к СЭОЗ было «мягким», а его литосфера была более тонкой, чем литосфера СЭОЗ и ВЕП.

Северокрымская сутура проходит в основном на участке ***de***, но здесь следы слэба, погружающегося на юг, теряются из-за перекрытия его более молодыми слэбами, погружающимися на север под ЕАП.

Зона Вранча и участок bc (рис. 2.97, 2.104, а-б, 2.106). Этот участок зоны перехода рассматривается после участка ***cd***, так как его скоростные характеристики определяются особенностями положения между участками ***ab*** и ***cd***. В связи с тем, что направления субдукции на этих участках ориентированы косо по отношению участку ***bc*** и навстречу друг другу, переход между ними – не точка, а узкая протяженная *субвертикальная* зона. Это видно на меридиональном профиле 27^0в.д. и широтном 46°с.ш. Пункт ***c*** расположен южнее точки пересечения проекций нулевых изолиний кровли наклонных слоев, так как вертикальный контакт между АГП и ЕАП начинается несколько глубже 50 км.

В южной части участка ***bc*** располагается глубокофокусная сейсмогенная зона Вранча (рис. 2.97). В данной работе она не описывается, так как ее связь со структурой мантии и мантийными процессами подробно рассмотрена в работе [Старостенко и др.. 2013]. Отметим только, что зона относится к субвертикальному контакту АГП и ЕАП (рис. 2.105, сечения 46° с.ш. и 27° в.д).

Изучение напряженно-деформированного состояния коры и мантии в районе, окружающем зону Вранча [Николаев, Щукин, 1975], показало, что ось сжатия ориентирована по азимуту 80—90±30°, т. е. субперпендикулярно Карпатам, а ось растяжения субвертикальна, что отражает известный общий характер формирования Карпатского орогена. Однако в самой очаговой зоне ось сжатия, как и азимут вспарывания очага [Литосфера…, 1994; Gorbunova et al, 2000] приобретают северо-восточное направление и обусловлены структурами именно такого простирания. На это указывает также и характер изосейст землетрясений района Вранча, вытянутых в направлении юго-запад — северо-восток.

Таким образом, можно отметить важную особенность сейсмогенной зоны Вранча, обусловленную геодинамическими процессами: развитие сейсмоактивного процесса, вспарывание разрывов, направление излучения в очагах связаны, в первую очередь, не с геометрией Карпатской дуги, а с юго-запад — северо-восточным направлением перемещения мантийных слэбов, сформировавших и эту дугу, и сейсмогенную зону. Это также доказывает, что мантийные процессы в Карпатской и Добруджинской зонах слэбообразования, начавшиеся в мезозое, продолжаются и сейчас, давая о себе знать мощными глубокофокусными землетрясениями.

Черное море — СЭОЗ — ВЕП (участок de на рис. 2.106). Это наиболее протяженный (около 800 км) участок переходной зоны, на котором мантийные слэбы погружаются из мантии Западно- и

Восточно-Черноморской микроплит в мантию СЭОЗ и ВЕП (сечения с 30° по 40° в.д., рис. 2.105, г-ж). Причем на всех сечениях наблюдается упоминавшееся ранее раздвоение слэбов на верхню и нижню части, которые сформировались, по-видимому, на разных этапах субдукционных процессов.

Если рассматривать возможные мезо-кайнозойские зоны субдукции, располагавшиеся наиболее близко к современным контурам зоны сопряжения АГП и ЕАП, то, согласно, например, палеотектонической реконструкции В. Г. Казьмина и Н. Ф. Тихоновой [Казьмин, Тихонова, 2005, 2006], можно отметить следующие этапы спрединга и коллизии на территории Черноморского региона.

Ранний-средний триас(скифий-ладиний) — задуговое раскрытие Таврического басейна между СЭОЗ и Валом Шатского, с одной стороны, и Понтидами, Мизией, Родопами, с другой, в результате субдукции Палеотетиса под Родопско-Понтийскую дугу и его закрытия.

Поздний триас (ранний карний) – неполное закрытие Таврического басейна и его субдукция под вал Шатского и Крым, коллизия, складчатость в триасовых отложениях Каркинитского залива, Крыма, Азовского моря. Раскрытие океана Неотетис к югу от Родопии — Киршехира — Ирана.

Ранняя-средняя юра (плинсбах-ранний аален) — субдукция океана Неотетис под Родопию — Южную Армению, в результате чего формируются задуговые Вардарский, возобновленный Таврический и молодой Большекавказский (включающий и Южный Крым) бассейны с зонами спрединга в их осевых частях.

Средняя юра (поздний аален-бат*)* — закрытие Таврического басейна в результате его субдукции на север под Вал Шатского и Большекавказский басейн, коллизия Понтид с Крымом и Валом Шатского, завершающая складчатость в породах таврической серии.

Верхний мел (сеноман-турон*)* – субдукция Вардарского бассейна под Родопию — Понтиды и раскрытие задугового Западно-Черноморского бассейна с возможной зоной спрединга в его осевой части.

Средний эоцен — продолжение субдукции Вардарского бассейна, его закрытие и раскрытие задугового Восточно-Черноморского бассейна с возможной зоной спрединга в его осевой части (рис. 2.107).

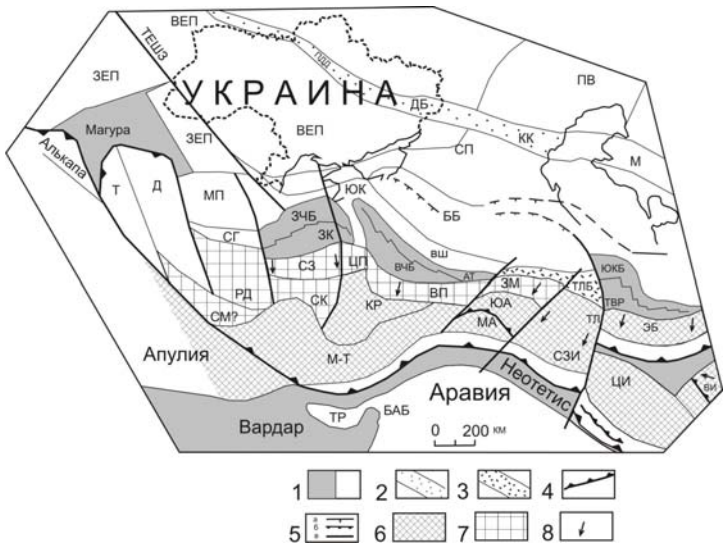


Рис. 2.107. Схематическая палеогеодинамическая реконструкция АГП и ЕАП для периода 45 млн. лет назад (средний эоцен), составленная по материалам [Казьмин, Тихонова, 2005; Csontos, Vörös, 2004; Schmid et al., 2008]. Условные обозначения: 1 — бассейн с океанической корой (а) и континентальный склон (б); 2 — девонская рифтовая система; 3 — рифтовые вулканиты; 4 — зона субдукции; 5 — разломы: а — сброс, б — надвиг, в — трансформный разлом; 6, 7 — террейны в альпийском поясе: 6 — гондванского и 7 — евразийского происхождения; 8 — направление перемещения блоков относительно Евразии. Буквенные обозначения: АР — Араксинский разлом, АТ — Аджаро-Триалетия, БАБ — Баер-Бассит, ББ — палеоцен-эоценовый бассейн Большого Кавказа, ВА — вал Андрусова, ВЕП — Восточно-Европейская платформа, ВИ — Восточный Иран, ВП — Восточные Понтиды, Д — Дакия, ДБ — Донбасс, ЗЕП — Западно-Европейская платформа, ЗК — Западно-Крымский разлом, ЗМ — Закавказский массив, КД — Куринская депрессия, КК — Кряж Карпинского, КР — Киршехирский массив, М — Мангышлак, МА — вулканический пояс Маден, МП — Мизийская платформа, МТ — террейн Мендерес-Тавр, ПВ — Прикаспийская впадина, ПДД — Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген, РД — Родопский (Фракийский) террейн, СГ — Среднегорье, СЗ — Стамбульская зона, СЗИ — Северо-Западный Иран, СК — Сакария, СМ — Сербо-Македонский массив, СС — зона Санандадж-Синджар, СТ — Стара Планина, Т — микроплита Тисса, ТВР — Талыш-Вандамская зона разломов, ТЛ — Талыш, ТЛБ — Талышский бассейн, ТР — Тродос, ЦИ — Центральный Иран, ЦП — Центральные Понтиды, ЭБ — Эльбурс, ЮА — Южно-Армянский террейн, ЮК — Южный Крым, ЮКБ — Южно-Каспийский бассейн.

Таким образом, в мезо-кайнозое реставрированы две зоны субдукции — позднетриасовая и среднеюрская, — которым могут отвечать сейсмотомографические отображения слэбов на

рис. 2.105, г-ж. Третья субдукция началась, по-видимому, не ранее 5 млн лет назад (в плиоцене) и продолжается в настоящее время пододвиганием Восточно-Черноморской плиты-индентора под Крым и Большой Кавказ. Эта субдукция находится, скорее всего, в начальном состоянии (ее называют «квазисубдукцией», «ограниченной субдукцией»), в связи с чем с ней невозможно связывать слэбы, продвинутые на 300 км в глубину и 300 км на север (сечение 36° в.д. — рис. 2.105, е).

Донбасс, СЭОЗ, Большой Кавказ (участок ef, (рис. 2.105, г-ж). Здесь, как и на участке **cd,** на сейсмотомографических сечениях прослеживается южное погружение слэба между широтами 46—47° и 41° с.ш. на глубину 350—400 км. Слэб протяженностью 700—800 км проходит под Складчатым Донбассом и Кряжем Карпинского, СЭОЗ, Кавказом и не может отражать сложные геодинамические процессы мезо-кайнозоя. Скорее всего, нужно согласиться с В. В. Юдиным [Юдин, 2007], выделившим Донецкую коллизионную сутуру южного падения, которая выходит к поверхности как раз в районе начала погружения рассматриваемого слэба.

По автору, в позднем девоне Днепровско-Донецкий палеорифт с океанической или субокеанической литосферой соединялся с океаном Палеотетис, который отделял ЕАП (тогда еще Евроамерику) от Гондваны и нескольких террейнов — Крымского, Скифского. Туранского и др. Это согласуется с палинспастической реконструкцией территории СССР для позднего девона, выполненной в работе [Зоненшайн и др., 1990]. В перми-триасе произошла субдукция с севера под эти террейны, коллизия их с Евроамерикой, в результате которой образовались Донецкая складчато-надвиговая область и Донецкая, Таганрогская и Северокрымская коллизионные сутуры (рис. 2.106).

Следовательно, слэб, сейсмотомографичское отображение которого видно на сечении 44° в.д., образовался, скорее всего, в перми-триасе.

Обсуждение и выводы. Приведенные выше геофизические и геологические данные показывают, что в исследуемом районе практически все геофизические и большинство геологических характеристик коры и верхней мантии ЭОЗ и ВЕП совпадают или очень близки, тогда как аналогичные параметры ЗЕП чаще всего отличны от тех и других. Для убедительности эти характеристики сведены в табл. 2.9.

Поэтому нам представляется, что объединение Западноевропейской платформы и западной части Евразии в единую Европейскую плиту, как это делают некоторые западные коллеги, не может быть принято ни с геологической, ни с геофизической точки зрения. Такое объединение делает границу между Альпийско-Гималайским поясом и названными структурами весьма расплывчатой и неоднозначной.

Таблица 2.9. Сопоставление некоторых геологических и геофизических характеристик* Восточно-Европейской платформы (ВЕП), Рава-Русской и Скифской эпиорогенных зон (ЭОЗ), Западно-Европейской платформы (ЗЕП).

Геолого-геофизические отличительные признаки	ВЕП	ЭОЗ	ЗЕП
Архей	+	?	?
Ранний протерозой	+	+	±
Гранитоидный магматизм 1.8—1.4 млрд. лет назад	+	+	–
Ранний рифей	+	+	?
Средний-поздний рифей	+	+	+
Венд: формир. чехла на континентальной коре	+	+	–
Венд: формир. чехла на океанической коре	–	–	+
Венд-кембрий: лавразийский тип развития	+	+	±
Венд-кембрий: гондванский тип развития	–	–	±
Ордовик: накопление плитного чехла	+	+	–
Ордовик: контрастная смена поднятий-погружений	–	–	+
Развитие каледонид и герцинид: окраинные зоны	+	–	–
-«»- -«»- -«»- окраинные и центральные зоны	–	+	+
Толщина коры в основном ≥40 км	+	+	–
Толщина коры в основном ≤40 км	–	–	+
Наличие участков очень тонкой (≤25—20 км) коры	–	–	+
«Гранитный» слой повышенной мощности	+	+	–
Наличие высокоскоростной нижней коры	+	+	–
Литосфера относительно высокоскоростная	+	+	–
Литосфера относительно низкоскоростная	–	–	+
Подлитосферная мантия и переходная зона:			
относительно высокоскоростная	–	–	+
относительно низкоскоростная	+	+	–

**Примечание:* Знак (+) обозначает наличие данной категории или процесса, знак (–) — отсутствие, (?) — не известно, (±) — частичное наличие или спорный вопрос.

Вероятнее всего, эпиорогеные зоны, надвинутые сейчас на Восточно-Европейскую платформу, в докембрии были ее частью и, не смотря на то, что позже отделялись и присоединялись к ВЕП, составляют с ней в настоящее время единую структуру (часть ЕАП), которая под Восточными Карпатами контактирует с ЗЕП, под Добруджей — с Мизийской платформой, под Черным морем — с океанической и субокеанической корой ЗЧВ и ВЧВ. Эти контакты хорошо фиксируются границей «толстой» и «тонкой» коры (рис. 2.97 и 2.106) и оконтуривают глубинные юго-западное и южное окончания ЕАП.

Приповерхностная граница между АГП и ЕАП проходит по внешним зонам предгорных прогибов — Предкарпатского, Преддобруджинского, Предгорнокрымского, Индоло-Кубанского и Западно-Кубанского (рис. 2.96, 2.97).

Сейсмотомографические данные, а также некоторые теоретические представления позволяют также заключить, что установленные в пределах Украины и соседних территорий скоростные неоднородности верхней мантии и частично переходного слоя верхней мантии в виде «наклонных слоев» представляют собой отображение погруженных в мантию окончаний литосферных плит — слэбов, — которые сформировались в позднепалеозойских - мезо-кайнозойских зонах субдукции.

Изученные авторами зоны субдукции отождествляются с сутурами, выделяемыми в приповерхностных слоях в пределах области сочленения ЕАП и АГП и являются результатом геодинамических процессов на трех основных доальпийских и альпийском конвергентных этапах.

– Первый основной (пермь — ранний триас) доальпийский этап — субдукция на юг (в современных координатах) северных бассейнов Палеотетиса, разделявших Евроамериканскую плиту и Мизийский, Крымский, Скифский, Туранский террейны; закрытие бассейнов и образование на их месте Северодобруджинской, Северокрымской, Таганрогской и Донецкой сутур южного падения (реконструкция по [Юдин, 2007]).

– Второй основной (поздний триас — средняя юра) доальпийский этап — двухфазная субдукция Таврического бассейна (возникшего в среднем триасе между Мизией, Крымом, Валом Шатского, с одной стороны, и Родопией и Понтидами, с другой) на север — северо-восток под Крым и Кавказ, его полное закрытие, коллизия Понтид с Крымом и Валом Шатского (реконструкция по [Казьмин, Тихонова, 2005]). Сутуры, образовавшиеся на месте закрывшегося Таврического бассейна, скорее всего, находятся в Черном море и на севере Рионской депрессии, практически совпадая с современными зонами «квазисубдукции», показанными на рис. 2.106.

– Третий основной позднеальпийский этап — коллизия микроплит Алькапа и Тисса-Дакия с ЕАП после субдукции океана Магура на юго-запад или на юго-запад и северо-восток (реконструкция по [Гинтов и др., 2014]) и начало субдукции Восточно-Черноморской микроплиты на север под Крым и Большой Кавказ (реконструкция по [Юдин, 2007; Гончар. 2013]).

Указанные конвергентные этапы отнесены нами к основным, так как именно они отражены в материалах сейсмотомографии, ГСЗ и сейсмологии. Дивергентные этапы — рифтинг, спрединг, раскрытие океанических и морских бассейнов рассматриваются ограниченно, так как здесь еще много неясного и спорного: и положение бассейнов, и их названия (Тетис, Неотетис, Мезотетис, Паратетис, Вардарский, Таврический и т. д.). Все это ждет еще обстоятельного обобщения.

Один из спорных вопросов — первый основной этап, который предложен в приведенном варианте пока только В. В. Юдиным. До этого считалось [Казьмин, Тихонова, 2005], что субдукция северной части Палеотетиса происходила в северном направлении под Евроамерику (или Лавразию), а Днепровско-Донецкий авлакоген был континентальным рифтом. Однако в работе [Юдин, 2007] приведены геологические доказательства субдукции именно в южном направлении, которые подтверждены данными ГСЗ проекта Dobre [DOBRE fraction ’99 Working Group, 2003; Maystrenko et al., 2003] и согласуются с сейсмотомографическим сечением 44° в.д., приведенным на рис. 2.104. Триасовый пояс известково-щелочного магматизма, выделенный в работе [История…, 1987] и проходящий в Северной Добрудже, Степном Крыму и Предкавказье, может быть вулканической дугой, образованной и при северном, и при южном направлении субдукции Палеотетиса, поэтому не должен привлекаться в качестве доказательства.

Второй спорный вопрос — история перемещений Мизийской, Скифской, Крымской, Туранской микроплит, которые окончательно присоединились к ЕАП в поздней юре, по [Зоненшан и др., 1990; Юдин, 2007]. Однако приведенные выше геофизические данные указывают на то, что кора и верхняя мантия трех последних микроплит по всем параметрам подобна коре ВЕП. Естественно, такая кора могла сформироваться только в докембрии и раннем палеозое, поэтому эпизоду присоединения микроплит к ЕАП должны были предшествовать эпизоды их отделения от ЕАП или находившихся на ее месте более древних плит. Океан Палеотетис и его северная ветвь образовались в среднем ордовике [Хаин, Сеславинский, 1991], то есть рассматриваемые микроплиты могли отделиться от ВЕП в это время, превратившись в террейны Палеотетиса. В раннем ордовике, согласно рассматриваемой работе, Скифская плита принадлежала еще ВЕП.

По [Юдин, 2007], террейны присоединялись к ЕАП не только в поздней юре, но и в пермотриасе к Евроамерике. То есть, между всеми этими событиями было как минимум два отделения террейнов от ВЕП, Евроамерики или ЕАП. Кроме того, в средней юре было еще присоединение к Мизии и Крыму Родопии и Понтид, по [Казьмин, Тихонова, 2005], а в палеоцене-эоцене — их разделение при образовании Черноморской впадины. Вместе с тем, согласно реконструкциям, выполненным в последней работе, и СЭОЗ, и Крым, и Мизия в течение мезозоя — кайнозоя не отделялись от ВЕП, хотя в среднем триасе Таврический бассей довольно глубоко проник между СЭОЗ и Мизией в районе Северной Добруджи. Это противоречит, например, реконструкциям в [Зоненшайн и др., 1990], в которых Мизийская микроплита была террейном в океане Тетис (Палеотетис) с перми по среднюю юру и присоединилась к ЕАП только в поздней юре.

Как видим, в нескольких палеотектонических реконструкциях насчитывается не менее двух отделений и присоединений Мизийской, Скифской, Туранской микроплит (террейнов) к Европейскому континенту, что, скорее всего, свидетельствует о недостатке геологической и палеомагнитной информации для окончательного решения этого вопроса. Во всяком случае, мобильность рассматриваемых террейнов и всей зоны перехода от ЕАП к АГП на юге не вызывает сомнения.

Таким образом, показанные на рис. 2.97 и 2.106 границы соответствуют современным поверхностной и глубинной северным и северо-восточным границам АГП. То есть, орогены Северной Добруджи, Крыма и Большого Кавказа сформировались на коре ЭОЗ. Ороген Восточных Карпат надвинут на ЗЕП и ВЕП, но его осадочный бассейн сформировался на коре ЗЕП.

Южная и юго-западная границы ЕАП в пределах Украины претерпевали неоднократные изменения от докембрия до кайнозоя в результате образования и закрытия океанов Прото-, Палео- и Неотетис, формирования и распада суперконтинентов Пангея-1 (Родиния) и Пангея-2 на Лавразию, Евроамерику и Гондвану. В пределах Украины и примыкающих территорий геолого-геофизическими данными рассматриваемые границы ЕАП можно установить, начиная не ранее девона.

Если использовать современную географическую и геологическую основы (рис. 2.96—2.98), то можно видеть, что в девоне, до закрытия северной ветви Палеотетиса, южная граница ЕАП (в данном случае ВЕП) проходила вдоль лини образовавшихся позже Донбасской, Таганрогской и Северокрымской сутур. Юго-западная граница ВЕП вместе с ЭОЗ под Украинскими Карпатами, скорее всего, не сильно отличалась от современной границы «толстой» «тонкой» коры.

В поздней перми — раннем триасе, после присоединения Скифского, Крымского и Туранского террейнов к ЕАП (Евроамерике), южная граница переместилась на юг приблизительно к осевой зоне рифтинга-спрединга современного Черноморского бассейна.

Далее, если исходить из палеореконструкций по [Казьмин, Тихонова, 2005, 2006], южная граница ЕАП в период от среднего триаса по ранний мел несколько меняла свое положение за счет образования океанской коры Таврического и Вардарского бассейнов, перемещаясь за северные склоны современных Крымских и Кавказских гор, а Родопы, Сакария, Стамбульская зона, Понтиды были террейнами Палео- и Неотетиса. С конца средней юры, после закрытия Таврического бассейна, эти террейны снова присоединились к СЭОЗ и граница ЕАП переместилась на их южные окраины. В эоцене, в результате формирования задуговой системы Черноморских и Южнокаспийского бассейнов, объединенные в единый коллаж южные террейны евразийского и гондванского происхождения начали отодвигаться от ЕАП, образуя основу будущего Альпийского пояса на юге. Впоследствии к этому поясу присоединились Крым и Кавказ.

Если же исходить из реконструкций по [Юдин, 2007], то южная граница ЕАП в этот период, в результате образования океана Мезотетис, проходила несколько севернее склонов современных Крымских и Кавказских гор, а Мизия, скифский фундамент Горного Крыма и Кавказа были террейнами Палео- и Неотетиса.

С палеогена, после образования ЗЧВ и ВЧВ, южная граница ЕАП приняла современное положение.

Юго-западная граница ЕАП в пределах исследуемого региона, начиная от Родоп и до Восточных и Западных Карпат, еще в эоцене, по [Csontos, Vörös, 2004; Schmid et al., 2008 и др.], определялась береговой линией океана Магура (по [Csontos, Vörös, 2004]) или Пьемонт-Лигурия (по [Schmid et al., 2008]). Она показана на палеогеодинамической схеме (рис. 2.107), составленной путем компиляции материалов этих авторов для западной части и данных [Казьмин, Тихонова, 2005, 2006] для Черноморско-Каспийского региона. На юго-западе блоки континентальной коры перемещались в северном и северо-восточном направлении (в современной системе координат), так как океан Магура находился в стадии сокращения и коллизия микроплит Алькапа и Тисса-Дакия с ЕАП еще не произошла. Современная юго-западная граница ЕАП сформировалась не ранее миоцена.

2.2.8. Некоторые особенности строения мантии юга Украины, Восточного Средиземноморья и их геодинамическая интерпретация

В пункте 2.2.7 рассмотрены структура мантии и возможные процессы в ней на глубинах 50—800 км непосредственно в пределах Украины. Но при внимательном изучении сейсмотомографических сечений Восточно-Средиземноморско-Черноморско-Каспийского региона (между параллелями 30—50° с.ш. и меридианами 20—50° в.д., рис. 2.108), трехмерная Р-скоростная модель которого до глубины 2500 км получена и достаточно детально описана в работах Института [Гейко и др., 2007; Бугаенко и др., 2008, 2012, 2015; Цветкова, Бугаенко, 2012], можно отметить ряд особенно интересных мантийных структур, физико-геологическая природа которых ждет еще своего фундаментального объяснения. Мы делаем попытку такого объяснения, не претендуя на «истину в последней инстанции».

Гигантские слэбы или даунвеллинги? В упомянутых работах, посвященных результатам сейсмотомографического изучения мантии Европы и Альпийско-Средиземноморского пояса, обращено внимание на лентообразные относительно высокоскоростные неоднородности ΔV_p (невязка $\Delta V_p = V_p — V_{p\ реф}$), наклонно погружающиеся от литосферы до слоя Голицина-Гейко (СГГ) и от этого слоя до глубины 1800 км и ниже. Они осторожно названы «наклонными слоями». Основное внимание было уделено таким слоям в верхней мантии и ее переходной зоне, а о среднемантийных «слоях» упоминается кратко и лишь в пределах отдельных вертикальных сечений. К геодинамической интерпретации подобных структур можно условно отнести обсуждение их связи с сейсмичностью Альпийско-Средиземноморского пояса [Гейко и др., 2007; Старостенко и др., 2013].

Здесь мы выделяем только два характерных сейсмотомографических элемента в объемной модели рассматриваемого региона, которые, с нашей точки зрения, представляют несомненный геодинамический интерес.

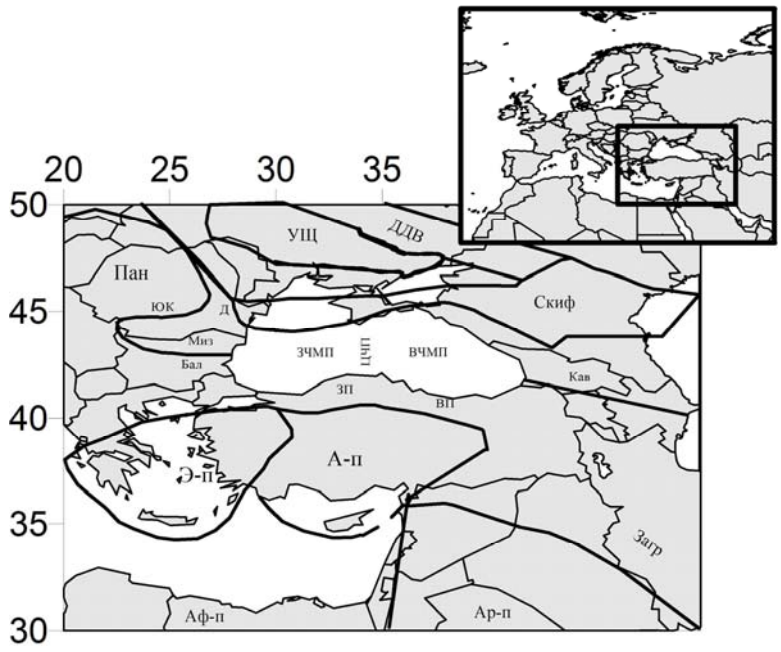


Рис. 2.108. Тектоническая схема района исследований ([Хаин,1984, Хаин,2001], упрощенно). Условные обозначения: А—п — Анатолийская микроплита, Ар—п — Аравийская плита, Аф—п — Африканская плита, Бал — Балканиды, ВП — Восточные Понтиды, ВЧМП — Восточно-Черноморская микроплита, Д — Добруджа, ДДВ — Днепрово-Донецкая впадина, Загр — Загрос, ЗП — Западные Понтиды, ЗЧМП — Западно-Черноморская микроплита, Кав — Кавказ, Миз — Мизийская микроплита, Пан — Паннонская впадина, Скиф — Скифская плита, Э-п — Эгейская микроплита, ЦЧП — Центрально-Черноморское поднятие, ЮК — Южные Карпаты, УЩ — Украинский щит.

А) На меридиональных сечениях ΔV_p 25—30° в.д. (рис. 2.109), на глубинах от 50—100 км до 600 км, отчетливо выделяются погружающиеся навстречу друг другу, относительно высокоскоростные (ΔV_p=0.10—0.15 км/с) неоднородности верхней мантии и ее переходной зоны, максимальная толщина которых 150—170 км. На юге погружение начинается от северного края Африканской плиты с нижней точкой погружения в СГГ на глубине до 600 км под северным краем Эгейской микроплиты.

На севере — от южных районов Восточно-Европейской плиты (ВЕП) до Балканид также на глубине до 600 км в СГГ. На сечениях 25—26° в.д. погружение наблюдается только с юга на север, а на сечениях 29—30° в.д. — с севера на юг. Наиболее отчетливо встречное погружение с обеих сторон видно на сечениях 27 и 28°. Разрыва на глубине между южной и северной неоднородностями не наблюдается, так как они соединены достаточно мощным высокоскоростным СГГ. Расстояние между точками начала погружения встречных неоднородностей составляет около 1600 км.

В работе [Гинтов и др., 2015] было показано, что отображаемые на сечениях 27—30° в.д. высокоскоростные неоднородности, погружающиеся с севера на юг, являются слэбами (или их следами). Последние образовались при субдукции ВЕП под Скифскую эпиорогенную зону (Скифскую плиту) и Мизийский террейн в палеозое — раннем мезозое при закрытии Палеотетиса, по [Юдин, 2007], либо, согласно [Csontos, Vörös, 2004], в юре, в связи с сокращением Вардарского бассейна и формированием Добруджского орогена.

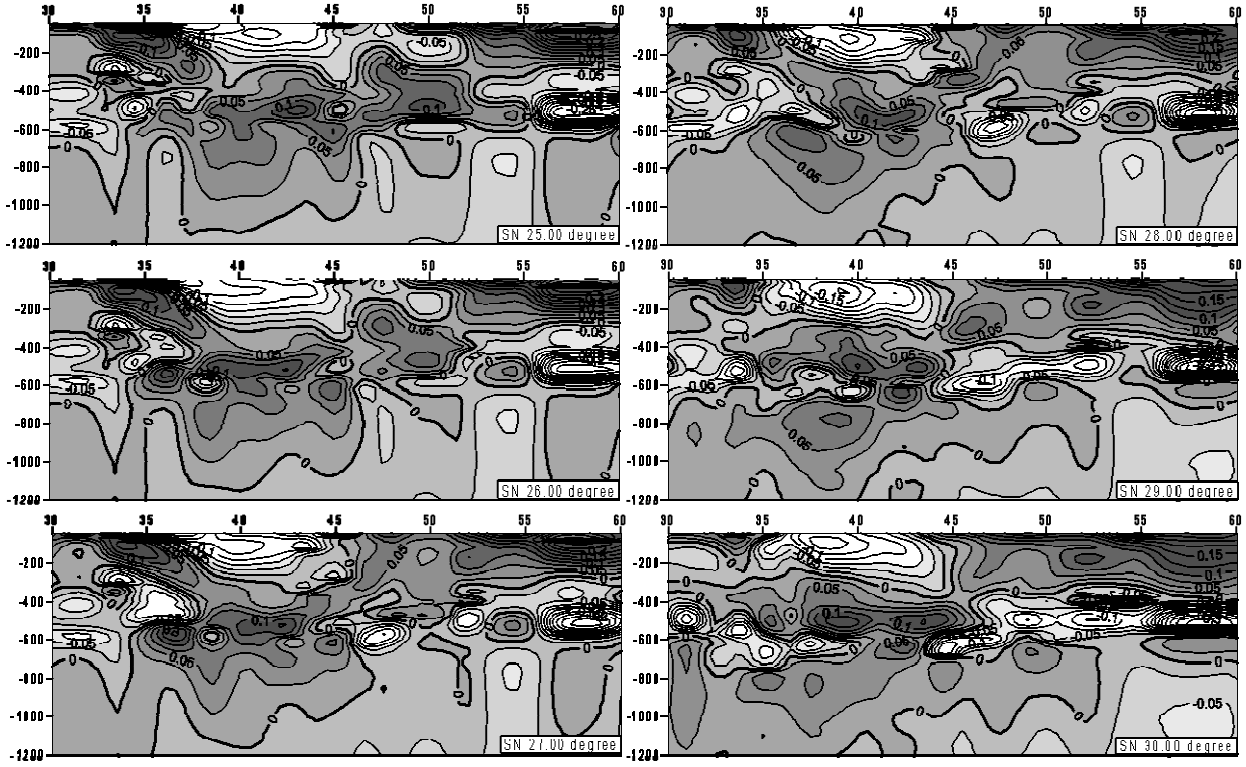


Рис. 2.109. Вертикальные долготные (25—30° в.д.) сечения трехмерной Р-скоростной модели мантии района исследований. Сечение изолиний ΔV_p через 0.025 км/с. Темно-серое и серое — относительно высокоскоростные, светло-серое и белое — относительно низкоскоростные неоднородности. Вертикальная шкала — глубина Н(км), горизонтальная — 30—60° с.ш.

Точно так же можно полагать, что слэбами являются высокоскоростные неоднородности, погружающиеся на север от Африканской плиты. Они могли образоваться в конце мела или в эоцене, когда Африканская плита начала ускоренно перемещаться в северном направлении, максимально приближаясь к Евразии (см. палеомагнитные данные в работе [История океана, Тетис, 1987].

Заметим, что в зоне глубинного сочленения северных и южных слэбов между широтами 35—45° с.ш., высокоскоростной СГГ утолщается и область относительно высоких скоростей распространяется до глубины ~1000—1200 км. Инверсный относительно низкоскоростной слой (зона раздела I), который на рассматриваемых сечениях подстилает высокоскоростной, здесь разорван, и этот разрыв постепенно сужается от меридиана 25° до меридиана 30°, а затем снова начинает расширяться в связи с влиянием описываемого в разделе 2 Черноморского плюма.

Можно предположить, что исчезновение инверсного низкоскоростного слоя и утолщение области относительно высоких скоростей непосредственно связано с погружением в эту область с юга и севера высокоскоростных слэбов. То есть слэбы как бы наполняют СГГ относительно плотным мантийным веществом. Такое предположение потребуется при рассмотрении второго характерного элемента объемной сейсмотомографической модели района.

Б) Обратимся теперь к широтным сейсмотомогрфическим сечениям 35—45° с.ш. (рис. 2.110). Они показывают, что вся мантия до глубины, по крайней мере, 2500 км, неоднородна и, главное, в ней, особенно в средней мантии, зонах раздела I и II, наблюдаются закономерно расположенные

близкие по структуре скоростные элементы, которые прослеживаются от сечения к сечению на значительном пространстве. Эти элементы проявляются не так ярко, как предыдущие, но все же их нельзя не заметить.

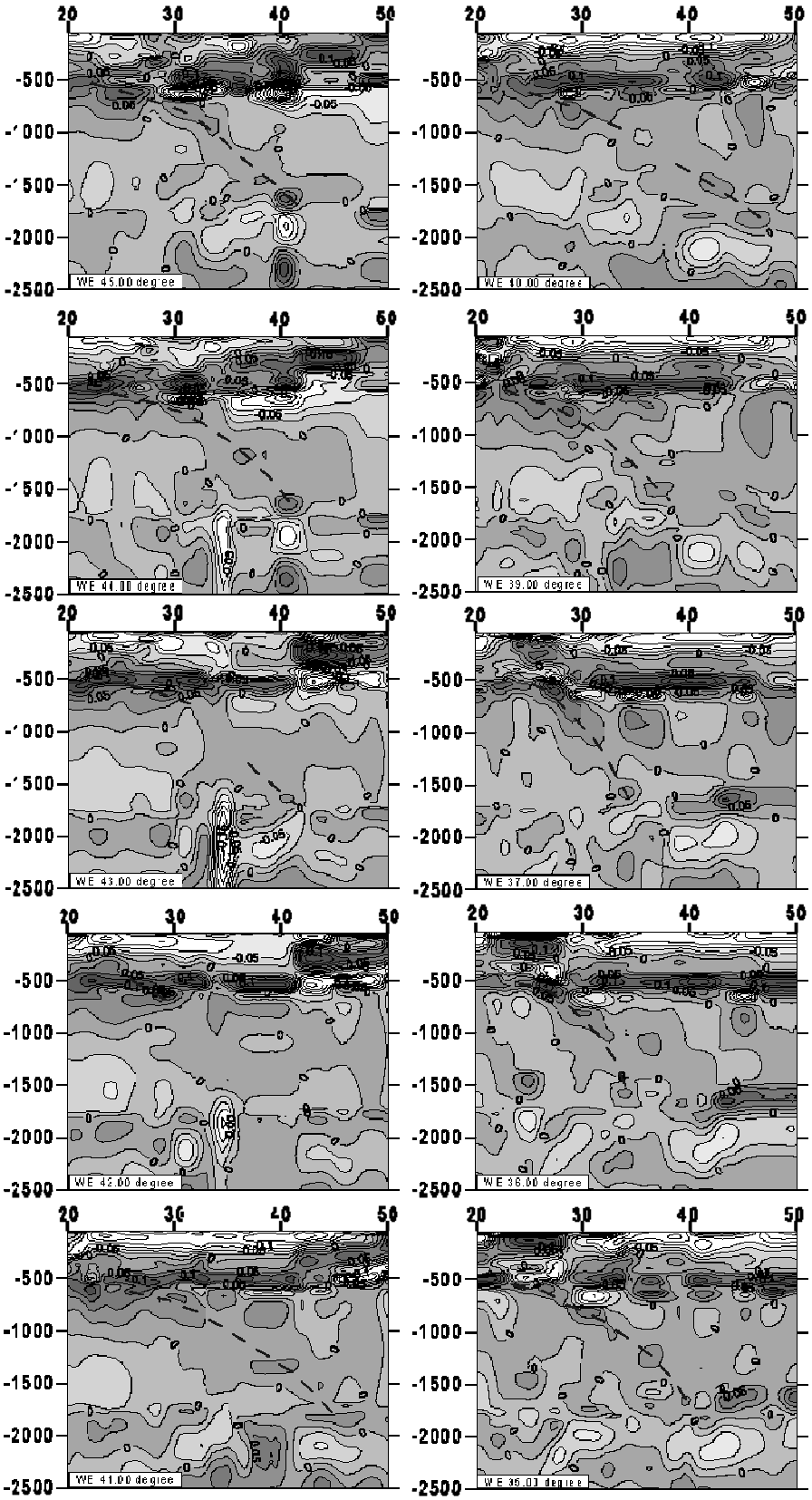


Рис. 2.110. Вертикальные широтные (35—45° с.ш.) сечения трехмерной P-скоростной модели мантии района исследований. Штрих-пунктиром отмечены относительно высокоскоростные наклонные слои. Вертикальная шкала — глубина H (км), горизонтальная — 20—50° (в.д.). Остальные условные обозначения на рис. 2.109.

Речь идет об относительно высокоскоростных ($\Delta V_p \geq 0.00$ км/с) наклонных слоях, погружающихся от СГГ, т. е. с глубины 450—550 км, до глубин 1600—1900 км на восток между меридианами 25—43° в.д., т. е. их протяженность может достигать 1900 км. Толщину этих «слоев» трудно оценить однозначно. Если оценивать не по нулевой изолинии, а по первой или второй положительной (0.025—0.05 км/с), то толщина их не превышает 300 км. Для большей наглядности на рис. 2.111 приведена блок-диаграмма района исследований с изображением вышеописанных слэбов и рассматриваемых высокоскоростных элементов.

Рисунок показывает, что эти элементы образуют почти сплошной слой шириной (по долготе) около 1100 км со сложным рельефом поверхности.

Надежно высокоскоростной наклонный слой выделяется на широтных сечениях от 35° до 46° с.ш., за исключением сечений 42 и 43°, на которых наиболее рельефно проявляется описываемая в разделе 2 мантийная колонка и которая, возможно, изменяет поле скоростей (невязок ΔV_p).

Географически область развития наклонного слоя охватывает практически всю территорию Черного моря, Западного Причерноморья, северо-восточную часть Средиземного моря, п-ов Малую Азию, западную часть Кавказа, крайнюю северную часть Аравийского п-ова. Западная тектоническая граница начала его погружения с глубины ~500 км проходит по долготе 25° в.д. от Южных Карпат, под Эгейской микроплитой. Восточная граница окончаний этого слоя на глубине около 1800 км находится в полосе долгот 42—43° в.д. под Кавказским орогеном и северной частью Загроса.

Мантийная колонка типа «Торнадо». Эта Р-скоростная структура вертикально пересекает практически всю мантию на глубинах от >2500 км до 50—100 км. Ее эпицентр находится в точке с координатами 43° с.ш.×35° в.д. (рис. 2.110, 2.112, 2.113), размеры в поперечном сечении 200×150 км. Колонка располагается под Черноморской впадиной, пересекая ее в меридиональном направлении от Западных Понтид до Крымского полуострова под крайней восточной частью Западно-Черноморской микроплиты и Центрально-Черноморским поднятием.

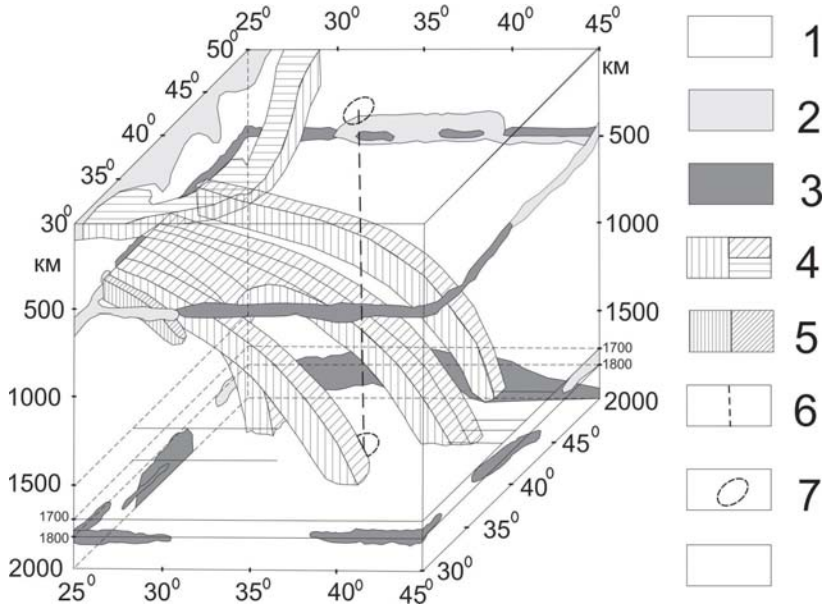


Рис. 2.111. Блок-диаграмма района исследований, отображающая соотношение верхнемантийных встречных слэбов и среднемантийных наклонных даунвеллингов. Условные обозначения: 1 — вмещающая, главным образом относительно низкоскоростная (по значениям невязок $\Delta V_{p\ км}$/с) среда в мантии; 2 — относительно низкоскоростные неоднородности ($\Delta V_p \leq 0.15$ км/с); 3 — относительно высокоскоростные, в основном широтно вытянутые неоднородности ($\Delta V_p \geq 0.025$ км/с); 4 — штриховка поверхностей относительно высокоскоростных слэбов и даунвеллингов: вертикальная — боковые, косая и горизонтальная — верхние; 5 — то же относительно низкоскоростных даунвеллингов; 6 — вертикальная ось мантийной колонки, рассматриваемой в разделе 2; 7 — следы пересечения колонки с подошвами верхней и средней мантии.

Помимо сечений 43° с.ш.×35° в.д., описываемая Р-скоростная структура выделяется на широтных сечениях 42° и 44° и на долготных 34° и, частично, 36° (рис. 2.110, 2.112). Для ее описания использована химико-минералогическая модель мантии Ю. М. и Д. Ю. Пущаровских [Пущаровский, Пущаровский, 2010] (см. рис. 2.113 в разделе «Обуждение и выводы»).

Особенность мантийной колонки — наличие плюма в глубинной части, где фиксируются относительно низкие скорости ΔV_p при пересечении нижней мантии и зоны раздела II ($\Delta V_p \leq -0.175$ км/с), а также относительно низкоскоростной неоднородности в верхней мантии ($\Delta V_p \leq -0.075$ км/с). В средней мантии, зоне раздела I и переходной зоне верхней мантии колонка выделяется в основном по опус-

кающимся вертикально из переходной зоны в зону раздела I и среднюю мантию относительно высокоскоростных неоднородностей ($0.00 \le \Delta V_p \le 0.05$ км/с).

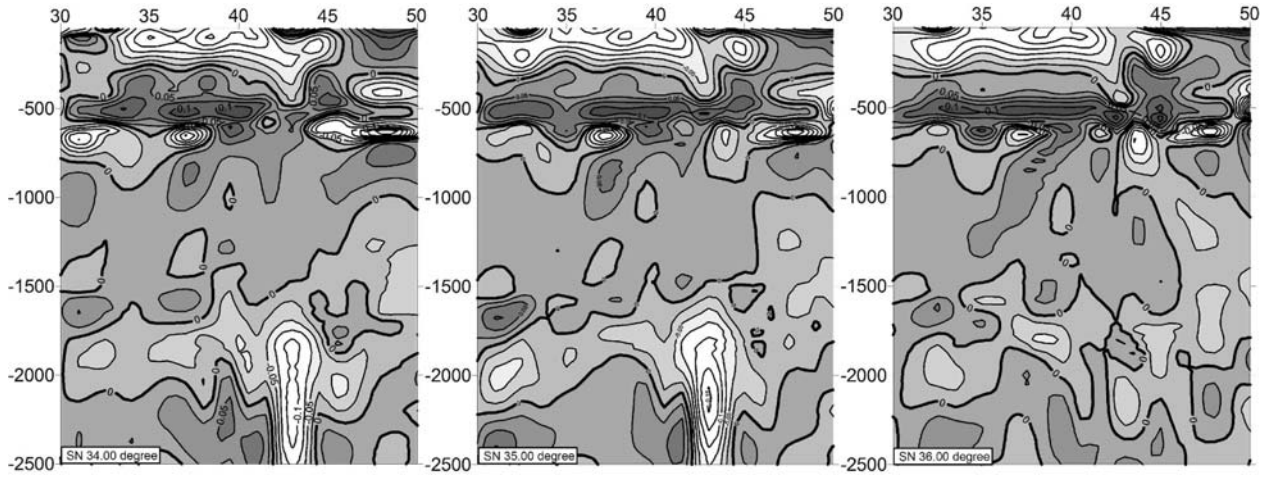


Рис. 2.112. Вертикальные долготные (34—36° в.д.) сечения трехмерной Р-скоростной модели мантии района исследований. Условные обозначения на рис. 2.109.

Таким образом, мы видим поднимающийся в нижней мантии вертикальный поток низкоскоростного (относительно легкого) вещества и опускающуюся ему навстречу относительно высокоскоростную неоднородность, вслед за которой в эту же колонку «втягивается» слэб относительно низкоскоростной верхней мантии. Верхняя часть колонки отражает, скорее всего, субдукционный процесс (палеосубдукцию Западно-Черноморской микроплиты под Центрально-Черноморское поднятие и Восточно-Черноморскую микроплиту). Такого типа субдукционные процессы в зоне перехода от Евразийской плиты к Альпийско-Гималайскому поясу уже описывались в пункте 2.2.7 и работе [Гинтов и др., 2015]. Что в этом процессе является причиной, а что следствием, пока не совсем ясно. Однако внешне описанная Р-скоростная аномалия очень напоминает структуру торнадо, в связи с чем авторы и присвоили ей такое название.

Обсуждение и выводы. Геодинамическая интерпретация отдельных структурных элементов мантии Восточного Средиземноморья, установленных по данным Р-волновой сейсмотомографии (трехмерной Р-скоростной модели мантии), позволила выявить важную структурную особенность верхней и средней мантии изученной территории — существование субмеридиональной зоны встречной субдукции в верхней мантии под Эгейской и Мизийской микроплитами, Балканидами и Добруджей (между меридианами 25—30°), скопление тяжелого высокоскоростного материала в области встречи северного и южного слэбов в зоне СГГ и погружение его в среднюю мантию в виде даунвеллинга, косо погружающегося на восток субперпендикулярно зоне встречной субдукции.

Механизм образования рассматриваемого наклонного слоя представляет значительный интерес. Считать его слэбом какой-то древней субдукции (хотя в природе уже зафиксированы гигантские слэбы, погружающиеся до границы мантия — внешнее ядро [Grand et al., 1997; Лобковский и др., 2004]), не позволяет ряд факторов: а) отсутствие связи относительно высокоскоростного наклонного слоя с литосферным слоем, который в районе исследований в основном относительно низкоскоростной; б) субширотному погружению наклонного слоя на восток должно соответствовать давление с запада и наличие на западе субмеридиональной зоны спрединга (или ее следов). Атлантическая зона спрединга вряд ли отвечает этому условию, так как находится за 5000 км от начала предполагаемой зоны субдукции. Других возможных субмеридиональных крупных зон спрединга к западу от района исследований не отмечено.

Возможный (и более вероятный) механизм образования наклонного слоя вытекает из его пространственного соотношения (рис. 2.110) с субмеридиональной зоной встречно погружающихся относительно высокоскоростных слэбов, описанных выше. Вещество слэбов при погружении уплотняется за счет эклогитизации корового вещества и в области объединения на глубине 500 и более км слэбы образует особо высокоскоростную неоднородность (линзу), которая, «прорывая» переходную зону верхней мантии, погружается в среднюю мантию в виде рассматриваемого наклонного слоя — даунвеллинга. Такую картину на глобальном уровне впервые на основе данных сейсмотомографии описали японские исследователи [Maruyama, 1994; Fukao et al.,1994], а Л. И. Лобковским [Лобковский и др., 2004] сделана попытка ее обоснования с помощью решения задачи термохимической конвекции и численного моделирования.

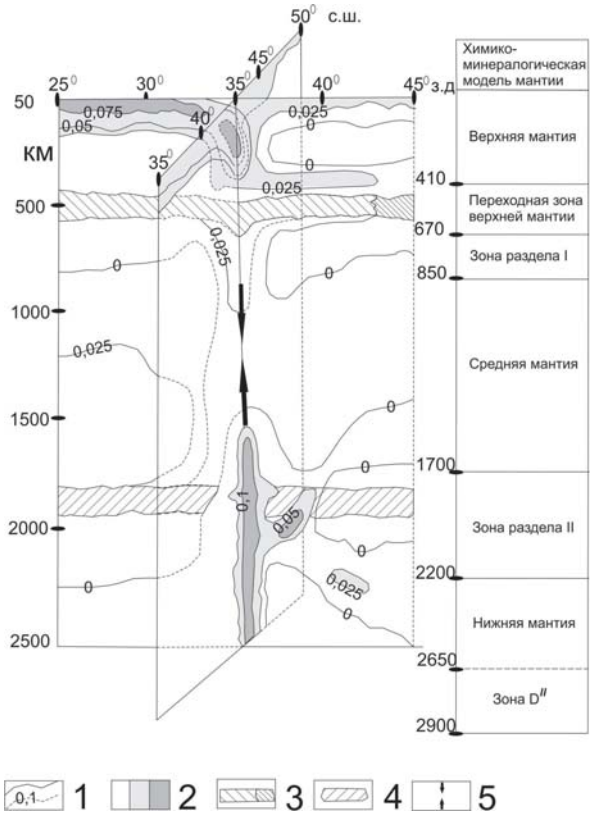


Рис. 2.113. Совмещенные широтный (43°с.ш.) и долготный (35°в.д.) разрезы мантийной колонки. Условные обозначения: 1 — изолинии ΔV_pкм/с; 2 — интесивность аномалий $\Delta V_{p\ км}$/с: белое 0.00±0.025, светлосерое –0.025 — –0.075, темносерое ≤–0.075; Субгоризонтальные зоны на глубинных уровнях: ~500 км — СГГ, ~1800 км — граница перехода от средней мантии к зоне раздела II; 3 — редкий штрих — высокоскоростной слой СГГ, густой штрих — низкоскоростной слой СГГ; 4 — высокоскоростной слой зоны раздела II; 5 — направление предполагаемого подъема и погружения вещества колонки. Справа — химико-минералогическая модель мантии, по [Пущаровский, 2010].

В рассматриваемом нами случае речь идет не о глобальном, а региональном уровне геодинамического процесса, но этот уровень не настолько далек от глобального уровня, чтобы нельзя было использовать выводы вышеприведенных авторов. Более принципиальное отличие состоит в том, что в нашем случае основной глубинный уровень, с которого начинается погружение даунвеллинга, составляет 450—550 км (слой СГГ), а не 670 км (граница фазового перехода шпинель-перовскит или граница между верхней и нижней мантией), о которой идет речь в модели Л. И. Лобковского. Кроме того, в моделях [Maruyama, 1994; Fukao et al.,1994] и [Лобковский и др., 2004] предполагается, как самое вероятное, субвертикальное погружение высокоскоростных неоднородностей в нижнюю мантию (зону раздела I, среднюю мантию и зону раздела II Ю. М. и Д. Ю. Пущаровских), тогда как в нашем случае даунвеллинг погружается достаточно полого (40—50° в его средней части).

Однако отмеченные различия могут быть объяснены тем, что термохимическая модель мантийной конвекции, как было подчеркнуто в работе [Лобковский и др., 2004], находится лишь в начальной стадии разработки и не учитывает количественно многие факторы — фазовые превращения мантийного вещества, неоднородное строение средней мантии, процесс генерации «легкого» материала на границе ядро-мантия и т. д. Кстати, в моделях двухярусной термохимической конвекции Л. И. Лобковского предусмотрены случаи существования одноярусной мантийной конвекции, «которая характеризуется прорывом через фазовую границу вещества нижней мантии в верхнюю и наоборот» [Лобковский и др., 2004, стр. 403]. Это как раз тот случай, когда верхняя часть общемантийной конвективной ячейки может располагаться в низах верхней мантии и ее переходной зоне, а средняя часть — косо пересекать среднюю мантию. Тогда погружающейся в среднюю мантию даунвеллинг также будет, под влиянием сил конвекции, косо пересекать среднюю мантию. Такие варианты предусмотрены и в численных моделях Л. И. Лобковского [Лобковский и др., 2004].

Следовательно, описанное нами явление на региональном уровне подтверждает особенности мантийных процессов, выявленные и математически промоделированные на глобальном уровне, т. е. объяснение его природы может быть достаточно убедительным.

Вторая структурная особенность мантии изученной территории — существование под Черноморской впадиной субвертикальной скоростной структуры, состоящей из нижнемантийного плюма и

соответствующей ему мантийной колонки характерного типа, пересекающей практически всю мантию. Отличительной чертой вертикальной колонки является, как уже отмечалось, наличие встречных потоков мантийного вещества: подъем в нижнюю мантию и зону раздела II относительно легкого низкоскоростного вещества, погружение из переходной зоны верхней мантии в среднюю относительно тяжелого высокоскоростного материала и, наконец, завершение колонки в верхней мантии зоной субдукции, в которую втянут относительно низкоскоростной литосферный слэб (рис. 2.113).

Возможны два гипотетических механизма формирования рассматриваемой мантийной колонки.

А) Крутая субдукция Западно-Черноморской микроплиты под Восточно-Черноморскую и Центрально-Черноморское поднятие приводит к «расклиниванию» мантии и появлению растягивающих напряжений в зоне раздела I, средней мантии, зоне раздела II и, возможно, глубже. В результате от зоны D" нижней мантии вверх устремляется поток флюидов — плюм, который и зафиксирован на глубинах >2500—1500 км.

Помимо сейсмотомографических данных, палеосубдукция ЗЧМП под ЦЧП предполагается и в работах [Kaymakci, Graham, 2012; Graham et al., 2013; Kaymakci et al., 2014], представивших результаты интерпретации волновых разрезов на глубину до 40 км по данным Международного проекта ION Geophysical's Black SeaSPAN вдоль региональных профилей, пересекающий Черное море. Структура зоны перехода от океанической коры ЗЧМП к континентальной коре ЦЧП характеризуется тем, что в области перехода океаническое Мохо погружается в сторону континентальной области. При этом авторы предполагают (на основании теоретических моделей и мирового опыта) наличие в зоне сочленения океанического и континентального Мохо бескорневой мантии, захороненной вулканическими или осадочными отложениями. Можно полагать, что во время формирования ЗЧМП на месте Восточно-Черноморской микроплиты (ВЧМП) был континентальный блок, остатком которого является ЦЧП с интрузиями и вулканами в мелководной части. Под него и погружалась новообразованная тяжелая океаническая кора ЗЧМП.

Тектонофизические данные [Hippolite, 2002; Муровская, 2012] также указывают на эпизоды ЮЗ — СВ сжатия литосферы региона в позднемеловое-олигоцен-четвертичное время.

Б) Возникновение плюма под Черноморской впадиной обусловлено теми же причинами, что и формирование самой впадины — процессами мезо-кайнозойского рифтинга-спрединга и отделения Родопии и Понтид от Мизии и Крыма. В этом случае сам плюм формирует мантийную колонку и зону растяжения, что облегчает процесс субдукции Западно-Черноморской микроплиты под Восточно-Черноморскую и формирование круто наклоненного слэба с «затягиванием в воронку» относительно низкоскоростной литосферы.

Отмеченные механизмы формирования такой особой мантийной колонки еще требует серьезного физического обоснования, но ясно, что в средней мантии и нижней части верхней мантии должны существовать условия растяжения (в отличие от коры, в которой преобладает субгоризонтальное сжатие), в результате чего происходит «всасывание» вещества в эту область как снизу, так и сверху, и растекание его по латерали.

Можно сослаться на работу [Forte, Mitrovica, 2001], в которой, на основании глобальных сейсмотомографических моделей, по [Grand et al., 1997; Su, Dziewonski, 1997], и уравнений Стейси, характеризующих тепловые и упругие свойства нижней мантии и ядра Земли [Stacey, 1995, 1998], делается вывод, что на глубинах 1300-1800 км (т.е. в средней мантии и верхней части зоны раздела II) в пределах территории, охватывающей часть Южной Европы (куда входит и площадь наших исследований), Аравию, Индию, Австралию, происходит погружение и латеральное растекание мантийного вещества, которое естественно создает условия растяжения на этих глубинах. На глобальном уровне авторами также доказана расслоенность средней и нижней мантии по вязкостным свойствам, в частности существование на глубинах около 1000, 2000 и 2740 км относительно высоковязких слоев, служащих определенными барьерами для вертикального перемещения мантийного вещества. Но поскольку решающим фактором движения мантийных потоков являются, по авторам, температурные аномалии, вязкостная расслоенность играет роль регулятора, но не жесткого препятствия для таких потоков.

Интересно сравнить с данными [Forte, Mitrovica, 2001] поле вертикальных градиентов $\partial V_p/\partial H$, полученное по материалам используемой в нашей работе трехмерной P-скоростной модели мантии. На рис. 2.114 а представлен график $\partial V_p/\partial H$ для центральной части Черноморской впадины, под которой расположен рассмотренный выше плюм.

Как видно из рис. 2.114, а, конечно-разностный градиент скорости по глубине, начиная с 50 км, резко возрастает до 450 км (dVp/dH=0.159 $с^{-1}$), затем слегка понижается на глубине 575 км до 0.129 $с^{-1}$ и опять возрастает на глубине 625 км до 0.16 $с^{-1}$. Подобная картина на данных глубинах наблюдается и по амплитуде относительной плотности с глубиной, полученная из сейсмической модели [Ekström and Dziewonski,1998] (рис. 2.114, б). Но глубже вертикальные градиенты понижаются до 0.032 $с^{-1}$ на глубине 1450 км, а на глубине 1475 км происходит резкий скачек значения градиента до 0.02 $с^{-1}$. Следует отметить, что до данных глубин распространяется вышеописанный плюм (рис. 2.110, 2.112).

Таким образом, возникновение Черноморского плюма с особой внутренней структурой не противоречит протеканию глобальных геодинамических процессов. Кроме того, всасывание вещества верхней мантии в мантийную колонку в результате сублатерального растяжения средней мантии, позволяет высказать предположение о возможности существования еще одного механизма субдукции литосферы, не требующего обязательной ее низкой плавучести.

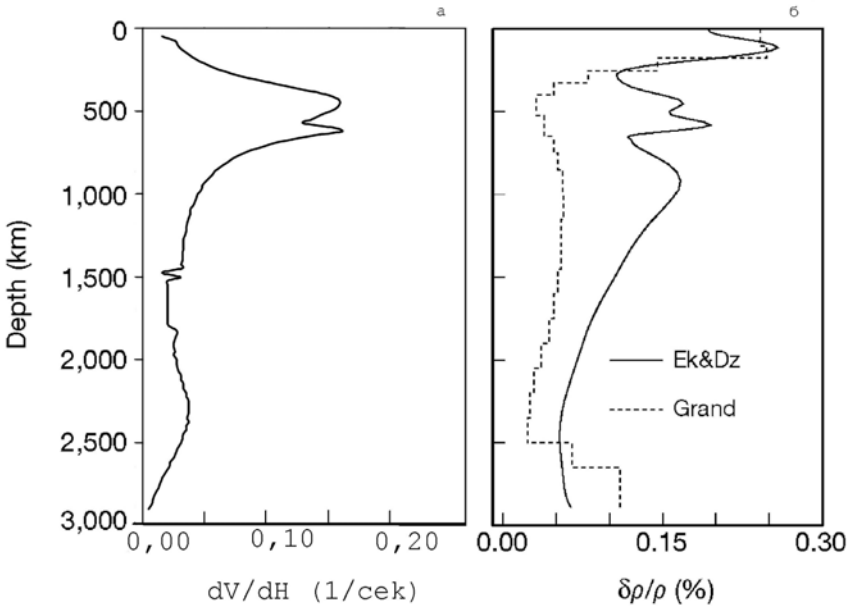


Рис. 2.114. а) изменение градиента dVp/dH до глубины 2900 км под центральной частью Черноморской впадины, полученное согласно использованной P-скоростной модели мантии, б) изменение относительной плотности с глубиной (из [Forte, Mitrovica, 2001]), полученное из сейсмических моделей [Grand,1997] (пунктирная линия) и [Ekström and Dziewonski,1998] (сплошная линия).

Авторы надеются, что интересные структурные особенности мантии регионального масштаба, выявленные в Восточном Средиземноморье по данным P-волновой сейсмотомографии в соответствии с методикой, разработанной в Институте геофизики НАН Украины, дадут толчок для выявления таких особенностей и в других регионах, а также материал для углубления теоретических исследований в области геодинамики.

2.2.9. Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса

Введение. В многочисленных работах, посвященных геодинамике Карпатского региона, рассматривается несколько самых разнообразных геодинамических моделей формирования зоны сочленения Восточных и Южных Карпат — Юго-восточного ороклина Карпат (ЮВОК), одним из важных элементов которой является сейсмогенная зона Вранча(ЗВ) (рис. 2.115).

Мы не останавливаемся подробно на известных моделях, так как материалы прежних исследований обобщены во многих работах. Приуроченность зоны Вранча к тансрегиональным зонам разломов в пограничной области Восточно-Европейской платформы и ее ЮЗ обрамления рассматривается, например, в работах [Щукин, Добрев, 1980; Ризниченко,1985; Соллогуб и др., 1985; Чекунов, 1986, 1987; Харитонов и др., 1993; Гинтов и др., 2014[2]]; процесс отрыва слэба при субдукции и перемещения его на ЮВ — в [Fodor et al., 1999; Linser, 1996; Wortel, Spakman, 2000; Sperner et al.,2001; Wenzel et al.,2002; Heidbach et al., 2007; Muller et al., 2010 и др.]; отслоение участка континентальной литосферы и нижней коры (деламинация) — в [Girbacea, Frisch, 1998; Chalot-Prat, Girbacea, 2000; Knapp J. et al., 2005; Macuta et al., 2005; Trifonov et al., 2010;Koulakov et al., 2010и др.]; в работах [Бугаенко и др., 2008; Цветкова, Бугаенко, 2012; Старостенко и др., 2013] землетрясения зоны Вранча связываются с существованием высокоскоростных наклонных слоев, распространяющихся со стороны ВЕП, Черноморской либо Мизийской плит. Е. Л. Лыскова и Т. Б. Яновская [Лыскова, Яновская, 2013], проанализировав многие данные, сделали вывод, что в каждой модели есть уязвимые места, так что геодинамическая обстановка и природа сейсмичности на промежуточных глубинах в зоне Вранча все еще остаются предметом дискуссии.

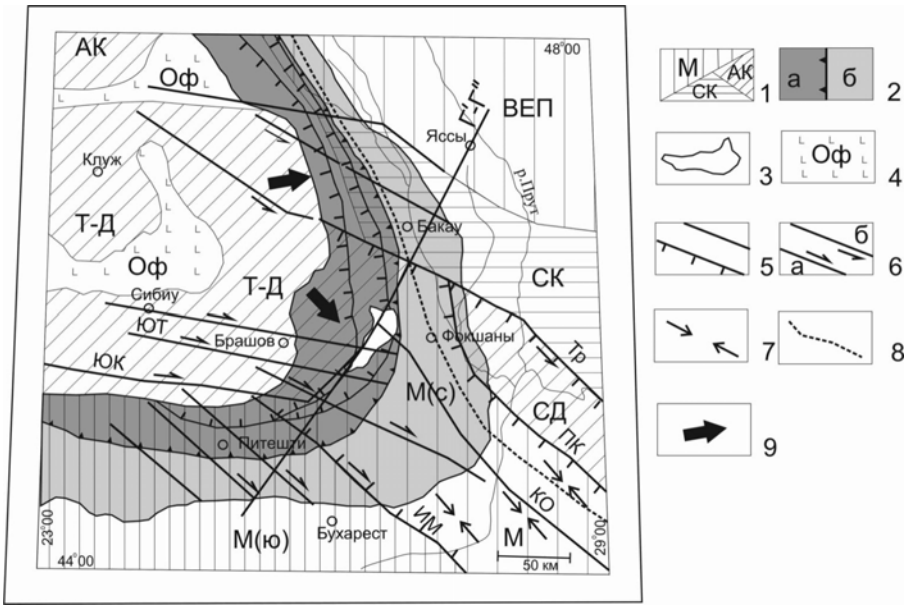


Рис. 2.115. Тектоническая схема района исследований. Составлена с использованием материалов [Landes et al., 2004; Bocin et al., 2005; Panea et al., 2005; Hauser et al., 2007; Enciu et al., 2009; Muller et al., 2010]. Условные обозначения:1 — плиты и микроплиты (см. буквенные обозначеня), 2 — Карпатский ороген (а), Предкарпатский прогиб (б), 3 — контур исследуемой среднеглубинной сейсмогенной зоны Вранча, 4 — офиолитовые комплексы, 5 — зоны разломов (бергштрихи указывают направления падений), 6 — направления сдвига (а — правый), (б — левый), 7 — направление позднекайнозойского сжатия в пределах Добруджи (по Hippolite, 2002), 8 — шовная зона Тейссера-Торнквиста, 9 — направления перемещения плиты Тисса-Дакия. Буквенные обозначения: плиты и микроплиты: АК — Алькапа, ВЕП — Восточно-Европейская, М — Мизийская, (М(ю) — южная часть, М(с) северная часть), СД — Северная Добруджа, СК — Скифская, Т-Д — Тисса-Дакия; Зоны разломов: ИМ — Интра-Мизийская, КО — Капидава-Овидиу, ПК — Печенега-Камена, Тр — Труст, ЮК — Южно-Карпатская, ЮТ — Южно-Трансильванская, $Г^{I}$-$Г^{II}$ — трансрегиональная зона, по [Соллогуб и др., 1985].

Одно из последних обобщений по району ЗВ выполнено в работе [Старостенко и др., 2013],освещающей результаты сейсмотомографических исследований Института геофизики НАН Украины на территории, ограниченной параллелями 30—55° с.ш. и меридианами 15—35°в.д. Получены принципиально новые результаты регионального характера, которые, наряду с известными материалами локальной сейсмотомографии и ГСЗ-ОГТ [Wenzel et al., 2002; Landes et al., 2004; Martin et al., 2005, 2006; Macuta et al., 2005; Koulakov et al., 2010 и др.], позволяют рассмотреть природу ЗВ с альтернативных позиций.

Однако, в большинстве случаев данные глубинной геофизики могут быть использованы для изучения ЗВ в виде некой неоднородности или единого тела определенной формы, размеров с общими скоростными, плотностными и другими характеристиками без выяснениях его детальной внутренней структуры. Хотя знание внутреннего строения зоны необходимо для установления процессов и сил, приведших к ее формированию. Такая задача может быть решена посредством тектонофизической интерпретации механизмов очагов вранчских землетрясений (ОЗ) в сопоставлении с напряженно-деформированным состоянием ЮВОК. Поэтому ниже, в контексте рассматриваемой проблемы, тектонофизическим исследованиям ЗВ и прилегающих к ней районов уделено достаточно большое внимание.

Тектонофизические данные. Относительно недавно сейсмологами Молдовы получено достаточно качественное решение механизмов 80 промежуточных (магнитуда $m_b \geq 3.8$) вранчских ОЗ [Степаненко и др., 2013], а в Институте геофизики НАН Украины Ю.М. Вольфманом и Е.Е. Колесниковой [Вольфман, Колесникова, 2014] выполнена их тектонофизическая интерпретация: установлены деформационные режимы, структурно-кинематические парагенезисы сейсмогенных разрывов и выделены локальные внутривранчские сейсмогенные зоны.

В данной работе детализируется внутреннее строение ЗВ и дается анализ геодинамической ситуации, для чего привлекается широкий набор геолого-геофизических материалов. Использованы результаты применения программы WinTENSOR [Devlaux 1993], дополняющие предыдущую тектонофизическую интерпретацию (рис. 2.116). Кроме того, были привлечены материалы тектонофизического изучения Восточных (Украинских и Румынских) и Южных Карпат из работ [Аронский и др., 1995; Linser, 1996; Matenco et al, 1997[1,2]; Besutio, Cadicheanu, 2002; Knapp et al, 2005; Гинтов и др., 2014[1]; Бубняк и др., 2013]. Ниже будет показано, что характер современного напряженно-деформированного состояния глубинной очаговой ЗВ во многом повторяет палеонапряженное состояние Восточных и Южных Карпат в миоцен-плейстоценовую эпоху.

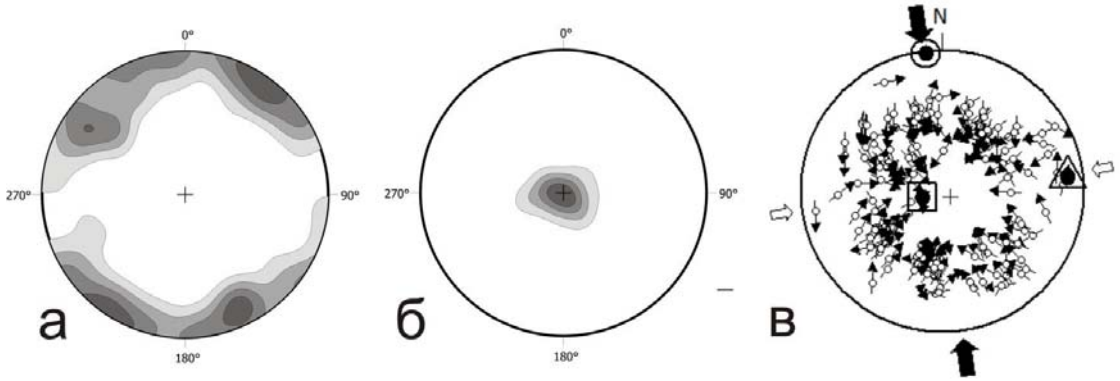


Рис. 2.116. Напряженно-деформированное состояние зоны Вранча на глубинах 80—170 км по механизмам очагов землетрясений; стереограммы (нижняя полусфера): изолиний концентрации осей: а — максимального сжатия σ_1, б — минимального сжатия σ_2, в — полюсов нодальных площадок с векторами перемещений и сответствующее обобщенное поле напряжений: кружок и черные жирные стрелки — максимальное сжатие, треугольник и белые стрелки — промежуточное сжатие, квадрат — субвертикальное минимальное сжатие.

В табл. 2.10—2.13 приведены уточненные расчетные элементы залегания (азимут и угол падения) нодальных плоскостей ОЗ ЗВ, разделенных на совокупности в соответствии со стереограммой полюсов рабочих нодальных плоскостей (рис. 2.117, а), которая показывает, что геометрия механизмов ОЗ не хаотична, а подчиняется четкой ориентации плоскостей подвижек, имеющих падение на север, северо-запад и юго-запад. В таблицы вошли данные по 73 ОЗ. Остальные семь механизмов выпадают из общих закономерностей.

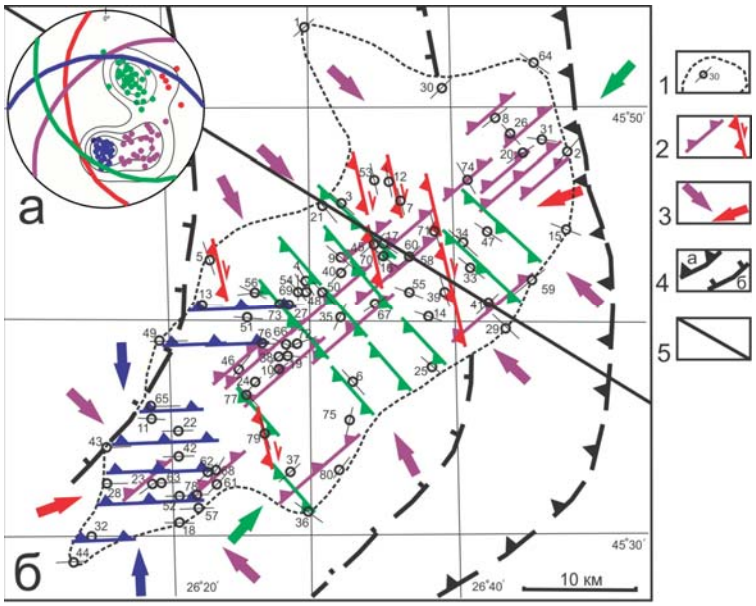


Рис. 2.117. Результаты тектонофизической интерпретации механизмов очагов землетрясений зоны Вранча: а — стереограмма полюсов нодальных площадок и обобщенных плоскостей, соответствующих (по цвету) максимумам концентрации полюсов (нижняя полусфера); б — обобщенный структурный план зоны Вранча для глубин 80—170 км: 1 — граница зоны, эпицентры землетрясений с номерами и простирание действующих нодальных площадок; 2 — зоны концентрации нодальных площадок соответствующих направлений с указанием направлений падения и сдвигового перемещения; 3 — направления субгоризонтального сжатия для соответствующих (по цвету) зон концентрации нодальных площадок; 4 — границы: а — Флишевых Карпат, б — отдельных покровов; 5 — линия сейсмического профиля Vrancea 2001.

Поскольку выбор рабочей нодальной плоскости в механизме очага землетрясения всегда неоднозначен и представляет довольно сложную проблему, авторы работы [Степаненко и др., 2013] использовали общегеологические представления и выбранные на этом основании рабочие нодальные плоскости и обозначили как NP1. В настоящем исследовании, как и в работе [Вольфман, Колесникова, 2014], был использован критерий компактности положения конкретного очага в общей группе близлежащих очагов со сходными механизмами (пространственно-кинематическими параметрами). При этом в отдельных случаях пришлось отойти от первоначальных представлений и принять за рабочую нодальную плоскость NP2.

Таблица 2.10. Расчетные элементы залегания широтных действующих (Пл1) и вспомогательных (Пл2) плоскостей глубоких землетрясений Вранча.

№ оз	Координаты		H	Плоскости (нижняя полусфера)			
	Ф	λ		Пл1 Ап/Уп	ДР	Пл2 Ап/Уп	ДР
11	45,59	26,31	154	006/41	ID	131/64	IS
13	45,78	26,60	144	004/62	ID	110/62	IS
18	45,51	26,34	133	008/44	ID	172/47	IS
19	45,64	26,48	130	003/42	ID	131/61	IS
22	45,58	26,34	154	003/42	ID	148/54	IS
27	45,68	26,48	159	002/40	IS	207/53	ID
28	45,54	26,26	135	178/56	ND	081/80	NS
32	45,50	26,24	140	006/47	ID	162/46	IS
32	45,50	26,24	140	«»	ID	«»	IS
42	45,56	26,34	139	004/51	ID	140/49	IS
43	45,57	26,26	156	004/50	ID	211/44	IS
44	45,48	26,22	150	002/40	ID	130/63	IS
49	45,65	26,32	152	005/51	ID	116/66	IS
51	45,67	26,43	151	004/40	ID	229/59	IS
52	45,53	26,34	158	004/44	ID	143/54	IS
56	45,69	26,44	80	020/39	NS	172/55	ND
57	45,52	26,36	140	004/43	IS	199/48	ID
63	45,54	26,32	150	004/43	ID	324/41	IS
65	45,60	26,31	154	002/61	ND	261/71	NS
66	45,65	26,48	89	016/41	ND	267/75	NS
76	45,65	26,45	160	006/40	ID	161/53	IS
78	45,53	26,36	146	001/45	ID	177/45	IS
Средние эл. зал. Пл1 004°±1.7°/46°±6.6°							
Средняя ориентация осей сжатия $\sigma1_1$ и $\sigma1_2$: 1) 149°±13°/6°±12°; 2) 180°±8°/1°±4°							

Таблица 2.11. Расчетные элементы залегания СЗ—ЮВ действующих (Пл1) и вспомогательных (Пл2) плоскостей глубоких землетрясений Вранча.

№ оз	Координаты		H	Плоскости (нижняя полусфера)			
	Ф	λ		Пл1 Ап/Уп	ДР	Пл2 Ап/Уп	ДР
3	45,76	26,54	137	226/38	IX	046/52	IX
4	45,70	26,50	141	238/44	IS	060/46	ID
6	45,62	26,55	129	215/43	IS	074/54	ID
9	45,72	26,54	161	212/40	IS	064/55	ID
14	45,67	26,64	130	203/41	IS	053/53	ID
15	45,74	26,80	137	198/55	IS	060/43	ID
16	45,72	26,59	146	221/50	IS	055/40	ID
17	45,73	26,59	146	208/51	IS	046/40	ID
21	45,76	26,52	107	229/43	ID	001/58	IS
25	45,63	26,65	118	214/41	ID	061/44	IS
26	45,81	26,74	82	221/39	ID	038/51	IS
29	45,66	26,73	110	218/33	ID	035/57	IS
33	45,71	26,70	132	205/42	IS	047/50	ID
34	45,73	26,68	122	218/44	ID	010/50	IS
36	45,52	26,50	146	202/43	IS	049/50	ID
47	45,74	26,71	127	210/50	ID	021/41	IS
50	45,69	26,52	153	229/59	ID	004/40	IS
64	45,87	26,76	96	209/50	IS	002/61	ID
69	45,69	26,49	152	231/51	IS	073/41	ID
73	45,68	26,47	159	233/31	IS	088/61	ID
74	45,78	26,69	112	231/55	IS	053/35	ID
77	45,61	26,43	120	217/45	ID	018/46	IS
Средние эл. зал. Пл1 218°±11°/45°±7°							
Средняя ориентация оси сжатия $\sigma1_3$: 218°±14°/–1°±7°;							

Таблица 2.12. Расчетные элементы залегания СВ—ЮЗ действующих (Пл1) и вспомогательных (Пл2) плоскостей глубоких землетрясений Вранча.

№ оз	Координаты		H	Плоскости (нижняя полусфера)			
	φ	λ		Пл1 Ап/Уп	Др	Пл2 Ап/Уп	ДР
1	45,9	26,5	140	305/56	ID	113/35	IS
2	45,8	26,8	140	305/55	ID	118/35	IS
8	45,83	26,72	86	313/70	ID	110/21	IS
10	45,63	26,47	130	328/68	IS	212/42	ID
20	45,80	26,75	113	333/43	ID	120/52	IS
23	45,54	26,31	137	323/65	ID	140/25	IS
24	45,62	26,44	143	296/61	ID	061/44	IS
30	45,85	26,66	89	311/63	IS	135/27	ID
37	45,55	26,48	130	319/59	IS	176/37	ID
38	45,64	26,47	152	336/60	ID	150/30	IS
40	45,71	26,54	130	327/60	ID	114/35	IS
41	45,68	26,71	125	324/45	ID	113/50	IS
45	45,73	26,58	37	316/70	ID	128/20	IS
46	45,63	26,42	144	293/51	ID	111/39	IS
59	45,70	26,7	132	326/69	ID	082/41	IS
60	45,72	26,6	141	316/70	ID	128/20	IS
61	45,54	26,3	124	314/41	ID	125/49	IS
62	45,55	26,3	120	324/41	IS	004/43	ID
67	45,68	26,5	103	326/40	IS	165/51	ID
68	45,55	26,3	134	296/55	ID	100/36	IS
80	45,55	26,5	130	309/49	ID	118/41	IS
Средние эл. зал. Пл1 316°±12°/57°±10°							
Средняя ориентация оси сжатия $\sigma1_4$: 313°±12°/10°±10°							

Таблица 2.13. Расчетные элементы залегания ССЗ—ЮЮВ действующих (Пл1) и вспомогательных (Пл2) плоскостей глубоких землетрясений Вранча.

№ оз	Координаты		H	Плоскости (нижняя полусфера)			
	φ	λ		Пл1 Ап/Уп	ДР	Пл2 Ап/Уп	ДР
5	45,72	26,39	151	246/39	ID	057/51	IS
7	45,76	26,61	135	240/71	IS	070/19	ID
12	45,78	26,60	141	258/40	IS	152/76	ID
39	45,69	26,66	134	251/68	ID	056/23	IS
53	45,78	26,58	98	246/46	ID	048/45	IS
70	45,73	26,58	138	258/52	IS	129/52	ID
71	45,74	26,65	80	258/39	NS	052/54	ND
79	45,58	26,45	137	245/68	IS	105/28	ID
Средние эл. зал. Пл1 250° ± 7°/ 53° ± 13°							
Средняя ориентация осей сжатия $\sigma1_5$ и $\sigma1_6$: 1) 245°±7°/12°±12°; 2) 113°±10°/12°±10°							

На рис. 2.117, б показана структурная схема ЗВ в плане, обобщенная для глубин 80—172 км, а на рис. 2.118 — ее стереометрическая проекция и вертикальные сечения по линиям AA', BB', CC' и DD', на которые спроектированы соответствующие нодальные площадки. На сечениях видно, что площадки образуют характерные совокупности и даже зоны, продолжая друг друга по падению (ОЗ 32, 78, 63, 22, 11, 76 на сечении BB'; ОЗ 41, 68, 35, 46 на сечении DD' и т. д.). Это свидетельствует о четкой структурированности ЗВ и о том, что большинство подвижек в ОЗ происходят по унаследованным ослабленным зонам[1].

[1] Поднятый выше вопрос не праздный, поскольку до сих пор у специалистов-сейсмологов нет единого представления о механизме очага и предложенный в свое время А.В. Введенской механизм ОЗ, основанный на теории дислокаций [Введенская, 1969], принимается не всеми. Однако, тектонофизики уже давно заметили, что нодальные плоскости в механизмах очагов, построенных по методике А.В. Введенской, совпадают с известными плоскостями разрывов, а цуги землетрясений сопровождают поверхности перемещения блоков и плит. Это хорошо видно на примере сейсмоактивных областей Евразии [Mc.Kensie, 1969; Гущенко, 1979], крымских землетрясений [Гинтов, 2005; Гончар, 2013;Вольфман, 2015], района Загроса [Volfman et al., 2014]. Более того, на основании тектонофизических данных сделана попытка уточнить методику А.В. Введенской путем использования обеих нодальных плоскостей, так как при разрушении горного массива перемещения часто происходят по сопряженным LL', LR', L'RRR' – сколам. Такой процесс подтверждается механиками [Ребецкий и др., 2014] и сейсмологами [Пустовитенко, Капитонова, 1991].

Практически все субширотные разрывы — 20 из 22 (табл. 2.10, рис. 2.117, 2.118, в) расположены в наиболее глубокой (H≥130 км) ЮВ части зоны, а наименее глубокие (H≤120 км) разрывы СЗ и СВ простирания сосредоточены в СВ ее части (табл. 2.11, 2.12; рис. 2.118, б, г).

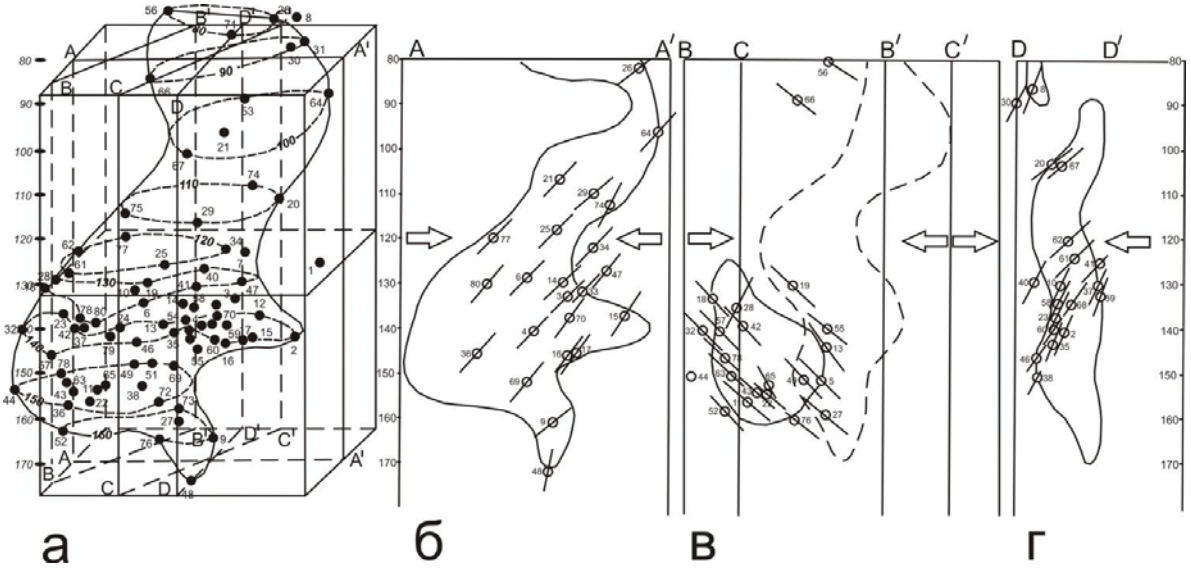


Рис. 2.118. Стереометрическая проекция зоны Вранча (а) и вертикальные сечения (б—г) с соответствующими контурами зоны по линиям: A—A', B—B', C—C'(штриховой контур) и D—D'. Кружками обозначены гипоцентры землетрясений с их номерами. Отрезки на гипоцентрах показывают ориентировку действующих нодальных площадок, а стрелки — направления горизонтального сжатия.

Разрывы СВ простирания (табл. 2.12, рис. 2.117) в подавляющем большинстве (17 из 21) сосредоточены в осевой части зоны по всей ее длине, тем самым указывая на наличие здесь на глубине крупного продольного разлома, вытягивающегося по азимуту 46° далеко за пределы зоны, о чем свидетельствует вытянутость в этом направлении изосейст [Сагалова, 1975; Щукин, Добрев, 1980; Винник, 1980; Карпатское землетрясение…, 1980, 1990; Чекунов, 1987]. Значительная часть (10 из 21) разрывов наклонены на СЗ под крутыми углами (60—70°), что также подчеркивает их связь с глубинным разломом.

Как показывает сейсмологическая и тектонофизическая интерпретация механизмов очагов, подвижки по практически всем (за исключением шести) разрывам (рис. 2.116 в) происходили в условиях субгоризонтального сжатия. Субгоризонтальные оси сжатия σ_1 ориентированы в ЮВ, СЗ, ЗЮЗ и ВЮВ направлениях ортогонально соответствующим разрывам (табл. 2.11—2.13, рис. 2.117), т. е. основной тип деформационных режимов — взбросовый. И только для субширотных разрывов характерны, кроме взбросов, правые сдвиги (взбросо-сдвиговый деформационный режим).

За относительно короткий, в геологических масштабах времени, период (1940—2011 гг.) сжатие в направлении зоны фиксировалось в нескольких секторах. В каталоге вранчских землетрясений [Степаненко и др., 2013] приведены данные о смене направления оси σ_1 на 90° и более в течение одного года, месяца и даже одного дня (например, 1 августа 1985 г., в октябре 2004 г., феврале 2007 г., октябре 2009 г.). Поэтому можно говорить о том, что зона Вранча находится в состоянии всестороннего бокового (при максимальном субгоризонтальном и минимальном вертикальном) сжатия. Этот вывод автоматически следует и при интерпретации с помощью программы Win Tensor (рис. 2.116, в). То есть, находясь при круговом боковом сжатии, деформационное пространство ЗВ испытывает резкие подвижки в различных наиболее ослабленных местах.

Интересно сравнить полученные данные с материалами тектонофизического изучения других участков Карпатского орогена.

В работе [Гинтов, 2005] обобщены результаты тектонофизического изучения Украинских Восточных Карпат, выполненного в 1992—1995 гг. и сделан вывод, что главная фаза формирования складчатости здесь связана со сжатием по азимуту 220°. В работе [Гинтов и др., 2014[1]] этот результат уточнен: в миоцене-плиоцене сжатие украинской части Карпатского орогена происходило в поле напряжений σ_1 — 219/03, σ_3 — 46/73. Изучение Украинских Карпат в самой южной их части по р. Серет [Бубняк и др., 2013] показало, что в плиоцене они испытывали сжатие с главными осями σ_1 — 216/16, σ_3 — 329/53.

Особенно интересны результаты полевого тектонофизического изучения Румынских Восточных и Южных Карпат вблизи ЗВ, опубликованные в работах [Matenco et al., 1997[1,2]]. Из приведенных в

них таблиц нами выделены данные по районам Команешти — Онешти (к северу от зоны) и Калиманешти — Титешти (к западу от нее) и построены стереограммы, показанные на рис. 2.119. В Восточных Карпатах для миоцен-плиоценового периода характерно СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ сжатие с осями главных нормальных напряжений (нижняя полусфера) 1) σ_1 — 159/16, σ_3 — 337/62; 2) σ_1 — 126/02, σ_3 — 237/53; 3) σ_1 — 252/19, σ_3 — 058/72; 4) σ_1 — 037/05, σ_3 — 126/16; 5) σ_1 — 218/36, σ_3 — 129/38. В Южных Карпатах в этот период происходили надвиговые, сдвиговые и сдвиго-надвиговые процессы в полях напряжений 1) σ_1 — 346/02, σ_3 — 069/70; 2) σ_1 — 093/04, σ_3 — 285/65; 3) σ_1 — 123/15, σ_3 — 069/70; 4) σ_1 — 123/15, σ_3 — 213/04; 5) σ_1 — 227/09, σ_3 — 321/08; 6) σ_1 — 35/85, σ_3 — 242/10.

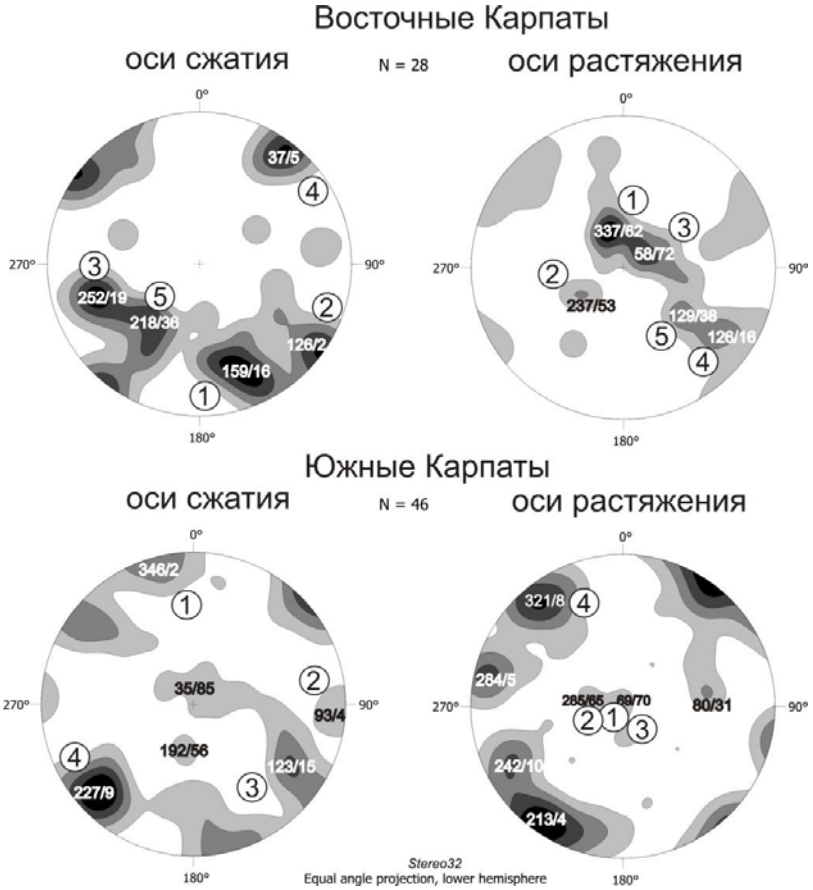


Рис. 2.119. Стереограммы (нижняя полусфера) осей максимального и минимального сжатия для Восточных(район Команешти-Онешти) и Южных (район Калиманешти-Титешти) Карпат, по данным [Matenco et al., 1997[1,2]]. Цифры в кружках — номера максимумов концентрации осей. Белые дроби — обобщенные азимут/угол наклона осей.

Палеонапряжения, определенные полевыми методами непосредственно над ЗВ, приведены в обобщении [Vasiliev et al., 2009]. По 20 определениям наиболее значимые азимуты ориентации осей σ_1 — 315, 342, 290 и 250°.

Таблица 2.14. Сопоставление азимутов ориентации осей сжатия σ_1 для зоны Вранча, Восточных и Южных Карпат, определенных тектонофизическими методами.

Сектор сжатия	Зона Вранча на глубинах 80—172 км		Восточные Карпаты	Южные Карпаты	Непосредственно над зоной Вранча
	Север	юг			
СЗ—ЮВ	313		306	303, 317	315
		329	339	346	342
ЮЗ—СВ	218		219, 216, 217, 218	227	—
	245		252	—	250
В—З	293		—	273	290
С—Ю	180		—	—	—

Ниже в табл. 2.14 включены все приведенные выше данные по напряжениям сжатия σ_1. Напряжения σ_2 и σ_3 не учитывались, так как сжатие орогена является ведущим процессом, причем если оно близко к одноосному, то ориентация осей σ_2 и σ_3 может отклоняться от среднего положения в значительных пределах. Поскольку оси σ_1 практически везде субгоризонтальны, в таблице, для удобства сопоставления, все азимуты ориентации приведены к западным румбам.

Как видим, напряженно-деформированное состояние сжатия, фиксируемое в ЗВ на значительных глубинах, достаточно близко к таковому других участков Карпатского орогена, хотя в зоне оно современное, а в Восточных и Южных Карпатах определены палеонапряжения в породах миоцена-плиоцена вблизи дневной поверхности. Особенно близка СЗ—ЮВ ориентация осей сжатия ЗВ на глубине и на поверхности: здесь везде фиксируются два положения оси σ_1 при взбросовом деформационном режиме (рис. 2.116 и 2.119).

Южную часть ЗВ, находящуюся на продолжении Южных Карпат — Южно-Карпатской и Южно-Трансильванской систем разломов, по [Linser, 1996], связывает с последними также наличие субширотных разрывов и правых сдвиго-надвигов, чего не наблюдается в северной части, которая тяготеет, скорее к южной части Восточных Карпат.

Мы сопоставили также средние азимуты простирания разрывных структур ЗВ (перпендикулярные средним азимутам падения, приведенным в таблицах 2.10—2.13) с розой-диаграммой простираний разломов Карпатского орогена, выделенных по карте 3D рельефа прилегающих к зоне участков (рис. 2.120 и врезка к нему). Средние азимуты простирания разрывных структур (рабочих нодальных площадок) ЗВ составляют 274, 308, 340 и 46°. Главные максимумы на розе-диаграмме — 270, 290, 340 и 40°. То есть три из четырех азимутов простираний очень близки. Снова-таки структурные элементы ЗВ отражают современное состояние зоны, а на карте 3D рельефа проявляются прямолинейные отрезки разломов, образовавшихся, по крайней мере, в позднем плейстоцене и ранее.

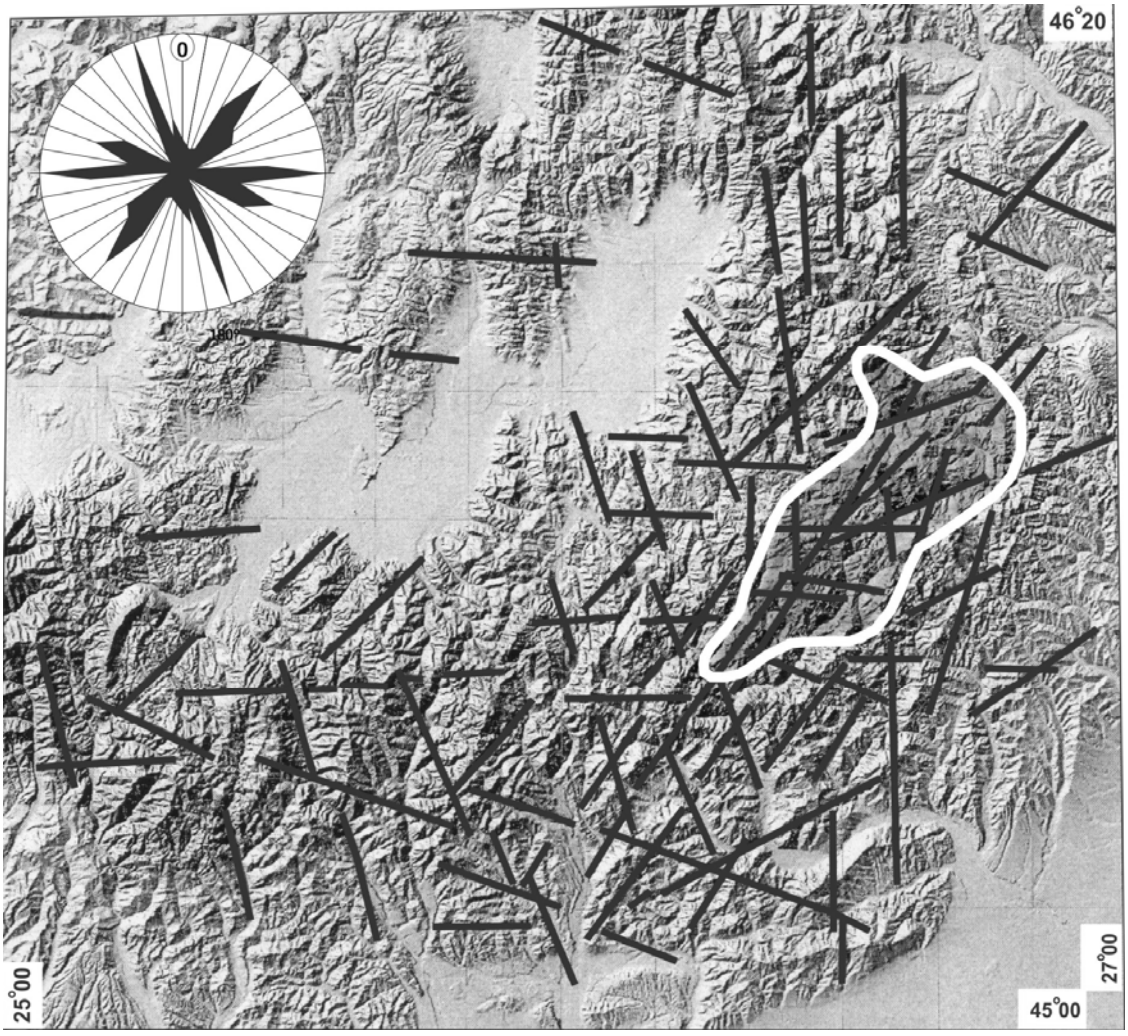


Рис. 2.120. Карта 3D рельефа района исследований. Белым контуром обозначена среднеглубинная сейсмогенная зона Вранча; прямолинейные отрезки соответствуют тополинеаментам, азимуты простирания которых обобщены на розе -диаграмме (врезка).

Приведенные данные позволяют сделать вывод, что, несмотря на отмечаемое большинством исследователей наличие в ЗВ перерыва между густой коровой и еще более густой мантийной областями сейсмичности (подкоровая низкоскоростная область на глубинах 40—70 км), результаты тектонофизических работ позволяют заключить, что между тектоническими процессами на поверхности и в глубинной очаговой зоне существует тесная пространственно-временная связь. Поэтому многие закономерности, касающиеся характера тектонических движений и устанавливаемые геолого-геофизическими методами в земной коре, могут быть перенесены и на глубинную часть зоны Вранча.

Однако, нужно подчеркнуть, что сопоставление глубинных и поверхностных структур выполнялось по вертикали сейсмогенная зона — ороген. Передовой прогиб ЮВОК, Фокшанский элемент которого примыкает на поверхности к сейсмогенной зоне с востока, трудно сравнивать с зоной, так как он формировался в основном в условиях разно ориентированного растяжения и сдвиговых деформаций. Как будет показано ниже, глубинная часть зоны Вранча находится в зоне контакта микроплит Тисса-Дакия и Мизия и испытывает влияние давления первой на вторую. Фокшанский прогиб расположен в пределах узкого участка Мизийской микроплиты и ему свойственны частые вариации напряженно-деформированного состояния. Можно сослаться на работу [Matenco et al., 1997[2]], посвященную тектонофизическому изучению Гетской депрессии Южных Карпат, для которой характерны палеоген-ранненеогеновые ЮЗ сбросы, плиоценовые СВ надвиги и позднемиоценовые сдвиги разной направленности.

Глубинное строение района. *Верхняя часть литосферы по геологическим данным и материалам ГСЗ-ОГТ.* Результаты изучения глубинного строения земной коры и самой верхней части мантии области Вранча геотраверсами ГСЗ и профилями МОВ-ОГТ изложены и обобщены во многих работах [Константинеску и др., 1978; Соллогуб и др., 1980,1982,1985; Щукин, Добрев, 1980; Radulescu, 1981; Чекунов, 1986,1987; Oncescu, Bonjer, 1997; Zugravescu, Polonic, 2002; Hauser et al., 2001, 2007; Knapp J. et al., 2005; Panea et al., 2005; Bocin et al., 2005; Mucuta et al., 2005; Enciu et al., 2009; Tondi et al., 2009]. Поэтому мы ограничимся только теми сведениями, полученными в основном в последние годы, которые необходимы для дальнейшей геодинамической интерпретации.

– Материалы по V_p-скоростной модели земной коры Румынских Восточных Карпат и района Вранча на рядом расположенных параллельных ВЮВ—ЗСЗ профилях (Трансект X—X', Вранча 2001, Дакия План) обобщены в работах [Mucuta et al., 2006; Hauser et al., 2007; Enciu et al., 2009]. Авторы представляют несколько разную интерпретацию положения поверхности Мохо, глубина которой отличается в отдельных местах на 10 (от 40 до 50) км. Вместе с тем общим в этих интерпретациях является уменьшение мощности коры с ЮВ на СЗ и отсутствие «корня гор» под Карпатским орогеном.

По данным субмеридионального (ЮЮЗ—ССВ) профиля ВРАНЧА 99 Бухарест — Бакау [Hauser et al., 2001], пересекающего ЗВ, толщина земной коры максимальна (41—42 км) под самой зоной и несколько южнее. К северу и югу толщина коры уменьшается до 30 (в районе Бакау) — 32 (южнее Бухареста) км. Осадочный слой мощностью до 10 км в центральной части перекрывает двухслойную консолидированную кору со скоростями 5.9—6.2 км/с и 6.7—7.0 км/с в верхней и нижней коре, которые разделены внутрикоровой границей на глубине 18—31 км. В подкоровом слое на глубинах 47—55 км в пределах ЗВ на этом профиле выделена зона пониженных до 7.6 км/с скоростей, которая совпадает с областью низкой сейсмичности.

Профиль пересекает известные зоны разломов — Интра-Мизийскую, Капидава-Овидиу, Тротус, которые наклонены в сторону Вранча как с юга, так и с севера. Скоростная модель земной коры по профилю ВРАНЧА-2001 (Трансильванский бассейн — Северная Добруджа) (рис. 2.121) показывает, что глубинная ЗВ расположена под крутопадающим разломом, который прослежен методом преломленных волн от поверхности палеозойского фундамента (на глубине ~4 км) до границы Мохо (45 км) [Hauser et al., 2007]. При этом на всех коровых сейсмических границах в пределах разлома наблюдаются крутые ступени (по которым он и выделен) с погруженным восточным крылом. Максимальная амплитуда ступени отмечается по поверхности Мохо — 12—13 км. Рассматриваемый разлом перекрыт Карпатским орогеном, но на глубине, начиная с 4 км, он ограничивает с запада Фокшанский прогиб, отделяя его от верхней части плиты Тисса-Дакия. Поскольку разлом не прослеживается во флишевом комплексе, он имеет, по крайней мере, доплиоценовый возраст. Обращает на себя внимание, что разлом ограничивает с запада блок Мизийской плиты, перекрытый осадками Фокшанского прогиба. Блок выделяется своими пониженными скоростями (6.0—6.3 км/с) в коре до глубин ~28 км на фоне V_p=6.4—6.8 км/с в соседних блоках Тисса-Дакия и Северная Добруджа. В нижней коре скорости изменяются от 6.7 до 7.1 км/с.

На рис. 2.121 рассматриваемый субвертикальный разлом показан пунктиром, так как его положение восстанавливается ориентировочно по ступеням в преломляющих границах без изучения внутренней структуры. Описанные выше тектонофизические данные позволяют дополнить характе-

ристику этого разлома, если представить, что он уходит глубоко в мантию. Рисунки 2.117 и 2.118, г свидетельствуют, что разлом имеет значительную ширину и состоит из большого количества пологопадающих сколов. Активизированными в настоящее время являются сколы, падающие на СЗ под углом 57±10° (табл. 2.12).

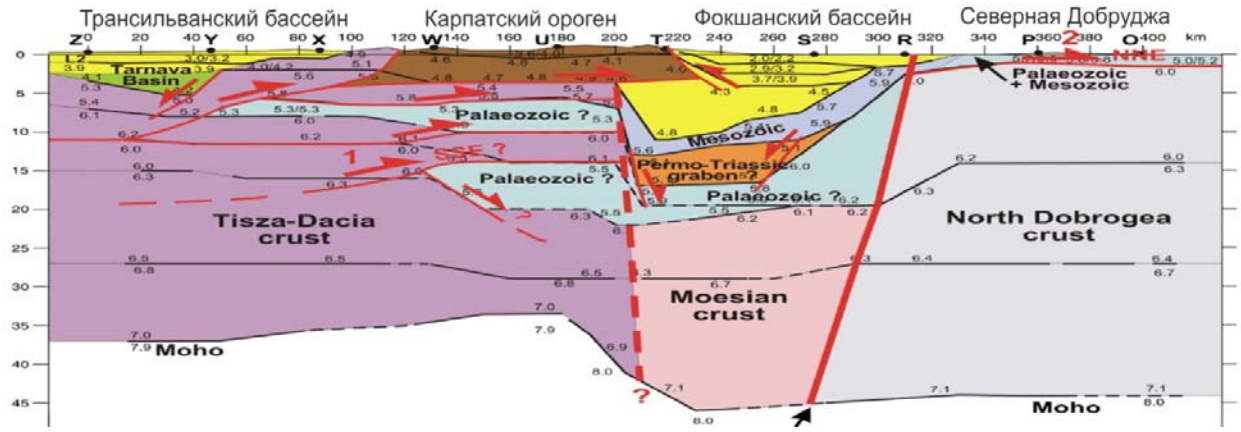


Рис. 2.121. Разрез земной коры по профилю Vrancea 2001, [Hauser, 2007]. Положение профиля показано на рис. 2.117. Синими пунктирными линиями и стрелками показана проекция контура зоны Вранча (рис. 2.117) на линию профиля.

Следует отметить, что субвертикальный глубинный разлом, проходящий вдоль осевой плоскости ЗВ и поднимающийся под Фокшанский прогиб, был выделен еще на субширотном геотраверсе V (разлом Г'—Г", по [Соллогуб и др., 1985]), хотя на разделе Мохо была зафиксирована не ступень, а контакт коромантийной смеси и мантии. Авторы описывают его как мантийный разлом планетарного характера, трассирующийся от Сицилии до Урала. Общая ориентация разлома, судя по работе [Чекунов, 1987], ~45°. Она, практически, совпадает с ориентацией описанного в предыдущем параграфе разлома, выделяемого по системе нодальных площадок в осевой части зоны (46°).

На востоке профиля ВРАНЧА-2001 Фокшанский прогиб ограничен разломом Печенега-Камена, который, как известно, входит в систему Транс-Европейской шовной зоны (ТЕШЗ). Разлом проходит к СВ от Зоны Вранча, имеет ЮЗ падение и, как мы полагаем, пересекает зону на глубине 130-150 км. В систему ТЕШЗ входит и разлом Капидава-Овидиу (ориентация 315-320°), проходящий на поверхности над ЗВ и пересекающий ее на глубине. Следовательно, системы разрывов 218°±11°/45°±7°и 250°±7°/53°±13° (табл. 2.11 и 2.12 и рис. 2.117 и 2.119 а) могут отвечать этим разломам, т. е. ТЕШЗ.

В работе [Гинтов и др., 2014[1]], посвященной тектонофизической интерпретации профиля ГСЗ Добре-3 (PANCAKE профиль), который пересекает Восточные Карпаты, уже высказывалось мнение о пологом ЮЗ наклоне ТЕШЗ в Восточных Карпатах. Материалы изучения зоны Вранча не противоречат такому выводу.

– Исследования методом ГСЗ-ОГТ, выполненные к востоку от ЗВ в пределах Фокшанского прогиба и зоны разломов Печенега-Камена [Mucuta et al., 2006], показали, что в этой зоне разломов наблюдаются ступени по Мохо амплитудой около 5 км. По мере приближения к поверхности (подошве прогиба) ступени по сейсмическим границам резко уменьшаются.

– Полученные данные авторы [Mucuta et al., 2006] рассматривают как доказательство невозможности субдукции с востока на запад. Сейсморазведкой МОВ по профилю Дакия-План, пересекающему Фокшанский прогиб с ВЮВ на ЗСЗ [Bocin et al., 2005], изучено строение земной коры до глубины более 10 км. Установлено, что в районе форланда Карпат - западного края Фокшанского прогиба, т. е. над ЗВ, пологозалегающие комплексы чехла прогиба (от верхнего миоцена и древнее) с V_p=2,5—4,5 км/с погружены на глубину 10 км и сильно перемяты. Это свидетельствует о движении фундамента ЮВОК в ЮВ направлении и соответствующем сжатии форланда. Движение на ЮВ продолжается и в настоящее время, что подтверждается данными GPS [GPS Probes…, 2004]. Стиль деформаций осадочных комплексов по профилю Дакия-План привел авторов [Bocin et al., 2005] к выводу о существовании поверхности детэчмента на глубине примерно 12 км, в основании миоценовых и более молодых осадков.

– Геологические данные [Linser, 1996; Girbacea, Frisch, 1998; Enciu et al., 2009] указывают на существование узкого индентора, который вдвигается в ЮВОК с ЗСЗ. С юга и севера он ограничен нарушениями, проходящими, соответственно, через правосдвиговые Южно-Карпатскую, Синая-Интра-Мизийскую (разлом Синайя-Лаломита) и левосдвиговую Тротус зоны разломов (рис. 2.115). ЗВ находится на «острие» индентора, ширина которого в районе Карпат составляет не более 120 км.

– Анализ материалов ГСЗ и геологии привел авторов работы [Enciuetal., 2009] к выводу, что ЗВ вместе с глубинной частью ЮВОК составляют единый блок, перемещающийся в ЮВ направлении и механизмы как субдукции, так и деламинации, оказываются неприемлемыми. По авторам, разломы Печенега-Камена и Капидава-Овидиу в мезо-кайнозое были неактивными и, возможно, активизировались только совсем недавно.

Приведенные геолого-геофизические данные о строении земной коры показывают, что коровая часть ЮВОК в районе Вранча в общем мало отличается от строения коры Восточных Карпат, изученного геолого-геофизическими методами в их украинской части [Starostenko et al., 2013; Гинтов и др., 2014[1]]. Мощность коры увеличивается от Восточно-Европейской плиты к микроплитам Алькапа и Тисса-Дакия с 50 до ≤30 км, поверхность Мохо нарушена разломами как без амплитудными, так и сопровождающимися ступенями амплитудой от нескольких до 5—12 км.

Важной особенностью, установленной методами ГСЗ и тектонофизики, является 1) локализация субвертикальной сейсмогенной ЗВ в субвертикальной же зоне разломов, вытягивающейся с ЮЗ на СВ и 2) формирование ее внутренней структуры под влиянием разломов субширотного, СВ и СЗ направлений. Влияние этих факторов на геодинамическую обстановку в регионе ЮВОК будет рассмотрено ниже.

Верхняя мантия по данным сейсмической томографии. Для регионального анализа были использованы материалы сейсмотомографических исследований Института геофизики НАН Украины, частично опубликованные в работе [Старостенко и др., 2013]. В ней детально рассмотрены методические основы получения 3D V_p-скоростной модели мантии на глубинах 50—800 км, построения горизонтальных сечений в изолиниях V_p и вертикальных в изолиниях ΔV_p (отклонения V_p от референтной скоростной модели для Евразии),допустимые погрешности определения V_p и ΔV_p. Дан анализ скоростного строения мантии для Европы и Средиземноморья в рамках 30—55°с.ш., 15—35°в.д. Особое внимание было обращено на крупномасштабные относительно низко- и высокоскоростные неоднородности мантии, которые формируют блоки(условно) — Адриатический, Эгейский и Черноморский. Эти блоки своими длинными осями сходятся в районе Мизийской плиты несколько южнее ЗВ и при перемещениях могут оказывать влияние на ее неустойчивость (быть спусковым механизмом). Движение блоков в направлении зоны Вранча обусловливается, как полагают авторы, перемещением на север Афро-Аравийской плиты, Эгейской зоной субдукции, давлением с севера Восточно-Европейской плиты и с востока — Скифско-Туранской.

В данной работе несколько сужены рамки исследуемой территории и характеризующие собственно верхнюю мантию (рис. 2.122, а, б).обсуждаются глубины ≤400 км, Представляется, что рассмотренное в предыдущей работе влияние крупномасштабных неоднородностей мантии, естественно, влияет на состояние региональной неустойчивости в области Вранча, но не может объяснить некоторых важных деталей – локализации землетрясений в чрезвычайно узком пространстве, тесной связи напряженно-деформированного состояния зоны и Карпатского орогена и др. Для такого более детального анализа необходимо использовать результаты и локальной сейсмотомографии, использующей данные пассивных сейсмических экспериментов и румынской сейсмической сети от местных (локальных) землетрясений [Wenzel et al.,2002; Landes et al., 2004; Weidle C., Widiyantoro et al., 2005; Koulacov et al., 2010].

По данным локальной сейсмотомографии, очаги ЗВ на глубинах 60—200 км расположены в зоне повышенных скоростей (2-5% по отношению к нормальной для данной глубины скорости V_p и V_s). Ширина области составляет около 50 км, что значительно шире самой зоны (~20 км в поперечнике). Эта высокоскоростная зона с расположенными по ее центру очагами имеет четкое СЗ—ЮВ простирание и расположена между областями с пониженными скоростями (рис. 2.123, а, б, по [Koulakov et al., 2010]). Причем наблюдается интересная закономерность: высокоскоростная область появляется на глубине около 70 км, как бы резко срезая расположенную выше область пониженных значений V_p и V_s. Такое распределение интерпретируется авторами двояко — или как (1) отрыв океанического слэба при субдукции или (2) деламинированный блок эклогитизированной коры (литосферы).

На горизонтальных сечениях V_p и вертикальных сечениях ΔV_pИнститута геофизики (рис. 2.122, а и б) глубинная часть ЗВ расположена в области перехода от относительно высокоскоростной мантии на СВ к относительно низкоскоростной на ЮЗ. На горизонтальные сечения, построенные через 50 км по глубине, вынесены исследуемые в работе [Степаненко и др., 2013] землетрясений ЗВ. На сечении 50 км землетрясения отсутствуют, на 75 км выделяется 4 землетрясения, на 100 км — 10 землетрясений, на 125 и 150 км — 27 и 37 землетрясений соответственно на 175 км — одно. Глубже землетрясений нет.Локальная высокоскоростная аномалия не выделяется. Это можно объяснить разрешающей способностью региональной сейсмотомографии, для которой выделение аномалии ΔV_pшириной 50 км не всегда возможно.

Однако на вертикальных широтных и долготных сечениях (рис. 2.122 б)) имеется важная информация, что рассматриваемая область перехода погружается как бы субвертикально на глубину до

400 км, т. е. охватывает не только литосферу, но и часть подстилающей мантии. Туда, судя по рассматриваемым сечениям, погружаются (заталкиваются ?) участки относительно низкоскоростной литосферы Мизийской (с юга) и Тисса-Дакия (с запада) микроплит. Ее толщина около 150—200 км.

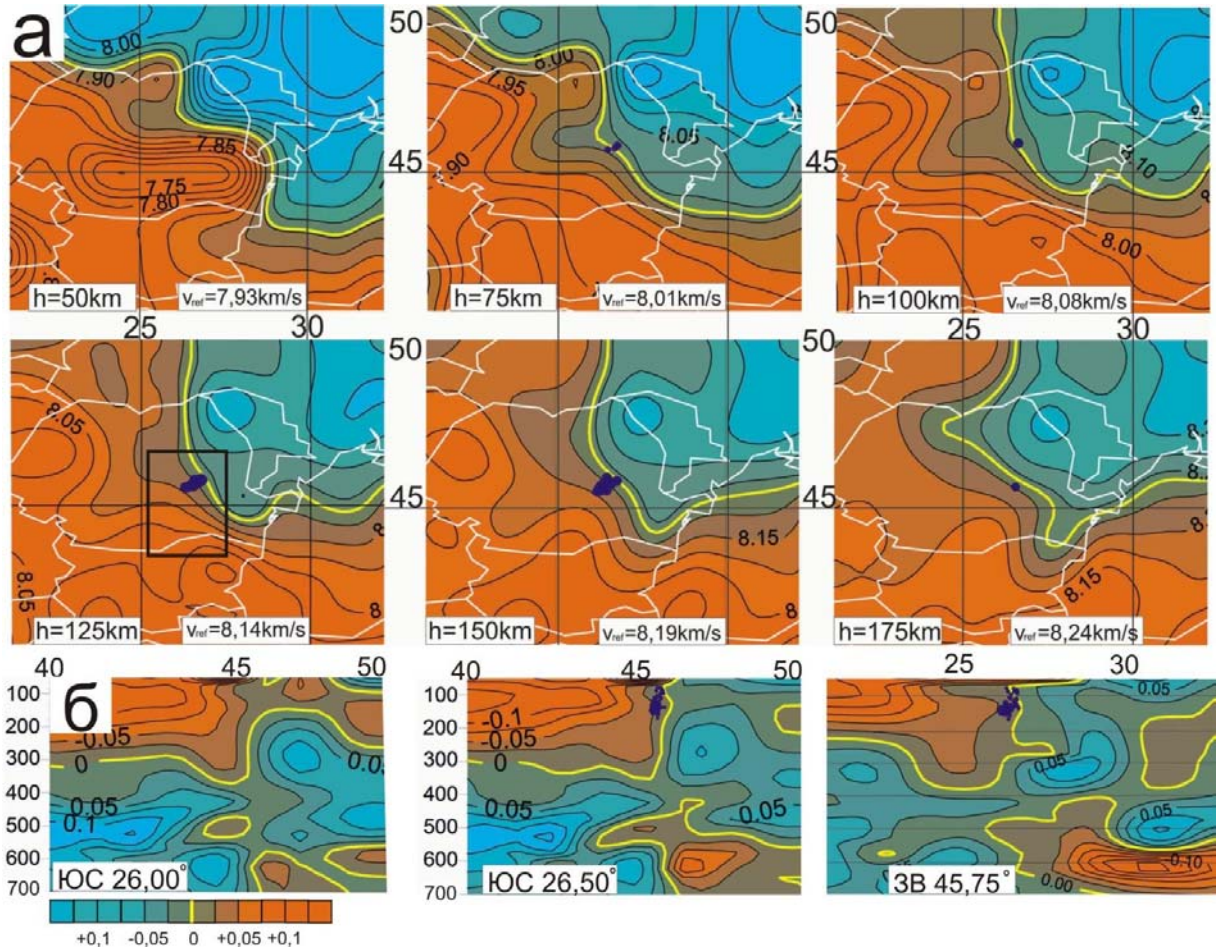


Рис. 2.122. Региональные сейсмотомографические сечения района исследования, по [Старостенко и др., 2013]: а — горизонтальные (V_p, км/с), б — вертикальные (ΔVp, км/с). Прямоугольником отмечена площадь детальных сейсмотомографических исследований, по [Koulacov et al, 2010].

Сравнивая эти данные с приведенными выше сейсмогеологическими моделями и учитывая точность определения V_p в используемых в данной работе материалах сейсмотомографии ~0,015 км/с [Гейко и др., 1998, 2007], можно заключить, что выделяемая региональной сейсмотомографией по нулевой изолинии (V_{p0})область перехода является достаточно условной и широкой. На сечениях 100—175 км вблизи ЗВ она охватывает полосуV_{p0}±0,05 км/с и включает в себя несколько наклонных разломных зон — Печенега-Камена, Капидава-Овидиу, т. е. ТЕШЗ, субширотные Южно-Карпатскую и Южно-Трансильванскую. В пределах этой полосы ее субвертикальное положение также достаточно условно.

ТЕШЗ выделяется на всех горизонтальных сечениях от 50 до 175 км (рис. 2.122, а) по СЗ направлению изолиний в области 0±0,05 км/с вблизи ЗВ. На сечениях 50—100 км видно, что эта область смещается в ЮЗ направлении на 50—100 км, т. е. предположение о пологом наклоне ТЕШЗ в западных румбах [Гинтов и др., 2014[1]] не противоречит данным сейсмотомографии.

Особенно отчетливо на горизонтальных сечениях50—125 км выделяется Южно-Карпатская система разломов по субширотному направлению изолиний V_p.

В продолжение ранее выполненной интерпретации материалов сейсмотомографии [Старостенко и др., 2013], авторами этой работы рассчитаны значения и построены карта и графики вертикального градиента $\partial V_p/\partial Hc^{-1}$ (рис. 2.124). Они указывают на увеличение градиента скорости на глубине ~75 км в области ЗВ не менее чем в 5 раз по сравнению свыше- и нижележащими примыкающими горизонтами мантии. Этим подтверждается наличие выше границы 75 км (подошвы) зоны низких скоростей, с которой, как известно, совпадает область пониженной сейсмичности ЗВ. Появление асейсмичных участков в сейсмогенных зонах обычно связывают с серпентизацией мантийных пород.

Не исключена такая связь и в данном случае. Площадь зоны высоких градиентов достаточно велика — 500×250 км и вытянута в широтном направлении от Трансильванской впадины до Черноморского побережья. Если это подошва слоя серпентизированной мантии, то можно ожидать, что такой слой служит «смазочным материалом», облегчающим перемещение мантийной части ЗВ в ЮВ направлении.

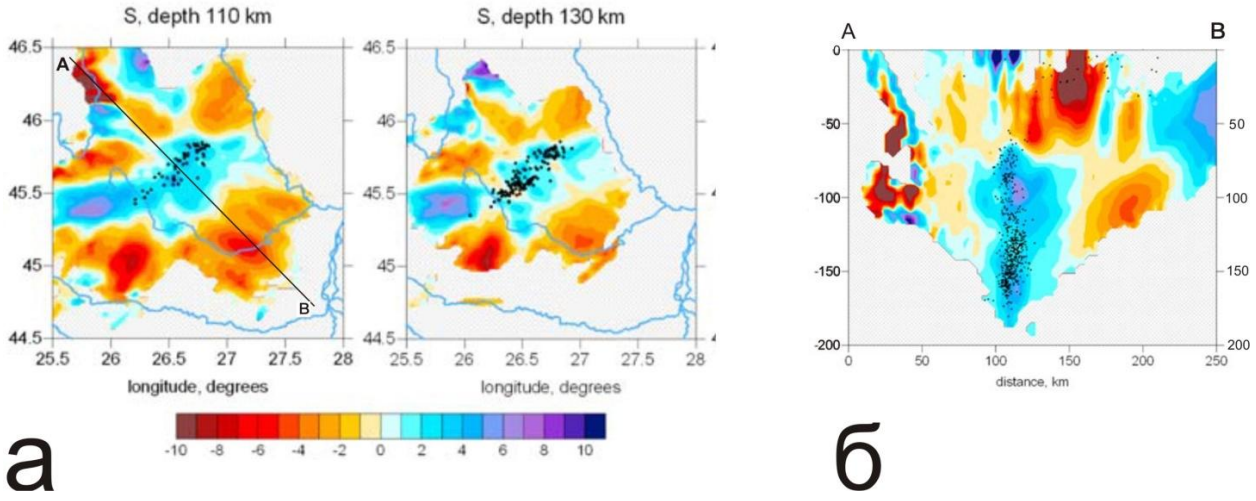


Рис. 2.123. Локальные сейсмотомографические сечения зоны Вранча, по [Koulacov et al, 2010]:
а — горизонтальные, б — вертикальное.

Обсуждение и выводы. По данным ГСЗ [Структура…, 1978; Соллогуб и др., 1985; Mucutaet-al., 2006;Hauseretal., 2007;Enciuetal., 2009;Gradetal., 2008;Starostenkoetal., 2013 и др.], толщина и структура земной коры региона от Добруджи до Трансильванской впадины принципиально не отличаются от таковой региона от ВЕП до Паннонской впадины. При этом скорость сейсмических волн в породах нижней коры под Трансильванской впадиной на профиле Вранча-2001 даже выше(~ 7.0 км/с), чем под Паннонской на профиле Добре-3 (~6.4 км/с), т. е. в коре Трансильванской впадины сохранен базальтовый слой.

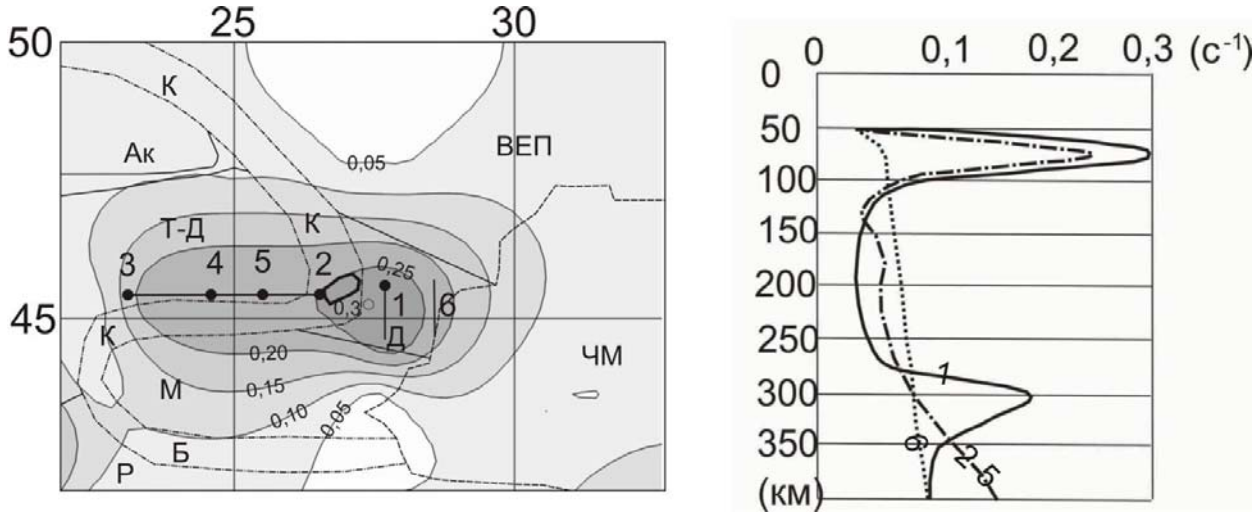


Рис. 2.124. Карта (а) и графики (б) вертикального градиента $\partial V_p/\partial H$ $с^{-1}$ района исследований, по данным региональной сейсмотомографии. Условные обозначения к рис. 2.124, а: 1 — изолинии вертикального градиента на горизонтальном сечении H=75 км; 2 — границы тектонических структур с буквенными обозначениями (см. рис. 2.115); 3 — области вертикальных сечений (и их номера), по которым построены графики градиентов с соответствующими номерами на рис. 2.124, б; 4 — контуры среднеглубинной зоны Вранча.

Поэтому механизм деламинации — отслоения мантийной литосферы и прилегающей части нижней коры, ее эклогитизации и погружения в мантию, предлагаемый для объяснения феномена ЗВ [Girbacea, Frisch, 1998; Knappetal., 2005], оказывается под вопросом. Для Северо-Восточных и Украинских Восточных Карпат [Gagala et al., 2012; Гинтов и др., 2014[1]] геодинамическая интерпретация

ограничивается процессами субдукции, коллизии и постколлизионного перемещения микроплиты Алькапа на СВ и не требует процесса деламинации.

Отслоение части континентальной литосферы и нижней коры, поворот из субгоризонтального в субвертикальное положение привело бы к полному изменению их структурно-кинематических характеристик: фронтальные надвиги превратились бы в сбросы, а СВ и ЮЗ надвиги — в сдвиги. Но этого мы не видим по результатам интерпретации механизмов ОЗ: они близкик результатам тектонофизического и геологического изучения флишевой части ЮВОК, то есть отражают процесс деформации надвигового типа. Причем структурно-кинематические парагенезисы флишевых комплексов сформировались в моцене-плиоцене, а деламинация и поворот части литосферы в вертикальное положение происходит, как предполагают [Girbacea, Frisch, 1998], от плиоцена по настоящее время.

Приблизительно то же можно сказать и о механизме отрыва субдуцирующей океанической плиты и перемещении оторвавшегося слэба на 80—100 км в ЮВ направлении [Wenzel et al., 2002 и др.]. Хотя, конечно, можно предполагать, что, поскольку поля напряжений (особенно с СЗ—ЮВ ориентацией оси σ_1) сохранились с миоцена по настоящее время, все структурно-кинематические парагенезисы ЗВ образовались сейчас под воздействием этих полей напряжений и поэтому повторяют то, что мы видим наверху.

Это, естественно, серьезный аргумент, но имеются и контраргументы.

1) Если наблюдаемые в ЗВ деформационные структуры образовались только в занимаемом ею современном положении, то где же те элементы внутреннего строения, которые сформировались в ней раньше? Прежние структурные элементы должны отличаться от современных по своей ориентации в связи с поворотом слэба. Но таких стуктур практически нет.

2) Предполагаемый оторвавшийся слэб находится в пределах окружающей его континентальной литосферы, поэтому вряд ли имеет океаническое происхождение [Knapp et al., 2005]. Непосредственная связь ЗВ с зоной субдукции имеет целый ряд геологических ограничений — чрезвычайно близкое к ЗВ расположение вулканических дуг и соседство мезокайнозойских глубоких погибов, форма зоны и др. [Girbacea,Frisch, 1998; Knapp et al., 2005].

3) Выделение в пределах ЗВ сейсмогенных зон, совпадающих с известными по геолого-геофизическим данным разломами (ЮЗ—СВ, В—З) свидетельствует о том, что такие зоны возникли достаточно давно и существуют в ЗВ постоянно. К такому же выводу приводит характер организации в пределах ЗВ нодальных площадок в виде протяженных плоскостей, а не случайных точек, в которых концентрируются ОЗ.

4) Представляется странным, что оторвавшийся слэб или отслоенная часть континентальной литосферы, при перемещении на ЮВ, остановились как раз (а не ближе или дальше) в области пересечения крупных зон разломов — Г'— Г", Южно-Трансильванской, Южно-Карпатской, Капидава-Овидиу и др.

5) Если бы ЗВ была связана с инородным физическим телом, поворачивающимся в мантии и погружающимся в нее [Koulakov et al., 2010], распределение ОЗ и ориентация напряжений, по сравнению с установленными, были бы иными. Концентрация ОЗ была бы максинальной в нижней, а не в средней, части ЗВ и механизмы очагов были бы преимущественно сбросовыми, а не взбросовыми. На самом деле мы имеем дело с всесторонним боковым сжатием и со взбросовыми подвижками во всех частях ЗВ.

Установление всестороннего бокового сжатия в зоне может указывать на ее обжатие вследствие вдавливания индентора плиты Тисса-Дакия в ЮВОК между Скифской и Мизийской (южной частью) микроплитами и столкновения его с северным аппендиксом Мизийской микроплиты (рис. 2.115). На это указывает практически одновременное действие сжатия по всем выявленным направлениям.

Обжатие может быть достаточно сильным. Величины и соотношение скоростей V_p=8.2—8.3 км/с и V_s=4.8—4.9 км/с в зоне [Koulakov et al., 2010] показывают, что рассчитываемые по ним(наша прикидка) такие упругие константы, как коэффициент Пуассона (ν~0,24) и модуль сдвига (μ~80 ГПа), вполне приемлемы для твердоупругой литосферы. Если, учитывая приблизительность наших расчетов, применить для соотношения напряжений максимального и минимального сжатия в недрах известную формулу А. Н. Динника [Динник, 1956] $\sigma_1=\sigma_3$ (1—ν)/ν, можно убедиться, что $\sigma_1 \geq 3\sigma_3$. В данном случае ось минимального сжатия σ_3 ориентирована вертикально и приблизительно соответствует литостатическому давлению. Тогда напряжения горизонтального сжатия могут втрое превышать литостатику, хотя при нормальном напряженном состоянии (отсутствие тектонических сил и оси σ_1, σ_3 меняются местами) они должны быть, в соответствии с той же формулой, втрое меньше.

О гидростатическом состоянии недр в глубинной части ЗВ речь не идет, так как ориентация оси σ_3 практически везде субвертикальна (рис. 2.116, б), ахарактер взбросо-надвиговых подвижек на глубине подобен приповерхностным.

Сказанное приводит к предположению, что присутствующее в ЗВ на глубине аномальное тело не переместилось в эту точку извне, а его повышенные скоростные и плотностные параметры обу-

словлены сильным сжатием вещества мантии in situ. Тем более, что высокоскоростная область мантии выходит далеко за пределы «тела» [Wenzel et al., 2002; Koulakov et al., 2010, рис. 2.123].

Представление о всестороннем боковом сжатии ЗВ в настоящее время и движении на ЮВ индентора микроплиты Тисса-Дакия показывает, что на своем пути индентор должен встречать во фронтальной части достаточно сильное сопротивление. Такое сопротивление могут оказывать восточная часть Западно-Черноморской микроплиты вместе с Добруджей и северной частью микроплиты Мизия. Полевые тектонофизические исследования Ж.-К. Ипполито в Румынии [Hippolyte, 2002] показали, что в плиоцен-четвертичное время Северная, Центральная и Южная Добруджа испытывают сжатие в СЗ—ЮВ направлении (рис. 2.115).

Исходя из этого, рассмотрим следующий вариант образования ЗВ.

1) Скорее всего, ЗВ имеет деформационную, а не петрофизическую природу. Она возникла на линии столкновения выступа индентора микроплиты Тисса-Дакия и северной части микроплиты Мизия в результате сильного всестороннего бокового сжатия.

2) Всестороннее боковое сжатие обусловлено тем, что индентор втискивается в стесненное пространство между Скифской и Мизийской (южной частью) микроплитами, которое сужаетсяв глубину из-за встречного падения Интра-Мизийской, Печенега-Камена и Тротус зон разломов.

3) Физико-механическое состояние литосферы в области столкновения индентора и северной части Мизийской микроплиты отличается от обычных свойств литосферы на подобных глубинах, так как в пределах ЗВ кора и мантия были раздроблены пересекающимися более древними зонами разломов — Г'—Г'', Капидава-Овидиу, Южно-Карпатской, Южно-Трансильванской и др. По данным сейсмотомографии, зоны разломов проникают на глубину 300—400 км (рис. 2.122, б), связывая мантию с поверхностью. Поэтому на глубинах 80—200 км тензор сжатия, как и на поверхности, является далеко не шаровым, а всестороннее боковое сжатие выражено тензором $\sigma_1 \approx \sigma_2 >> \sigma_3$ под влиянием горизонтальных тектонических сил. При таком напряженно-деформированном состоянии зона сжимается в поперечнике и уплотняется за счет квазихрупких смещений по разрывам-взбросам-поддвигам (рис. 2.125).

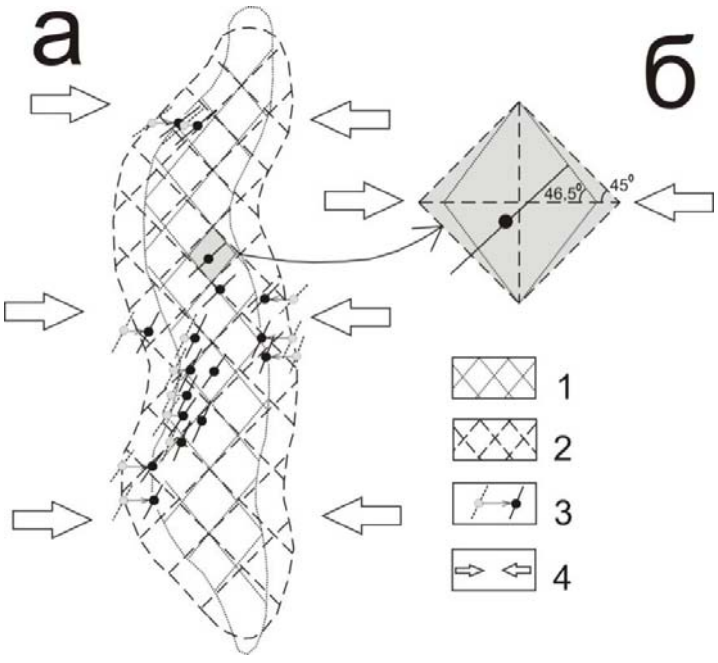


Рис. 2.125. Деформационная модель зоны Вранча по сечению D—D': а — контуры сечения после (1) и до (2) деформации; б — изменение углов наклона маркеров в результате деформации горизонтального сжатия; Условные обозначения: структурные маркеры: 1 — после деформации; 2 — до деформации; 3 — перемещение эпицентра и нодальной площадки в результате деформации; 4 — направление максимального сжатия.

Можно грубо подсчитать, что произойдет со взбросовыми–поддвиговыми площадками (нодальными плоскостями) при сжатии и уплотнении ЗВ в пределах, предусмативаемых результатами локальной сейсмотомографии. Согласно работе [Kulacov et al., 2010], максимальное увеличение скорости V_p в ЗВ по сравнению с вмещающей средой составляет от 5 до 10%. При линейной связи (упрощенно) скорости продольных волн и плотности вещества в ЗВ ее объем при сжатии должен уменьшиться на такую же величину, а размеры в поперечнике (для упрощения размеры по вертикали предполагаем постоянными) — на 2.5—5%. Средний угол падения площадок ~45°. После уменьше-

ния зоны в поперечнике угол падения площадок в ее осевой части не изменится, а на краях станет, в зависимости от азимута падения, 45±0.7—1.5°. Эта величина находится в пределах точности интерпретации сейсмологических и тектонофизических данных и не может повлиять на вывод о деформационной природе ЗВ.

4) Пока не ясно, почему максимальное количество ОЗ, а значит и интенсивность деформаций относится к глубинам 130—140 км. Возможно, это связано с формой боковых поверхностей, ограничивающих пространство, в которое втискивается индентор.

Авторы данной работы стараются не вмешиваться в общую дискуссию о геодинамическом развитии Карпатского сегмента альпид. С нашей точки зрения, возникновение ЗВ связано с некоторыми деталями такого развития, рассмотренными выше.

Что касается общей геодинамической модели, то для рассматриваемой южной части Карпатского сегмента могут быть применены уже известные модели палеогеографической реконструкции Альпийско-Капатского региона, например, [Schmid et al., 2008] или [Csontos, Vörös, 2004], и геодинамические модели Западных и Восточных Карпат, не предусматривающие отрыва слеба или деламинации, например, [Kova´č et al., 1998; Fan et al., 1998; Fodor et al., 1999; Neugebauer et al., 2001; Golonka et al., 2003; Gągała et al., 2012; Starostenko et al., 2013; Гинтов и др. 2014[1]]. Строение флишевых комплексов, передовых и задуговых прогибов, магматические процессы в Карпатском сегменте альпид очень близки, с поправкой на развитие процессов во времени.

Поэтому для объяснения конкретных локальных механизмов важно представлять региональное распределение геологических структур и направления тектонических сил.

Существование палеоокеанического бассейна на месте Паннонской и Трансильванской депрессий, его закрытие обусловлено процессом субдукции под микроплиты Алькапа и Тисса-Дакия (северные окончания Адриатической плиты, по [Csontos, Vörös, 2004] или плиты Апулия, по [Schmidetal., 2008])и формиованием сутур. Если в ЗападныхКарпатах и северной части Восточных Карпат сутуры обозначены поясами Пенинских клипов, то положение сутуры в пределах ЮВОК указывается приближенно в 80—100 км к СЗ от ЗВ. Но это не значит, что можно отрицать наличие субдукции океанической литосферы, заменяя ее процессом деламинации. Хотя при этом совсем не обязательно, как показано выше, объяснять возникновение ЗВ отрывом слэба.

Образование Карпатской дуги связано с дальнейшим движением микроплит Алькапа (на В и СВ) и Тисса-Дакия (на В и ЮВ) под силовым воздействием Адриатической плиты. Форма плит-инденторов Алькапа и Тисса-Дакия имеет разный радиус кривизны, поэтому разные радиусы кривизны у ороклинов СВ и ЮВ Карпат. Другие причины, повлиявшие на возникновение ЗВ, рассмотены выше.

Заключение. Две основные концепции образования сейсмогенной ЗВ, построенные на механизмах отрыва слэба океанической или деламинации континентальной литосферы, предусматривают поворот сегмента литосферы из субгоризонтального в субвертикальное положение и достаточно сильную деформацию литосферы, в том числе нижней коры на участках, прилегающих к зоне. Это противоречит характеру внутренней структуры зоны, установленному на основании тектонофизической интерпретации механизмов очагов глубоких землетрясений. Геометрия (элементы залегания) плоскостей сдвигов зоны повторяет геометрию плоскостей сдвигов Флишевых Карпат и крупных зон разломов, пересекающих ее. А имеющиеся данные ГСЗ показывают, что строение земной коры в районе ЮВОК мало чем отличается от коры в других районах Карпатского сегмента альпид.

Образование нодальными плоскостями протяженных сгущений, цепочек и зон показывает, что такие зоны ЗВ образовались сравнительно давно. Других структур, которые могли бы быть древнее их, сейсмологическими данными не зафиксировано. Это означает, что ЗВ не перемещалась, а если и перемещалась, то параллельно-поступательно, не поворачиваясь.

Представление об образовании ЗВ in situ подтверждается ее местоположением в зоне пересечения крупнейших дизъюнктивных структур — ТЕШЗ, Г'—Г'' Южно-Карпатской и др.

Предлагаемая альтернативная концепция исходит из того, что ЗВ представляет собой не петрологическое тело — отрезок океанической или континентальной плиты, перенесенный или повернутый в современное положение, — а деформационную зону всестороннего бокового (горизонтального) сжатия, возникшую in situ в результате втискивания достаточно узкого индентора микроплиты Тисса-Дакия в образованный им ЮВОК. Всестороннему боковому сжатию способствовало сопротивление давлению со стороны индентора северной части Мизийской микроплиты, Добруджи и Западно-Черноморской микроплиты и центриклинальное падение зон разломов, ограничивающих его движение с севера и юга.

Предложенная концепция не нарушает основных принципов геодинамического развития Карпатского сегмента альпид. Она призвана показать, что феномен ЗВ связан не с отличием характера плитотектонических процессов в южной части Карпатского сегмента, а с наложением ряда «благоприятных» факторов, вызвавших аномальное напряженно-деформированное состояние локального участка Карпатской дуги.

2.3. Геодинамика Днепровско-Донецкой впадины

Длительные, почти столетние, исследования ДДВ не привели к разработке единой геодинамической модели формирования этой структуры, в результате чего она рассматривается как авлакоген, впадина, рифт, рифт-синеклиза, бассейн. Достаточно полный обзор тектонических подходов к решению этой проблемы приведен в работах [Стовба, 2008, Stephenson and Stovba, 2012 и др.]. На наш взгляд, предложенный А. В. Чекуновым [1994] термин «рифт-синеклиза» является наиболее удачным. Дискуссионным является вопрос рифтового происхождения ДДВ, а именно, возраст рифтинга: существовал ли рифейский рифт на месте нынешней структуры, было ли два этапа рифтогенеза или существовал только верхнедевонский рифт. В настоящее время большинство тектонистов пришли к выводу, что рифтовая стадия развития прошла в верхнем девоне. Поскольку наши исследования базируются на плотностной и магнитной неоднородности литосферы, непосредственно вопрос возраста рифта, конечно, не может быть решен. Главное внимание было направлено на структурные соотношения строения осадочной толщи и консолидированной коры с привлечением данных сейсмотомографии об особенностях более глубоких горизонтов литосферы и данных о кинематике разломов в позднем протерозое на Украинском щите (УЩ), Воронежском массиве (ВМ) и их склонах. Именно с этой позиции мы попытались совместно толковать полученные ранее результаты 3D плотностного и магнитного моделирования и разломной тектоники консолидированной коры Днепровской части ДДВ [Куприенко и др., 2010; Пашкевич и др., 2014; Тектоника…, 2015], использованные и дополненные в подразделе 1.3.

Сам рифт, как справедливо, вслед за Е. Е. Милановским, считал А. В. Чекунов [1994], можно отнести к щелевому, что предполагает наличие дорифтового продольного разлома, существование которого вдоль свода древнего Сарматского щита предвидел и В. К. Гавриш [Геология..., 1989], рассматривая формирование ДДВ вследствие пульсирующих линейно вытянутых астеносферных диапиров, соединенных осевым разломом. Последний, естественно, должен был разделять различные по составу и строению участки коры по обе стороны от него, обуславливая в будущем неоднородный отклик на процессы в мантии в виде различных коэффициентов растяжения или асимметрии будущего рифта и синеклизной части осадочного чехла. С другой стороны, докембрийский фундамент УЩ и ВМ имел в своем составе мегаблоки, разделенные субмеридиональными разломами многократно активизированными как правосторонние сдвиги. Кроме того, ко времени заложения рифта на Восточно-Европейском кратоне уже существовала сеть сквозных широтных зон разломов [Bogdanova et al., 2008], неоднократно активизированных также как правые сдвиги. Итак, на вышеупомянутый неоднородный отклик на мантийные процессы накладывалась разная реакция еще и на продольную неоднородность консолидированной коры.

Раскрытие рифта с юго-востока на северо-запад с одновременным участием вращательных движений [Чекунов, 1994; Чекунов и др., 1991] не способно сохранить в новообразованной структуре сегментацию докембрийской коры и простирание межмегаблоковых разломов, которые должны остаться в ней лишь как «следы» со сменой простирания.

Что касается модели формирования рифта, то в настоящее время существуют несколько подходов 2D прямого и обратного синрифтового и пострифтового моделирования с различными исходными параметрами среды, на которой закладывался рифт. Наиболее приемлемым, на наш взгляд, является двухмерное термомеханическое моделирование для открытой сильно неравновесной двухслойной литосферы, состоящей из блочно-структурированной земной коры и вязко-пластичной подкоровой мантии [Старостенко и др., 2001]. Принимая во внимание геотермические данные, авторы обосновали:

– различные величины растяжения земной коры и разогретой, реологически ослабленной мантийной литосферы;

– формирование диапиров вследствие ее растяжения;

– поддержку термальной активности литосферы за счет образования сети разломов и интенсивной магматической деятельности.

Все эти процессы могут сопровождать формирование рифта. Однако, как следует из существенной неоднородности состава и строения консолидированной коры, на которой возник рифт, в каждом будущем его сегменте может превалировать тот или иной из перечисленных процессов, который вызывает перестройку, или создание «новой» коры. Эти обстоятельства затрудняют решение термомеханической задачи и требуют 3D моделирования. Как указывают авторы работы [Stephenson and Stovba, 2012], неоднородность консолидированной коры в сочетании с активизацией мантийной части литосферы и сдвигами вдоль разломов различных простираний привела к различной степени ее растяжения (β = 1.3 на северо-западе, 2.3 на юго-востоке, соответственно), различной мощности и скорости накопления осадков, разной ширине осевого рифта и области, охваченной рифтовыми процесса-

ми, а в некоторых случаях — асимметрии всей структуры ДДВ. Признаком присутствия вращательных движений при раскрытии рифта является изменение направлений простирания оси рифта, а ее последовательное смещение вдоль межсегментных разломов — следствием правых сдвигов вдоль них.

Поскольку мы имеем данные о современном состоянии литосферы, которое только частично зафиксировало фанерозойские события ее истории, можно ожидать, что неоднородности различных ее слоев, которые сформированы, главным образом, под влиянием мантийных процессов, могут внести существенный вклад в геодинамическую характеристику формирования рифта и впадины в целом.

2.3.1. Особенности строения и состава консолидированной коры и верхней мантии различных сегментов ДДВ

Проследим теперь изменения в соотношении строения различных этажей литосферы в пределах каждого из сегментов по простиранию ДДВ (рис. 1.17—1.24), лишь частично освещенные в подразделе 1.3.

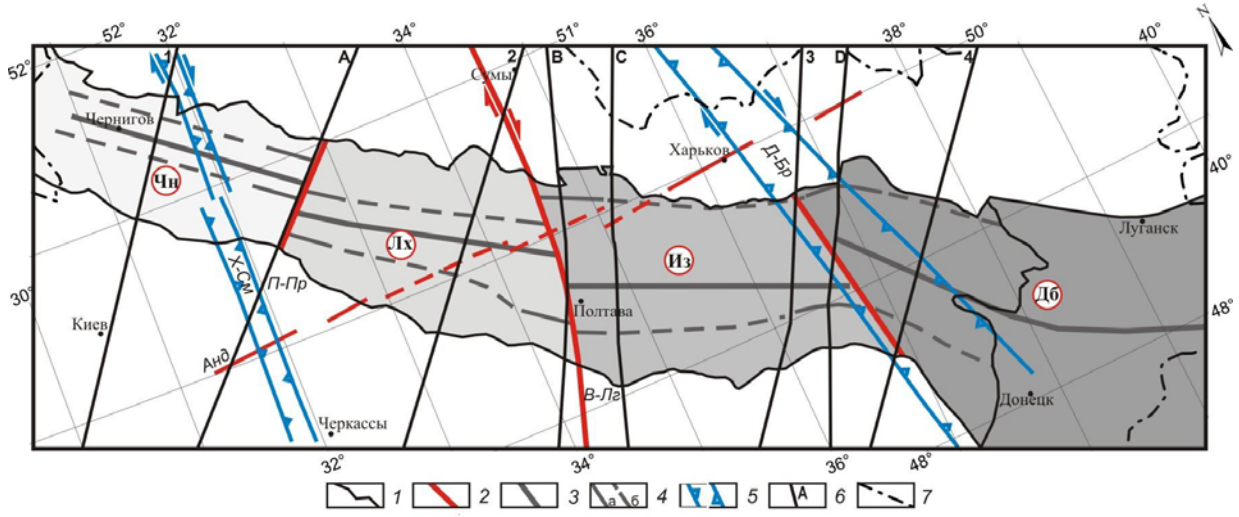


Рис. 2.126. Сегменация Днепровско-Донецкой впадины по [Тектоника..., 2015] и положение линий разрезов литосферы (см. рис. 2.127—2.130). 1 — граница ДДВ; 2 — границы главных сегментов впадины; девонский рифт: 3 — ось; 4 — границы центрального рифта: по данным [Stephenson, Stovba, 2012] (а), по комплексу геофизических данных (б); 5 — трансрегиональные тектонические швы: Х-См — Херсон Смоленск, Д-Бр — Донецк Брянск; 6 — разрезы литосферы по данным [Stephenson, Stovba, 2012] (A, B, C, D), расчетные (1—4); 7 — государственные границы. Буквы в кружках — главные сегменты в пределах ДДВ: Чн — Черниговский, Лх — Лохвицкий, Из — Изюмский, Дб — Донбасс. Разломы: П-Пр — Переяслав—Хмельницкий—Прилукский, В-Лг — Верховцевско-Льговский, Анд — Андрушевский).

В *Черниговском сегменте* (рис. 2.126, 2.127) разрезы литосферы в целом существенно отличаются от остальных сегментов ДДВ по составу коры и морфологии ее главных разделов. Трансрегиональный тектонический шов Херсон-Смоленск делит сегмент на северо-западный и юго-восточный блоки, отличающиеся по дифференцированности разреза коры и рельефу подошвы литосферы. В данном сегменте, в отличие от остальных, под осевым рифтом присутствует «гранитный» слой. В северо-западной части сегмента (рис. 2.127, а) большую часть консолидированной коры составляет «диоритовый» слой, формы рельефа подошвы и кровли которого коррелируют с рельефом кровли коромантийной смеси (КМ). Антиклинальные формы этих поверхностей относятся к магматически активизированным прибортовым частям рифта, которые характеризуются проявлением щелочно-ультраосновных лав, штоков, пирокластики и многочисленными вулканами. Последние располагаются над краевыми частями глубинного магнитного блока с намагниченностью 2 А/м. Рифту соответствует подъем раздела Мохо, сопряженный с резким прогибом подошвы литосферы, не согласованным с простиранием всей ДДВ и прослеженным в пределы УЩ (рис. 1.17; 1.24 в подразделе 1.3).

В юго-восточной части сегмента (рис. 2.127, б) разрез земной коры слабо дифференцирован, осевой рифт и его бортовые части не находят отражения в рельефе границ и мощности «диоритового» и «базальтового» слоев. Безгранитная кора, как характерная черта рифтов, представлена только в северо-восточной части осевого рифта. «Гранитный» слой мощностью 13 км находится в юго-западной части осевого рифта и прибортовой части, причем его мощность уменьшается в юго-западном направлении с одновременным уплотнением его под бортовой частью и плечами рифта.

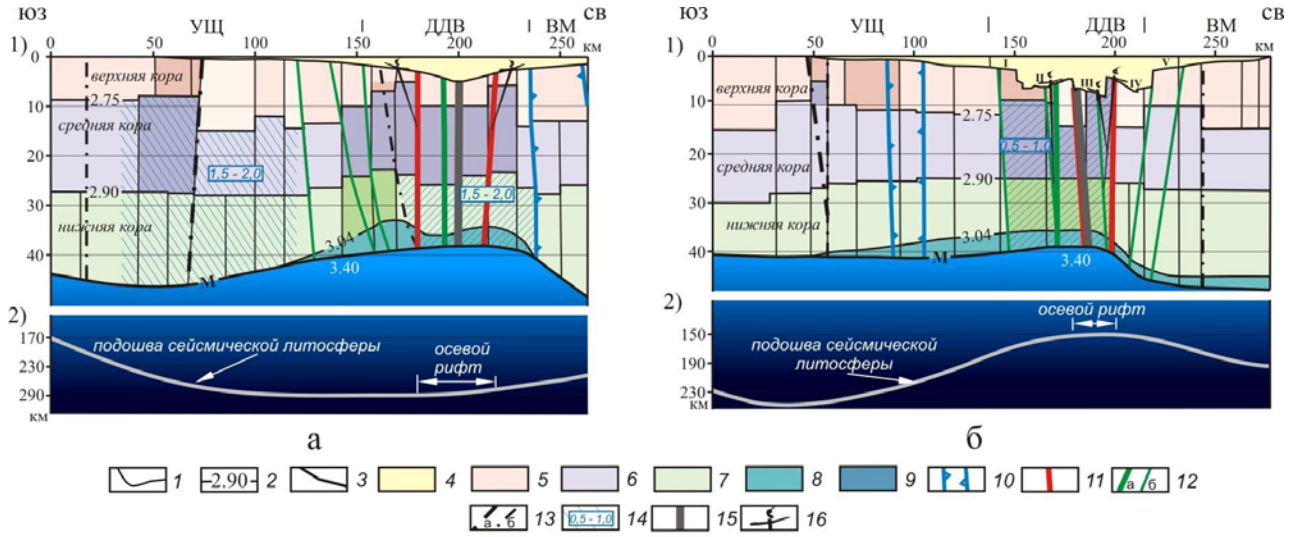


Рис. 2.127. Разрезы литосферы вдоль профиля 1 (а) и вдоль профиля А (б): 1) — плотностная модель земной коры, 2) — рельеф подошвы литосферы по [Глибинна…, 2011]. 1 — поверхность фундамента; 2 — изолинии плотности — границы условно выделенных слоев консолидированной коры: 2,75 г/см^3 — подошва «гранитного»; 2,90 г/см^3 — подошва «диоритового»; 3 — раздел М; слои земной коры: 4 — осадочный, 5 — «гранитный», 6 — «диоритовый», 7 — «базальтовый», более светлый цвет — блоки с меньшим градиентом изменения плотности с глубиной (разуплотненные), более темный — с большим градиентом (уплотненные); 8 — коромантийная смесь; 9 — мантия; 10 — трансрегиональный тектонический шов; 11 — краевые разломы осевой части рифта; 12 — осевой разлом рифта (а) и продольные разломы (б); 13 — широтные разломы (а) и другие, сопутствующие им (б); 14 — магнитные блоки и величина намагниченности, А/м; 15 — ось рифта; 16 — центры вулканизма. Римские цифры — структурные элементы по [Stephenson, Stovba, 2012]: плечи рифта (I, V), осевой рифт (III), бортовые зоны (II, IV).

Магнитные образования распространены в уплотненных «диоритовом» и «базальтовом» слоях в пределах осевого рифта на севере, бортовой части и плече на юге.

Магнитный блок диоритового состава в северо-восточной части сегмента соответствует области девонского магматизма и двум вулканам над контактом глубинного магнитного тела. В юго-западной прибортовой части магматические образования и вулкан также приурочены к контакту глубинного магнитного блока.

Кровля «базальтового» слоя в этой части сегмента имеет плоский рельеф при слабо выраженном подъеме раздела М и сокращенной мощности «базальтового» слоя относительно склонов УЩ и ВМ под осевым рифтом, что не является типичным для рифтовых структур.

Рельеф раздела М имеет асимметричную форму и коррелирует с рельефом подошвы литосферы. Что касается коромантийной смеси, как показателя переработки коры при рифтообразовании, то она имеет практически постоянную мощность и выходит за границы ДДВ. Подкоровая мантия юго-восточной части Черниговского сегмента относится к области пониженных аномалий скорости продольных сейсмических волн (рис. 1.26 в разделе 1.3), которая частично выходит за пределы ДДВ в северо-восточном направлении.

В целом Черниговский сегмент неоднороден по составу коры и морфологии внутрикоровых границ и подошвы литосферы, последняя, как и раздел М, в восточной части сегмента имеет асимметричный вид.

Лохвицкий сегмент (рис. 2.126, 2.128, а) характеризуется принципиально иным, по сравнению с Черниговским, соотношением мощностей слоев консолидированной коры и четко выраженными формами рельефа главных разделов литосферы.

Консолидированная кора под осевым рифтом безгранитна с ярко выраженными асимметричными подъемами кровли «базальтового» слоя, коромантийный смеси, подошвы коры и сейсмической литосферы. Закономерное смещение структурных форм этих границ в северо-восточном направлении создает картину асимметричного строения литосферы в целом и может интерпретироваться как результат серии наклонных сбросов, один из которых прослеживается и в подкоровой мантии (рис. 2.128 а).

Сегменту полностью соответствует область пониженных аномалий скорости продольных сейсмических волн (рис. 1.26 в подразделе 1.3), которая частично распространяется за пределы ДДВ на северо-восток. На глубине 330—350 км под центром осевого рифта в слое Голицына-Гейко (СГГ) происходят изменение его скоростной характеристики (рис. 2.128, а): от низких скоростей на северо-западе к «переслаиванию» низких и высоких на юге. Граница такого изменения трассируется вдоль юго-западного краевого разлома сегмента, тогда как в Черниговском сегменте такой корреляции не наблюдается. Итак, главными чертами Лохвицкого сегмента является наличие асимметрии строения литосферы на всех ее этажах, осложнения наклонными мантийными разломами и неоднородность СГГ.

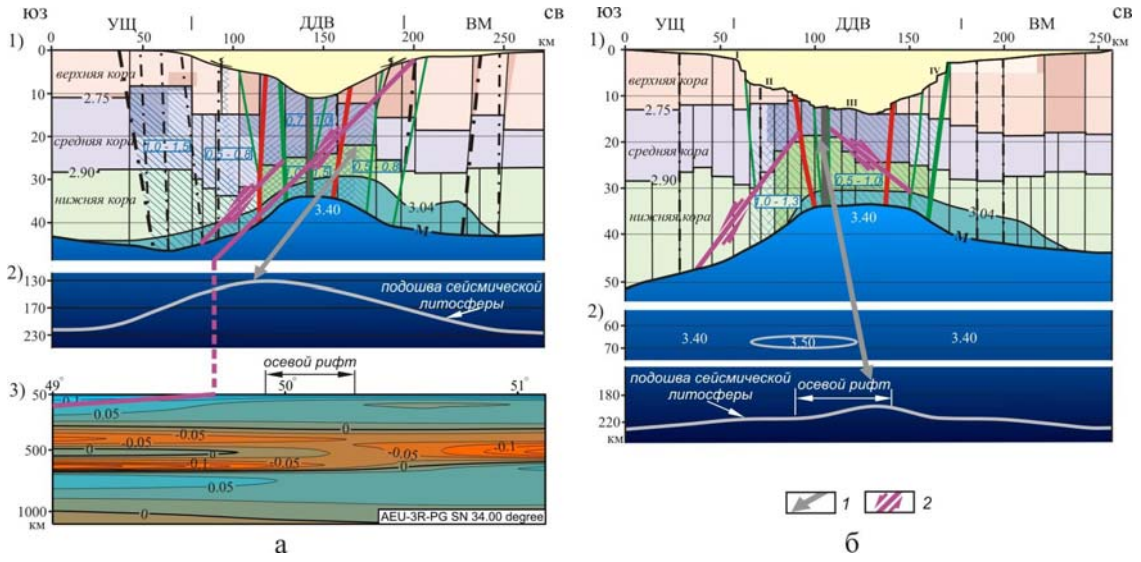


Рис. 2.128. Разрез литосферы вдоль профиля 2 (а) и вдоль профиля В (б): 1) — плотностная модель земной коры; 2) — рельеф подошвы литосферы по [Глибинна…, 2011]; 3) — аномалии сейсмической скорости в мантии по [Цветкова, Бугаенко, 2012]. 1 – смещение поднятий главных границ раздела земной коры и мантии; 2 — предполагаемые разломы внутри литосферы с направлением перемещений. Овалом показана линза повышенной плотности (г/см^3), как эквивалентное распределение плотности мантии, полученное по данным трехмерного плотностного моделирования до глубины 100 км. Другие условные обозначения см. на рис. 2.127.

Таким образом, характеристика литосферы и подлитосферной мантии Лохвицкого сегмента свидетельствуют о прямых признаках проявления в нем рифта.

Изюмский сегмент (рис. 2.126) охарактеризован тремя разрезами. Профиль В (рис. 2.128, б) находится в северо-западной части сегмента на границе с Лохвицким и частично повторяет черты его строения. При этом принципиально меняются соотношения мощностей слоев консолидированной коры. Осевой рифт имеет безгранитную кору и уменьшенную мощность «диоритового» слоя, особенно над подъемом кровли «базальтового» слоя (до 19 км) в юго-западной части рифта. «Диоритовый» и «базальтовый» слои уплотнены и магнитны под всем рифтом. Коромантийная смесь распространена под осевым рифтом и склоном ВМ. Осевой рифт фиксируется четким подъемом раздела М и, в отличие от Лохвицкого сегмента, нечетко проявленным подъемом подошвы литосферы. Уплотненная линза в верхней мантии отвечает выступу «базальтового» слоя.

Здесь в разрезе вдоль профиля 2 (рис. 2.128, а) также возможно выделить в юго-западной прибортовой части наклонный разлом типа сброса с амплитудой 10 км аналогичный такому в Лохвицком сегменте, а также предположить сброс противоположного падения с амплитудой около 5 км на северо-востоке в нижней коре (рис. 2.128, б). Последний связывается с глубинной частью межсегментного Верховцевско-Льговского глубинного разлома. Структура коры подчеркивает ее асимметрию, но в противоположном, по отношению к предыдущему разрезу (рис. 2.128, б), направлении.

В центральной части Изюмского сегмента разрез аналогичен предыдущему. Под осевым рифтом (рис. 2.129, а) консолидированная кора имеет базальтовый состав, рельеф подошвы литосферы становится близким к симметричному со слабым подъемом под рифтом. Асимметрия коры проявляется в рельефе раздела Мохо и кровли «базальтового» слоя, позиции глубинных магнитных источников, коромантийной смеси и в мощностях «диоритового» и «базальтового» слоев.

В подкоровой мантии выделена линза пород с плотностью 3.50 г/см^3. Сегменту соответствует мантийная область «переслаивания» положительных и отрицательных аномалий скорости (рис. 2.129, а, рис. 1.26 в разделе 1.3), а также изменение мощности и скоростной характеристики СГГ на глубинах 275—670 км.

Ближе к границе с Донбассом (рис. 2.129, б) структура литосферы претерпевает существенные изменения. В консолидированной коре под осевым рифтом вновь появляется маломощный «диоритовый» слой, кровля «базальтового» слоя имеет «размытый» антиклинальный вид со смещением максимального подъема в сторону южной половины осевого рифта. Мощность коромантийной смеси достигает 12 км, она имеет форму резкого выступа и аномально высокую плотность (3,20 г/см^3) на поверхности М. Консолидированная кора имеет «нормальную» плотность, а в северной части рифта и на склоне ВМ магнитную среднюю и нижнюю кору с частичным уплотнением «диоритового» и «гранитного» слоев. Кора ограничена слабо дифференцированным разделом М, под которым верхняя мантия на глубинах 60—80 км уплотнена до 3,50 г/см^3. В этом разрезе, как и далее на северо-восток (рис. 2.130, а, б), осевому рифту соответствует склон подошвы сейсмической литосферы.

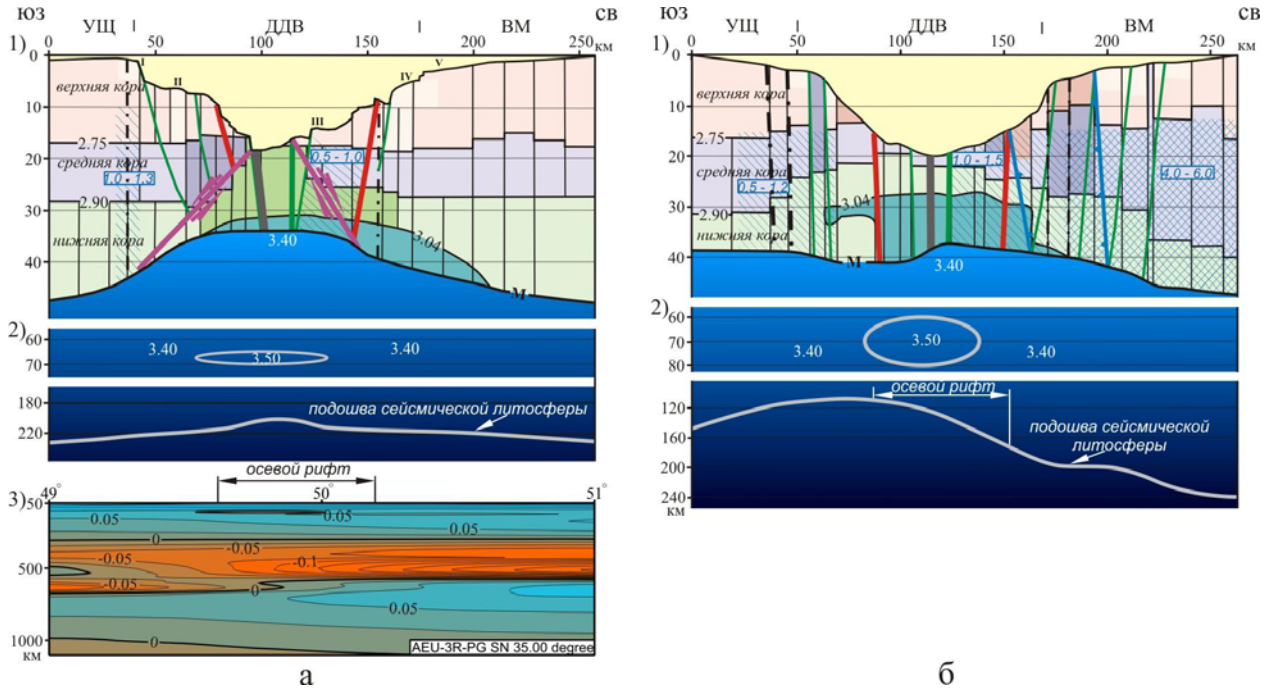


Рис. 2.129. Разрез литосферы вдоль профиля C (а) и вдоль профиля 3 (б): 1) — плотностная модель земной коры; 2) — рельеф подошвы литосферы по [Глибинна…, 2011]; 3) — аномалии сейсмической скорости в мантии по [Цветкова, Бугаенко, 2012]. Другие условные обозначения см. на рис. 2.127, 2.128.

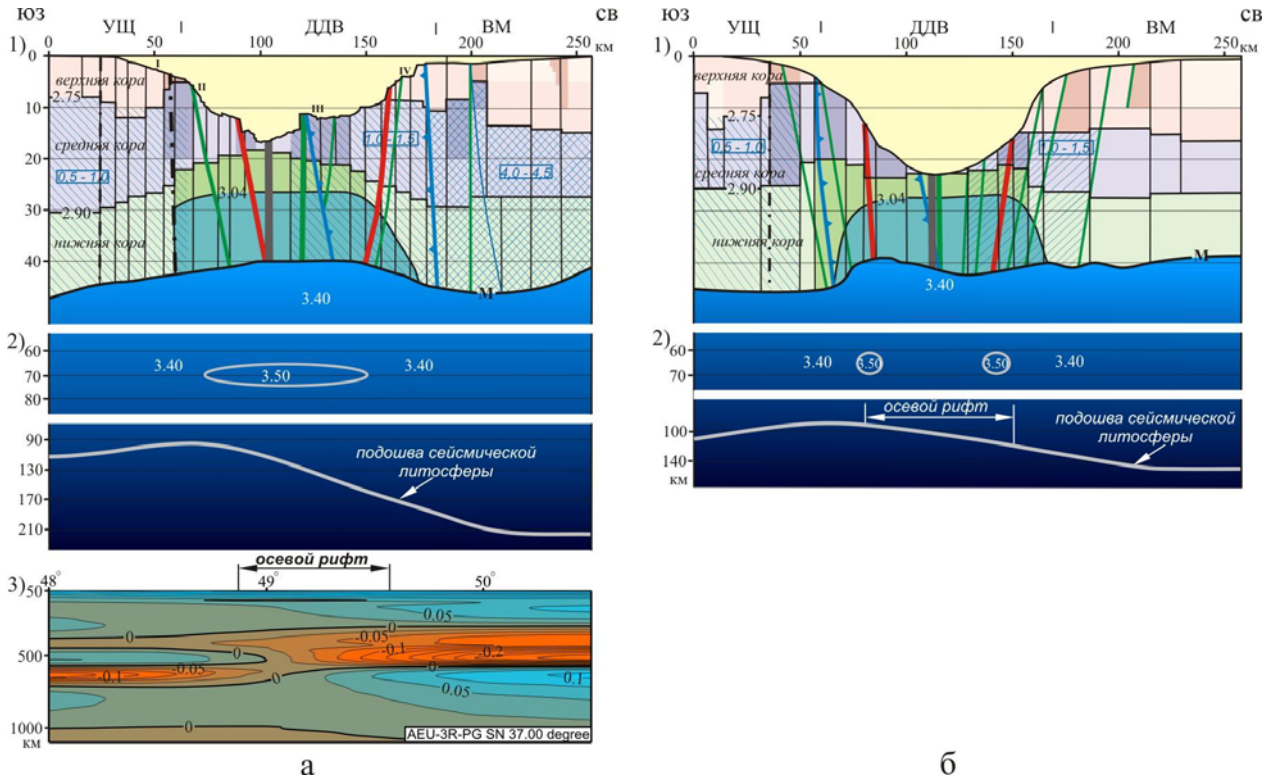


Рис. 2.130. Разрез литосферы вдоль профиля D (а) и вдоль профиля 4 (б): 1) — плотностная модель земной коры; 2) — рельеф подошвы литосферы по [Глибинна…, 2011]; 3) — аномалии сейсмической скорости в мантии по [Цветкова, Бугаенко, 2012]. Другие условные обозначения см. на рис. 2.127, 2.128.

Разрез вдоль профиля D (рис. 2.130, а) освещает зону перехода от Изюмского сегмента к Донбассу и имеет некоторые принципиальные отличия от предыдущего (рис. 2.129, б). Утонение «диоритового» слоя и максимальный подъем кровли «базальтового» почти симметричной формы фиксируют наиболее прогнутую часть осевого рифта. Весь разрез консолидированной коры под риф-

том уплотнен, а подъем раздела М более выражен. Подкоровая мантия имеет такую же характеристику, как и на предыдущем разрезе. Слой Голицына — Гейко под осевым рифтом меняет мощность, глубину залегания его границ и характер слоистости.

На профиле 4 (рис. 2.130, б), который расположен в северо-западной части Донбасса, «базальтовый» слой выходит на кристаллический фундамент в центральной части осевого рифта, а его кровля имеет незначительные выступы в краевых частях, которым соответствуют две локальные области уплотнения подкоровой мантии на глубине около 65 км.

Мощность км здесь самая большая в исследуемом регионе и достигает 16 км. Слабо дифференцированный рельеф раздела М имеет форму уступа амплитудой около 5 км, который связан с тектоническим швом Донецк—Брянск. Средняя и нижняя кора магнитна под склоном УЩ, северо-восточной частью рифта и склоном ВМ. Осевому рифту отвечает, как и в предыдущем случае, склон подошвы сейсмической литосферы.

Таким образом, можно констатировать, что сегменты консолидированной коры ДДВ отличаются по следующим параметрам: ее мощности, рельефу раздела М и соотношению его с осью рифта, мощностям слоев, включая коромантийную смесь, ее области распространения и формам локализации, а также степени асимметрии структуры литосферы в целом. Формы рельефа подошвы литосферы изменяются с северо-запада на юго-восток от несогласного прогиба, ярко выраженного антиклинального подъема через незначительный подъем до высокоамплитудной ступени погружения под ВМ (рис. 1.24 в разделе 1.3).

Так сказать, классическое поднятие раздела М в сочетании с подъемом подошвы литосферы, характерное для рифтов, соответствует осевому рифту только в Лохвицком и Изюмском сегментах.

2.3.2. Неоднородность вещественного состава и структуры литосферы ДДВ

Обобщенная структура коры ДДВ приведена в виде разрезов вкрест впадины для каждого ее сегмента (рис. 2.131) и блок-диаграммы с разрезом вдоль оси рифта с соответствующим смещением каждого сегмента вдоль межсегментных разломов (рис. 2.132). Общей чертой состава консолидированной коры являются переменные соотношения мощностей ее слоев, характеризующие изменение основности коры. В Днепровской части впадины «гранитный» слой в пределах рифта присутствует фрагментарно с полным исчезновением в Лохвицком сегменте. «Диоритовый» слой уменьшается в мощности с северо-запада на юго-восток, где он практически отсутствует под осевым рифтом. «Базальтовый» слой имеет переменную мощность, существенно увеличивающуюся в этом направлении за счет увеличения мощности коромантийной смеси. Что касается раздела М, то его классическое поднятие, характерное для рифтов, соответствует осевому рифту только в Лохвицком и Изюмском сегментах. Форма рельефа подошвы коры относительно оси рифта, как видим на рис. 2.131, б, имеет разную конфигурацию, что связано, в том числе, и с разной мощностью коры юго-западного и северо-восточного бортов ДДВ. В Черниговском сегменте (пр.1, А) она больше на СВ, в Лохвицком и при переходе к Изюмскому, наоборот, она меньше на СВ (Пр.В), в последнем сегменте (пр.С) за пределами рифта на обоих бортах она становится равной. В переходной зоне к Донбассу (Пр. 3, D, 4) мощность коры изменяется от борта к борту без каких-либо закономерностей.

Мощность консолидированной коры от сегмента к сегменту закономерно уменьшается в юго-восточном направлении практически везде на 10 км с одновременным увеличением ее на северном борту по сравнению с южным (рис. 2.131, 2.132).

Формы рельефа подошвы литосферы также, как и подошвы коры, меняются от сегмента к сегменту и имеют разное соотношение с формами рельефа раздела М (рис. 2.131, 2.132; рис. 1.17, 1.24 в подразделе 1.3) от прямой корреляции в Лохвицком сегменте до обратной в Черниговском, отсутствии таковой в Изюмском и переходной зоне к Донбассу.

Как видим, асимметричное строение ДДВ относительно оси рифта проявляется от поверхности до подошвы коры вплоть до подошвы литосферы. Рассмотрим теперь, какими причинами могут быть обусловлены приведенные выше особенности строения литосферы и состава коры ДДВ.

Одной из главных причин асимметричной структуры ДДВ является иерархическая неоднородность литосферы на предрифтовой стадии и асимметрия источников тектонических процессов, в том числе и асимметрия мантийного плюма [Грачев, 2000 и др.], а, следовательно, и полей напряжений, ведущих к образованию рифта. Переориентация полей напряжений во времени известна в крупных рифтовых системах, например в Центрально-Африканской [Ziegler, Cloetingh, 2004]. Под иерархической неоднородностью литосферы понимается различие в составе кристаллического фундамента и консолидированной коры в целом, в строении ее различных этажей вкрест и по простиранию будущего рифта, а также в мантийной части литосферы. Деформация литосферы и структурный стиль рифтов контролируется предшествующими структурами [Tommasi, Vauchez, 2001; Ziegler, Cloetingh, 2004;

Stephenson et al., 1993; Lao-Davila, 2015 и др.], в частности, реологической структурой литосферы, прочностными характеристиками коры, наличием коровых разделов, которые могут быть активизированы под действием напряжений, их типом (ортогональным или косым) и интенсивностью растяжения. На ранней рифтовой стадии континентальные рифты часто обнаруживают явную компоненту сдвиговой деформации [Ziegler, Cloetingh, 2004].

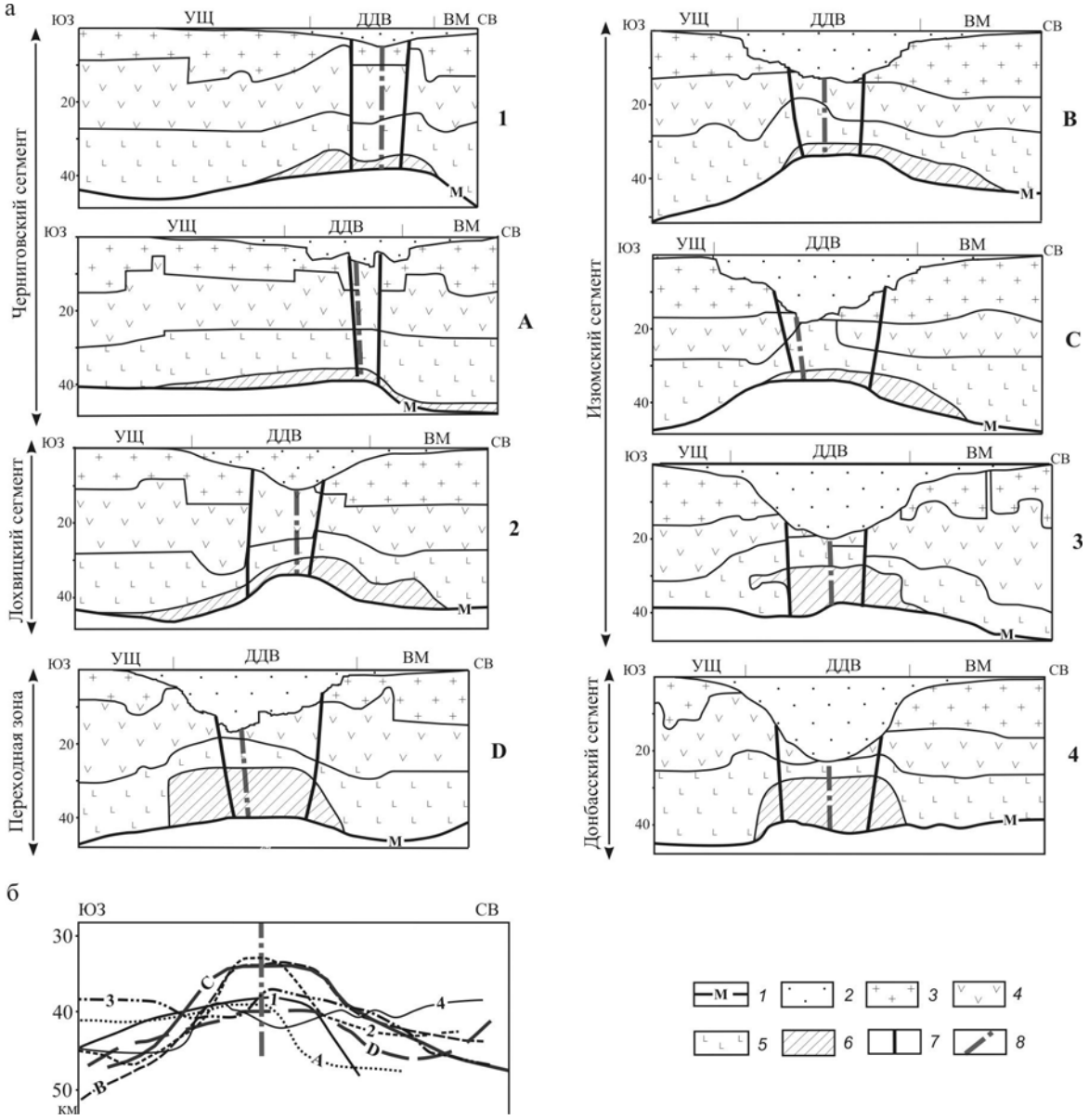


Рис. 2.131. Генерализованные разрезы земной коры вкрест ДДВ (а) и поведение раздела Мохо относительно оси рифта по разрезам (см. номера на кривых) (б). 1 — положение раздела М; слои земной коры: 2 — осадочный, 3 — «гранитный», 4 — «диоритовый», 5 — «базальтовый», 6 — коромантийная смесь; 7 — краевые разломы осевого рифта; 8 — ось рифта.

Заложение ДДВ происходило на неоднородном докембрийском фундаменте юго-западного сегмента Восточно-Европейского кратона — Сарматии, сложенном к северу от ДДВ блоками первого порядка Воронежского массива - Брянским, Курским, Ливенско-Воронежским, Россошанским [Карта..., 1992], а на юге — мегаблоками УЩ — Волынским, Росинским, Ингульским, Среднеприднепровским, Приазовским (см. подраздел 1.2 и пункт 2.5.1). Северные блоки первого порядка образуют два мегаблока — Брянский и Курский, которые разделены Ингулецкого-Криворожско — Крупецкой шовной зоной I-го ранга. Южные мегаблоки образуют две микроплиты — Западную и Восточную, разделенные в пределах УЩ шовной зоной (трансрегиональным тектоническим швом) Херсон—Смоленск (рис. 2.133).

Блоки первого порядка и мегаблоки по обе стороны от ДДВ отличаются по типу и составу вещественных комплексов. Брянский блок относится к эндербит-гранулитовой области и рассматривается как кратонизированный сегмент с широким развитием гранитизации и мигматит-гранитных веще-

ственных комплексов. Росинский мегаблок, западная часть Курского, Ливенского-Воронежский и Россошанский блоки представляют собой выступы метабазит-гнейсового основания с преимущественным развитием амфиболито-гнейсовых поясов. Среднеприднепровский мегаблок и восточная часть Курского также имеют метабазит-гнейсовое основание, но с преобладанием зеленокаменных поясов. Приазовский мегаблок рассматривается как выступ метабазит-гранулитового основания. Многократно активизированный Ингульский мегаблок отнесен в работе [Карта ..., 1992] к подвижному поясу, вместе с шовной зоной Херсон-Смоленск фактически представляет зону сочленения Западной метабазит-гранулитовой и Восточной метабазит-афиболит-гнейсовой микроплит УЩ.

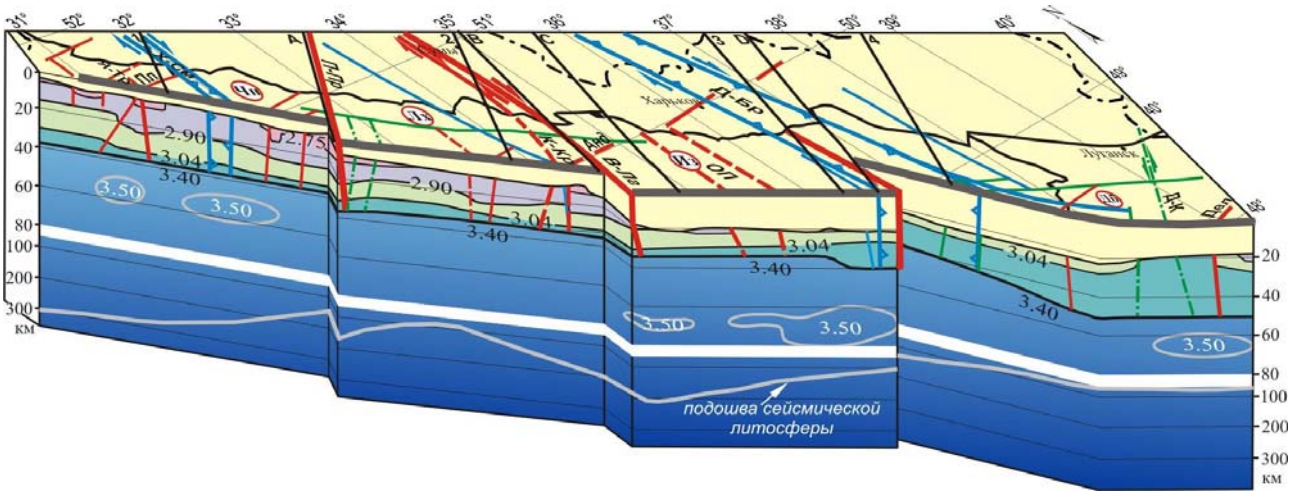


Рис. 2.132. Блок-диаграмма строения консолидированной коры ДДВ. Разломы: Я-Тр — Ядловско-Трактемировский, Пл — Полесский, К-Кр — Криворожско- Кременчугско-Крупецкий, Д-К — Донецко-Кадиевский, ОП — Орехово-Павлоградский, Двл — Девладовский. Другие условные обозначения см. на рис. 2.126, 2.127.

Таким образом, на предрифтовой стадии докембрийский фундамент Сарматии был неоднороден по вещественному и структурно-формационному составу к северу и югу от будущего северо-западного генерального простирания рифта, косого по отношению к дорифтовым докембрийским структурам. Кроме того, Брянский, Росинский, Курский и Среднеприднепровский мегаблоки характеризуются разным стилем разрывной тектоники, но правосторонние сдвиги являются преобладающим кинематическим типом разломов в период последней докембрийской фазы активизации [Гинтов, 2005]. Этот тип разломов в Курском и Среднеприднепровском мегаблоках ярко проявляется в характерной морфологии складчатых структур и нарушений, оперяющих главные разломы, типичные для правых сдвигов. Правый сдвиг установлен вдоль неоднократно активизировавшегося тектонического шва Донецк-Брянск [Кутас, Пашкевич, 2000]. Правосторонние сдвиги в Брянском и Росинском мегаблоках зафиксированы тектонофизическими наблюдениям вдоль Чернобыльского, Ядловско-Трактемировского и Криворожско- Кременчугского разломов Украинского щита [Гинтов, 2005]. Кроме правых сдвигов в Курском блоке первого порядка отмечается система дугообразных разломов с предполагаемым центром в районе тройного сочленения главных структур раздела Сарматии.

Исходя из описанных различий докембрийского фундамента, можно предположить, что сочленение «северных» блоков первого порядка и «южных» мегаблоков на дорифтовой стадии происходило по шовной зоне, что обусловило заложение рифта и впадины именно вдоль этой зоны. Целый ряд зон разломов склона УЩ — северная часть Ядловско-Трактемировской, Днепродзержинской, Центрально-Волновахской, особенно Павлоградская часть Орехово-Павлоградской шовной зоны — имеют северо-западное простирание и являются правыми сдвигами. Часть из них могут быть, скорее всего, элементами рассматриваемой дорифтовой шовной зоны ДДВ. Если это так, то время ее заложения следует отнести к позднему архею-раннему протерозою, а поле тектонических напряжений при этом к субширотному растяжению - субмеридиональному сжатию (см. пункт 2.5.3).

Итак, можно констатировать, что процесс формирования рифта являлся суммарным откликом на разный состав и структуру коры по обе стороны от дорифтовой шовной зоны, а также на неоднородность консолидированной коры по простиранию будущего рифта при преобладании правосторонних сдвигов вдоль разломов.

Неоднородность современной консолидированной коры региона в целом охарактеризована ее типами, выделенными по соотношению мощностей составляющих ее слоев (условно выделенных «гранитного», «диоритового» и «базальтового», с включением в него так называемой коромантийной смеси) (рис. 2.134, таблица 2.15.).

Типизация коры разработана по аналогии с типизацией докембрийской коры юго-западной части Восточно-Европейской платформы на основе данных ГСЗ и гравитационного моделирования [Схема ...., 1992] и Украинского щита [Куприенко и др., 2007]. Поскольку км практически во всей ДДВ, в отличие от УЩ и ВМ, составляет 20% от мощности «базальтового» слоя и более, прогнозная петрологическая характеристика типов коры в ДДВ в некоторой степени условна, т.к. не учитывает степень переработки первичной коры в процессе рифтообразования, отраженной в относительной доле км в «базальтовом» слое, и степени уплотнения «диоритового» и «гранитного» слоев.

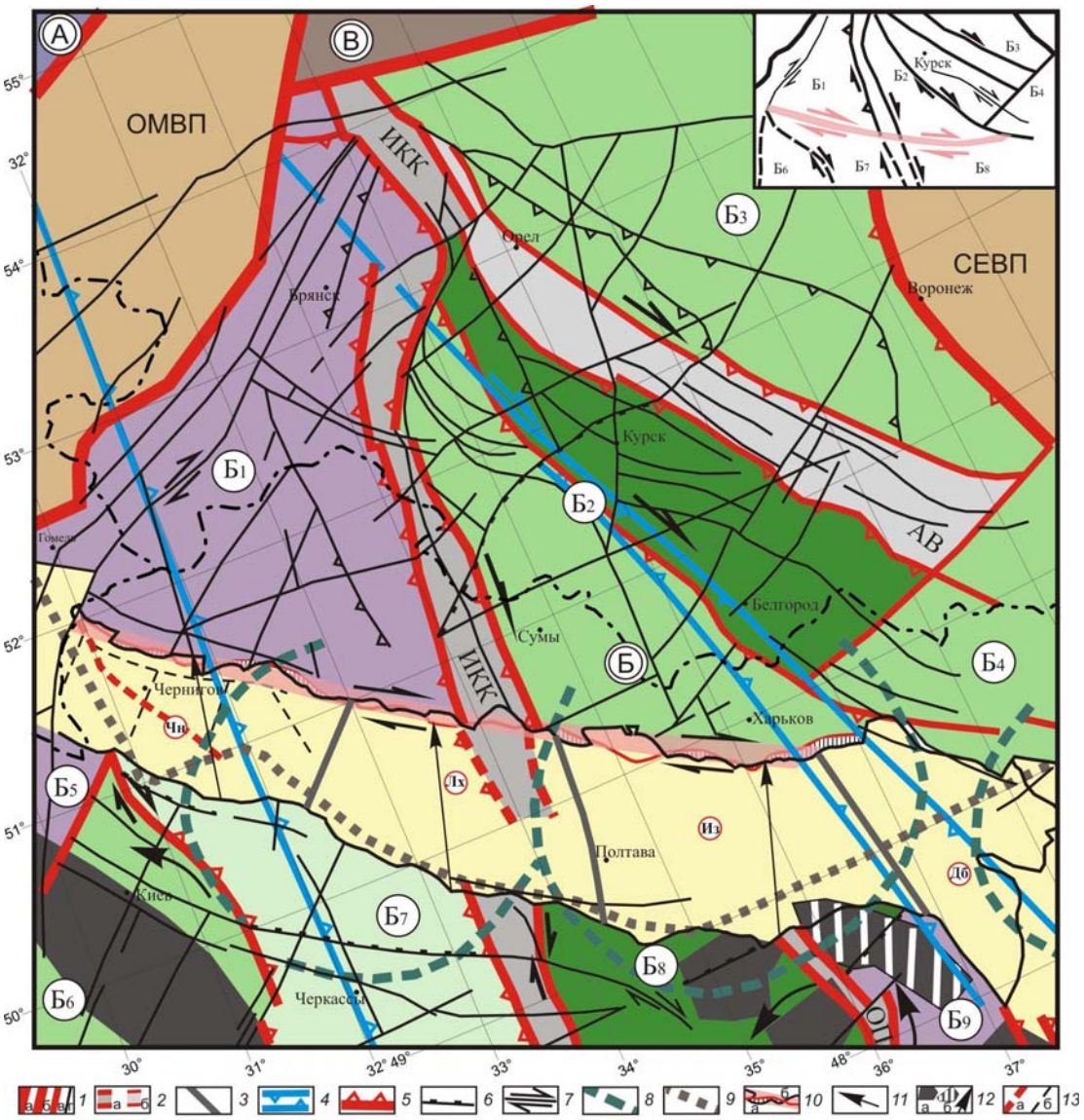


Рис. 2.133. Схема тектонического районирования кристаллического фундамента Сарматии по [Карта…, 1992; Тектонічна…, 2007]. На врезке приведена реконструкция сочленения докембрийских структур на предрифтовом этапе с кинематической характеристикой главных разломов и предполагаемой шовной зоной. 1 — разломы: межгеоблоковые (а); межмегаблоковые (б); межблоковые (в); другие (г); 2 — шовные зоны первого (а) и второго (б) ранга, 3 — межсегментные разломы ДДВ; 4 — трансрегиональные тектонические швы; кинематические типы разломов: 5 — надвиги, 6 — сбросы, 7 — сдвиги; 8 — кольцевые структуры, выделенные по аэрокосмическим данным; 9 — северная граница распространения высокоскоростного прослоя в слое Голицына-Гейко по [Цветкова, Бугаенко, 2012]; 10 — положение совмещенных северного (черный) и южного (красный) краевых разломов ДДВ и предполагаемое положение дорифтовой шовной зоны (розовая полоса); перекрытия (а) и «зияния» (б) при совмещении; 11 — направление перемещения южного краевого разлома для оптимального совмещения с северным; 12 — древние ядра консолидации коры (а), те же переработанные (б) с направлением их вращения во время формирования рифта по [Чекунов, Пашкевич, 1989]; 13 — положения разломов Украинского щита после совмещения краевых разломов ДДВ. Буквы в двойных кружках — сегменты Восточно-Европейского кратона: А — Фенноскандия, Б — Сарматия, В — Волго-Уралия. Вулканические межсегментные пояса: ОМВП — Осницко-Микашевичский, СЭВП — Ставропольско-Эртильский. Буквы в кружках — блоки первого ранга ВМ и мегаблоки УЩ: Б1 — Брянский, Б2 — Курский, Б3 — Ливенско-Воронежский, Б4 — Россошанский, Б5 — Волынский, Б6 — Росинский, Б7 — Ингульский, Б8 — Среднеприднепровский, Б9 — Приазовский. Шовные зоны: ИКК — Ингулецко-Криворожско-Крупецкая и ОП — Орехово-Павлоградская I-го ранга, АВ — Алексеевско-Воронецкая II-го ранга. Другие условные обозначения см. на рис. 2.126.

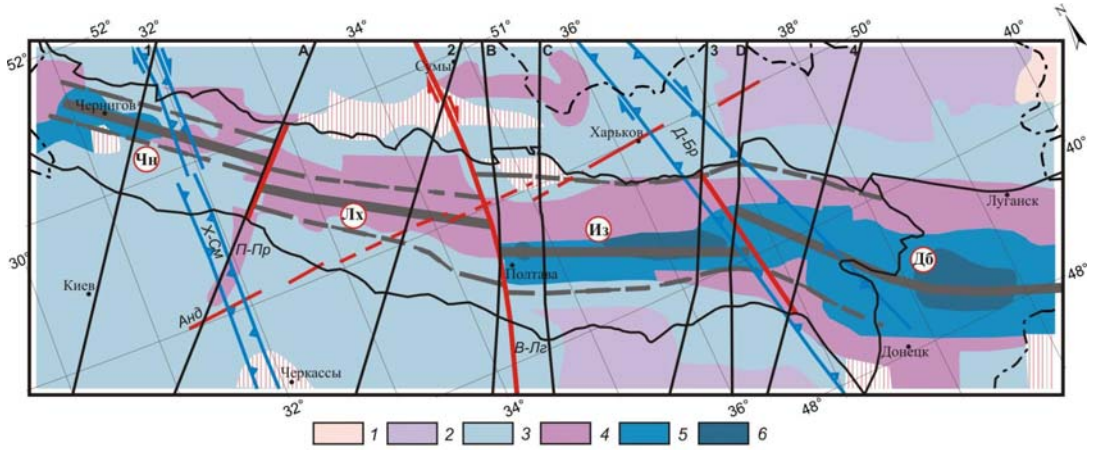


Рис. 2.134. Типы консолидированной земной коры ДДВ, выделенные по соотношению мощностей ее главных слоев по данным трехмерного плотностного моделирования. 1 — гранитный; 2 — гранитно-диоритовый; 3 — диоритовый; 4 — лейкобазальтовый; 5 — базальтовый; 6 — магнезиальных базальтов. Красной штриховкой показана не типизированная кора. Другие условные обозначения см. на рис. 2.126.

Таблица 2.15. Вклад слоев в общую мощность консолидированной коры

Слои / Типы коры	Гранитный	Диоритовый	Базальтовый
Гранитный	0,5	0,3	0,2
Гранитно-диоритовый	0,3—0,4	0,4—0,6	0,1—0,3
Диоритовый	0,0—0,3	0,3—0,7	0,1—0,5
Лейко-базальтовый	0,0—0,3	0,2—0,5	0,4—0,7
Базальтовый	0,0—0,1	0,1—0,2	0,7—0,9
Магнезиальных Базальтов	0,0	0,0	1,0

За пределами ДДВ распространен преимущественно диоритовый тип коры, за исключением Среднеприднепровского и Россошанского блоков, где выделен гранитно-диоритовый тип, а основность коры уменьшается за счет большего вклада «гранитного» слоя и сокращения доли «базальтового». Что касается состава консолидированной коры собственно ДДВ, то на фоне коры диоритового типа здесь фиксируется кора лейкобазальтового, базальтового и магнезиальных базальтов состава. Ее основность увеличивается с северо-запада на юго-восток, подчиняясь сегментации структуры и ее продольной системе разломов. Осевому рифту почти везде соответствует лейкобазальтовий тип, на фоне которого в Изюмском сегменте и Донбассе появляется базальтовый тип и тип магнезиальных базальтов. Исключение составляет западная часть Черниговского сегмента. См. блок-диаграмму! Асимметричная картина распределения типов коры относительно оси рифта отмечается в Изюмском сегменте. Структурная позиция областей различных типов коры сочетается с сегментацией ДДВ и типам перемещений по межсегментным разломам. В Лохвицком и Изюмском сегментах кора лейкобазальтового типа характеризуется повышенной намагниченностью «диоритового» и «базальтового» слоев. В западной части Черниговского сегмента и в Донбассе глубинные магнитные тела частично относятся к базальтовому типу коры.

При сравнении неоднородности подкоровой части литосферы (рис. 1.26 в подразделе 1.3) с типами коры (рис. 2.134) оказывается, что базальтовый тип и тип магнезиальных базальтов Изюмского сегмента и Донбасса развиты в осевом рифте в области «переслаивания» положительных и отрицательных литосферных аномалий скорости, что, вероятно, свидетельствует о дополнительной переработке коры.

В заключении можно отметить, что заложение рифта происходило на шовной зоне, которая разделяла неоднородную по составу и типу тектоники дорифтовую кору по обе стороны от будущего рифта. Это обусловило сегментацию консолидированной коры ДДВ, разную степень асимметрии ее структуры и отразилось в виде неоднородности современной подкоровой мантии. Увеличение основности коры с северо-запада на юго-восток подчеркивает особенности раскрытия рифтогенеза в обратном направлении: на юго-востоке (Донбасс) это был довольно широкий залив океана Палеотетис с океанической корой, который сужался на северо-запад с изменением состава коры до субконтинентальной.

2.3.3. Геодинамическая интерпретация полученных данных

Описанная предрифтовая гетерогенность литосферы существенно повлияла на неоднородность поля напряжений на предрифтовой стадии и при раскрытии рифта, на локализацию рифта, на степень растяжения и прогибания, скорость накопления осадков, иерархическую сегментацию рифта, асимметрию структуры и, в конечном счете, на формирование неоднородной, преобразованной (или новообразованной) в процессе рифтообразования, консолидированной коры ДДВ.

Как считают P. Ziegler и S. Cloetingh [2004], «растяжение литосферы рифтовых бассейнов контролируется комбинацией сил на границах плит, сил трения, возникающих в основании литосферы благодаря конвектирующей астеносфере, и напряжением над ветвями апвеллинга конвектирующей системы астеносферы. Хотя мантийный плюм может не быть первичной движущей силой рифтинга, он играет важную вторичную роль, ослабляя литосферу и контролируя вулканическую активность рифта». В упомянутой работе рассмотрена возможность перехода «пассивного» рифтинга к «активному», хотя, по мнению P. Ziegler и S. Cloetingh, различие между «пассивным» и «активным» рифтингом достаточно условно.

Концепция *активного рифтогенеза* исходит из представления о первичности восходящего потока астеносферного вещества, который поднимает и раздвигает литосферу, что и приводит к рифтогенезу. Концепция *пассивного рифтогенеза* как первопричину рассматривает побочный эффект внешних сил на литосферную плиту, способную передать напряжение на большие расстояния. Если горизонтальные растягивающие силы достаточно велики, то рифтогенез состоится в благоприятно ориентированной ослабленной зоне. Снижение давления в результате растяжения может вызвать декомпрессию, частичное плавление и уменьшение вязкости астеносферного вещества. Под линейной зоной формируется глубинный механизм, который поддерживает дальнейшее развитие рифта и питает его магматизм. По сути, пассивный рифтогенез таким образом переходит к активному.

Таким образом, «в пассивной версии предполагается активное растяжение литосферы внешними силами при пассивной реакции подлитосферной мантии. В активной версии, наоборот, активно в форме мантийного диапира ведет себя мантия, вызывая пассивное растяжение литосферы » [Гончаров, 2007].

Положение и простирание предрифтовой шовной зоны («щели», по [Чекунов, 1994]), по которой происходил раскол и раздвиг коры Сарматии, можно восстановить путем «закрытия» впадины, соединяя ее краевые разломы, как это сделано в цитируемой работе. Зарождение системы разломов такой шовной зоны можно отнести, по крайней мере, к позднему протерозою [Кутас, Цвященко, 1993; Геология..., 1989; и др.]. На рис. 2.133 приведен результат соединения южного краевого разлома ДДВ с северным. Максимальное совмещение краевых разломов невозможно осуществить простым перемещением одного из бортов с противоположным. Положение совмещенных бортов достигнуто с последовательным разворотом друг относительно друга фрагментов краевых разломов в пределах сегментов консолидированной коры впадины против часовой стрелки примерно на 5˚ (рис. 2.133). Необходимость таких разворотов согласуется с наличием вращательных движений с центром в Брагинско — Лоевском выступе при раскрытии рифта, обоснованного в работах А. В. Чекунова [1994, 1994а], а также с поведением оси рифта, которая последовательно смещается на юго-запад от сегмента к сегменту и изменяет простирание с северо-запада на юго-восток от 125˚ (Черниговский), 120˚ (Лохвицкий), 110˚ (Изюмский). Учитывая приведенную кинематическую характеристику разломов этой части Сарматии на позднепротерозойском этапе активизации, можно сделать вывод (рис. 2.133, врезка), что и сама шовная зона на предрифтовом этапе, была правым сдвигом и служила той ослабленной зоной, на которой и зародился рифт. Этому не противоречит вывод А. В. Чекунова и И. К. Пашкевич [1989] о сдвигово-вращательном движении против часовой стрелки древних блоков УЩ (гранулитовых ядер, частично активизированных) во время заложения рифта, зафиксированных глубинными магнитными источниками (рис. 2.133). Ю. Г. Леонов [2001] одним из признаков пассивного механизма на начальной стадии континентального рифтогенеза также считает наличие сдвиговой компоненты деформации вдоль оси зарождающегося рифта. Если следовать модельным представлениям о формировании рифта [Старостенко и др., 2001, Stephenson, Stovba, 2012 и др.] и принять во внимание полученные данные о неоднородности литосферы, можно предположить, что рифтогенез происходил по сценарию перехода «пассивного» рифта в «активный», по специфическому механизму для каждого сегмента. В работе [Кутас, Цвященко, 1993] в качестве механизма формирования ДДВ также обсуждается пассивный рифтогенез, а подъем мантийного диапира рассматривается как вторичное явление. Мантийно-плюмовое происхождение рифта ДДВ описано во многих работах [Chekunov et al., 1992; Чекунов, 1994, Starostenko et al., 1999, Стовба и др., 2006: и др.] и подтверждено геохимической характеристикой рифтовых магматических образований [Wilson and Lyashkevich, 1996].

Принципиальная схема развития рифта ДДВ в целом неоднократно обсуждалась в ряде работ, а с учетом изложенных результатов может быть сформулирована следующим образом:

– Днепровско-Донецкий палеорифт зародился на жесткой неоднородной, достаточно мощной и холодной литосфере;

– на начальной стадии рифтообразования растяжение коры со сдвигом (транстенсия) происходило по ослабленной дорифтовой шовной зоне правого сдвига под влиянием внешних сил с предварительным нагревом (*пассивный рифтинг*);

– как следствие растяжения верхней части коры - декомпрессия подкоровой литосферы, ослабление и растяжение ее (переход к *активному рифтингу*);

– пульсирующий подъем астеносферы, формирование диапира, растяжение нижней мантийной части литосферы, прогрев ее, вулканическая деятельность, эрозия коры снизу, переработка и дальнейшая деформация земной коры;

– синеклизная стадия, обусловленная остыванием диапира.

С одной стороны, реакция земной коры на поле напряжений в каждом сегменте консолидированной коры на каждом этапе эволюции рифта определялась его особенностями строения, составом и, в конечном итоге, прочностной характеристикой. С другой стороны, возможна переориентация режима напряжений во времени, известная в крупных рифтовых системах, упомянутая выше.

Следами преобразования литосферы является структурная и вещественная неоднородность ее в современном виде. Признаком интенсивности растяжения на начальной стадии пассивного рифтогенеза может быть отсутствие или утонение в осевом рифте верхнего «гранитного» слоя дорифтовой коры, сохранившегося лишь на северо-западе Черниговского сегмента и фрагментарно в Изюмском (рис. 2.131). Утонение или выклинивание «диоритового» слоя также можно рассматривать как следствие растяжения коры на начальном этапе. Наличие глубинных магнитных неоднородностей связываются нами с зонами растяжения и проявлением магматизма основного состава в рифтовых структурах [Орлюк и др., 1994; Тектоника ..., 2015].

Преобразование коры при активном рифтогенезе в виде подъема границы астеносфера-литосфера (или расплава астеносферы в виде диапира) и плавления на границе кора-мантия (эрозия коры снизу) находит проявление в изменении рельефа раздела М, уменьшении мощности консолидированной коры и появлении в разрезе коромантийной смеси. Этим же процессом можно объяснить увеличение мощности «диоритового» слоя в осевом рифте при отсутствии «гранитного» слоя в восточной части Черниговского и в Лохвицком сегментах за счет увеличения плотности «гранитного» слоя в результате базификации коры и магматической проработки его до параметров «диоритового».

Область распространения коромантийной смеси свидетельствует о неравномерном и асимметричном преобразовании материала коры относительно осевого рифта (рис. 2.131, 2.135). Неравномерное «растекание» коромантийной смеси может быть обусловлено проявлением главных импульсов рифтинга — ранним франским, поздним франским, ранним фаменским и поздним фаменским, с которыми связаны активизация продольных и поперечных систем разломов, мантийная декомпрессия и подъем магмы к поверхности [Chekunov et al., 1992; Wilson and Lyashkevich, 1996 и др.].

На рис. 2.135 приведена схема, отражающая процентное содержание коромантийной смеси в «базальтовом» слое, как показателя активизации и степени проработки его мантийным материалом. Общий «фон» (<50%), характерный для Черниговского сегмента, выходит до меридиана Полтавы на северо-восток и юго-запад далеко за пределы ДДВ почти симметрично по отношению к ней, что может свидетельствовать о «сфере влияния» активного рифтинга за пределами ДДВ, на наличие которой указывается в работе [Стовба, 2008].

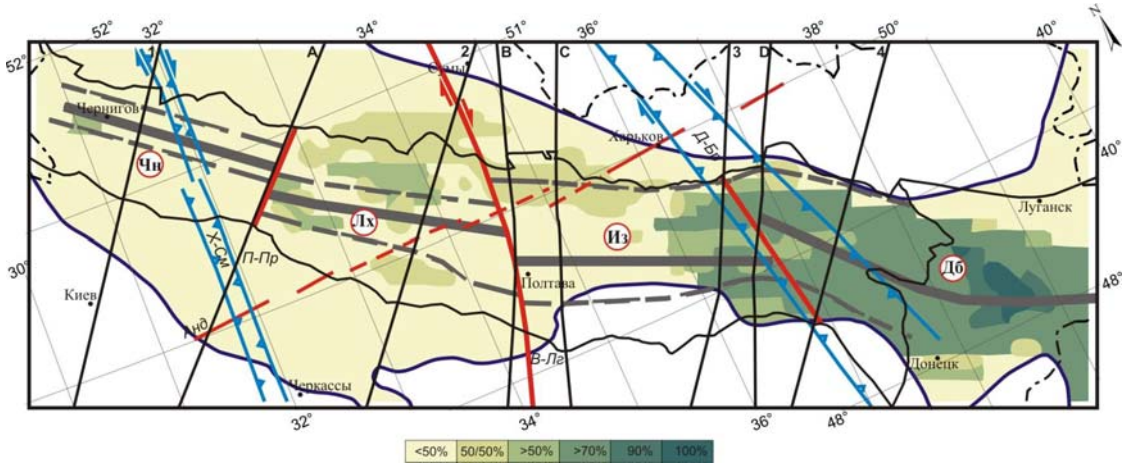


Рис. 2.135. Вклад коромантийной смеси в мощность «базальтового» слоя (в процентах).
Другие условные обозначения см. на рис. 2.126.

Далее на юго-восток в Изюмском сегменте область км ограничена юго-западным краевым разломом осевого рифта, выходит за пределы ДДВ на северо-востоке и таким образом имеет асимметричный вид, одновременно подчеркивая связь с продольными разломами и распределением типов коры (рис. 2.133, 2.135). Асимметричное относительно оси рифта распространение км отмечается и в пределах Лохвицкого сегмента.

Увеличение вклада коромантийной смеси в Лохвицком и Изюмском сегментах в пределах рифта и на его бортах подчинено простиранию продольных разломов и самого осевого рифта. В Лохвицком сегменте оно коррелирует с закономерным смещением форм рельефа главных разделов литосферы (рис. 2.128, а) и предполагаемыми пологими разломами юго-западного падения в нижней коре и подкоровой части литосферы, возможно определившими асимметричное поступление мантийного материала. Аналогичные разломы в нижней коре можно предположить и в Изюмском сегменте (рис. 2.129, а; 2.130, б). В районе шва Донецк-Брянск линейные аномалии высоких содержаний км в «базальтовом» слое, как и продольные разломы, прослеживаются в переходную к Донбассу область. При сравнении схемы типов консолидированной коры (рис. 2.134) со схемой разломной тектоники (рис. 1.21, б в подразделе 1.3) и схемой процентного вклада км в мощность базальтового слоя (рис. 2.135) обнаруживается принадлежность линейных зон повышенного содержания км к границам разных типов коры. Из приведенных данных следует, что каждый сегмент характеризуется своими особенностями преобразования нижней коры, а самая интенсивная ее проработка мантийным материалом связывается с продольными глубинными разломами. Здесь уместно отметить, что следствием переработки коры можно объяснить уплотнение «диоритового» и «базальтового» слоев в пределах осевого рифта и его бортовых частей в Лохвицком и Изюмском сегментах.

Выводы.

− Особенности строения и вещественного состава консолидированной коры ДДВ сформированы как «суммарный эффект» пассивного и активного этапов рифтогенеза. Последний, скорее всего, является следствием пульсирующей деятельности линейно вытянутых в форме гребней многофазных мантийных диапиров (астенолитов) [Гавриш, 1996; Геология..., 1989 и др.]. Именно им в конечном итоге должны соответствовать неоднородности современной подкоровой мантии и выделенные по комплексу геофизических параметров сегменты консолидированной коры ДДВ.

− Девонский рифт ДДВ заложен на шовной зоне северо-западного простирания, разделявшей домены докембрийского фундамента разного состава и строения по обе стороны от будущего рифта и ослабленной за счет правого сдвига вдоль нее.

−Раскрытие рифта ДДВ на пассивном этапе вдоль этой шовной зоны происходило в конце среднего — позднем девоне с юго-востока на северо-запад с участием правосдвиговых и вращательных движений блоков литосферы. Следствием этих движений было образование широкого рифтового ответвления Палеотетиса с океанической корой в пределах Донбасского сегмента ДДВ с постепенным неравномерным сужением рифтогена в северо-западном напрвлении.

− Вращательные движения отдельных сегментов против часовой стрелки зафиксированы в изменении простирания оси осевого рифта от сегмента к сегменту.

−Откликом на неоднородность докембрийской коры, правые сдвиги вдоль межсегментных и широтных разломов в сочетании с вращательными движениями явилось неоднородное поле напряжений и формирование межсегментных разломов, несогласных с субмеридиональными межмегаблоковыми разломами фундамента УЩ и ВМ

−Образование рифта рассматривается как сочетание механизма пассивного и активного типов рифтогенеза. Уменьшение мощности, или исчезновение «гранитного» и частично «диоритового» слоя рассматривается как следствие первого. Главными факторами второго стали процессы активизации астеносферы - образование астеносферных выступов, магматизм, переработка коры и ее эрозия снизу. При этом на активном этапе неоднородность мантийных процессов отразилась в скоростной и плотностной неоднородности литосферы и рельефе ее подошвы.

−Области, охваченные рифтовым процессом, характеризуются уплотнением консолидированной коры прибортовых частей рифта и распространением коромантийной смеси на сопредельные склоны УЩ и ВМ.

− Консолидированная кора ДДВ, представленная лейкобазальтовым, базальтовым типами коры и типом магнезиальных базальтов, имеет существенно большую основность по сравнению с окружающими структурами, которая увеличивается от сегмента к сегменту с северо-запада на юго-восток, и сопровождается уменьшением толщины литосферы в этом направлении.

− Блоки консолидированной коры ДДВ различного состава ограничены межсегментными и продольными разломами, с которыми связаны линейные зоны максимального вклада коромантийной смеси в «базальтовый» слой, что является признаком их активизации.

− Асимметричное строение нижней коры и мантийной части литосферы и различные соотношения линз уплотнения мантийного вещества с рельефом ее подошвы свидетельствуют о вероятно-

сти присутствия наклонных (с углом падения около 20˚) срывов внутри литосферы, как составной части механизма растяжения коры и поступления мантийного материала при рифтообразовании.

−Изучение связи сегментов консолидированной коры ДДВ со структурными неоднородностями различных этажей литосферы свидетельствует об обусловленности формирования осадочного слоя и его разрывной тектоники структурой консолидированной коры, а новообразованных особенностей последней, в частности степени асимметрии, неоднородностью литосферы.

2.4. Повороты и перемещения Сарматии как доказательство плитотектонического развития Восточно-Европейского кратона

2.4.1. Палеомагнитные данные

Протерозойской фрагмент: проблемы палеомагнетизма докембрия и палеомагнитные исследования магматических пород Украинского щита. Реконструкции, выполненные на количественной палеомагнитной основе для докембрийских пород УЩ, которые удовлетворяют современным критериям надежности [Buchan et al., 2000], немногочисленны и неоднозначны. Это обусловлено следующими причинами. Во-первых, специфичность этих образований накладывает ряд ограничений на использование палеомагнитного метода, что связано с проблематичностью применения прямых полевых тестов палеомагнитной стабильности, разработанных для осадочных образований. К тому же критерии выбора подходящих в палеомагнитном отношении объектов были разработаны для фанерозойских пород (например, [Van der Voo, 1990; 1993]), и зачастую не выдерживаются при изучении докембрийских образований, которые претерпели значительные метаморфические изменения. Во-вторых, существенное значение для интерпретации палеомагнитных данных имеет точность геохронологических методов определения возраста пород.

Можно привести многочисленные примеры, когда новые U-Pb датировки по единичным зернам циркона заставляли принципиально пересмотреть возраст пород. Кроме этого, существует проблема существенной разницы температуры закрытия U-Pb - системы в цирконе и температуры Кюри магнетита, что для медленно остывающего плутона может дать разницу между возрастом породы и возрастом формирования в ней термоостаточной намагниченности в десятки миллионов лет. В-третьих, распределение палеомагнитных определений для неопротерозойских пород древних щитов крайне неравномерно (см. Global Palaeomagnetic Data Base). Но на сегодняшний день не существует альтернативы палеомагнитному методу для оценки количественных параметров перемещения блоков земной коры, а применение новой аппаратуры и методов обработки данных в последнее десятилетие привело к активному использованию результатов палеомагнитного метода в геотектонике и геодинамике.

Восточно-Европейский кратон, в силу своей детальной тектонической изученности, занимает одно из ключевых мест в реконструкциях суперконтинентов, особенно для докембрия. В состав Восточно-Европейской платформы (ВЕП) входят Фенноскандия, Волго-Уралия и Сарматия, при этом каждый фрагмент отличается своей эволюцией. В данном контексте важным является определение индивидуальных траекторий дрейфа отдельных сегментов ВЕП, их консолидации и возраста формирования УЩ как единого тектонического блока. Наиболее эффективно эту проблему можно решить с помощью комбинации палеомагнитных, тектонофизических и геохронологических исследований протерозойских пород в разных частях кратона.

На рис. 2.136 приведена модель расположения различных литосферных блоков по материалам Мировой Базы палеомагнитных данных для протерозоя, которые имеют высокие индексы палеомагнитной надежности. Не смотря на то, что для указанного временного интервала в Базе данных более 2000 определений, при детальном анализе становится ясно, что, например, для Украинского щита данных мало. Поэтому реконструкция, которая приведена на рис. 2.136 (нижняя часть) для Лаврентии и Балтики, требует проверки, уточнения и детализации.

В 1979—1990 годах сотрудниками Института геофизики НАН Украины Н. П. Михайловой, А. М. Глевасской, С. Н. Кравченко, В. Н. Цикорой и др. выполнялись палеомагнитные исследования пород возрастом 2.0—1.7 Ga в пределах Волынского (Северо-Западного), Ингульского и Среднеприднепровского мегаблоков УЩ. С целью продолжения этих работ, для оценки тектонической позиции, истории формирования и локальной тектоники массивов интрузивных пород, В. Г. Бахмутовым с коллегами были проведены палеомагнитные исследования новой коллекции палеопротерозойских пород Ингульского мегаблока в пределах Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинского массива, представленных анортозитами и габбро-анортозитами, а также Корсунь-Шевченковского массива гранитов рапакиви.

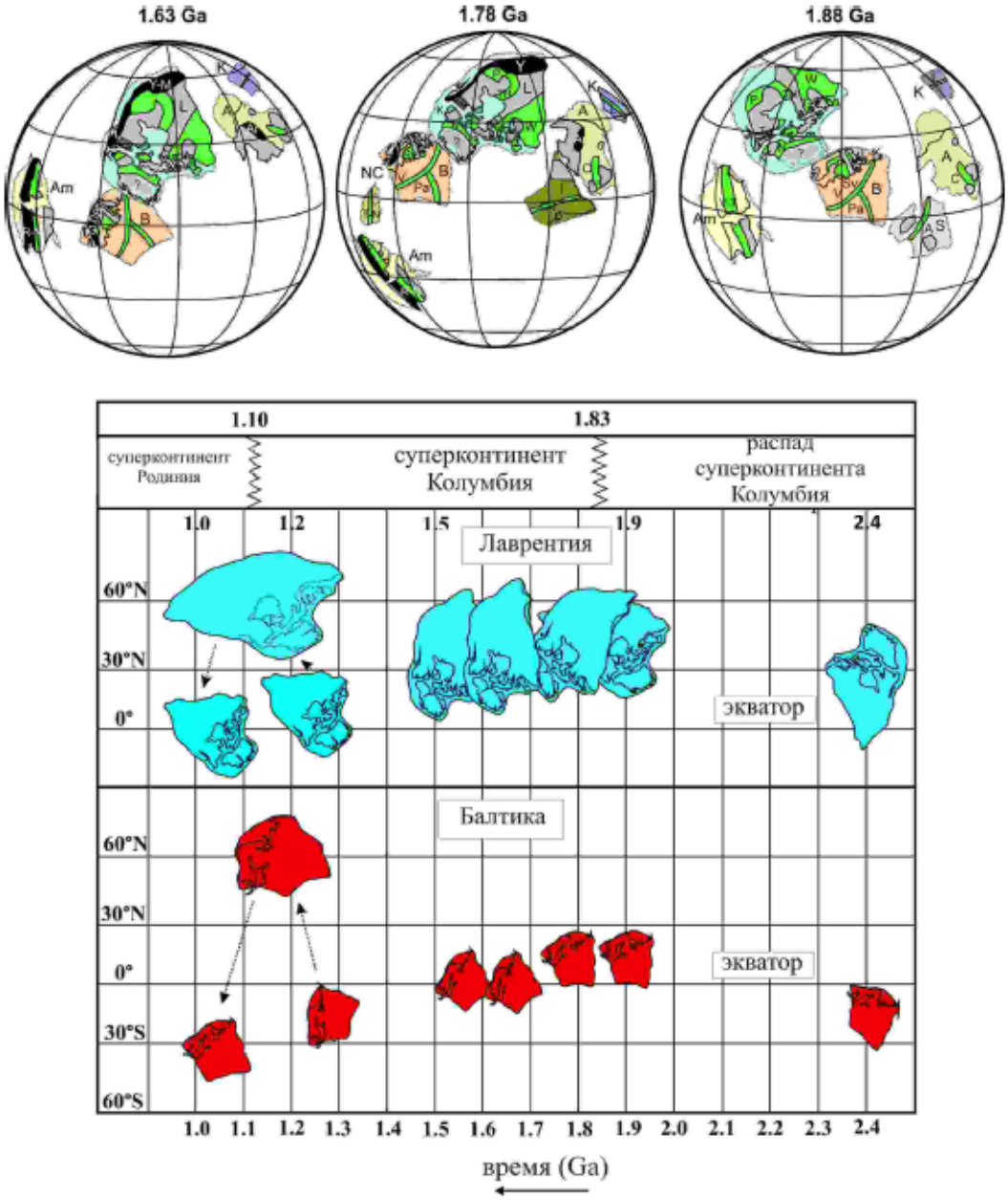


Рис. 2.136. Реконструкция палеопротерозойских континентов для временных интервалов 1.88,1.78, 1.63 Ga. Данные приведены для Лаврентии (L), Балтики (B), Северного Китая (NC), Амазонии (Am), Индии (I), Австралии (A) и Калахари (K). В нижней части представлен широтный дрейф Лаврентии и Балтики в протерозое. Компиляция из Мировой Базы данных и материалов роботы [Pesonen et al., 2012].

Среди пород габбро-анортозитового комплекса Корсунь-Новомиргородского плутона преобладают лабрадоритовые разновидности анортозитов и связанные с ними постепенными переходами габбро и норит-лабрадориты. Основным рудным минералом является ильменит, в меньшем количестве содержится пирротин. В породе оптически диагностируется магнетит, при этом результаты термомагнитного анализа и определения точек Кюри по выделенным из образцов магнитным фракциям свидетельствуют о том, что главная ферримагнитная фаза пород габбро-анортозитового комплекса связана с магнетитом. Анортозиты в основном характеризуются однокомпонентной термоостаточной намагниченностью, а также присутствием вязкой компоненты. В габброидах ЕОН, по меньшей мере, двухкомпонентная, и выделяется стабильная характеристическая компонента термоостаточной природы. В работах [Михайлова, 1982; Михайлова и Глевасская, 1989; Михайлова и др., 1994] сделано предположение, что ферромагнетик первой генерации (включения в плагиоклазах) обеспечивает высокую сохранность зерен и, тем самым, первичной намагниченности, в то время как ферромагнетик второй генерации, заполняющий межзерновое пространство, менее стабилен по отношению к воздействию температур и переменного магнитного поля. Наши результаты размагничивания пород тем-

пературой и переменным магнитным полем, а также результаты микроскопических исследований, подтверждают предположение о присутствии в породах мелких и крупных магнитных частиц, обусловливающих магнитные свойства пород. В таком случае носителями характеристической (ChRM) компоненты ЕОН являются преимущественно мелкие субмикронные (псевдооднодоменные) зерна, в

Таблица 2.16. Палеомагнитные полюса для палеопротерозойских пород Северо-Западного (СЗ, соответствующего Волынскому) и Ингульского (Ин) мегаблоков УЩ.

α95 (Dp/Dm) (град)	Ф°, N	Λ°, E	Возраст (млн лет назад)	Блок	Литература	Палео-широта (град)
Северо-западный мегаблок 1740 (млн лет назад)						
5.5	23	169	1740	СЗУЩ	[Elming et al., 2001]	9.2
8	28.1	173.9	1740	СЗУЩ	[Elming et al., 2001]	6.2
14.8	**25.6**	**171.4**	**1740**	**СЗУЩ**	**Среднее**	**7.7**
1750 (млн лет назад)						
(7.2/4.0)	13	168	1750	СЗУЩ	[Лубнина и др., 2009]	17.9
1760 (млн лет назад)						
8.6	29	180	1760	СЗУЩ	[Elming et al., 2001]	7.2
11.5	21	169	1760	СЗУЩ	[Elming et al., 2001]	11.1
8.1	16.9	162.8	1760	СЗУЩ	[Elming et al., 2001]	12.2
9.8	20.1	168.6	1760	СЗУЩ	[Elming et al., 2001]	11.7
9.5	**21.9**	**169.9**	**1760**	**СЗУЩ**	**Среднее**	**10.6**
1770 (млн лет назад)						
16	30	169	1770	СЗУЩ	[Elming et al., 2001]	2.8
10.4	29.3	175.2	1770	СЗУЩ	[Elming et al., 2001]	5.5
4.2	32.3	168.1	1770	СЗУЩ	[Elming et al., 2001]	0.4
5.6	**30.6**	**170.8**	**1770**	**СЗУЩ**	**Среднее**	**2.9**
1780 (млн лет назад)						
13.5	36	155	1780	СЗУЩ	[Лубнина и др., 2009]	7.9
2000 (млн лет назад)						
11	51	156	2000	СЗУЩ	[Elming et al., 2001]	20.3
9	39.2	172.5	1800-2000	СЗУЩ	[Elming et al., 2001]	4.5
13.3	58.3	126.9	2000	СЗУЩ	[Elming et al., 2001]	36.8
26.9	**51**	**154.9**	**2000**	**СЗУЩ**	**Среднее**	**20.6**
Ингульский мегаблок						
5.1	22	162	1720	ИнУЩ	[Elming et al., 2001]	6.7
5.5	14	159	1720	ИнУЩ	[Elming et al., 2001]	12.1
13,5	21,6	163,9	1720	ИнУЩ	[Кировоградский…, 2013]	7.9
7,7	19.2	161.6	**1720**	**ИнУЩ**	**Среднее**	**8.9**
1750 (млн лет назад)						
8	16	180	1750	ИнУЩ	[Михайлова и др., 1994]	19.4
6	24	162	1750	ИнУЩ	[Михайлова и др., 1994]	4.9
5,4	24,3	164,8	1750	ИнУЩ	[Кировоградский…, 2013]	2.6
8,0	26,7	163,6	1750	ИнУЩ	[Кировоградский…, 2013]	3.3
7,1	21,9	166,3	1750	ИнУЩ	[Кировоградский…, 2013]	8.7
19,1	22,3	170,9	1750	ИнУЩ	[Кировоградский…, 2013]	10.2
19,8	18,9	172,1	1750	ИнУЩ	[Кировоградский…, 2013]	–13.8
5.1	22.1	168.6	**1750**	**ИнУЩ**	**Среднее**	**9.5**
1770 (млн лет назад)						
10.7	9	163	1770	ИнУЩ	[Лубнина, 2009]	18.4
(6.6/3.8)	6	164	1770	ИнУЩ	[Лубнина и др., 2009]	21.5
5,4	–0,6	156,7	1770	ИнУЩ	[Кировоградский…, 2013]	23
5,3	–11,8	155,4	1770	ИнУЩ	[Кировоградский…, 2013]	31.1
4,3	–3,6	156,3	1770	ИнУЩ	[Кировоградский…, 2013]	25.2
8,7	–2	159	**1770**	**ИнУЩ**	**Среднее**	**25.5**
2040 (млн лет назад)						
7	43,5	141,6	2040	ІнУЩ	[Кировоградский…, 2013]	20.6

то время как за гистерезисные свойства пород отвечают другие зерна относительно большого размера. ChRM-компонента ЕОН термоостаточной природы формировалась при остывании анортозитов и габбро-анортозитов в диапазоне блокирующих температур от точки Кюри магнетита (580° С) до примерно 500 °С, и характеризуется всеми признаками первичной намагниченности. ЕОН габброидов несколько сложнее, но и в них выделяется стабильная высокотемпературная компонента, которую мы также считаем первичной.

На рис. 2.137 приведены новые палеомагнитные полюса для Ингульского мегаблока УЩ (табл. 2.16). Кроме того, в таблице приведены другие палеомагнитные результаты по УЩ, скомбинированные в соответствии с возрастом.

Полученные новые палеомагнитные результаты дают основание рассчитать средний палеомагнитный полюс по 5 сайтам Ингульского мегаблока для возраста 1750 Ма. Координаты полюса Ф=22.5º, Λ=167,3 °, dp/dm=4,0°/7,7°. Палеомагнитный полюс, рассчитанный для габбро-монцонитов Новоукраинки (Ф=43.5º, Λ=141,6) с возрастом 2037.4±0.6 млн лет назад, хорошо согласуется с полюсами возрастом около 2000 Ма, полученными для Северо-Западного мегаблока [Elming et al., 2001]. Эти полюса расположены значительно севернее группы полюсов возраста около 1750 Ма. Согласно средним значениям, представленным в таблицах 2.16 и 2.17, на рис. 2.138 приведены результаты палеоширотного расположения, скорости дрейфа и скорости вращения для Ингульского мегаблока (в том числе с учетом новых данных), а также Украинского щита (куда также вошли данные по Ингульскому и Северо-Западному мегаблокам).

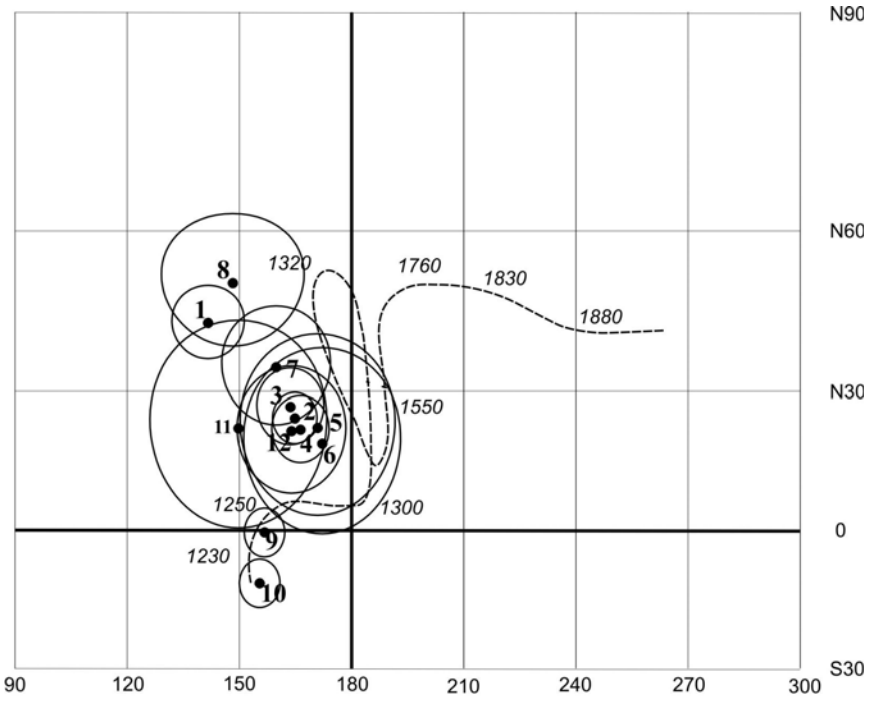


Рис. 2.137. Новые палеомагнитные полюса, определенные для Ингульского мегаблока УЩ (точки с номерами полюсов и овалами доверия α95 приведены в соответствии с номерами в табл. 3.7 работы [Кировоградский..., 2013]. Пунктирная линия соответствует сегменту траектории APWP для Фенноскандии [Elming et al., 1993], возраст (курсивом) приведен в млн лет в соответствии с расположением ключевых палеомагнитных полюсов.

В таблице 2.17 приведены палеомагнитные определения по Фенноскандии, которые соответствуют высоким критериям надежности. Они также представлены в нижней части рис. 2.138 (усредненные данные). При их анализе прослеживаются как общие тенденции, так и индивидуальные черты различных кривых. В итоге можно сделать очевидный вывод, что интервал 1780—1720 Ма, по которому нами были получены новые данные, указывает на более изменчивый характер поведения параметров, чем за предыдущий период времени. Отсюда следует возможность выполнения более детальные палеотектонических реконструкций которые, однако, должны укладываться в общие современные представления об эволюции протерозойских кратонов (рис. 2.136).

Ближе к 1.88 Ga все континенты в основном располагались в приэкваториальных или средних широтах. Коллизия Лаврентии и Балтики около 1,88 Ga, вместе с Австралией и Сибирской платформой, является началом амальгамации суперконтинента Колумбия, хотя окончательное объединение других континентов произошло позже, примерно 1,53 Ga.

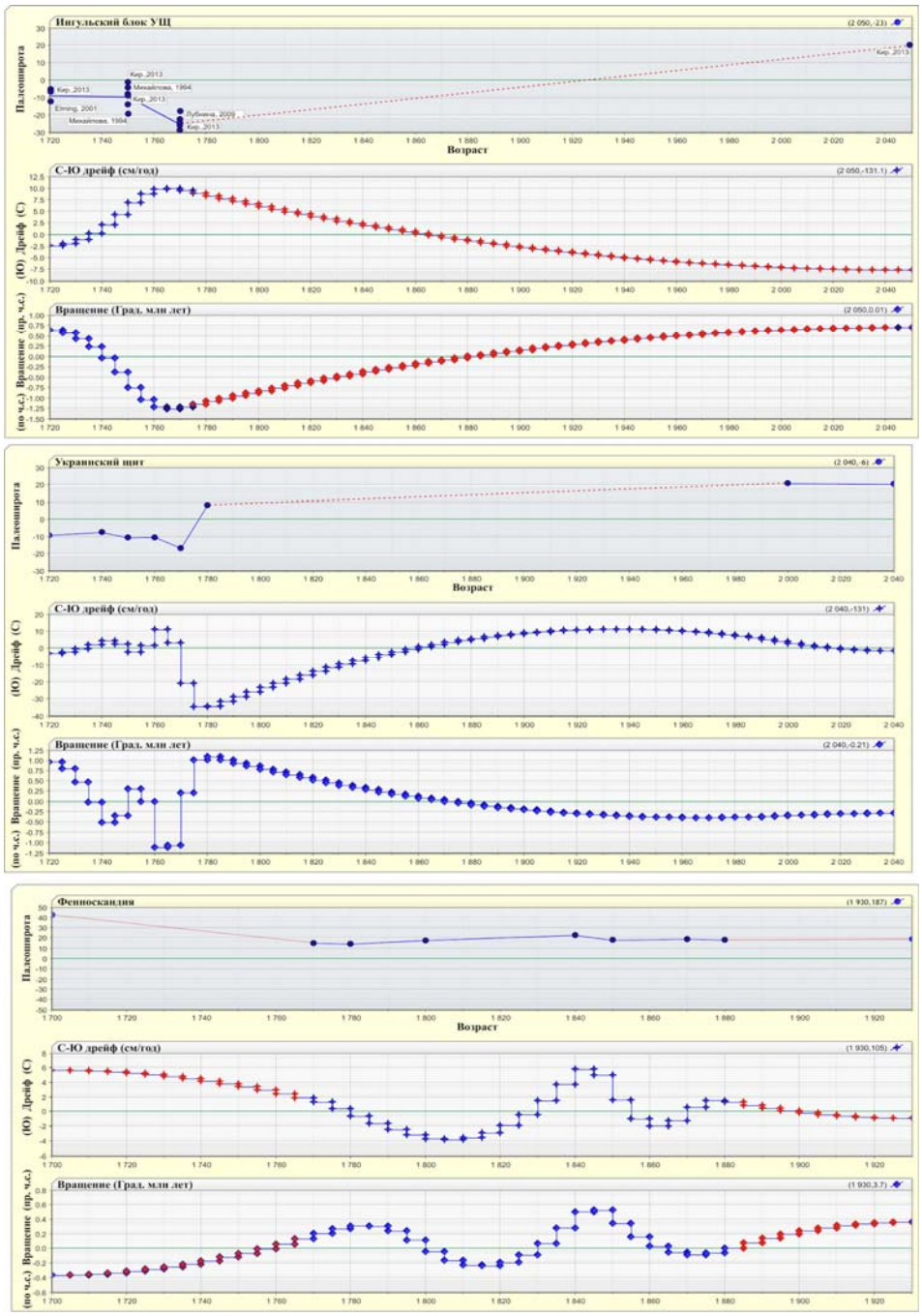


Рис. 2.138. Положение палеоширот, средние скорости дрейфа и вращения Ингульского мегаблока, УЩ и Фенноскандии согласно данным табл. 2.16 и 2.17. Красным показаны интервалы, по которым данные отсутствуют.

Положение Балтики относительно Лаврентии определено благодаря палеомагнитным данным по Свекофенским габброидам, возраст которых оценивается 1,88—1,87 Ga. Однако возраст среднего полюса здесь определен несколько неточно, так как возраст формирования намагниченности медленно остывающего плутона габбро-диоритов может быть на 10—20 и более млн. лет моложе возраста кристаллизации пород [Mertanen and Pesonen, 2005]. Есть и другие аргументы указывающие, что положение Лаврентии остается несколько неопределенным [Halls and Heaman, 2000]. Палеомагнитные данные также указывают, что для Лаврентии значительный широтный дрейф имел место в период с 2,45 до 1,88 Ga, а для Балтики он был намного меньше. Модель, представленная на рис. 2.136, объясняет формирование орогенных поясов Лаврентии и Балтики в период 1,90—1,80 Ga. Вполне вероятно, что их консолидация привела к возникновению орогенных поясов между кратоном Супериор и Слейв в Лаврентии, а также между Кольским и Карельским кратонами Балтики. Одновременно на территории Балтики могла происходить аккреция и коллизия нескольких микроконтинентов на границе Карельского кратона [Lahtinen et al., 2005]. Также не исключается, что в столкновении Лав-

рентии-Балтики принимал участие «третий континент», возможно Амазония, Северный Китай, Австралия, Сибирь или Калахари, потому что каждый из них имеет следы орогенных поясов возрастом 1,93 - 1,88 Ga. Реконструкция для 1,78 Ga основана на палеомагнитных данных по Лаврентии, Балтике, Северному Китаю, Амазонии, Австралии, Индии и Калахари. Здесь «Ранняя Колумбия» состоит из двух континентов: первый является огромной вытянутой континентальной областью, которая включает Лаврентию, Балтику, Северный Китай и Амазонию, а второй включает Австралию, Индию и Калахари. Эти континенты оставались на низких и средних широтах в течение 1,88—1,77 Ga. Конфигурация Балтики и Лаврентии отличается от той, которая была 1,88 Ga. Эта разница определена в основном за счет вращения Лаврентии относительно Балтики, которая оставалась неподвижной. Значительное вращение Лаврентии частично может быть и артефактом (как результат малого количества надежных палеомагнитных данных), но не исключается и долговременная аккреция, начиная с западного края близлежащих кратонов Лаврентии и Балтики. К тому времени можно отнести и коллизию УЩ с Фенноскандией 1,78 Ga (рис. 2.139) [Bogdanova et al., 2014], что могло обусловить незначительные вращения блоков в пределах Балтики.

Таблица 2.17. Палеомагнитные определения по Фенноскандии.

Glat	Glon	α95	Φ	Λ	Age	Литература	Paleolat
		11.5	65	248	1700	[Elming et al., 2001]	
61.5	34.5	5.5	40.7	218.2	1770	[Fedotova et al. 1999]	
61.3	33.8	4	39.7	221.1	1780	[Pisarevsky and Sokolov, 2001]	
67.7	21.6	4.9	42.6	227.9	1800	[Elming, 1985]	7.7
		2.9	48	225	1840	[Neuvonen et al., 1981]	
66.0	22.1	7.7	42.4	230.6	1850	[Piper, 1980]	8.9
67.5	23.4	7.1	43.1	233.9	1870	[Mertanen and Pesonen, 1992]	8.0
64.1	24.6	11.0	37.9	239.1	1880	[Pesonen and Stigzelius, 1972]	12.4
63.6	26.5	8.7	43.1	235.2	1880	[Neuvonen et al. 1981]	11.2
62.3	24.7	7.4	41.7	228.6	1880	[Pesonen and Nevonen, 1981]	19.8
64.1	27.7	3.5	46.0	227.0	1880	[Elming, 1994]	7.4
		6.1	**42.3**	**232.7**	**1880**	**Среднее**	
		6.8	40	247	1930	[Mertanen and Pesonen, 1994]	

Примечание: **Glat, Glon** — широта (N), долгота (E) места отбора образцов; **α95** – радиус круга доверия при 95% вероятности для среднего направления (в градусах); **Plat** — широта полюса (в градусах); **Φ/Λ** — широта/долгота палеомагнитного полюса (в градусах); **Paleolat** — палеоширота (в градусах).

Для реконструкции возрастом 1,63 Ga имеются палеомагнитные данные по Лаврентии, Балтике, Амазонии, Австралии и Калахари. Амазония была расположена на тех же широтах, что и Балтика. Для последней свекофенские орогенные пояса постепенно омолаживаются в юго-западном направлении, такая же тенденция прослеживается для Амазонии и Лаврентии. Таким образом, вытянутая аккреционная конфигурация Лаврентии-Балтики-Амазонии подтверждается геологическими данными.

Одним из способов проверить обоснованность палеотектонических реконструкций по палеомагнитным данным является сравнение закономерности дрейфа и скорости дрейфа разных составляющих кратонов. Модели Лаврентии и Балтики в интервале 1.88—1.25 Ga показывают сходство общих характеристик их умеренного дрейфа (скорости ≤3 см/год) от северных широт к экватору и южнее (рис. 2.136, нижняя часть). Некоторые данные по Балтике [Salminen et al., 2009] и Лаврентии [Donadini et al., 2011] свидетельствуют о том, что оба континента имели значительную скорость дрейфа (до 20 см/год) в северном направлении в течение короткого интервала времени 1,26—1,04 Ga. Существует ряд возможных объяснений таких высоких «скоростей дрейфа», но их обсуждение выходит за рамки данной работы. При этом следует отметить, что скорости дрейфа менее 3 см/год характерны для средних скоростей в фанерозое.

В свете коротко изложенных современных представлений о протерозойской эволюцию Балтики вернемся к данным по УЩ. На сегодня, кроме Ингульского мегаблока, наиболее подробно в палеомагнитном отношении исследован Северо-Западный (Волынский) мегаблок. Данные по анортозитам Ингульского мегаблока хорошо соотносятся с полюсами, полученными для анортозитов Северо-Западного мегаблока. Это касается как временного диапазона 1.72—1.78 Ga, для которого получена большая часть как палеомагнитных результатов, так и геохронологических определений, так и менее исследованного интервала около 2.0 млрд. лет назад (два определения по Северо-Западному мегаблоку [Elming et al., 2001] и наше определение по габбро-монцонитам Новоукраинки). На основе этих результатов можно сделать вывод что эти мегаблоки, начиная с 1.78 Ga, не испытывали значительных тектонических движений или вращений относительно друг друга и в дальнейшем существовали в рамках единой структуры УЩ.

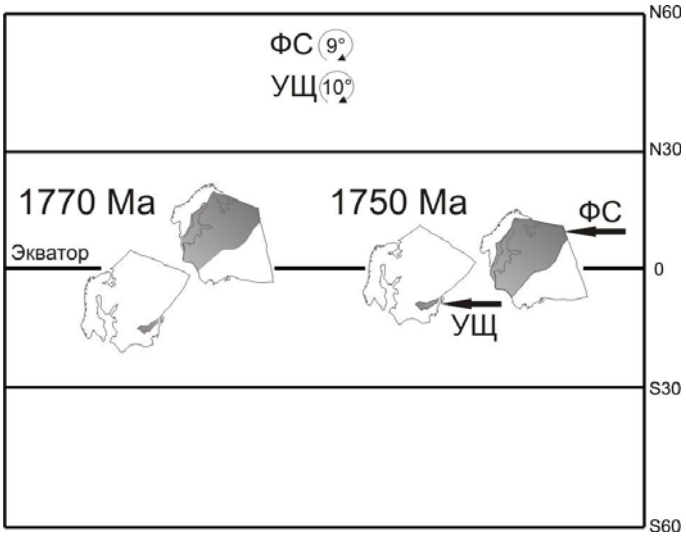


Рис. 2.139. Модели взаимного расположения Украинского щита и Фенноскандии для 1770 и 1750 Ma в соответствии с данными таблиц 2.16 и 2.17.

Вендский фрагмент: палеомагнетизм эдиакарийских траппов Волыни. Крупные континентальные магматические провинции (КМП) представляют собой широко распространенные по объему и площади крупные комплексы магматических пород, формирование которых происходило за довольно короткий промежуток геологического времени. Эпохи формирования КМП коррелируются с ключевыми эпизодами эволюции Земли, такими как биосферные кризисы, распад суперконтинентов, периоды аномального состояние геомагнитного поля и другими.

В строении большинства КМП присутствуют мощные покровы платобазальтов, которые прорываются интрузивными телами — дайками и силлами (подводящие каналы и камеры). На сегодняшний день большинство КМП, в особенности докембрийские, лишены лавовых покровов вследствие эрозионных процессов.

Определение длительности и интенсивности формирования КМП уже не один десяток лет является одной из важнейших проблем современной геологии. Состояние изученности КМП позволяет уверенно говорить о том, что они возникли вследствие одного или нескольких этапов магматической активизации, длительность каждого из которых не превышала 1—5 млн лет. Каждый этап в свою очередь может представлять собой последовательность коротких вспышек магматической активизации, длительность которых оценивается в сотни, первые тысячи лет. Изотопно-геохронологические методы не позволяют дать полную оценку длительности отдельных этапов магматической активизации с большей вероятностью, чем первые сотни тысяч лет, при этом изотопные датировки палеозойских и мезозойских КМП, погрешность которых составляет десятки тысяч лет, на сегодняшний день немногочисленны и довольно спорные.

Для оценки динамики формирования КМП используются мощные лавовые покровы, представляющие вертикальную развертку магматической активизации во времени на определенной территории. Но объектов, подходящих для подобных исследований, крайне мало, а в составе большинства палеозойских и более древних магматических провинций они и вовсе отсутствуют. С другой стороны, палеомагнитные данные, полученные на таких объектах, являются информативными для проведения палеотектонических реконструкций, поскольку имеют надежный палеомагнитный «сигнал» и геохронологические датировки.

Породы трапповой формации венда распространены в западной части Восточно-Европейской платформы от Молдовы до Литвы на площади 200 000 км^2, их мощность достигает 450 м. В них выделяют три горизонта. Нижний — базальтовый, мощностью 85—350 м. Средний горизонт представлен пирокластическим материалом мощностью до 220 м. Верхний — представлен сложным чередованием базальтовых потоков, лавобрекчий и изолированных прослоев туфов общей мощностью до 230 м.

По результатам наших палеомагнитных исследований отложений базальтов верхнего горизонта трапповой формации Волыни (Рафаловка) была выделена ChRM компонента намагниченности прямой и обратной полярности (табл. 2.18, компоненты Rn и Rr). Ее носителями являются зерна титаномагнетита с температурой кюри 550—580 °C, что также подтверждается результатами петромагнитных и палеомагнитных исследований других авторов [Глевасская и др., 2001; Nawrocki et al., 2004; Elming et al., 2007]. Выделенная ChRM компонента намагниченности обладает всеми признаками первичной компоненты и соответствует возрасту пород 580—545 Ma.

Таблица 2.18. Палеомагнитные направления и полюса характеристической компоненты намагниченности вендских отложений трапповой формации Волыни (район с. Рафаловка) по результатам разных авторов и определений, полученных в данной работе.

Компонента	N	D°	I°	α95°	Φ°, N (Plat)	Λ°, E (Plon)	Авторы
A1	23	270.6	74.2	2.4	43	343.7	[Elming et al., 2007]
—	17	283	75	4.2	48.9	341.5	[Iosifidi et al., 2001]
A	29	269	66	2.4	36	333	[Nawrocki et al., 2004]
Rn (прямая)	13	289.4	80.8	4.8	53.7	356.7	Данная работа
Rr (обратная)	15	45.7	–81.1	3.8	37.8	10.3	Данная работа
Rmean (средняя)	28	255.5	82.3	3.3	45.4	5.0	Данная работа

Полученные разными авторами координаты палеомагнитных полюсов для третьего потока траппов Волыни в целом согласуются между собой, но вносят определенную несогласованность с кривой ТКМП для Балтики/стабильной Европы (рис. 2.140). Это можно объяснить крайне небольшим количеством надежных палеомагнитных данных, на основании которых была построена вендская часть кривой ТКПМ. Основной тренд кривой является результатом интерполяции данных и требует привлечения большего количества неопротерозойских и раннепалеозойских палеомагнитных определений на территории ВЕП. В этой связи трудно переоценить палеомагнитные исследования пород трапповой формации Волыни, по результатам которых для Балтики были получены надежные полюса возрастом 550—580 млн лет [Elming et al., 2007], а критерии палеомагнитной надежности соответствуют 5 из 7 возможных [Van der Voo, 1990].

В диапазоне времени от 750 до 500 Ma полюса для Балтики/стабильной Европы ограничены определениями девяти полюсов, по [Elming et al., 2007]. В соответствии с ними были проведены реконструкции месторасположения Балтики, в которых важную роль играли определения, полученные по Волынским траппам для интервала 580—561 Ma.

В соответствии с реконструкцией, представленной на рис. 2.141, дрейф Балтики можно описать как движение от экватора (750 Ma) к высоким широтам южного полушария (до 75 °S около 616 Ma). Позднее платформа располагалась в высоких широтах (около 70ºS) до 580 Ma, а позднее происходило ее движение в умеренные широты до примерно 55°S—40°S (в интервале 580—545 Ma).

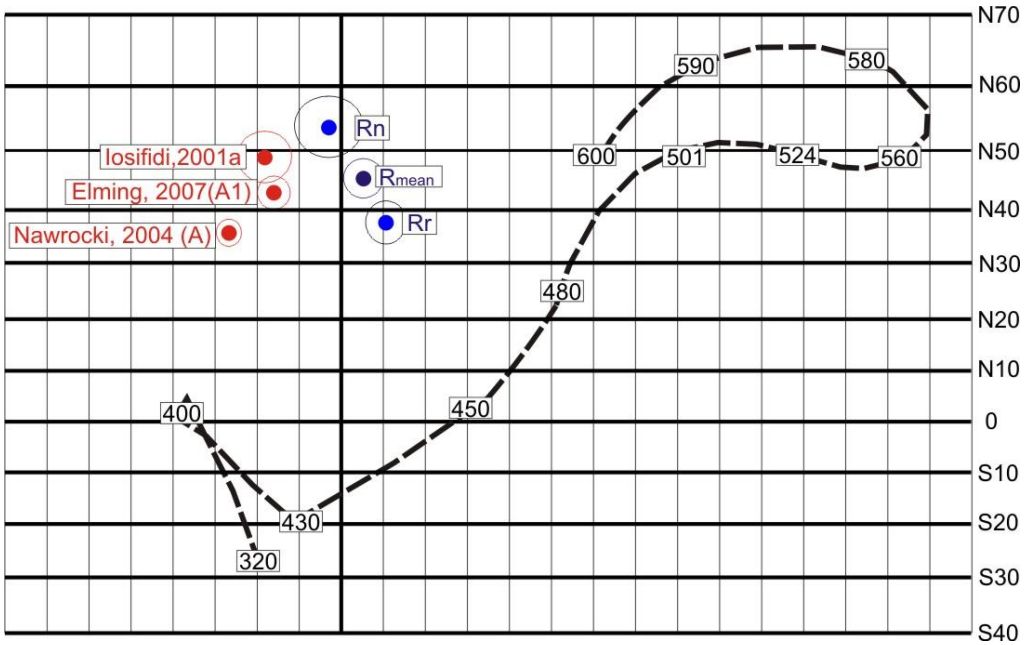


Рис. 2.140. Референтная палеозойская кривая ТКМП для Балтики/Стабильной Европы [Torsvik et al., 2012; Torsvik and Rehnström, 2001]; цифрами указаны возрастные оценки (Ma). Новые определения палеомагнитного полюса, полученного в данной работе (Rmean), представлены синими залитыми кругами (с овалами доверия α95); красными кругами приведены полюса, полученные другими авторами (в соответствии с таблицей 2.18).

В интервале 580—561 до 580—545 Ма Балтика вращалась по часовой стрелке, поворот продолжался примерно до 535 Ма, а затем дрейфовала в более высокие широты примерно до рубежа 500 Ма. Согласно этому сценарию, на протяжении эдиакария Балтика дрейфовала с высокой широтной скоростью около 13 см/млн лет и вращалась со скоростью минимум 5° за 1 млн лет (эти расчеты приблизительны и зависят от возраста определения полюсов).

Для реконструкции распада Родинии представленную схему эволюции Балтики можно сравнить с реконструкциями для Лаврентии. В соответствии с ключевыми определениями для Лаврентии [Meert and Torsvik, 2003], в интервале между 750 и 580—560 Ма полюса Лаврентии и Балтики схожи, но начиная с 500 Ма они существенно отличаются. Это указывает на то, что Балтика и Лаврентия в период с 750 по 580—560 Ма находились в составе единого мегаблока. Оба континента вначале располагались вблизи экватора (750 Ма), а позднее дрейфовали в высокие южные широты до рубежа 580—560 млн лет назад. Данная модель отличается от предыдущих реконструкций [Torsvik et al., 1996; Meert and Torsvik, 2003; Cocks and Torsvik, 2005], согласно которым Балтика и Лаврентия около 580 Ма также входили в состав единого мегаблока, но их ориентация значительно отличается от представленной на рис.6 реконструкции. Тесная связь между Балтикой и Восточной Лаврентией также подтверждается палеонтологическими данными, например, подобием трилобитов и микрофауны, что свидетельствует об их объединении на протяжении позднего докембрия [Pease et al., 2008].

Трапповая формация Волыни обусловлена началом рифтогенеза между юго-западной Балтикой и другим неизвестным континентом (возможно Амазонией). Рифтогенез начался с юга, на что указывает возраст вендских даек, который уменьшается на север вдоль восточной границы Лаврентии, что привело к открытию на севере океана Япетус около 570 млн лет назад. Процесс продолжался примерно до 550 Ма, а окончательное открытие океана было обусловлено вращением Балтики по часовой стрелке между 580—560 и 550 Ма [Elming et al., 2007].

В соответствии с реконструкцией, представленной на рис. 2.141, можно сделать следующее предположение. Балтика, начиная с 616 Ма до 580—560 Ма, располагалась в высоких широтах южного полушария, а не в районе экватора, что следует из других палеогеографических реконструкций. Это не требует привлечения гипотезы низкоширотного оледенения (в связи с аномальным наклоном эклиптики Земли), которое имело место в приэкваториальных широтах около 600 Ма. Гипотеза глобального оледенения основывается на широком распространении вендских тиллитов, которые покрывают отложения эдиакария и широко распространены на территории западной Украины, Белоруссии, западной и центральной России. Но при расположении Балтики в высоких южных широтах привлечение этой гипотезы не является необходимым, а модели «Snowball Earth» между 800 и 600 Ма не требуют объяснения причин низкоширотных неопротерозойских оледенений для Балтики (хотя признаки таких оледенений известны и в других местах).

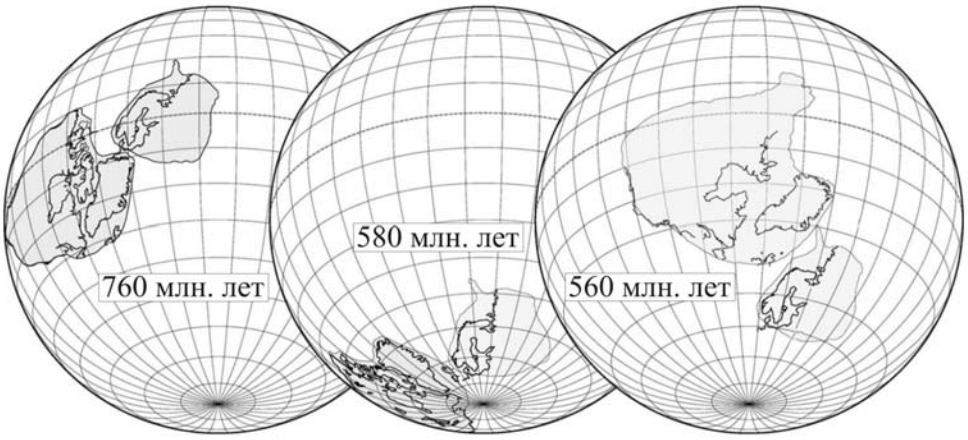


Рис. 2.141. Палеогеографическая реконструкция Балтики и Лаврентии в позднем протерозое по данным [Elming et al., 2007; Torsvik et al., 1996].

Среднепалеозойские отложения юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Считается, что движение континентов по отношению к оси вращения Земли может происходить либо из-за их дрейфа, либо из-за изменения положения оси вращения Земли. Согласно последнему тезису в палеомагнитологии оперируют понятием True Polar Wander (TPW). В работе [Torsvik et al., 2012] представлены два различных варианта GAPWaP за последние 320 млн лет — без коррекции и с коррекцией по TPW. Первый вариант, без TPW-коррекции, где необходимым условием является фиксация оси вращения относительно современной оси вращения Земли, используется в классиче-

ских палеогеографических и палеоклиматических реконструкциях как точка отсчета для новых палеомагнитных определений. Второй вариант, с коррекцией по TPW, приводит к более сглаженной модели, описывающей дрейф континентов в «чистом виде». Если относительные позиции отдельных континентов достаточно хорошо известны, а на протяжении геологической истории происходили процессы амальгации и деструкции, палеомагнитные данные по ним могут быть объединены в глобальную ТКМП (GAPWaP). Последняя использовалась при реконструкциях суперконтинента Пангея. по [Besse and Courtillot, 2002] для последних 200 млн лет, и в работах [Torsvik et al., 2008, 2012] начиная с 320 млн лет, Однако для построения надежной GAPWaP для более раннего времени, когда был сформирован суперконтинент Пангея, необходимо получить новые палеозойские ТКМП для Гондваны, Лаврентии, Балтики, Сибири и других литосферных блоков и террейнов.

Из рис. 2.142, на котором представлена гистограмма палеомагнитных определений с индексом надежности Q>3 [Vander Voo, 1990] для четырех указанных выше литосферных блоков, очевидно, насколько разная репрезентативность данных для палеозойского и мезо-кайнозойского фрагментов.

На сегодняшний день ТКМП построены для всех блоков земной коры. Однако палеозойские определения для отдельных блоков основываются на небольшом количестве надежных данных, а для некоторых временных интервалов, например раннего карбона (350—360 Ma) или среднего девона (380—390 Ma), данные практически отсутствуют. В полной мере это касается и Восточно-Европейской платформы (ВЕП, Балтика/стабильная Европа), где мало определений для девонской и каменноугольной части ТКМП. Для ВЕП существует несколько палеомагнитных построений, отражающих ее кинематику в палеозое [Torsvik et al., 2012 Лубнина и др., 2007]. То есть небольшое количество или отсутствие надежных палеомагнитных данных по многим участкам ВЕП вносит неоднозначность в палеотектонические реконструкции, что требует их проверки и уточнения.

ВЕП занимает центральное место среди литосферных плит Северного полушария и является ключевым фрагментом при любых палеореконструкциях. На сегодняшний день существует несколько альтернативных кинематических моделей ВЕП, а также соответствующих сценариев развития тектономагматических и геодинамических событий в протерозое — фанерозое [Храмов и др. 1982, 1997, 1999; Зоненшайн и др., 1990; Van der Voo et al, 1993, 2004; Golonka et al., 1994; Печерский и Диденко, 1995; Nikishin et al., 1996; Михайлова и Орлова, 1996; Torsvik et al., 1996, 2001, 2002, 2004, 2008; Dalziel, et al., 1997; Иосифиды, Храмов, 2000, 2002; Krs et al., 2001; Cocks and Torsvik, 2005, 2006; Buiter, Torsvik, 2007; Torsvik et al., 2012].

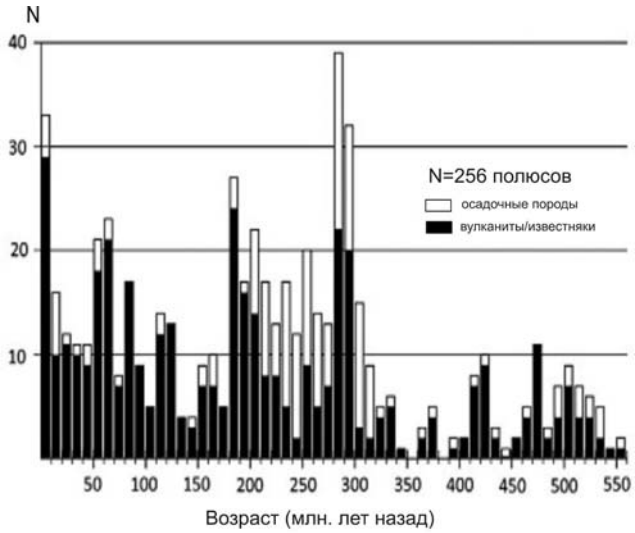


Рис. 2.142. Гистограмма количества наиболее надежных палеомагнитных определений по результатам компиляции из Мировой Базы данных и литературных источников, в соответствии с выборкой табл. 1 из [Torsvik et al., 2012].

Однако, с поступлением новых результатов, существующие модели нуждаются в тестировании, и предпочтение необходимо отдавать палеомагнитным определениям, которые соответствуют современным критериям надежности и выполнены на современном техническом и методическом уровнях. В данной работе приведены новые результаты по стратотипическим разрезам среднего палеозоя юго-запада Украины (Подолия, долина р. Днестр) [Jeleńska et al., 2005, 2015; Бахмутов и Поляченко, 2014]. Последние представлены сероцветными и красноцветными осадочными породами, являются палеомагнитно информативными, и их можно рассматривать как новый объект для уточнения ТКМП. По результатам различных методов магнитной чистки образцов были выделены, кроме вязкой, еще две компоненты ЕОН. Первая, выделенная на большинстве образцов при Н и Т-чистках,

имеет юго-юго-западное склонение и отрицательное наклонение. Соответствующий ей палеомагнитный полюс (полюс перемагничивания) близок к пермскому сегменту ТКМП для Балтики/стабильной Европы. Вторая компонента, которая выделена на некоторых образцах красноцветных пород (в диапазоне температур 590—690 °С) и на отдельных образцах сероцветных пород (в переменных полях 20-70 мТл), имеет юго-юго-западное (северо-северо восточное) склонение и положительное (отрицательное) наклонение, является первичной характеристической компонентой намагниченности ChRM, информативной для палеотектонических реконструкций ВЕП.

Палеомагнитные направления и полюса для компонент намагниченности силурийских — нижнедевонских осадочных отложений Подолии, рассчитанные в ранге серий, приведены в табл. 2.19, а также на рис. 2.143.

Таблица 2.19. Палеомагнитные направления и полюса компонент намагниченности силурийско-нижнедевонских осадочных отложений Подолии.

Полюс	Стратиграфия	Возраст	N/n	D°	I°	α_{95}°	k	Φ (S°)	Λ (E°)
YP	Яругская серия (S_1)	Пермь	15/11	206	–19	9	27	45	348
MP	Малиновецкая серия (S_2)	Пермь	14/13	208	–16	4.2	99	43	347
KP	Коновская свита (S_2)	Пермь	33/10	192	–26	5,9	67	53.4	5.9
SP	Скальская серия (S_2)	Пермь	15/15	198	–26	4	91	52	356
TP	Тиверская серия (D_1)	Пермь	74/38	211	–22	4,2	32	45	340
DP	Днестровская серия (D_1)	Пермь	201/174	201	–19	1,4	56	47	351.5
SC	Скальська серия (S_2)	Карбон	15/4	207	21	6,3	211	26	356
DD	Днестровская серия (D_1)	Девон	201/49	233,7	43	7,6	8	2,3	338.4
TD	Тиверская серия (D_1)	Девон	74/14	244	37	14,8	8	0	329
SS	Скальская серия (S_2)	Силур	15/2	219	42	4,4	-	9	350
MS	Малиновецкая серия (S_2)	Силур	14/11	215	30	8,1	33	18	350
KS	Коновская свита (S_2)	Силур	33/22	44,1	–19	5,4	33,9	19.9	339.8
YS	Яругская серия (S_1)	Силур	15/8	219	32	9,2	37	16	348

Примечание: **полюс** — сокращение на рис. 2.143; **N** — количество независимо ориентированных образцов (соответствует количеству стратиграфических уровней); **n** — количество образцов, на которых выделена компонента намагниченности; **D/I** — склонение/наклонение средних палеомагнитных направлений (в градусах); **k** — кучность распределения векторов; **α_{95}** — радиус круга доверия при 95% вероятности для среднего направления (в градусах); **Φ/Λ** — широта/долгота палеомагнитного полюса (в градусах).

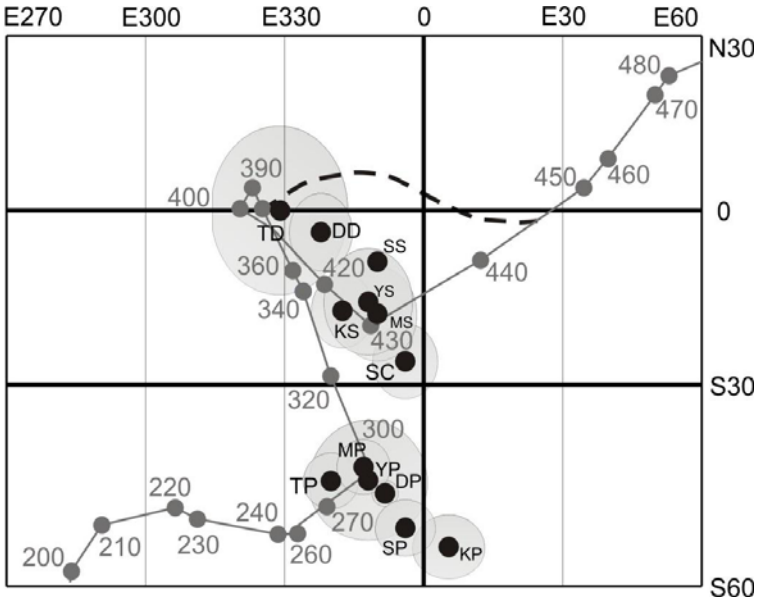


Рис. 2.143. Референтная палеозойская кривая ТКМП для Балтики/Стабильной Европы [Torsvik et al., 2012]; цифрами указаны возрастные оценки (Ма). Новые определения палеомагнитных полюсов представлены черными залитыми кругами (с овалами доверия α95) и обозначены в соответствии с таблицей 2.19.

Следует отметить, что полюса на «пермской» части ТКМП несколько смещены к востоку от референтной кривой. Такая же тенденция прослеживается по другим определениям на Подолии [Smethurst et al., 1992; Лубнина и др., 2007], где полюса также смещены к востоку относительно кривой. В работе [Yuan et al., 2011] по трахитовыми дайковым комплексам западной части УЩ (возраст 282 млн. лет назад) были определены координаты пермского полюса (Ф=49,4°S, Λ=0,3°E), которые близки к координатам полюсов перемагничивания. Координаты палеомагнитных полюсов, рассчитанные по новым палеомагнитным направлениям ChRM компоненты, согласуются с палеозойским сегментом кривой ТПМП для Балтики/стабильной Европы и существенно его дополняют в части, наименее обоснованной фактическим материалом. Согласно новым данным, в лудлове ВЕП располагалась в приэкваториальных широтах Южного полушария и перемещалась на север в район экваториальных широт Южного полушария в пржидольское время (рис. 2.144). Далее характер дрейфа меняется — платформа перемещается в южном направлении, в лохковское время ее положение стабилизируется в приэкваториальных широтах Южного полушария. Характер дрейфа платформы можно описать поворотом против часовой стрелки на 16° вокруг полюса Эйлера с координатами: φ=34°S, λ=247°E. Скорость широтного перемещения (минимальная, поскольку долготное перемещения остается неизвестным) составляла не менее 3 см/год.

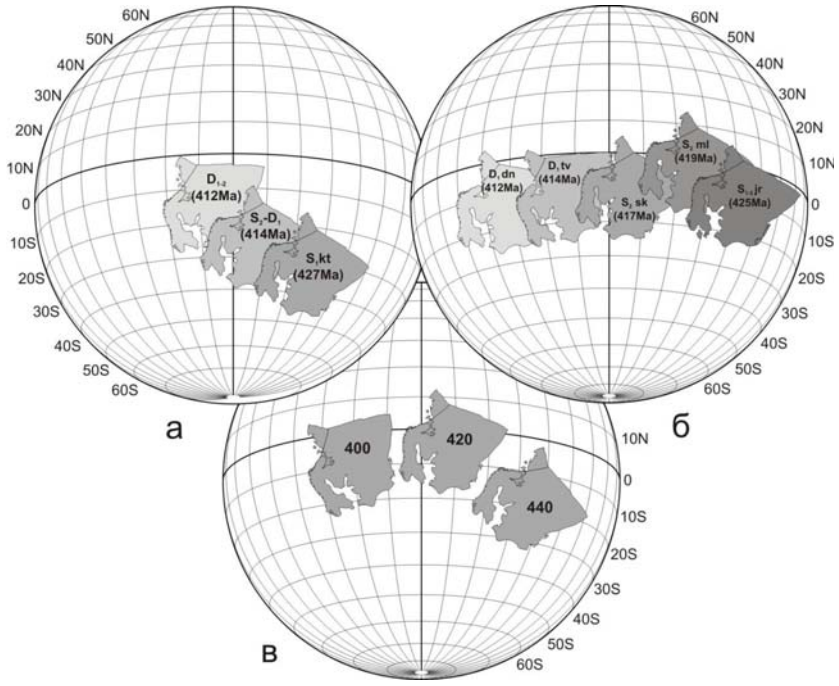


Рис. 2.144. Палеотектонические реконструкции ВЕП в среднем палеозое: а) по данным [Лубнина и др., 2007]; б) по материалам полученным авторами; в) по данным [Torsvik et al., 2012]. Маркировка согласно стратиграфической принадлежности (например, S_2m — Малиновецкая серия верхнего силура), цифрами приведен примерный геологический возраст (Ма).

Палеомагнитные данные, полученные разными авторами по результатам исследования этих отложений, различаются и делятся на две группы, каждая из которых предлагает свой вариант ТКМП. Сложившаяся ситуация побудила к более детальному анализу имеющихся данных, в основе которых лежат результаты, представленные в [Jeleńska et al., 2005, 2015; Бахмутов и Поляченко, 2014; Лубнина и др., 2007] для ВЕП и Лаврентии. На рис. 2.145 сопоставлены соответствующие ТКМП для Балтики/стабильной Европы и Лаврентии, по которым можно выполнить палеотектонические реконструкции и дать оценку кинематической параметрам движения Лаврентии и ВЕП в силуре и раннем девоне (рис. 2.146).

Начиная с 430 Ма одновозрастные полюса Балтики и Лаврентии (голубая и красная линии соответственно) приобретают тенденцию к параллельной миграции, которая сохранилась до рубежей 130—180 Ма. Альтернативная модель ТКМП для Балтики [Лубнина и др., 2007] отодвигает полюса 410—430 Ма севернее, тем самым ликвидируя силурийской-каменноугольный «касп», согласно которому силурийские полюса «тяготеют» к каменноугольным полюсам (зеленая линия на рис. 2.145). Результатом является более позднее схождение при миграции одновозрастных полюсов Балтики и Лаврентии. Подобная модель имеет право на существование, но важно отметить, что количество ключевых определений, на основании которых была построена альтернативная кривая, очень мало. Данные, использованные для этой модели, в основном получены исключительно на осадочных породах,

вероятность занижения магнитного наклонения которых при литификации могла сказаться на конечном результате.

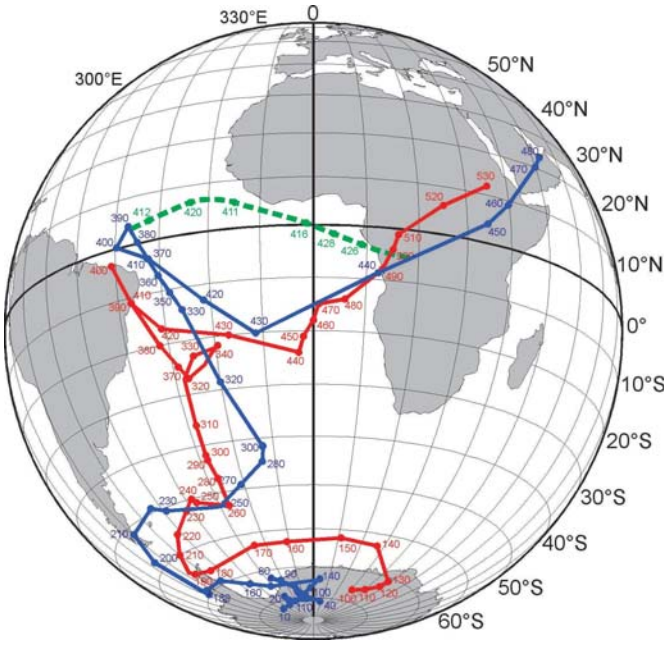


Рис. 2.145. ТКМП для Балтики/стабильной Европы с учетом данных [Бахмутов, 2001; Jelenska, 2005; Torsvik et al., 2012; Бахмутов, 2012, Поляченко, 2014; Jelenska, 2015] (голубая кривая) и Лаврентии (красная кривая) по данным компиляции [Torsvik et al., 2012], и участок ТКМП для Балтики/стабильной Европы (зеленая кривая) построена на основе данных [Лубнина и др., 2007]. Цифрами указан геологический возраст (Ма).

С учетом новых данных выполнены палеотектонические реконструкции взаимного расположения ВЕП и Лаврентии. Показано, что новые данные вносят определенные ограничения на взаимное расположение этих кратонов в палеозое и свидетельствуют в пользу моделей, приведенных в [Torsvik et al., 2012].

Около 440 Ма Лаврентия находилась в экваториальных широтах, а ВЕП — в приэкваториальных широтах Южного полушария, материки были разделены палеоокеаном Япетус, который уже в то время имел тенденцию к закрытию. На рубеже 430 Ма Япетус закрывается и происходит коллизия Лаврентии и ВЕП с образованием материка Лавруссия. Оба материка находились в экваториальных широтах. В интервале 430—400 Ма Лавруссия перемещается в экваториальные широты Южного полушария с одновременным поворотом против часовой стрелки на 24°. Скорость широтного дрейфа (минимальная) составила 3,5 см/год.

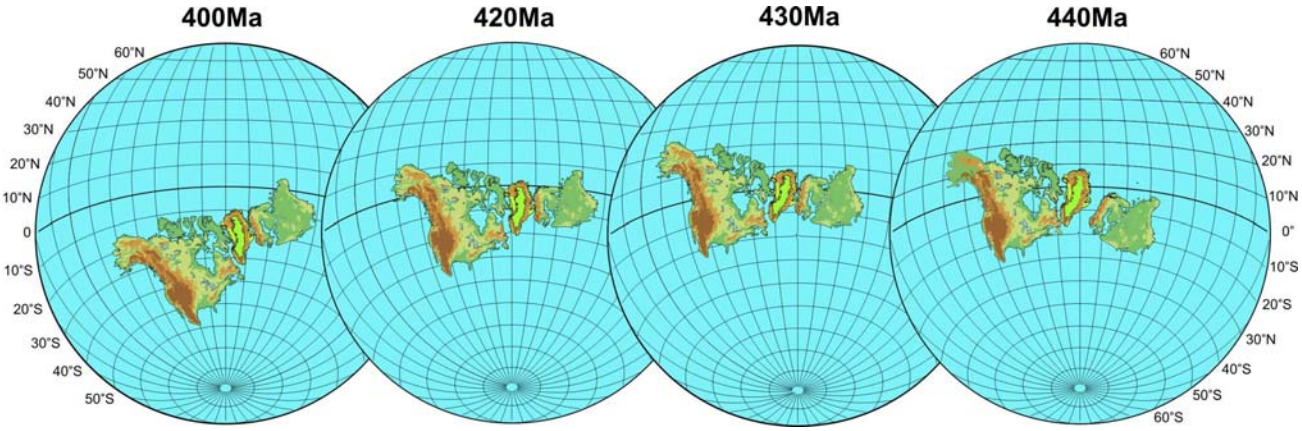


Рис. 2.146. Модели относительного расположения Лаврентии и ВЕП с привязкой к геологическому времени (Ма).

Как известно, при палеотектонических реконструкциях по данным палеомагнитного метода определяется широтное расположение континентальных блоков, но при этом остается долготная неопределенность. Попытка решения этой проблемы возможна с использованием подхода, предложен-

ного в [Evans and Pisarevsky, 2008], суть которого заключается в сопоставлении угловых расстояний между парами одновозрастных полюсов. Совпадение угловых расстояний свидетельствует о перемещении участков земной коры в составе единого блока. Сопоставление угловых расстояний полюсов Лаврентии и ВЕП для рассматриваемого промежутка времени дает совпадение в пределах ±2.5°, что свидетельствует об их дрейфе в составе единого материка (Лавруссия). Результаты, представленные в работе [Лубнина и др., 20017], дают разницу угловых расстояний около 10.5°, что в данном контексте является существенным расхождением. Такой подход при сравнении двух моделей дрейфа ВЕП в силуре-девоне дает основание сделать логический вывод в пользу модели, предложенной в работе [Torsvik et al., 2012], которая подтверждается новыми результатами, полученными на отложениях Подолии.

Одной из проблем палеомагнитных исследований палеозойских пород ВЕП является их перемагничивание, то есть формирование метахронной компоненты намагниченности. Она выделяется в большинстве образцов при Н и Т-чистках, имеет юго-юго-западное склонение и отрицательное наклонение, а соответствующий ей палеомагнитный полюс близок к пермскому сегменту ТКМП для Балтики/стабильной Европы. Во время исследования палеозойских пород ВЕП, в том числе района Подолии, палеомагнитологи постоянно сталкиваются с этой проблемой.

Было определено [Jeleńska et al., 2015], что в сероцветных породах Подолии эта намагниченность обусловлена зернами аутигенного магнетита, в большинстве образцов выделена одна компонента намагниченности «пермского» направления. Такой магнетит мог образоваться в результате «перемагничивания» осадочных толщ в ходе тектонических событий (глубинных процессов тектономагматической активизации), которые сопровождали позднепалеозойскую-раннемезозойскую эволюцию окраины ВЕП. Только в отдельных образцах было выделена характеристическая (первичная) ChRM-компонента, обусловленная наличием сохранившихся зерен детритового магнетита, по свойствам близких к псевдооднодоменным.

В красноцветных породах, в которых были выделены несколько генетических форм гематита с различными магнитными свойствами, механизм образования различных видов намагниченности можно представить следующим образом. С поступлением в водоем мелких терригенных зерен гематита формировалась седиментационная ChRM-компонента остаточной намагниченности. Далее, в процессе литогенеза, происходила мартитизация и осаждение железистого цемента между зернами. При этом вновь образованные магнитные минералы становились носителями вторичной, «ранней» химической намагниченности (CRM), сформировавшейся ненамного позже (в геологическом масштабе времени), которые фиксировали такое же палеомагнитное направление, как и «первичная» остаточная намагниченность. Дальнейшие процессы формирования «поздней» CRM могли длиться достаточно долго. В течение пермского периода регион, вероятно, испытал влияние флюидов, что ускорило формирование мелкозернистого гематита и ультратонкого пигмента, одновременно начались (или активизировались) процессы хлоритизации биотита. В результате появились новые магнитные минералы, в частности зеркальный гематит внутри хлоритовых зерен, с которым связана вторичная, метахронная, намагниченность, или «поздняя» CRM.

Такая последовательность процессов перемагничивания согласуется с термальной историей палеозойских пород Подолии [Środoń et al., 2013], согласно которой силурийские и нижнедевонские отложения с погружением подвергались процессам диагенеза с максимальными температурами до 200 °C.

Процессы диагенеза палеозойских терригенных и карбонатных осадочных толщ Подолии, которые полого погружаются под Карпаты, были связаны с варисцийским орогенезом и тектонотермальными событиями, которые инициировали повышение температуры и приток флюидов на сопредельной территории вдоль зоны Тейссейре-Торнквиста. Возраст максимальных палеотемператур (по данным K-Ar метода) составляет около 300 Ma, что хорошо согласуется с положением полюса, рассчитанного по направлениям компонент намагниченности вблизи фрагмента ТКМП этого же возраста. В наших исследованиях дайкового комплекса восточной части УЩ, возраст которого составляет около 282 Ma [Yuan et al., 2011], координаты пермского полюса близки к координатам полюсов перемагничивания, о чем будет изложено в следующем подразделе.

Таким образом, связь процессов перемагничивания пород с различными геодинамическими режимами эволюции ВЕП и окружающих фанерозойских складчатых поясов представляется вполне возможной. С поздней перми территория Подолии подвергалась воздействию глубинных процессов тектономагматической активизации. Происходили локальные проникновения магмы в нижнюю и среднюю часть коры с образованием магматических куполов на глубинах около 5—10 км, над которыми размещались гидротермальные системы [Гордиенко и др., 2012]. Активизация флюидных процессов способствовала термальному и химическому преобразованию осадочных толщ и, как результат, образованию вторичных минералов железа — носителей ЕОН, с которыми связана вторичная, «пермская», компонента намагниченности.

Пермь и триас. Дайковые комплексы восточной части Украинского щита. Одной из проблем геодинамической эволюции в фанерозое является несогласованность палеомагнитных данных для общепринятой модели Пангея-А для перми и раннего триаса. Для решения этой проблемы были предложены различные объяснения, а именно: 1) отклонение геомагнитного поля для этого интервала геологического времени от поля геоцентрического аксиального диполя; 2) другая конфигурация литосферных плит типа Пангея-В, где северное побережье Южной Америки находится рядом с южной Европой; 3) подозрение на искажение палеомагнитных данных по осадочным породам за счет недоучета эффекта «ошибки наклонения»; 4) сомнения на счет надежности палеомагнитных данных. Несогласование палеомагнитных данных для Гондваны и Лавруссии подразумевает невозможность перекрытия почти на 11° окраин континентов по широте, когда они ограничены по долготе общепринятыми реконструкциями Пангеи [De Boer, 1965; Irving, 1967, 1977; Muttoni et al., 2003; Van der Voo & Torsvik, 2004].

Первое объяснение, которое предусматривает преобладание геомагнитного поля октуполя и вообще ставит вопрос о достоверности пелеотектонических реконструкций по палеомагнитным данным для этого временного интервала, оставим без комментариев и коротко ответим на три следующих пункта.

Для решения проблемы была предложена альтернативная реконструкция Пангеи-В (рис. 2.147), когда Гондвана и Лавруссия располагались в различных меридиональных поясах [Irving, 1977; Bachtadse et al., 2002; Muttoni et al., 2009].

Конфигурация Пангеи-А, была предложена еще Альфредом Вегенером почти 100 лет назад. Согласно ей восточное побережье США располагается рядом с северо-западным побережьем Африки. Конфигурация Пангея-В объединяет восточную часть США с северо-западом Южной Америки [Irving, 2004]. Раскрытие Атлантического океана началось в конце ранней юры [Schettino and Turco 2009] и согласуется с тем, что до этого времени Западная Европа была вдоль меридиана соединена с северным побережьем Африки, что предусматривает реконструкция Пангеи-А. Модель Пангеи-В превращается в Пангею-А при правостороннем мегасдвиге на 3500 км между Лавруссией и Гондваной (рис. 2.147).

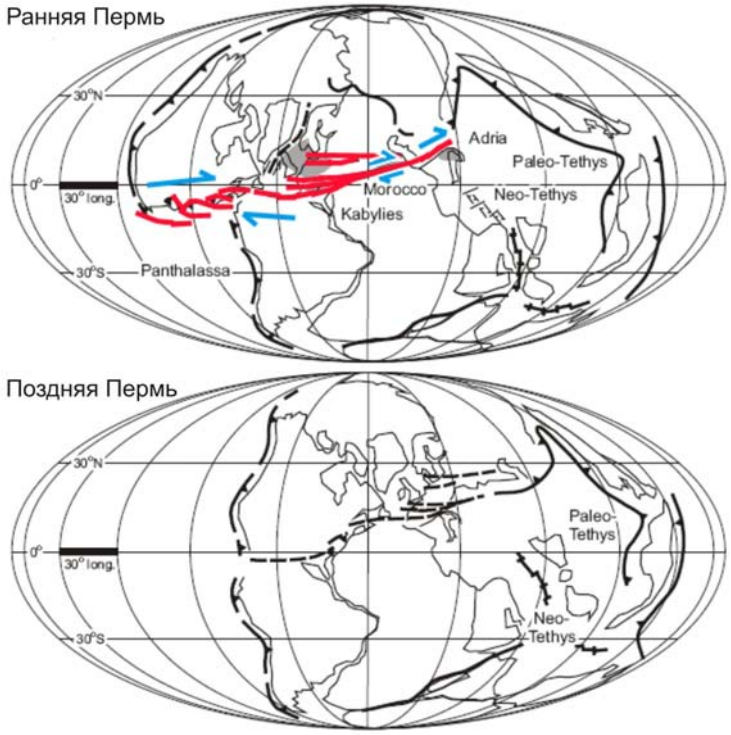


Рис. 2.147. Модель Пангеи-В (сверху) переходит в модель Пангеи-А (снизу) за счет WSW-ENE правого мегасдвига длиной 3500 км между Лавруссией и Гондваной [Muttoni et al., 2003].

Однако для такого сдвига недостаточно геологических данных независимо от того, произошел такой сдвиг в триасе или в перми. Перекрытие почти на 11° может быть связано с остаточной намагниченностью горных пород, в том числе с занижением наклонения осадочных пород (ошибкой наклонения). Поэтому палеомагнитные определения по образцам изверженных пород, в которых отсутст-

вует «ошибка наклонения», может помочь решить эту проблему. Структурное положение и тектоническое стабильность УЩ (начиная с пермского времени) делает его идеальным полигоном для решения этой проблемы.

На восточной окраине УЩ были отобраны образцы из 43 даек пермского и триасового возраста [Yuan et al., 2011]. По результатам палеомагнитных исследований были выделены направления ChRM-компоненты намагниченности, носителями которой были определены зерна как гематита, так и магнетита (иногда с незначительными примесями Ti). Двенадцать сайтов с прямой и обратной полярностью ChRM проходят тест инверсий как по [Tauxe, 2010], так и по [McFadden and McElhinny, 1990], при этом последний соответствует классификации (B). Также результаты, как по андезитам, так и по трахитам проходят тест контакта. Поэтому выделенную ChRM-компоненту намагниченности мы считаем первичной и синхронной возрасту формирования пород.

Результаты датировки 40Ar/39Ar методом пяти образцов дают средний возраст андезитов ~210 Ma (от 204,2±1,6 до 215,7±2,0 Ma). Среднее палеомагнитное направление для позднего триаса по образцам андезитов, определенное на 12 из 15 сайтов: D=60.1°, I=64.4°, k=96, α95=4.5°. Рассчитано направление палеомагнитного полюса 50°N, 106.4°E, dp/dm=5.8°/7.2°, палеоширота 46.2°.

Для трахитов геохронологические определения указывают на раннюю-среднюю пермь (282,6±2,6 Ma), среднее направление по 19 (из 28) сайтов трахитов: D=204.3°, I=–23.8°, k=27.7, α95=6.5°, координаты палеомагнитного полюса 49.4°N, 179.7°E, dp/dm=3.7°/6.9°, палеоширота 12.4°.

Исследуемый район был тектонически стабильным по крайней мере с ранней перми, ошибка наклонения в наших результатах отсутствует (поскольку в изверженных породах, в отличие от осадочных, ее нет), а результаты измерения анизотропии магнитной восприимчивости не указывают на ее значимые величины, т. е. возможные искажения палеомагнитных направлений, связанные с течениями в процессе внедрения дайковых тел, отсутствуют.

В работах [Bazhenov et al., 2008; Nawrocki et al., 2008; Taylor et al., 2009; Bazhenov and Shatsillo, 2010] представлены доказательства горизонтальных движений в перми (определения по различиям в склонении) различных частей Балтики, в частности части северной Европы и Альпийского пояса. Определенные нами палеоширoты по трахитам и андезитам указывают, что УЩ на протяжении 70 млн лет двигался от низких широт в ранней перми (12.4°N) к северу до (46.3°N) в позднем триасе. Это указывает на перемещение (дрейф) в северном направления со скоростью 5 см/год. Пермская фауна моллюсков подтверждает теплые (приэкваториальные) условия, которые господствовали на исследуемой территории в перми [Ziegler 1990].

Палеотектонические реконструкции для двух указанных временных интервалов представлены на рис. 2.148.

Палеоширота, полученная по андезитам (46,3°N), по возрасту соответствует норийскому ярусу позднего триаса (по GTS интервал 203.6—216.5 Ma). Результат согласуется с ранее определенными палеоширотами для исследуемой территории (λ=43.6°N, A95=4.7°) в соответствии с реконструкциями палеогеографической позиции Пангеи-A по [Muttoni et al., 1996].

Палеополюса, рассчитанные по трахитами, согласуются с данными по месторасположению Балтики/стабильной Европы в перми. Они соответствуют самым высоким критериям палеомагнитной надежности и могут быть проинтерпретированы вместе с другими достоверными определениями по вулканогенным (или интрузивным) породам с возрастом около 280 Ma (см. табл. 2.20).

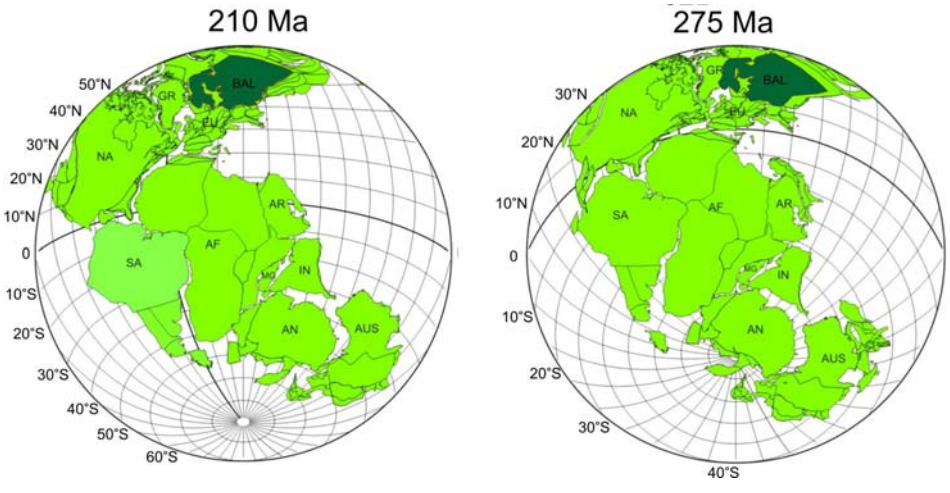


Рис. 2.148. Палеотектонические реконструкции Пангеи для двух временных интервалов согласно материалам Мировой Базы палеомагнитных данных. Отдельно указано месторасположение Балтики/Стабильной Европы с учетом новых данных.

Результаты имеют надежную возрастную привязку (U/Pb или Ar-Ar методами), а по возрастному диапазону охватывают 290—270 Ma (три определения — полюса 5—7 таблицы 2.20 имеют более древний возраст, но на уровне ошибки они перекрываются с другими определениями более раннего возраста). Таким образом, мы можем их включать (или исключать) при конечной интерпретации, разные варианты представлены в таблице 2.20 как средние значениям палеоширот для Балтики (см. λ в таблице 2.20). Результаты таблицы 2.20 также приведены на рис. 2.149.

Таблица 2.20. Палеополюса Балтики возрастом 280±10 млн лет назад.

№	Формация	DC/AQ	Координатыпалео-полюса (град)	α95 (град)	Возраст (Ma)	Ссылка/палео-широта (λ)
A	Андезиты (Украина)	4/3	50N, 106E	5	204-215	Данная работа
1	Дайки Скании	3/3	54N, 172E	11	279±10	[Bylund, 1974]
2A	Экзетер-1	4/3	50N, 150E	4	286±7	[Zijderveld (1967b)
2B	Экзетер-2	3/3	48N, 163E	10	286±7	[Cornwell, 1967]
3	Экзетер (средний)	3/3	49N, 157E		286±7	(2A+2B)
4	Трахиты (Украина)	4/3	49N, 180E	7	283±3	Данная работа
5	Долериты Скании -1	4/3	37N, 174E	11	294±8	[Mulder, 1971]
6	Долериты Скании -2	4/3	38N, 168E	7	294 ±8	[Bylund, 1974]
7	Дайка Петерхед	4/3	41N, 162E	1	297±12	[Torsvik, 1985]
	** N=18, [Muttoni et al., 2003], средний полюс		42.0N, 166.0E	3	273-294	λ=10.5º
	N=3, Среднее по 1, 3, 4	3/3	51.2N, 169.3E	12.3	280±10	λ=17.0°
	N=4, Среднее по 1, 2A, 2B, 4	3/3	50.9N, 166.1E	9.7	280±10	λ=17.9°
	N=7, Среднее по 1, 2A, 2B, 4, 5, 6, 7	4/3	45.7N, 167.1E	7.0	280±10	λ=13.1°

Обозначения: **DC**=демагкод по [Van der Voo, 1990], **AQ**=критерий качества возрастной привязки по [Van der Voo and Torsvik, 2004]; **λ** — палеоширота, рассчитанная для района робот на Украине, 47.4 °N, 37.8 °E.
**в работе [Muttoni et al., 2003] использовались эти полюса для анализа Пангеи.

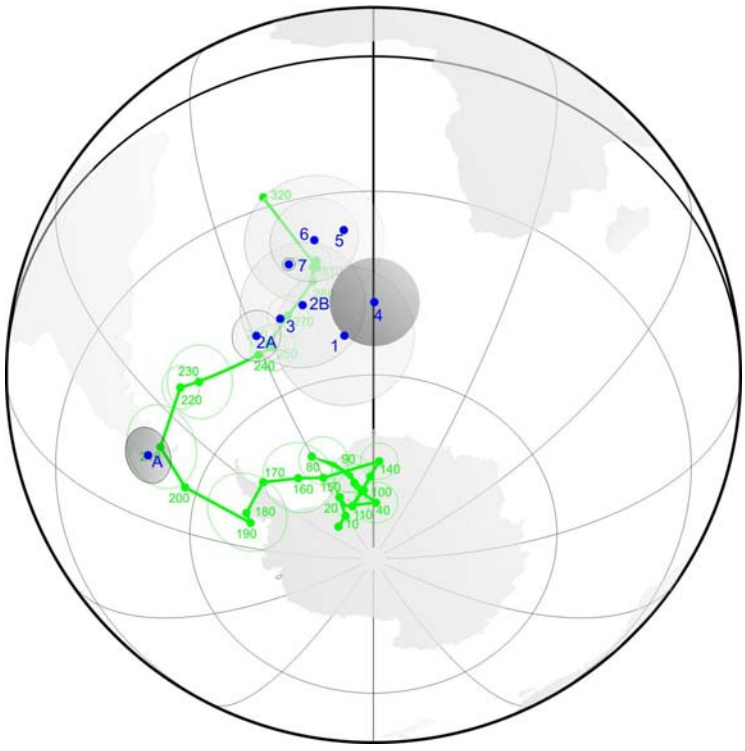


Рис. 2.149. Палеополюса и соответственные 95% интервалы доверия (α95), которые приведены в таблице 2.20, построены относительно ТКМП для Балтики/стабильной Европы [Torsvik et al., 2012].

Палеошироты, рассчитанные для средних полюсов для Балтики и экстраполированные на территорию работ на Украине, изменяются от 13.1°N до 17.9°N, таблица 2.20, там же приведен сред-

ний полюс для Балтики, который использовали авторы работы [Muttoni et al., 2003] для аргументации модели Пангеи-В, что соответствовало бы палеошироте 10.5°N. Относительно недавние исследования раннепермских (ассельский ярус, ~293 Ma) осадочных толщ Донбасса определили палеоширoту 15.8°N (данные по двум сайтах с α95=2.2° по [Meijers et al., 2010]).

Два раннепермских палеополюса (датированные ~280 Ma) из Марокко, были использованы для реконструкции [Muttoni et al., 2003], или средние палеополюса для Гондваны для 280±10 Ma [Torsvik & Van der Voo, 2002] позволяют выполнить реконструкцию Пангеи-А (рис. 2.150). Позиция Лаврентии, полученная по палеомагнитным данным диапазона 268—273 Ma по изверженным породам штата Иллинойс, США [Reynolds et al., 1997], также согласуется с реконструкцией Пангеи-А (рис. 2.150).

Рассмотрим причины значительного континентального перекрытия Европы и Гондваны в реконструкции [Muttoni et al., 1996, 2003], учитывая, что в них использованы полюса для Балтики возрастом ~280 Ma, и два результата для ранней перми по вулканитам Марокко, которые значительно не отличаются от наших результатов. Главное отличие, однако, в предположении, что средний палеополюс для раннепермских пород (кварцевых порфиров) из Южных Альп, Италии, является представительным для полеополюсов Гондваны. Палеоширота Южных Альп (около 8°N) хорошо согласуется с нашими реконструкциями, как показано пунктирной линией на рис. 2.150. Однако, если Африка и другая часть Гондваны жестко связана с микроконтинентом Адриа, как следует из [Muttoni et al., 1996, 2003], то северная часть Гондваны будет значительно перекрываться с югом Европы. Согласованность террейна Адриа с Гондваной была аргументирована для юры и позже, но остается спорной для перми. Очевидно, что необходима дополнительная информация для палеореконструкции террейна Адриа в перми, а также для уточнения пермского сегмента ТКМП для Гондваны.

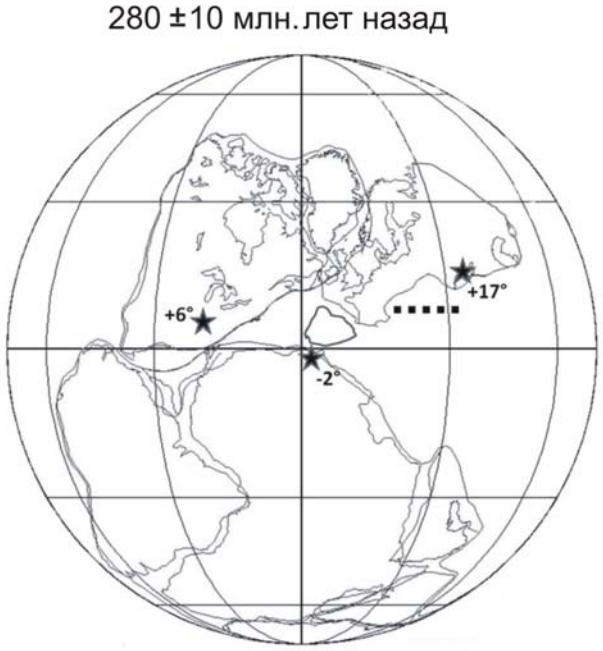


Рис. 2.150. Палеогеографическая реконструкция Балтики, расположенной согласно определенным палеомагнитным полюсам возраста 280±10 Ma (см. в табл. 2.20 для 51.2°N, 169.3°E), Гондваны, расположенной в соответствии с ее средним полюсом для 280 млн лет согласно [Torsvik and Van der Voo, 2002], и Лавруссии, расположенной на основе палеомагнитных данных штата Иллинойс для 268—273 Ma [Reynolds et al., 1997]. Звездами обозначены пункты отбора образцов в Украине, Марокко и США, где по магматическим породам возраста 280±10 Ma были определены палеошироты (приведены цифрами). Пунктирная линия соответствует палеошироте Южных Альп.

Таким образом, новые палеомагнитные результаты указывают, что исследуемый регион в перми около 280 Ma располагался между 12.4°N и 17.9°N в зависимости от того, какие результаты включать для расчетов среднего палеополюса (таблица 2.20). Эти результаты согласуются с данными, полученными по раннепермским осадочным породам Украины, по которым определена палеоширота 15.8°N [Meijers et al., 2010].

В модели Гондваны для 280 Ma, согласно [Muttoni et al., 2003], палеоширота 12°N для Балтики не оставляет достаточно места для модели Пангеи-А, и поэтому не опровергает вариант Пангеи-В. Однако, с более высокими палеоширотами для Балтики, которые приведены в таблице 2.20 (т. е. ~17°N), учитывая палеополюс Гондваны (30°S, 54.9°E) согласно [Torsvik & Van der Voo, 2002], рекон-

струкция Пангея- А является вполне возможной, поскольку палеополюс Гондваны оставляет существенно больше места для модели Пангеи-А, как это показано на рис. 2.150.

Такой же вывод можно сделать относительно положения Гондваны, опираясь на результаты по магматическим породам северной Африки (Марокко) для 270—290 Ма. Но этому результату не хватает хорошо задокументированных определений возраста, и одно из двух палеомагнитных определений имеет достаточно высокий разброс (α95>20°).

Таким образом, новые результаты в какой-то степени опровергают несоответствие между ТКМП Гондваны и Лавруссии между 260 и 230 Ма. Это позволяет ввести ограничения на существующие палеотектонические реконструкции Пангеи для перми — триаса, опровергнуть необходимость модели Пангеи-В, которая предусматривает 3500-километровый правый мегасдвиг между Лавруссией и Гондваной, и отдать предпочтение модели Пангея-А.

2.4.2. Тектонофизические данные

Планетарная трещиноватость вулканогенно-осадочных пород чехла и изменение положения территории Украины в системе географических координат. В пункте 2.1.2 рассмотрены основные теоретические положения проблемы планетарной трещиноватости, характер объектов и масштабы разрывных структур, в первую очередь подходящих для изучения этой проблемы.

Основными требованиями к таким объектам и структурам являются: наличие в тектонически едином регионе обнажений горных пород широкого возрастного диапазона (идеальный случай — полный разрез от рифея до квартера); слабая дислоцированность пород чехла — отсутствие напряженной складчатости; хорошая палеонтологическая и структурно-формационная изученность разрезов; наличие достаточно густой нормально секущей мезотрещиноватости.

Всем этим требованиям полностью или частично отвечают лишь два региона Украины — Волыно-Подольская плита и Донецкий бассейн. Рассмотрим характер поворотов территории Украины, то есть всей Сарматии и даже ВЕП в венде — фанерозое на примере результатов тектонофизического изучения планетарной трещиноватости Волыно-Подольской плиты (ВПП).

Тектонофизические исследования выполнялись в северной, центральной и южной частях ВПП (рис. 2.151) и охватили значительную часть разреза чехла — от нижнего венда (бабинская и ратновская свиты волынской серии) по неоген включительно. В этом разрезе пропущены только породы карбона, перми и триаса, которые в пределах ВПП не обнажаются. Использовался в основном структурно-парагенетический метод, поскольку при формировании планетарной мезотрещиноватости зеркала скольжения как правило не образуются.

В результате выполненных работ был установлен ряд интересных закономерностей в изменении напряженно-деформированного состояния пород чехла, которые, с нашей точки зрения, не ограничиваются территорией Волыно-Подолии, а отражают общие законы кинематики земного шара. Вообще материалы изучения ВПП наиболее ярко отражают методические особенности тектонофизических исследований породных комплексов I—II уровней глубинности.

Учитывая важность выводов, излагаемых ниже, вопросы надежности и достоверности полученных полевых тектонофизических данных, а также их интерпретации детально рассмотрены в работе [Гинтов, 2005]. Полученная величина ошибки определения ориентации главных осей, принятая для оценки надежности построений, составляет 7.5°.

В пределах плиты разрывы, относимые нами к классу планетарной трещиноватости, редко пересекают границы свит, группируясь внутри их или даже внутри слагающих их слоев: в упомянутой нагорянской свите, например, такие трещины группируются в пределах джурджевских и калюсских слоев. Это позволяет утверждать, что действие планетарных сил характеризуется некоторой периодичностью и периоды их действия не превышают времени накопления свиты. В итоге оказалось необходимым выполнить достаточное количество измерений (сотни) элементов залегания трещин и их парагенезисов в каждой свите, что дало возможность определить характер изменения напряженных состояний, вызванных планетарными силами, во время ее накопления.

Результаты тектонофизического изучения планетарной трещиноватости в породах чехла ВПП приведены на рис. 2.152 и 2.153. В первую очередь, обращает на себя внимание установление в каждой системе либо отделе, свите двух создаваемых планетарными силами с небольшим разрывом во времени тензоров напряжений, у которых горизонтальные главные оси σ_1 и σ_3 практически меняются местами (эти оси названы *парными).*

Подобное явление как эпизод отмечалось нами и ранее при исследовании пород таврической серии, средней и верхней юры Крымского п-ова [Гинтов, Муровская, 2000], карбона Донбасса, отложений миоцена Восточных Карпат [Аронский и др.,1996; Гинтов и др., 2014]. Однако в пределах ВПП оно наблюдается почти во всех изученных системах и свитах, что уже является закономерностью.

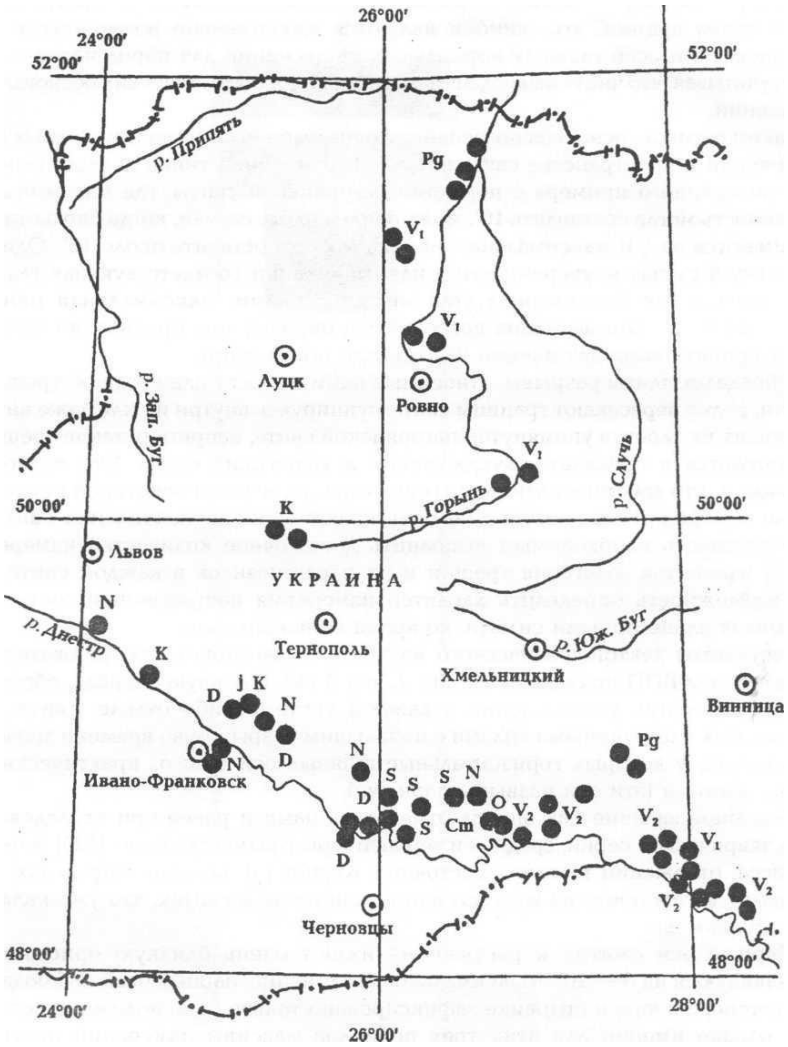


Рис. 2.151. Схема расположения участков тектонофизических исследований территории ВПП. Буквенные обозначения возле участков — возраст изученных комплексов.

Парные оси сжатия и растяжения имеют очень близкую ориентацию, отличающуюся на 5—20°. Максимальное отклонение парных осей наблюдается в палеогене, а в юре и ордовике зафиксировано только одно положение осей σ_1 и σ_3, однако именно для этих трех периодов массивы измерений наименее представительны. Следовательно, отклонение от среднего положения для обеих осей составляет ±(2,5÷10)° и близко к ошибке определения их ориентации. Поэтому есть смысл рассматривать только их среднее положение, предполагая, что парные оси сжатия и растяжения ориентированы одинаково.

Установление в планетарных деформациях земной коры ВПП регулярно меняющихся местами парных осей сжатия — растяжения стало возможным при переходе от упрощенного парагенетического анализа трещин, когда используется только представление о взаимной перпендикулярности генетически связанных разрывов [Долицкий, 1985, Планетарная трещиноватость, 1973, Шульц, 1979], к методике, упомянутой выше. Например, при смене меридионального сжатия — широтного растяжения на меридиональное растяжение — широтное сжатие, сопровождающихся формированием полных систем *R*-, *R'*-, *L*- и *L'*-сколов, максимумы азимутов простираний трещин на розах-диаграммах или стереограммах будут располагаться при α_0=30° на азимутах 300, 315, 330° и 30, 45, 60°. Ясно, что при недостаточном количестве замеров или сильном осреднении можно получить только среднее положение азимутов простирания 315 и 45°. Поэтому одним из основных условий правильной интерпретации материалов изучения планетарной трещиноватости (кстати, разрывов и любого другого генезиса) является измерение и описание парагенетических связей непосредственно в поле.

Анализируя среднюю ориентацию парных осей σ_1 и σ_3 (см. рис. 2.152), можно видеть, что в течение последних 185 млн лет (юра—плейстоцен) они занимали четкое меридиональное и широтное положение по отношению к современной географической системе координат. Промежуточная ось σ_2 была ориентирована соответственно перпендикулярно дневной поверхности. Если обозначить угол

между средним положением меридиональных осей σ_1,σ_3 и современным меридианом через α, то для верхней юры — плейстоцена α=0±3°.

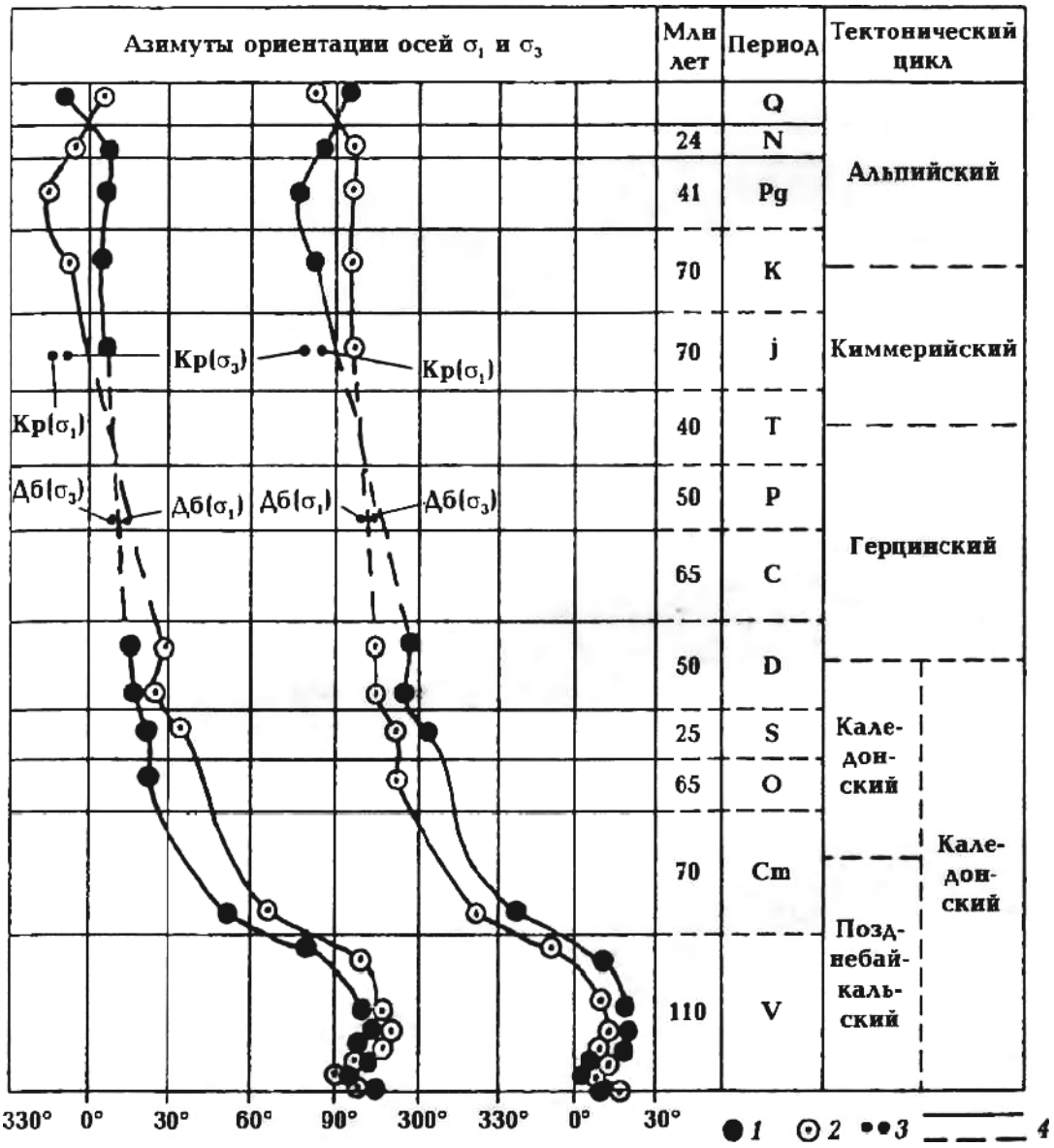


Рис. 2.152. Геохронологическая развертка напряженных состояний земной коры Волыно- Подольской плиты, обусловленных планетарными (ротационными) процессами [Гинтов, 2001]. Оси главных нормальных напряжений: *1* — σ_1; *2* — σ_3 (ось σ_2 вертикальна); *3* — парные оси, установленные в Донбассе (Дб) и Крыму (Кр); 4 — установленные (сплошная линия) и предполагаемые (штриховая линия) траектории изменения ориентации главных осей.

Совершенно невозможно объяснить такой характер напряженно-деформированного состояния осадочного чехла Волыно-Подольской плиты тектоническими причинами, так как в мезо-кайнозое в соседнем Карпатском регионе происходили мощные тектонические процессы, при которых главные оси сжатия и растяжения были ориентированы в основном субперпендикулярно или субпараллельно простиранию Карпат, т. е. по азимуту 40—60° (220—240°) или 310—330° (130—150°) [Аронский и др., 1995; Гинтов и др., 2014]. Подобная ориентация главных осей установлена и в миоцен-четвертичных осадках ВПП по тектоническим трещинам, зеркалам и бороздам скольжения независимо от результатов изучения планетарной трещиноватости.

Проследим, как изменялось положение главных осей нормальных напряжений, обусловленное планетарными процессами, в палеозое и позднем докембрии.

У нас не имеется тектонофизических данных по отложениям карбона-триаса Волыно-Подолии, поэтому на промежутке юра — девон средняя ориентация парных осей сжатия — растяжения показана штрих-пунктиром. Вместе с тем, привлечение материалов по Донбассу и Крыму [Беличенко и др., 1999, Беличенко и др., 1997, Гинтов, Муровская, 2000] показало, что в этих регионах также ус-

тановлена характерная для мезо-кайнозоя меридиональная и широтная ориентация осей σ_1 и σ_3 при субвертикальной оси σ_2. При этом в Горном Крыму для средней юры надежно выделены парные оси со следующей ориентировкой: σ_1=266/1°, σ_3=176/4° и σ_1=177/2°, σ_3=87/4° (α=3—4°).

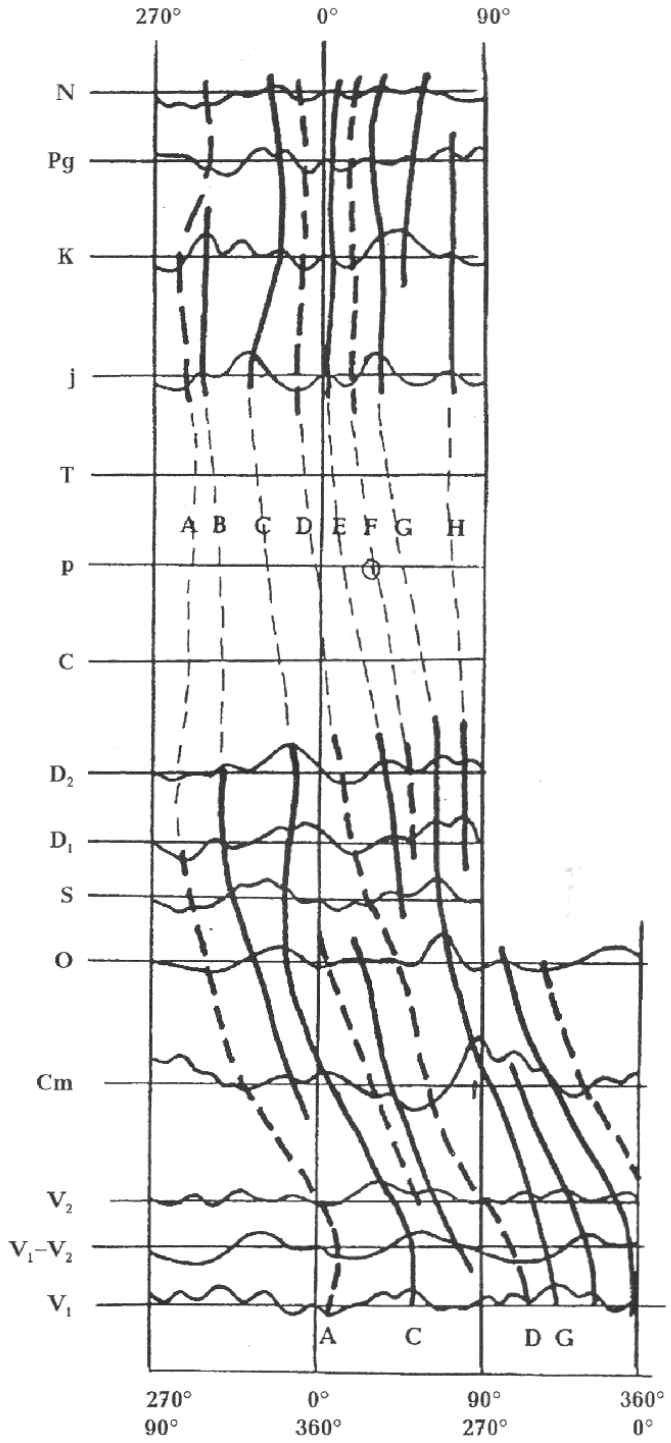


Рис. 2.153. Корреляция графиков частоты встречаемости азимутов простирания субвертикальных трещин в породах чехла Волыно-Подольской плиты.

Парные оси сжатия — растяжения установлены также в позднем карбоне — ранней перми по исследованиям в Донбассе [Беличенко и др., 1997]. Они имеют ориентацию σ_1=280/0°, σ_3=10/0° и σ_1=15/0°, σ_3=285/0° (α=12,5°), которая хорошо ложится на интерполяционную прямую между значениями средней ориентации парных осей для юры и среднего девона Волыно-Подолии (данные по Крыму и Донбассу вынесены на рис. 2.152).

Поэтому можно высказать обоснованное предположение, что начиная с раннего девона и до юрского периода на Волыно-Подолии среднее положение парных осей σ_1 и σ_3 постепенно изменилось с 20—290° на 0—90°.

Для более древних периодов — от раннего венда по силур включительно — определения средней ориентации главных осей σ_1 и σ_3 (ось σ_2 везде вертикальна) достаточно надежны. Рассматривая эту ориентацию от более молодых периодов к более древним, можем видеть, что начиная с ордовика она стала изменяться быстрее: силур 27—297°, ордовик 37—307°, кембрий 60—330°, верхний венд 90—0° (α=90°), нижний венд 95—5° (α=–85°). Максимально быстрая переориентировка главных осей произошла в кембрии — от 45—315° до 80—350°.

Таким образом, траектории изменения среднего положения парных осей сжатия и растяжения, обусловленного планетарными причинами, обнаруживают при продвижении вглубь геологического времени последовательное перемещение по часовой стрелке от меридионального — широтного в наше время до широтного — меридионального в позднем протерозое, пройдя через азимуты 45 — 225° и 315—135° на границе кембрия и ордовика при максимальной скорости смещения в кембрии.

Эта траектория подтверждается и корреляцией графиков частоты встречаемости азимутов простирания субвертикальных трещин, показанной на рис. 2.153.

Основные группы максимумов и минимумов, такие как *A, C, D* и *G,* прослеживаются в каждом периоде от неогена до нижнего венда (разрыв на отрезке триас — карбон по причине, указанной выше).

Угловые расстояния между максимумами *C u G* колеблются от 50 до 90°, т. е. в породах одних систем трещины представлены в основном сколами Риделя, в других — *L—L'*-сколами, в третьих — комбинациями *L*- и *R'*- сколов. На отрезке ордовик — венд корреляционные линии С и *G* резко поворачивают на 60—70° по часовой стрелке, что свидетельствует и о повороте оси σ_1. Можно сделать вывод, что, помимо регулярных короткопериодных инверсий осей сжатия — растяжения, на границе фанерозоя и докембрия произошла естественная инверсия осей, поскольку ось сжатия σ_1 постепенно сменила меридиональное положение на широтное.

Согласно представлениям о ротационном механизме формирования планетарной мезотрещиноватости приведенные данные означают, что для района исследований ось вращения Земли на рубеже докембрия и фанерозоя находилась вблизи экваториальной плоскости и к концу юры переместилась в современное положение. Точная траектория перемещения полюсов по поверхности Земли неизвестна, поскольку материалов по Волыно-Подолии, занимающей территорию 4×4°, или даже по всей Украине (17×7°) недостаточно для ее определения (мы получаем лишь ориентировку палеомеридианов и палеопараллелей по отношению к современным — угол α — без их оцифровки в градусах). Для правильного решения этой задачи необходимо выполнить тектонофизические исследования по единой методике в разных точках планеты и, что особенно желательно, на всех материках.

Сравним полученные нами данные с материалами палеоклиматических и палеомагнитных исследований.

Палеоклиматические исследования привели Н. М. Страхова к выводу [Шульц 1979], что начиная с юры Северный и Южный полюсы не меняли своего положения, совпадая с современными. Для Западной Европы, по его данным, в верхнем палеозое полюсы по отношению к современным были смещены по часовой стрелке на 42—48°, а в нижнем палеозое — приблизительно на 75° в том же направлении.

Качественно эти данные, особенно для конца и начала фанерозоя, неплохо согласуются с приведенными материалами, хотя нам неизвестно, как изменялось географическое положение Волыно-Подольской плиты по отношению к Западной Европе.

В соответствии с палеомагнитными данными, опубликованными в 1982 г. [Палеомагнитология, 1982], фанерозойский средний палеомагнитный полюс для Северо-Европейской и Скифско-Туранской плит переместился из близ экваториальной зоны в раннем палеозое в северные широты в кайнозое, что в общем согласуется с нашими данными, хотя ось магнитного диполя может и отклоняться от оси вращения планеты. Палеомагнитное изучение пород венда Волыно-Подолии [Панов, 1965] позволило выделить три разнонаправленные компоненты естественной остаточной намагниченности, из которых две указывают на положение палеополюсов в средних широтах, а третья — в районе современного экватора. Авторы предполагают, что в последнем случае палеополюсы были получены по перемагниченным породам, однако тогда остается неясным, почему именно эти палеополюсы лучше всего согласуются с тектонофизическими данными о положении оси вращения Земли в раннем и позднем венде вблизи современной экваториальной плоскости.

Поскольку угол *α* между современным и палеомеридианами определяется при натурных наблюдениях, соотношение (1) из пункта 2.1.2 можно использовать для построения палеомеридианов на сфере: зная угол α и задаваясь значениями *x* (или *y*), рассчитываем значения *y* (или *x*) точек на

сфере, через которые проходит данный палеомеридиан. Используя сетку Вульфа или Шмидта, палеомеридианы можно построить графически, не прибегая к расчетам. На рис. 2.154 показаны палеомеридианы для нижнего и среднего венда, кембрия, ордовика — девона и юры — кайнозоя, пересекающиеся в пункте с координатами 50°с.ш., 25°в.д. (средняя часть ВПП).

Рис. 2.154. Палеомеридианы для пункта с координатами φ=50°с.ш., λ=25°в.д., определенные по материалам тектонофизических исследований планетарной трещиноватости в породах чехла Волыно-Подольской плиты. Проекция восточного полушария Земли на сетке Вульфа: *1* — современный меридиан 25°в.д., *2* — палеомеридианы, *3* — углы α.

Таким образом, изучение планетарной трещиноватости осадочного чехла Волыно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы на участке с координатами 48—52°с.ш., 24—28°в.д. позволило установить, что по отношению к этому району сетка географических палеокоординат в раннем и позднем венде была перпендикулярна современной. В течение фанерозоя она, поворачиваясь против часовой стрелки, приняла современное положение в юрский период.

Учитывая, что по палеоклиматологическим и палеомагнитным данным для Восточно-Европейской платформы северный географический полюс в фанерозое мигрировал в западной части Тихого океана и восточной части Азиатского материка, т.е. в плоскости, приблизительно перпендикулярной радиусу, проходящему через район исследований, можно утверждать, что углы поворота географической сетки палеокоординат приблизительно равны углам поворота оси вращения Земли в плоскости меридиана, которая за период от начала фанерозоя до мела проделала путь около 90°. Наибольшая скорость миграции полюсов наблюдалась в кембрии.

Кинематика формирования западной и центральной части Украинского щита в период 1.80—1.73 млрд лет назад по результатам изучения трещиноватости горных пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. В 1993—1996 г г. О. Б. Гинтовым и П. В. Беличенко были выполнены тектонофизические исследования деформаций габбро-анортозитов и гранитов рапакиви Коростенского (КП) и Корсунь-Новомиргородского (КНП) плутонов Украинского щита (УЩ) (рис. 2.155). В результате изучения квазихрупкой трещиноватости, сформированной в последнюю фазу остывания массивов (это установлено по характеру взаимоотношения трещин и кристаллической структуры пород [*Беличенко, Гинтов*, 1996]), оказалось, что региональные палеополя тектонических напряжений, в которых формировались оба плутона, не совпадают: углы между соответствующими главными осями сжатия и растяжения отличаются на ~20° по габбро-анортозитам и на ~30° по гранитам рапакиви. Это привело авторов в некоторое замешательство и в дальнейшем материалы исследований были опубликованы только по КНП [Беличенко, Гинтов, 1996; Гинтов, 2005], а материалы по КП отложены для дальнейшего изучения.

За прошедший период получено значительное количество новых данных как по характеру геодинамических процессов в пределах западной части УЩ [Bogdanova et al.,2004, 2006, 2008, 2013[1,2]; Глевасский, Каляев, 2000; Глевасский, 2005; Гинтов, 2005; Гинтов и др., 2008; Гинтов, Пашкевич, 2010, Гинтов, 2012; Кировоградский, 2013 и др.], так и по возрасту пород КП и КНП [Shumlyanskyy et al., 2006; Щербак и др., 2008; Митрохін, 2012; Шумлянский, 2012; Шестопалова и др., 2013]. Было показано [Bogdanova et al., 2013[1]], что:

а) в период 1.83—1.81 млрд лет начался коллизионный процесс между Фенноскандией и Сарматией, выразившийся в СЗ-ЮВ сжатии СЗ части щита, формировании взбросо-надвиговых структур (пержанская фаза [Гинтов, 2005]) и вызвавший затем мощное плавление литосферы в пределах УЩ;

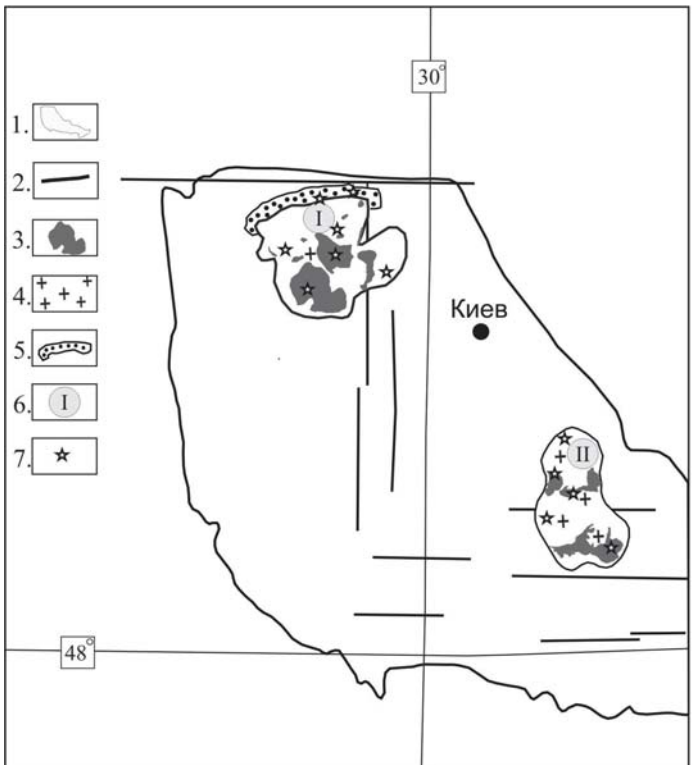


Рис. 2.155. Положение Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов в пределах Украинского щита. 1 — контур УЩ; 2 — зоны разломов субботско-мошоринского этапа деформации (осевые линии); 3 — габбро-анортозиты; 4 — рапакиви и рапакививидные граниты; 5 — породы овручской серии (Овручская грабен-синклиналь); 6 — плутоны (цифры в кружках): 1 — Коростенский, 2 — Корсунь-Новомиргородский; 7 — участки тектонофизических исследований.

б) согласно палеомагнитным и тектонофизическим данным [Bogdanova et al., 2012[1]], в период 1.8—1.75 млрд лет назад УЩ вместе с Сарматией был повернут против часовой стрелки на 45—50°, а выполненное под руководством В. Г. Бахмутова палеомагнитное изучение пород Ингульского мегаблока УЩ [Кировоградский…, 2013], подтвердило представления о северо-восточной палеомагнитной ориентации УЩ 1.72—1.75 млрд лет назад [Elming et al., 2006].

в) период 1.80—1.73 млрд лет назад отражает окончание формирования УЩ и его крупных деформаций. По тектонофизическим данным для этого периода установлены два последних мощных этапа деформации: 1) субботско-мошоринский сдвиговый этап (1.80—1.77 млрд лет), приведший к формированию системы широтных и меридиональных (***в современной системе координат***) зон разломов, и 2) корсунский этап (1.76—1.73 млрд лет) субширотного (***в современной системе координат***) растяжения, охватывавших практически весь УЩ [Алехин, Гинтов, 2004; Гинтов и др., 2008; Гинтов, 2014] и, скорее всего, всю Сарматию [Bogdanova et al., 2012[1]] .

Восстановленные поля напряжений для этих этапов в современной системе координат были следующими [Гинтов, Мычак, 2012]: для субботско-мошоринского σ_3—45^0, σ_1—315°; корсунского σ_3—96°, σ_1—06° (корсунская фаза) и σ_3—81°, σ_1—171° (городищенская фаза). Корсунская фаза установлена по трещиноватости в гранитах рапакиви, а городищенская — в габбро-анортозитах КНП.

г) этот же период (1.8—1.73 млрд лет назад) характеризовался на УЩ несколькими фазами габбро-анортозит-мангерит-чарнокит-гранитного (AMCG) магматизма, в процессе которых в пределах Волынского, Ингульского и Приазовского мегаблоков сформировались мощные пояса мафических даек, КП, КНП и малые интрузии Приазовья. В первую фазу (1.8—1.77) образовалась большая часть дайковых поясов и ранние анортозиты КП и КНП, обычно встречающиеся в виде ксенолитов среди более молодых анортозитовых комплексов. В остальные фазы (1.76—1.73) — основная масса габбро-анортозитов и гранитов рапакиви КП и КНП, а также отдельные дайковые пояса.

д) Более детально (см. рис. 2.156) периодизация формирования КП и КНП выглядит следующим образом. В образовании КП О. В. Митрохин и Л. В. Шумлянский выделяют две фазы: 1) 1.8—1.78 млрд лет назад [Митрохін, 2011; Шумлянський, 2012]; 2) 1.77—1.75 млрд лет назад [Митрохін,

2011] или 1.765—1.755 млрд лет назад [Шумлянський, 2012] — в среднем 1.76 млрд лет назад. При этом, судя по рис. 2.156, во вторую фазу граниты рапакиви формировались в общем позднее габбро-анортозитов на 10—15 млн лет. В образовании КНП О. В. Митрохин [Митрохін, 2011] выделяет три фазы: 1) ~1.76 (габбро-анортозиты Смелянского массива), 2) ~1.75 (габбро-анортозиты и рапакиви Новомиргородского и Шполянского массивов), 3) ~1.73—1.75 млрд лет назад (лейкониты и монцониты Городищенского массива). Сравнение этих данных с работой [Щербак и др., 2008], а также рассмотрение рис. 2.156 показывает, что основная масса пород корсунь-новомиргородского комплекса образовалась приблизительно на 10 млн лет позже основной массы пород коростенского комплекса (штриховая линия на рисунке).

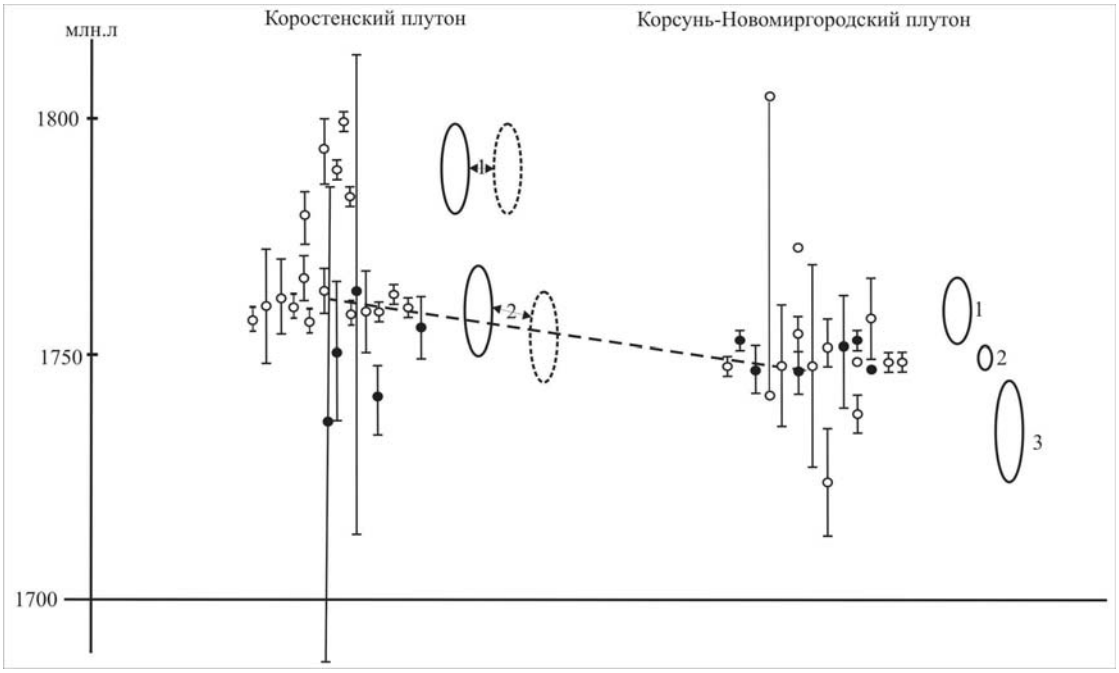


Рис. 2.156. Результаты определения изотопного возраста пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов, по [Щербак и др., 2008; Шумлянський, 2012; Шестопалова и др., 2013]. *Залитые кружки* — граниты рапакиви и другие гранитоиды, *незалитые* — габбро-анортозиты (анортозиты, габбро, лейкониты, монцониты и др.); *тонкие вертикальные линии* – пределы, отражающие точность определения возраста; *овалы* — фазы формирования плутонов: сплошные по [Митрохін, 2011], пунктирные — по [Шумлянський, 2012]; штриховая линия соединяет центры совокупностей результатов определения возраста.

Все это позволяет вернуться к полученным ранее данным по тектонофизическому изучению КП и КНП, рассмотрев их в новом аспекте.

Целью данного исследования являлось детализация представлений о геодинамическом процессе на УЩ в период 1.8—1.73 млрд лет назад, изложенных в перечисленных выше работах. Нужно сказать, что из трех показателей — изотопного возраста, координат палеомагнитных полюсов и ориентации осей напряжений — последний показатель обеспечен наибольшим количеством определений, поэтому в некоторых спорных моментах ему необходимо отдавать предпочтение. Детализация касается только вращательной составляющей перемещений УЩ в составе Сарматии, поскольку по тектонофизическим данным нет возможности определять палеоширoты и палеодолготы блоков литосферы.

Результаты тектонофизических исследований. В 2011—2012 гг. авторы провели дополнительное тектонофизическое изучение габбро, габбро-анортозитов, лабрадоритов (обобщенно-габбро-анортозитов) и гранитов рапакиви КНП и КП, кварцевых порфиров збраньковской и кварцито-песчаников толкачевской свит овручской серии. Результаты исследования пород плутонов в сравнении с материалами предыдущих работ в целом подтвердились, а изучение пород збраньковской и толкачевской свит внесло дополнительные сведения о напряженно-деформированном состоянии земной коры исследуемого района в конце и после формирования КП.

В пределах КП тектонофизическое изучение габбро-анортозитов выполнялось в карьерах и обнажениях Володарск-Волынского, Федоровского и Чеповичского массивов, гранитов рапакиви — по рр. Уж, Жерев, Ирша, в гг. Коростень, Малин, Радомышль и их окрестностях (суммарное количество измерений около 2000), эффузивов и осадков збраньковской свиты — в районе пос. Великие Збранки, кварцито-песчаников толкачевской свиты — в карьерах пос. Першотравневое под г. Овруч.

Габбро-анортозиты КНП исследовались в обнажениях и карьерах Гордищенского, Смелянского и Новомиргородского массивов, граниты рапакиви — по рр. Рось, Ольшанка, Шполка, Большая Высь (суммарное количество измерений более 2000).

Как видим, тектонофизическое изучение трещиноватости проводилось в основном в породах второй фазы формирования коростенского комплекса КП и первой-третьей фаз формирования пород корсунь-новомиргородского комплекса КНП. Обработка данных показала, что не имеет смысла анализировать результаты измерений по каждому участку плутонов в отдельности, так как они повторяют друг друга, а лучше разделить данные по изучению габбро-анортозитов и гранитов рапакиви для каждого плутона.

Характер трещиноватости горных пород в обоих плутонах идентичен: системы субвертикальных трещин образуют кинематические парагенезисы типа сколов Риделя (R и R’), L- и L’-сколов, гораздо реже P- сколов, т. е. формировались в условиях стресса, хотя сдвиговые смещения по трещинам заметны не всегда. Трещины не пересекают крупные кристаллы и овоиды, но прямолинейны, причем кристаллическая структура пород в контакте с трещинами подчинена такой прямолинейности (рис. 2.157). Другого типа трещиноватости, которая предшествовал бы этой, авторы в породах не увидели, поэтому было сделано заключение, что формирование изученных систем трещин произошло при остывании плутонов на некоторой глубине в условиях хрупкости и квазихрупкости. Детальный анализ углов скалывания α_0 и PT условий при формировании КНП, выполненный в работе [Гинтов, 2005], показал, что трещиноватость в породах массива образовалась на глубинах между 2 и 5 км.

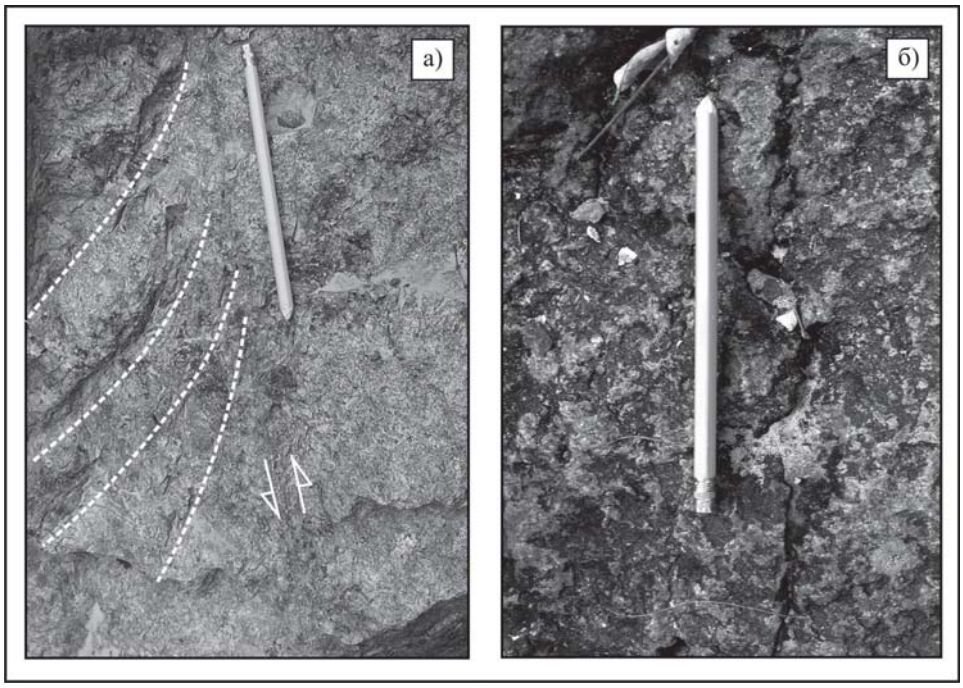


Рис. 2.157. Примеры взаимоотношения трещин и кристаллической структуры рапакививидных гранитов: а) Малинский карьер № 6. Штриховыми линиями показана переориентация кристаллов плагиоклаза, образующих структуры подворота при левосдвиговой деформации вдоль трещины; б) р. Уж в г. Коростень. Перекристаллизация в рапакививидном граните после образования трещины.

На рис. 2.158 приведены результаты массового изучения систем трещин в габбро-анортозитах и гранитах рапакиви КП и КНП. В виду субвертикального падения трещин результаты замеров показаны в виде графиков азимутов простираний их плоскостей.

Напряженно-деформированное состояние КП. Поскольку графики для габбро-анортозитов и гранитов рапакиви во многом совпадают (рис. 2.158 а), для обоих комплексов определялось единое поле напряжений.

Основные максимумы графиков B-B’ и E-E’ идентифицированы как L- и L’-сколы (средние азимуты простирания 287 и 18°). Максимумы C-C’ и D-D’ (средние азимуты простирания 298 и 358°) отвечают R- и R’-сколам, а A-A’ и F-F’ (273 и 31°) — P и P’-сколам. Правильному выбору осей растяжения и сжатия, а также оси растяжения как «рабочей» способствовало то, что большинство даек района, сформированных в рассматриваемый период (для чистоты эксперимента результаты измерения трещин в дайках здесь не использовались), имеют СЗ простирание (310—330°, по [Bogdanova et al., 2012[1]]).

Таким образом, КП формировался и остывал в региональном поле растяжения с азимутом ориентации оси σ_3=63/00° (243/00°), σ_1=333/00° (153/00°) (сжатие принято положительным при $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$). Судя по азимутам ориентации сколов Риделя, основной угол скалывания в породах массива составлял α_0=30°.

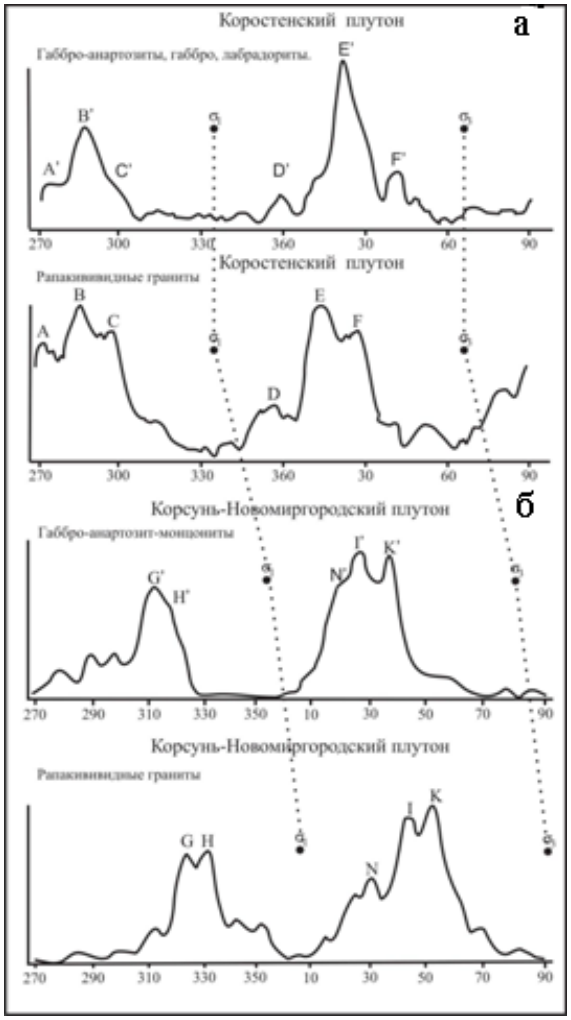


Рис. 2.158. Графики частоты встречаемости азимутов простирания трещин в гранитах рапакиви и габбро-анортозитах КП и КНП. Пунктиром показан относительный поворот осей сжатия (σ_1) и растяжения (σ_3).

Определим, на какой, примерно, глубине Н формировалась трещиноватость КП. На рис. 2.159 приведены зависимости α_0=f (H) при сжатии и растяжении и при различных температурных градиентах (приложение № 8 в работе [Гинтов, 2005]). Температура, при которой образовалась трещиноватость, нам точно неизвестна, но это не является препятствием, так как заранее установлено, что плутон формировался в условиях растяжения, а зависимость α_0 = f (H) при растяжении (кривые 4—7) для углов скалывания α_0 от 25 до 37° единая. Поэтому заключаем, что трещиноватость КП сформировалась на глубине 1.7—2.1 км.

Напряженно-деформированное состояние КНП. На рис. 2.158, б приведены графики азимутов простирания трещин в габбро-анортозитах и гранитах рапакиви КНП. На них, как и на графиках для КП, выделяются два основных максимума (~330 и ~50° для гранитов рапакиви, ~315 и ~30° для габбро-анортозитов), которые отражают суммарную картину смешанных азимутов простирания парагенетически связанных R-R' и L-L'-сколов, так как средние углы между максимумами меньше 90°.

При тектонофизическом изучении плутонов идентификация сколов Риделя и L-сколов затруднена (в отличие от изучения зон разломов, у которых практически всегда известно простирание осевой линии), если нет четкого разделения между максимумами с углами между ними 50—70° и 90°. В этих условиях, в частности для КНП, может быть несколько вариантов интерпретации.

Вариант 1. Ориентировка осей напряжений определяется как середина между главными максимумами. В этом случае имеем для гранитов рапакиви σ_3=280°, σ_1=10°; для габбро-анортозитов σ_3=83°, σ_1=353°.

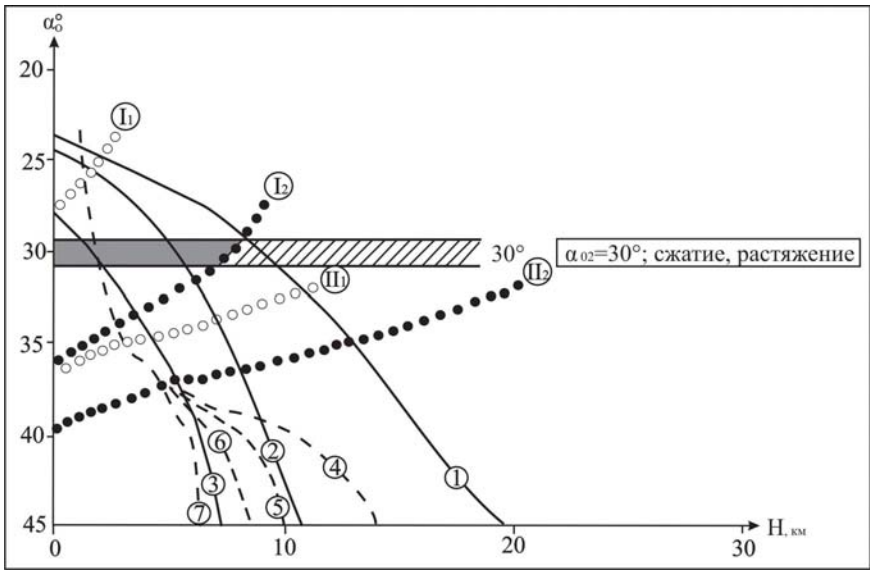


Рис. 2.159. Определение характера действующих сил и глубинности деформационных процессов в пределах Коростенского плутона с помощью параметра α_0, по [Гинтов, 2005]. Кривые $\alpha_0=f(H)$, рассчитанные для различных температурных градиентов при сжатии $t^\circ=(10+10H)^\circ C$ (1), $(50+20H)^\circ C$ (2), $(200+20H)^\circ C$ (3) и растяжении $t^\circ=(10+10H)^\circ C$ (4), $(50+20H)^\circ C$ (5), $(200+20H)^\circ C$ (6), $(350+20H)^\circ C$ (7). Границы, разделяющие зоны хрупкого и квазихрупкого разрывообразования: I_1 — при сжатии; I_2 — при растяжении. Границы К. Моги, разделяющие области хрупкости и пластичности: II_1 — при сжатии, II_2 — при растяжении. Заштрихованная полоса — величина α_0 по данным полевых определений; залитая часть — участок пересечения полосы α_0 с зоной хрупкого трещинообразования в условиях растяжения.

Вариант 2. Определяются возможные L- и L'-сколы (по углу между максимумами ~90°). Для гранитов рапакиви это максимумы G и K, для габбро-анортозитов — G' и K'. Тогда оси напряжений ориентированы: для рапакиви σ_3=279°, σ_1=9°; для габбро-анортозитов σ_3=85°, σ_1=355°.

Вариант 3. По возможным R- и R'- сколам (максимумы H-I и H'-I' либо M-N и M'-N') определяются следующие ориентация главных осей: для рапакиви σ_3=278°, σ_1=8°; для габбро-анортозитов σ_3=82°, σ_1=352° либо σ_3=79°, σ_1=349°.

Таким образом, для КНП имеем следующие варианты определения ориентации главных осей тектонических напряжений при формировании трещин во время остывания массива. Граниты рапакиви (корсунская фаза): σ_3=280°, 279°, 278° σ_1=10°, 9°, 8°; средние значения ориентации осей σ_3=99/00° (279/00°), σ_1=09° (189/00°). Габбро-анортозиты (городищенская фаза): σ_3=83°, 85°, 82°, 79; σ_1=353°, 355°, 352°, 349°; средние значения σ_3=82/00° (262/00°), σ_1=172/00° (352/00°). Как видим, вновь полученные данные по ориентации главных осей нормальных напряжений для КНП отличаются от прежних на 1—3°, что находится в пределах ошибки полевых измерений.

Исходя из полученных данных, можно сделать вывод, что а) изученные массивы гранитов рапакиви и габбро-анортозитов КП были сформированы в едином поле напряжений северо-восточного растяжения; б) при формировании КНП поле растягивающих напряжений оказалось повернутым по часовой стрелке относительно поля КП на 19° (по габбро-анортозитам) — 36° (по гранитам рапакиви), то есть поле напряжений, в котором сформированы рапакиви КНП, повернуто по часовой стрелке относительно габбро-анортозитов этого плутона на 17°.

Рассмотрим причины такого взаиморасположения осей растяжения двух хорошо изученных плутонов.

Во время субботско-мошоринского этапа 1.80—1.77 млрд лет назад были заложены широтные (*в современной системе координат*) — Субботско-Мошоринская, Смелянская, Конкская, Полесская и др. — и меридиональные — Звиздаль-Залесская и др. — зоны разломов в условиях регионального поля тектонических напряжений с субгоризонтальными осями σ_1 — 315° и σ_3 — 45° при «рабочей» оси растяжения.

Четкая прямолинейность и неизменность ориентации разломов этой системы в плане показывает, что блоки, составляющие УЩ, после субботско-мошоринского этапа не вращались друг относительно друга. Сдвиговые перемещения вдоль разломов можно в данном случае не учитывать, так как сдвиги не ведут к повороту разделяемых разломами блоков. Возможны только локальные внутрисдвиговые вращения — структуры подворота, складки волочения и др., однако они легко распознаются и не влияют на региональную структуру щита.

Следовательно, предполагаемые вращения крупных блоков УЩ после 1.80 млрд лет могли, скорее всего, происходить только как следствие вращения щита в целом.

Будем рассматривать ориентацию УЩ (в горизонтальной плоскости) в современной системе географических координат как ориентацию его длинной оси, вытянутой вдоль параллели 48°с.ш.

Выше уже было сказано, что по палеомагнитным данным и материалам изучения (в том числе тектонофизического) дайковых поясов УЩ [Bogdanova et al., 2012[1,2]] в период 1.80—1.75 млрд лет назад щит повернулся на 45—50° против часовой стрелки.

Охват полем напряжений 315—45° всей Украины и, скорее всего, всей Сарматии, свидетельствует о его продолжительном существовании. Это подтверждает гипотезу о том, что в период 1.80—1.75 млрд назад поле тектонических напряжений оставалось геометрически неизменным, а изменялась ориентация УЩ [Bogdanova et al. 2012[1], 2013]. Именно поэтому на корсунском этапе (1.75 млрд лет назад) по трещиноватости в КНП были зафиксированы рассмотренные выше региональные поля субширотного растяжения, также охватившее значительную территорию. То есть во время формирования КНП УЩ был ориентирован в ЮЗ—СВ направлении, а плутон, соответственно, — в ЮВ—СЗ, субперпендикулярно полю 315—45°.

Не вдаваясь сейчас в очень сложный анализ предшествующих моменту 1.80 млрд лет назад соотношений напряженно-деформированных состояний УЩ и перемещений террейна Сарматии, попытаемся рассмотреть ситуацию во время формирования КП и КНП.

Закрепив поле напряжений 315—45° как стабильное в период 1.80—1.75 млрд лет, можем определить, как изменялась относительно него определенная нами ориентация главных осей во время формирования плутонов. Повороты по часовой стрелке будем считать положительными, против — отрицательными.

Между началом субботско-мошоринского этапа 1.8 млрд лет назад и второй фазой формирования КП 1.76 млрд лет назад (первая фаза формирования плутона нами не изучалась) региональное поле напряжений повернулось на 63—45°=+18°. Массивы габбро-анортозитов КНП сформировались 1.75 млрд лет назад в поле напряжений, повернутом на 82—45°=+37°. Граниты рапакиви КНП — 99—45°=+54°.

Ранее не обращалось внимание на различие ориентации осей растяжения при формировании габбро-анортозитов и рапакиви КНП — они рассматривались как субширотные, а общее растяжение — как широтное. Но при детализации представлений о геодинамических процессах того времени это различие необходимо учитывать.

Приведенные данные пока не могут ответить на вопрос, чем объяснить полную идентичность полей напряжений при формировании массивов габбро-анортозитов и гранитов рапакиви КП. Может быть два варианта объяснения: 1) трещины в обоих комплексах КП образовались одновременно; 2) во время формирования КП произошла *остановка* в повороте УЩ, из-за чего трещины в обоих комплексах формировались в разное время, но в одном поле напряжений. Второй вариант, с нашей точки зрения, предпочтителен из-за различия в возрасте габбро-анортозитов и рапакиви КП. Если первые образовывались в основном ранее 1.76 млрд лет назад, то вторые — несколько позже [Shumlyanskyy et al., 2006;Шумлянский, 2013; Щербак и др., 2008; Bogdanova et al., 2013[1]] и разница во времени составляет в среднем 10—15 млн лет.

С другой стороны, не ясно, почему поворот на 17° осей напряжений, определенных по трещиноватости гранитов рапакиви КНП, по отношению к осям, определенным для габбро-анортозитов плутона, не согласуется с кажущейся одновозрастностью этих комплексов (рис. 2.156). Представляется, что причина кроется в малом количестве определений изотопного возраста рапакиви. Скорее всего, в третью фазу формирования плутона (1.73—1.75 млрд лет назад [Митрохин, 2011]) должны попадать не только габбро-анортозиты, но и граниты рапакиви, и тогда окончание корсунского этапа деформации земной коры УЩ необходимо продлить до 1.72—1.73 млрд лет назад, что в принципе еще не выходит за пределы минимального возраста пород КНП [Щербак и др., 2008].

Таким образом, общий поворот УЩ с субботско-мошоринского по третью фазу корсунского этапа составил, согласно нашим расчетам, 54°. За период ~75 млн лет и задержке в повороте на 10—15 млн лет, средняя скорость поворота составит ~0.9 млн лет. Удобно разбить угол поворота 54° на четыре сектора (18+0+19+17)°, соответствующие следующим фазам формирования плутонов: сектор 1 — окончание первой фазы формирования КП через ~20 млн лет после начала субботско-мошоринского этапа; сектор 2 — остановка в повороте УЩ на ~10—15 млн лет, при которой формировались породы второй фазы КП; сектор 3 — формирование габбро-анортозитов и, частично, рапакиви КНП (вторая фаза, по [Митрохін, 2011]) через ~21 млн лет после начала второй фазы КП; сектор 4 — предполагаемое формирование массивов рапакиви КНП еще через ~19 млн лет.

Ориентация главных осей базового регионального поля напряжений 315—45° при этом оставалась неизменной.

Рассмотрим, как поворачивался щит в горизонтальной плоскости при этих условиях. Схема поворотов УЩ по тектонофизическим данным и фаз AMCG магматизма между субботско-мошоринским и корсунским этапами, включая и сами эти этапы, показана на рис. 2.160.

После субботско-мошоринского этапа УЩ повернулся против часовой стрелки на 18° и занял широтное положение в современной системе координат (рис. 2.160, а), что согласуется с данными [Elming et al., 2006].

Во время образования массивов габбро-анортозитов КНП УЩ был повернут (в противоположность полю напряжений) против часовой стрелки на 37° и его ориентация была 90—37=53° (рис. 2.160, в).

В процессе предполагаемого в третьей фазе формирования массивов гранитов рапакиви КНП поворот щита уже составлял 54°, т. е. он был ориентирован по азимуту 90—54=36° (рис. 2.160, г).

Как видим, ориентация УЩ в третьей фазе формирования КНП, определенная по тектонофизическим данным в гранитах рапакиви, отличается от определенной по палеомагнитным данным (22°) в габбро-анортозитах, на 14°. Третья фаза формирования КНП длилась около 20 млн лет (рис. 2.158). Это время коррелируется с поворотом УЩ, если предполагать, что габбро-анортозиты образовались в начале фазы, а рапакиви — в конце.

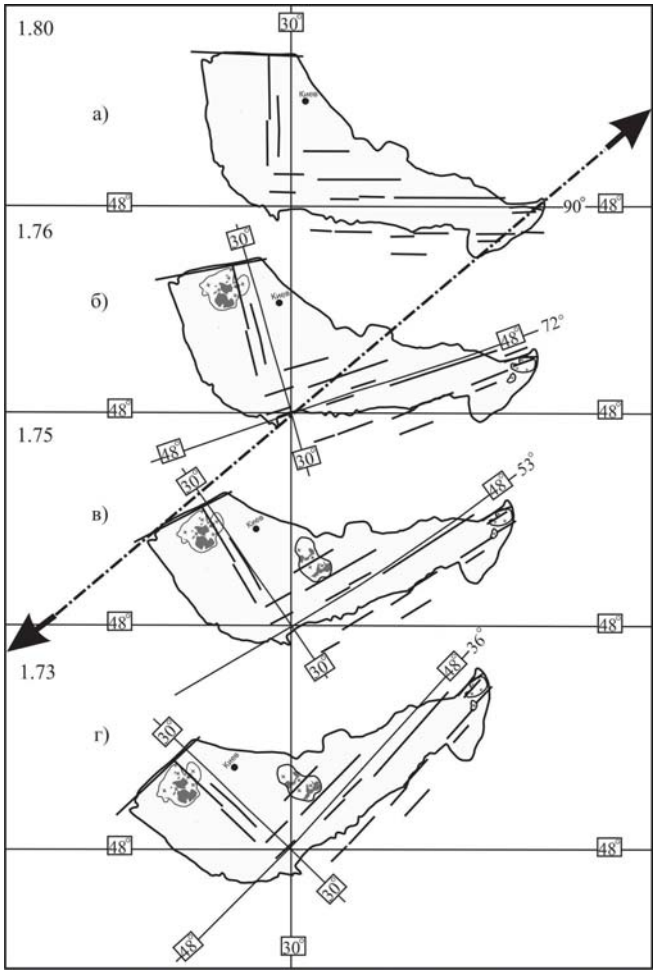


Рис. 2.160. Схема поворотов УЩ против часовой стрелки в постоянном региональном поле СВ растяжения на отрезке 1.80—1.73 млрд лет назад по тектонофизическим данным. Жирными стрелками показана ориентация оси растяжения σ_3 в современной системе координат. Остальные условные обозначения на рис. 2.155.

Вулканогенно-осадочные породы збраньковской свиты отлагались непосредственно на гранитоидах КП и имеют приблизительно такой же возраст (1.761 млрд лет — кварцевые порфиры нижнезбраньковской подсвиты, по [Щербак и др., 2008]). Измерение трещиноватости в этих породах (рис. 2.161 а) позволило определить два типа полей напряжений — раннее σ_1 — 158/08, σ_3 — 248/03, σ_2 — 30/86° и позднее σ_1 — 270/05, σ_3 — 360/00, σ_2 — 90/85°.

Раннее поле напряжений, в пределах ошибки измерений и интерпретации, повторяет и подтверждает поле напряжений, в котором формировались массивы габбро-анортозитов и рапакиви КП (разница в ориентации главных осей составляет всего 5°). Позднее поле, о возрасте которого судить трудно, могло отражать сдвиговый деформационный режим при меридиональном растяжении, который сопровождал формирование либо Овручской, либо даже Припятской впадины.

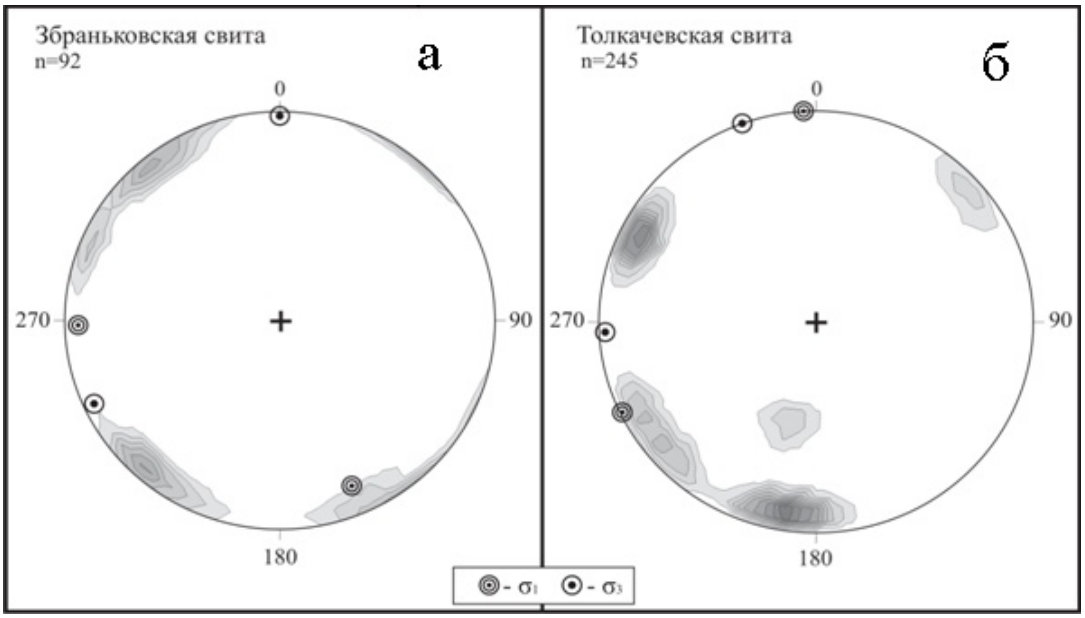


Рис. 2.161. Стереограммы изолиний концентрации полюсов трещин и восстановленные поля напряжений в породах овручской серии СЗ части УЩ.

Поля напряжений, определенные по трещиноватости в кварцито-песчаниках толкачевской свиты (рис. 2.161, б), являются инверсными по отношению к предыдущим: раннее σ_1 — 250/01, σ_3 — 340 (160)/00, σ_2 — 70/89° и позднее σ_1 — 358/00, σ_3 — 268/02, σ_2 — 88/88°. Возраст толкачевской свиты точно не определен и, по данным [Кореляційна, 2004], находится в пределах 1.6—1.7 млрд лет, но может быть и гораздо моложе. Поэтому определить причину данной конкретной инверсионности пока невозможно: инверсионная смена осей главных нормальных напряжений наблюдается в природе достаточно часто [Гинтов, 2005].

Учитывая, что поле напряжений, определенное по трещиноватости пород КП, нижнезбраньковской и толкачевской свит, в общем (с учетом инверсионности) одинаково (153—243°, 158—248° и 250—160°), можно заключить, что базовое региональное поле напряжений субботско-мошоринского этапа (315—45°) сохранялось на временном отрезке от начала этого этапа вплоть до литификации осадков толкачевской свиты овручской серии.

Однако одновременное существование двух разных полей тектонических напряжений, отличающихся по ориентации главных осей на ~70°, невозможно, поэтому более молодые поля напряжений, установленные в породах збраньковской и толкачевской свит, являются уже послеовручскими и отражают, возможно, этапы формирования широтного Припятского грабена.

Выводы.

– Косое столкновение Фенноскандии и Сарматии, начавшееся 1.83 млрд. лет назад, привело в области коллизии к напряженно-деформированному состоянию (НДС) литосферы, при котором субгоризонтальные главные оси нормальных напряжений были ориентированы: σ_1 — СЗ-ЮВ, σ_3 — ЮЗ—СВ, σ_2 — вертикальна. Действующей («рабочей») была ось сжатия σ_1. Такое поле напряжений фиксируется по структурам типа надвигов в пределах Сущано-Пержанской зоны разломов.

– Происходившие при этом развороты Сарматии (в том числе УЩ) привели к тому, что 1.80 млрд лет назад щит приобрел субширотную ориентацию, близкую к современной.

– В это время НДС литосферы изменилось: при сохранении общей ориентации главных осей «рабочей» стала ось растяжения σ_3 (возможно, в результате ослабления сжимающих усилий СЗ—ЮВ направления). Это привело к формированию в пределах УЩ ортогональной системы зон разломов (субботско-мошоринский этап), по которой восстановлено поле напряжений σ_1 — 315/00, σ_3 — 45/00, σ_2 — |_. Поскольку УЩ в тот момент был ориентирован как и сейчас, данное поле напряжений, установленное в настоящее время, адекватно полю, действовавшему 1.80 млрд лет назад.

– Становление поля напряжений СВ растяжения привело к началу AMCG магматизма, формированию дайковых серий преимущественно СЗ простирания, образованию в западной части УЩ плутонов габбро-анортозит-рапакиви и активизации более древних систем разломов, некоторые из которых также сопровождались дайкообразованием.

– В развитии AMCG магматизма западной части УЩ прослеживаются две главные фазы: 1.8—1.76 млрд лет назад – формирование основного количества дайковых серий и габбро-анортозитов (а также частично гранитов рапакиви) КП; 1.76—1.75 млрд лет назад — формирование основной массы

габбро-анортозитов и рапакиви КНП. То есть в целом формирование КП опережало КНП приблизительно на 0.01—0.03 млрд лет. При близких РТ условиях формирования интрузивов и их остывания такой же временной разрыв должен сохраняться и процессах трещинообразования.

– Охват базовым полем напряжений 315/00-45/00 площади всего щита и окружающих территорий может свидетельствовать о его постоянстве длительное время — по меньшей мере, на отрезке 1.81—1.73 млрд лет. По палеомагнитным данным за это время УЩ повернулся в горизонтальной плоскости против часовой стрелки на угол около 45—50°. Вращение щита в геометрически постоянном поле напряжений должно было повлиять, соответственно, на формирование разно ориентированной внутренней структуры интрузивов, в частности их трещиноватости.

– Сопоставление тектонофизических характеристик трещиноватости КП и КНП подтверждает этот вывод — чем позже формировался интрузивный комплекс, тем сильнее поворот общего простирания его трещиноватости по часовой стрелке. Поэтому, восстанавливаемые в современной системе координат по трещиноватости поля напряжений плутонов, по-видимому «мнимые», также должны отличаться от базового поля σ_1 — 315°, σ_3 — 45° поворотом осей по часовой стрелке (сравниваем ориентацию осей σ_3): КП (габбро-анортозиты и рапакиви) — 63° — КНП (габбро-анортозиты) — 82° — КНП (рапакиви) — 99°.

– Предполагается, что в процессе поворота УЩ против часовой стрелки, начавшегося не позднее 1.8 млрд лет назад, на временном отрезке 1.8—1.76 млрд лет была задержка в повороте, вследствие чего трещиноватость в габбро-анортозитах и рапакиви КП возникла при одинаковой ориентации осей напряжений, хотя формирование массивов габбро-анортозитов опережало интрузию гранитов рапакиви. В период 1.76—1.74 млрд лет назад поворот УЩ против часовой стрелки возобновился.

– В предложенной модели становления КП и КНП на фоне поворота УЩ против часовой стрелки наиболее спорным остается вопрос о возможности образования гранитов рапакиви КНП в третью фазу его формирования. Однако, имеется не более шести опубликованных изотопных датировок этих пород (по циркону и ортиту), что явно недостаточно для определения возрастного спектра гранитоидов при их многофазном внедрении.

– Поле напряжений, в котором формировалась трещиноватость кварцито-песчаников толкачевской свиты овручской серии, инверсно по отношению к полю, при котором образовалась трещиноватость пород коростенского комплекса и близких к ним по возрасту пород збраньковской свиты овручской серии. Можно предположить, что базовое поле субботско-мошоринского этапа сохраняло ориентацию главных осей до конца формирования пород овручской серии и только инверсировало в конце этого периода.

– Инверсионное поле тектонических напряжений σ_1 — 270/05, σ_3 — 360/00; σ_1 — 358/00, σ_3 — 268/02 имеет, скорее всего, фанерозойский возраст и связано с формированием широтной Припятской грабен-синклинали.

2.5. Геодинамика Украинского щита

2.5.1. Проблемы геодинамики украинского докембрия (обзор взглядов)

Необходимость возвращения к обсуждению геодинамической концепции развития украинского докембрия вызвана тем, что основные фундаторы этой концепции — Г. И. Каляев, Е. Б. Глевасский, В. Г. Пастухов, Е. И. Паталаха, — к нашему великому сожалению, преждевременно ушли из жизни, не создав мощной школы плейтотектонистов. Судя по отечественным геологическим публикациям последних лет, геодинамические идеи названных ученых начали забываться, хотя плитотектоническая терминология стала достаточно модной. Причина, как представляется авторам, заключается в том, для глубокого проникновения в эти идеи необходимо освоение огромного массива геологической и геофизической литературы, особенно иностранной, к чему далеко не все готовы. Цель данной статьи – вкратце напомнить читателю существо основных идей фундаторов (и некоторых других плейттектонистов), рассмотреть их сильные и слабые стороны и призвать, если на это есть согласие, к обсуждению возможных механизмов формирования литосферы Украинского щита (УЩ) в докембрии.

Хотелось бы только подчеркнуть, что есть некоторые «рамковые» положения, основанные на неоспоримых фактических данных, которые невозможно игнорировать при обсуждении. К таким положениям относятся следующие:

– Наблюдаемые на поверхности (GPS, геодезия, смещения геологических реперов) горизонтальные перемещения участков земной коры значительно превышают по своей амплитуде вертикальные. Вдоль некоторых хорошо изученных разломов амплитуда горизонтального перемещения крыльев составляет сотни км (Сан-Андрес в Калифорнии и Альпийский в Новой Зеландии — более 500 км, Талассо-Ферганский в Туркмении — 150 км и т. д.). В пределах УЩ большинство изученных докембрийских зон разломов также имеют сдвиговую природу, при этом амплитуда горизонтальных

перемещений их берегов может превышать десятки км [Гинтов, Исай, 1988; Гинтов, 2005; Starostenko et al., 2010; Старостенко и др., 2011].

– Палеомагнитные данные уже давно свидетельствуют о крупномасштабном вращении блоков земной коры в горизонтальной плоскости. Если кто-то сомневается в надежности палеомагнитных измерений, то следует заметить, что в пределах Украины имеются независимые тектонофизические данные, которые полностью согласуются с палеомагнитными. Это доказано на материалах Волыно-Подольской плиты, в пределах которой при изучении планетарной трещиноватости венд – неогеновых отложений установлен поворот Восточно-Европейского кратона (ВЕК) по часовой стрелке за ~ 0,5 млрд. лет почти на 90°, что согласуется с палеомагнитными и палеоклиматическими данными [Гинтов, 2001]. А изучение трещин остывания Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов [Гинтов, Мычак, 2014] привело к выводу о повороте Сарматии 1.8—1.75 млрд лет назад на 54° против часовой стрелки, что также достаточно близко к результатам палеомагнитного изучения этих плутонов, выполненного С. А. Элмингом, С. Н. Кравченко, Н. В. Лубниной, В. Г. Бахмутовым и их коллегами [Elming et al., 2006; Kravchenko, 2005 Bogdanova et al., 2012; Бахмутов, Иосифиди, 2010; Кировоградский…, 2013].

Крупномасштабные горизонтальные перемещения и вращение больших по площади участков земной коры трудно объяснить без использования механизма тектоники плит. Других механизмов пока не предложено. Критики концепции тектоники плит (см., например, раздел «Дискуссия» в Геофиз. журнале [Гордиенко и др., 2012; Гинтов, 2012; Гордиенко, 2013; Хазан, 2014; Гордиенко, 2014]). обычно ставят под сомнение сами факты горизонтальных перемещений и вращений, хотя эти факты оспорить все труднее и труднее. Пульсационная гипотеза убедительно раскритикована В. Е. Хаиным [Хаин, Сеславинский, 1991], который показал, что процессы осушения (подъема) территорий в одних местах планеты происходят одновременно с трансгрессией в других местах, и это не может быть обусловлено пульсацией Земли.

Некоторые исследователи полагают, что плюм-тектоника является альтернативой тектонике литосферных плит, но это совершенно неверно. Механизмы мантийной конвекции еще не исследованы и не разработаны настолько детально, чтобы противопоставляться механизмам плюмов. Скорее всего, оба механизма являются частями единого целого и в любом случае они не могут обойтись без горизонтальных перемещений литосферных плит и литопластин коры (горизонтальные ветви конвективных ячей или растекание мантийных плюмов). Поэтому кинематические механизмы плюм-тектоники входят в систему мантийных механизмов, вызывающих движение литосферных плит. На связь плюмов с тектоникой плит указывали еще их первооткрыватели Ж. Вилсон и В. Морган [Wilson, 1969; Morgan, 1971].

Переходя к проблеме геодинамики докембрия, отметим, что еще в 1988—1990 гг. классиками советской геодинамической школы докембрийская эволюция территории Украины с плитотектонических позиций рассматривалась только начиная со среднего рифея [Зоненшайн и др., 1990]. А геодинамическая интерпретация развития УЩ в раннем протерозое выполнена в работе [Хаин, Божко, 1988] на основании данных Г. И. Каляева и Е. Б. Глевасского, ибо уже в 1976 г. Г. И. Каляев, неожиданно для большинства геологов Украины, в статье «Земная кора Украинского щита и тектоника плит» четко указал на необходимость переосмысления истории развития УЩ в архее — раннем протерозое с плитотектонических позиций [Каляев, 1976].

Г. И. Каляев, на основании сравнения древних офиолитовых комплексов УЩ — в основном Среднего Приднепровья и, отчасти, Побужья, — показал, что и по первичному составу, и по стратификации, они представляют собой архейскую океаническую кору, на которой закладывалась и наращивалась первичная кора континентального типа. Анализируя разрез земной коры по имевшимся к тому времени данным ГСЗ, он выделил в пределах УЩ древние аналоги зон спрединга, а в метаморфической зональности щита увидел аналогию с расположением метаморфических поясов островных дуг, то есть связывал ее не так с глубиной эрозионного среза, как с влиянием горизонтального сжатия и растяжения. Известные сейчас мегаблоки УЩ (рис. 2.162) — Среднеприднепровский, Приазовский, Ингульский (Кировоградский), Бугский и Росинский, Подольский, Волынский — автор рассматривал как древние литосферные плиты, а крупнейшие зоны разломов УЩ — Криворожско-Кременчугскую и Орехово-Павлоградскую — как возможные древние зоны Беньоффа.

Эта работа была новаторской не только для Украины, но и, пожалуй, для всей мировой геологической науки. По-сути, Г. И. Каляев применил к докембрию УЩ известный для фанерозойской истории принцип, что «в самом общем виде тектоника плит предусматривает так называемый геодинамический анализ геологических комплексов, развитых на той или иной территории, т. е. выяснение того, в каких условиях, вдоль границ литосферных плит какого типа эти комплексы образовывались» [Зоненшайн и др., 1990].

Ученик Г. И. Каляева Е. Б. Глевасский, глубоко знавший геологию Приазовья и Среднего Приднепровья, в 1983 г. пришел к выводу, что восточная часть УЩ может быть классическим докем-

брийским примером развития литосферы в соответствии с геодинамической моделью и палеогеодинамическими реконструкциями, достаточно детально разработанными в то время для фанерозоя [Глевасский, 1983]. В последуюших работах, как самостоятельных, так и совместно с Г. И. Каляевым, этот вывод был детализирован и расширен на всю территорию щита [Глевасский, 1989, 1990, 1995, 1996, 2005; Глевасский, Каляев, 1998, 2000; Glevassky, Glevasska, 2002; Геолого-геофизическая модель…, 2006].

Основная идея Г. И. Каляева и Е. Б. Глевасского о возможности плитотектонической интерпретации геологических данных по УЩ состояла в реальной сравнимости разработанных авторами индикаторов палеогенодинамических обстановок фанерозоя и докембрия, выражающихся, главным образом, в геологических — вещественных, структурных, металлогенических и других «полярностях». Идентификация типоморфных комплексов УЩ и выявление аналогии в истории их развития с фанерозойскими комплексами позволяет уверенно применять концепцию мобилизма к раннему докембрию.

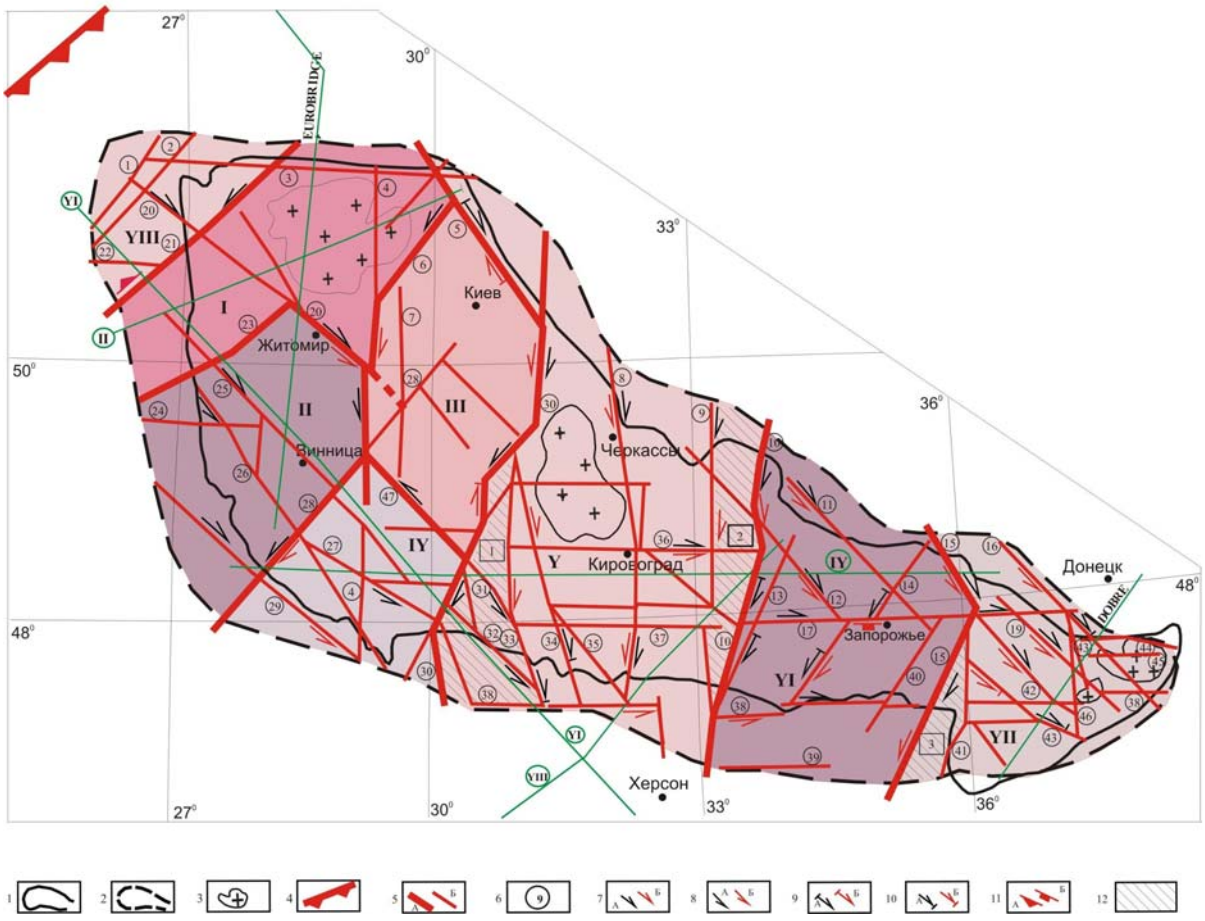


Рис. 2.162. Схема основных мегаблоков и зон разломов Украинского щита и его склонов [по Гинтов, 2005; Гинтов, Пашкевич, 2010; Старостенко и др., 2011]: 1 — контур обнаженной части щита; 2 — контур склонов щита, в пределах которых прослеживаются складчатые и разрывные структуры докембрийского фундамента по геофизическим данным; 3 — плутоны и крупные интрузивные массивы гранитоидов; 4 — граница между Сарматией и Фенноскандией; 5 — зоны разломов: *а, б* — меж- и внутримегаблоковые соответственно; 6 — номера зон разломов; кинематические знаки: 7 — правый сдвиг (*а* — во время заложения, *б* — во время главной фазы активизации), 8 — левый сдвиг (*а* и *б* — то же, что и в 7), 9 — взбросо-сдвиг (*а* и *б* — то же, что и в 7), 10 — сбросо-сдвиг (*а* и *б* — то же, что и в 7), 11 — взброс (*а*) и сброс (*б*), 12 — шовные зоны (цифры в квадратиках): 1 — Голованевская, 2 — Ингулецко-Криворожская, 3 — Орехов-Павлоградская; 13 — трансрегиональный тектонический шов Херсон—Смоленск. Мегаблоки: I — Волынский; II — Подольский; III — Росинский; IV — Бугский; V — Ингульский; VI — Среднеприднепровский; VII — Приазовский; VIII — Волыно-Полесский вулкано-плутонический пояс. *Зоны разломов* (арабские цифры в кружках): 1 — Горынская, 2 — Луцкая, 3 — Полесская, 4 — Звиздаль-Залесская, 5 — Ядлов-Трактемировская, 6 — Чернобыльская, 7 — Брусиловская, 8 — Кировоградская, 9 — Западно-Ингулецкая, 10 — Криворожско-Кременчугская, 11 — Днепродзержинская, 12 — Светловодская, 13 — Саксаганская, 14 — Дерезоватская, 15 — Орехов-Павлоградская, 16 — Центрально-Волновахская, 17 — Девладовская, 18 — Мало-Янисольская, 19 — Краснополянская, 20 — Сарненско-Варваровская, 21 — Сущано-Пержанская, 22 — Владимир-Волынская, 23 — Тетеревская, 24 — Хмельницкая, 25 — Хмельникская, 26 — Летичевская, 27 — Ободовская, 28 — Немировская, 29 — Подольская, 30 — Тальновская, 31 — Емиловская, 32 — Врадиевская, 33 — Первомайская, 34 — Звенигородско-Братская, 35 — Новоукраинская, 36 — Субботско-Мошоринская, 37 — Бобринецкая, 38 — Конкская, 39 — Горностаевская, 40 — Мало-Екатериновская, 41 — Азовско-Павловская, 42 — Куйбышевская, 43 — Сорокинская, 44 — Южно-Донбасская, 45 —Верхнекамышевахская, 46 — Центральноприазовская, 47 — Ташевская.

Общеизвестное контрастное строение восточной части УЩ, выраженное в резком различии геологической структуры и тектонической активности Среднеприднепровского (СПБ) и Приазовского (ПБ) мегаблоков, находит однозначное, по Е. Б. Глевасскому, решение с точки зрения проявления субдукционной и коллизионной геодинамических обстановок с формированием пассивной (СПБ) и активной (ПБ) андийского типа [Зоненшайн и др., 1976] континентальных окраин.

В начале раннего протерозоя эти мегаблоки, или скорее части микроплит, были разделены океанической литосферой, которая субдуцировала под ПБ. В результате коллизии СПБ и ПБ образовалась Орехово-Павлоградская шовная зона-сутура (ОПШЗ), в которой перемежаются участки коры обоих мегаблоков и базит-ультрабазиты метаморфизованной океанической коры.

Важным доказательством такого хода геодинамического процесса является удивительное подобие магматической и металлогенической зональностей ПБ таковой активных континентальных окраин андийского типа.

Четырехчленная зональность окраин этого типа, обусловленная субдукцией океанической литосферы под континентальную и латеральной эволюцией надсубдукционного магматизма в направлении удаления от коллизионного шва, представлена, по [Зоненшайн и др., 1976], последовательной сменой: областей развития крупных массивов тоналитов и гранодиоритов с золото-молибденовой, медной и магнетитоскарновой минерализацией (зона I); участками развития диоритов и монцонитов с полиметаллическими месторождениями (зона II); далее малыми массивами литий-фтористых гранитоидов с редкометальным оруденением (зона III) и, наконец, областью развития щелочных гранитов, сиенитов и граносиенитов, нефелиновых сиенитов с циркон-торий-ниобиевой специализацией (зона IV). Соответственно, по мере удаления от коллизионного шва идет и омоложение магматических комплексов.

В пределах ПБ наблюдается аналогичная зональность (с выпадением или деструкцией зоны II): с востока к ОПШЗ примыкают массивы плагиогранитов ТТГ формации, относимые Е.Б. Глевасским [Глевасский, 1990] к обиточенскому комплексу, с рудопроявлениями меди, молибдена и магнетитовых скарнов (зона I); далее развиты малые массивы грейзенизированных гранитов каменномогильского комплекса с проявлениями касситерита, бериллий-литиевой и тантал-ниобиевой акцессорной минерализацией (зона III); еще восточнее развиты субщелочные граниты, граносиениты и сиениты восточно-приазовского комплекса с циркон-торий-ниобиевой минерализацией (зона IV). Позднее названия и возраст гранитоидных комплексов были уточнены [Щербак и др., 2006, 2008], однако, как и считал Е. Б. Глевасский, возраст гранитоидов «омолаживается» с запада на восток, по реперным датировкам, от 2,8—2,9 (шевченковский, обиточенский и другие комплексы) — 2.1—2.0 (салтычанский, анадольский, хлебодаровский и другие комплексы) — до 1.8 млрд лет (южнокальчикский комплекс).

Окончательное представление Г. И. Каляева и Е. Б. Глевасского об архей-среднепротерозойском геодинамическом процессе в пределах восточной части УЩ показано на рис. 2.163.

Авторам пришлось отказаться от первоначально выдвинутой Г. И. Каляевым идеи наличия зоны спрединга в центральной части Среднеприднепровского мегаблока, так как они пришли к выводу о принадлежности этого и Приазовского мегаблоков к древним примитивным аналогам островных дуг, разделенным ОПШЗ — сутурной зоной на месте закрывшегося океанического бассейна. Детали формирования таких примитивных вулканических дуг описаны Е. Б. Глевасским в работе [Геолого-геофизическая модель…, 2006]

Палеогеодинамическая реконструкция восточной части УЩ оказалась настолько удачной, что она до сих пор не вызывает особых сомнений у большинства исследователей геодинамики докембрия.

Сложнее был переход к центральной и, особенно, западной части щита, где магматическая и металлогеническая зональность труднее сопоставляется с подобными характеристиками фанерозойских плитотектонических структур, а зональность регионального метаморфизма, по отношению к простиранию известных шовных зон — Голованевской и Немировско-Кочеровсой, — вообще поперечна к основному направлению предполагаемого перемещения микроплит (рис. 2.163, 2.164). В работах [Glevassky, Glevasska, 2002] и [Геолого-геофизическая модель…, 2006], Е. Б. Глевасским наиболее полно отражены его взгляды на эту проблему. Правда, в них больше вопросов и предположений, чем ответов, поэтому в работе [Геолого-геофизическая модель…, 2009], посвященной Немировско-Кочеровсой шовной зоне, излагаются и альтернативные взглядам Е. Б. Глевасского точки зрения (К. Е. Есыпчука, С. В. Нечаева и др.) на геодинамику западной части УЩ.

По представлениям Е. Б. Глевасского и Е. М. Шеремета [Геолого-геофизическая модель…, 2006, 2009], западная и центральная части УЩ (практически вся западная часть Сарматии, рис. 2.163) состоят из трех мегаблоков-микроплит — Волыно-Подольского, Белоцерковско-Среднебугского и Ингульского. Такое деление щита отличается от показанного на рис. 2.162: Волыно-Подольский мегаблок объединил в себе Подольский и Волынский, а Белоцерковско-Среднебугский — Бугский и Росинско-Тикичский. В принципе, с геодинамических позиций это, по-видимому, правильно, так как Голова-

невская и Немировско-Кочеровская шовные зоны-сутуры прослеживаются вдоль объединенных мегаблоков, не прерываясь на их границах.

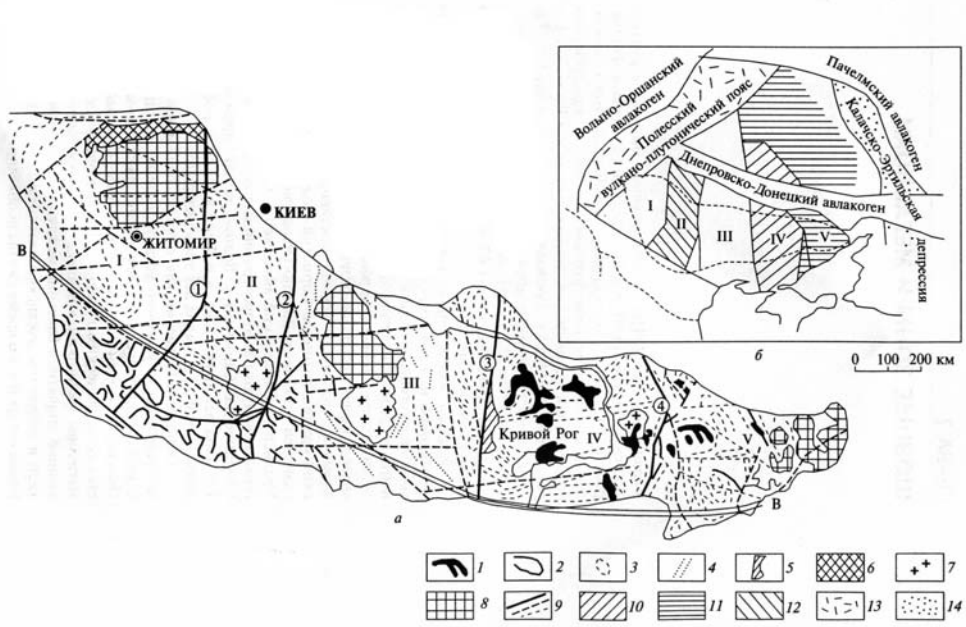


Рис. 2.163. Тектоническая схема Украинского щита (*а*) и юго-западного сегмента Восточно-Европейской платформы (*б*), по [Glevassky, Glevasska, 2002]. *Мегаблоки (римские цифры на схемах)*: I — Волыно-Подольский, II — Белоцерковско-Среднебугский, III — Ингульский, IV — Среднеприднепровский, V — Приазовский; *шовные зоны (цифры в кружках)*: 1 — Немировско-Кочеровская, 2 — Голованевско-Ядлово-Трактемировская, 3 — Западно-Ингулецко-Криворожская, 4 — Ореховo-Павлоградская; *гранитоидные и метаморфические комплексы: 1* — гранит-зеленокаменные архейские; *2* — гранулит-чарнокитоидные архей-протерозойские; *3* — нерасчлененные архей-протерозойские; *4* — палеопротерозойские; *характерные структурно-формационные зоны: 5* — Криворожско-Кременчугская, *6* — Овручская; *крупные массивы пород: 7* — гранитоидов, *8* — габбро-рапакивигранитов, сиенитов и граносиенитов; *9* — разломы разных порядков; *10-12* — микроконтиненты протоостроводужного происхождения — архейские гранит-зеленокаменные области разных генераций; *структурно-вещественные комплексы окраин Сарматии: 13* — вулкано-плутонические (клесовская серия, осницкий комплекс), *14* — метатерригенно-вулканогенные (воронцовская серия) и магматические (перидотит-габбро-нориты мамонского комплекса); В—В — линеамент по В. Б. Соллогубу, А. В. Чекунову [Схема глубинного…, 1992].

Белоцерковско-Среднебугский мегаблок, по Е. Б. Глевасскому [Геолого-геофизическая модель…, 2006], условно отнесен к гранит-зеленокаменной области островодужного типа, переработанной в протерозое. Амфиболиты и ультабазиты росинско-тикичской серии на севере мегаблока и гранулитовые комплексы Побужья — реликты эродированных зеленокаменных поясов. Ингульский и Волыно-Подольский мегаблоки рассматриваются как области развития гранито-гнейсовой коры, дважды прошедшей стадию океанизации, которая частично субдуцировала под Среднеприднепровский и Белоцерковско-Среднебугский мегаблоки.

Особенно детально Е. Б. Глевасским выполнялась палеогеодинамическая реконструкция Ингульского мегаблока [Геолого-геофизическая модель…, 2006], который, по автору, формировался в течение следующих этапов (рис. 2.165).

1) Архей: формирование Среднеприднепровской и Белоцерковско-Среднебугской зеленокаменных областей (примитивных островных дуг) — мегаблоков, разделенных океанским (субокеанским) междуговым Криворожско-Одесским бассейном неизвестной (значительной) ширины.

2) Конец архея — начало раннего протерозоя: отложение в перикратонных бассейнах обеих зеленокаменных мегаблоков пород криворожской серии, субдукция междугового Криворожско-Одесского бассейна под Среднеприднепровский и Белоцерковско-Среднебугский мегаблоки, закрытие бассейна и образование промежуточного орогена — первый этап формирования Криворожской сутуры.

3) Ранний протерозой (отрезок 2.6—2.0 млрд лет) — раздвиг мегаблоков в районе осевой части Криворожской сутуры первого этапа, образование рифтогенного Бугско-Чечелеевского бассейна, отложение в нем пород бугской и ингуло-ингулецкой серий, закрытие бассейна и формирование Кировоградского орогена.

Этап формирования Кировоградского орогена (2.1—2.0 млрд лет назад) Е. Б. Глевасский считает и конечным этапом образования Сарматии.

Более подробно, с учетом новых геофизических, тектонофизических и геохронологических данных, концепция Е. Б. Глевасского рассмотрена в работе [Гинтов, 2014] и несколько уточнена. Было показано, что в возрастном отношении бугская серия скорее параллелизуется с криворожской, а не с

ингуло-ингулецкой серией, которая моложе на 150—200 млн лет. Поэтому на этапе 2 — в Криворожско-Одесском бассейне отлагались породы бугской (на западе) и криворожской (на востоке) серий, и после закрытия бассейна образовался Голованевско-Ингулецко-Криворожский коллизионный шов (рис. 2.166). Отложение ингуло-ингулецкой серии началось в результате раздвига этого шва, после чего породы всех трех серий были смяты в складки на этапе новой коллизии. Было также установлено, что Новоукраинский и Корсунь-Новомиргородский плутоны образовались в условиях растяжения литосферы, поэтому после коллизии должен был произойти новый раздвиг земной коры, не предусмотренный в модели Е. Б. Глевасского.

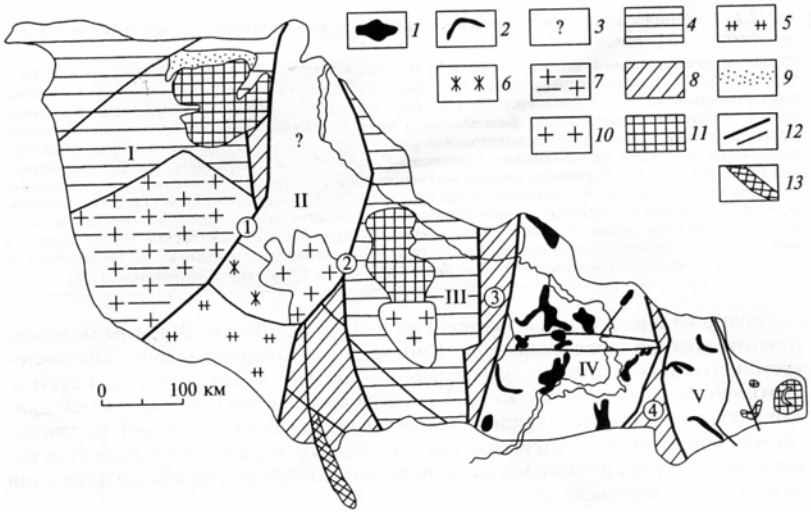


Рис. 2.164. Схема обобщенного вещественного состава мегаблоков УЩ по [Глевасский, 2005]. *Мегаблоки:* I — Волыно-Подольский; II — Белоцерковско-Среднебугский; III — Ингульский; IV — Среднеприднепровский; V — Приазовский. *Граничные метаморфичесие комплексы: гранит-зеленокаменные-архейские: 1* — удовлетворительной сохранности, *2* — преобразованные в протерозое, сильно эродированные, *3* — условно гранит-зеленокаменные, интенсивно преобразованные в протерозое; *4* — гранит-гнейсовые, протерозойские; детализация вещественного состава мегаблоков на более глубинных срезах относительно отраженного в их названиях: *5* — глубоком: гранулиты, чарнокитоиды; *6, 7* — среднем: собиты, *7* — бердичевские граниты; *8* — комплексы шовных зон нерасчлененные; характерные структурно-формационные зоны и крупные массивы магматитов: *9* — Овручская, *10* — гранитов, *11* — рапакиви-габбро-лабрадоритов и (Приазовский мегаблок) субщелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, габбро-сиенитов; *12* — главные разломы первого и последующих рангов; *13* — Одесские магнитные аномалии. *Шовные зоны (цифры в кружках)*: 1 — Немировско-Кочеровская; 2 — Голованевско-Ядлово-Трактемировская; 3 — Западно-Ингулецко-Криворожско-Кременчугская; 4 — Орехово-Павлоградская.

Большая работа по анализу строения УЩ с плитотектонических позиций проделана В. Г. Пастуховым, В. М. Клочковым, Л. С. Галецким, под руководством которых в 1993 г. составлена Геодинамическая карта Украины масштаба 1:1000 000 [Геодинамическая карта…, 1993]. Основываясь на результатах геологосъемочных работ и большом объеме петрохимических и геохимических анализов докембрийских горных пород, авторами выделены структурно-вещественные комплексы (СВК), объединяемые, в свою очередь, в геодинамические комплексы, которые отвечают конкретным геодинамическим обстановкам раннего докембрия. В отличие от Г. И. Каляева и Е. Б. Глевасского, эти исследователи подразделяют УЩ не на пять, а на четыре геоблока, или сегмента, — Волыно-Подольский, Кировоградский, Днепровский и Приазовский. При этом в Кировоградский сегмент они включают Белоцерковско-Среднебугский и Ингульский мегаблоки Е. Б. Глевасского, отделяемые от Волыно-Подольского сегмента системой Брусиловской и Тальновской зон разломов, а от Днепровского сегмента — Криворожско-Кременчугской. К зонам коллизии отнесены площади развития раннесреднепротерозойских гранитоидов Кировоградского и Приазовского сегментов.

Самый крупный Кировоградский сегмент состоит, по авторам, из трех зон: Западной («Белоцерковская геосинклинальная ветвь», включающая и Голованевскую шовную зону, которая не рассматривается авторами отдельно), Центральной (между Первомайской и Кировоградской зонами разломов) и Восточной (между Кировоградской и Криворожско-Кременчугской зонами разломов). Границы Волыно-Подольского, Днепровского и Приазовского сегментов приблизительно соответствуют границам мегаблоков Г. И. Каляева и Е. Б. Глевасского.

Геодинамическая интерпретация тектонических единиц УЩ, выполненная авторами Геодинамической карты, отличается от рассмотренной выше интерпретации Е. Б. Глевасского. Если Приднепровский сегмент (или Среднеприднепровский мегаблок-микроплита) отождествляются в обоих исследованиях с палеовулканической дугой, то Приазовский сегмент авторы Карты рассматривают как сложный тектонический коллаж, в котором объединяется несколько геодинамических обстановок. Бе-

лоцерковско-Среднебугский мегаблок, отнесенный Е. Б. Глевасским к примитивной палеоостровной (палеовулканической) дуге, авторы Карты характеризуют (как и весь Кировоградский сегмент) как задуговый палеобассейн (окраинное море), в котором отмечены и более поздние элементы пассивной континентальной окраины (бугская серия), и островной дуги (протерозойские гранитоиды). Западное Приазовье, в отличие от интерпретации Е. Б. Глевасского и Г. И. Каляева, отнесено к пассивной континентальной окраине.

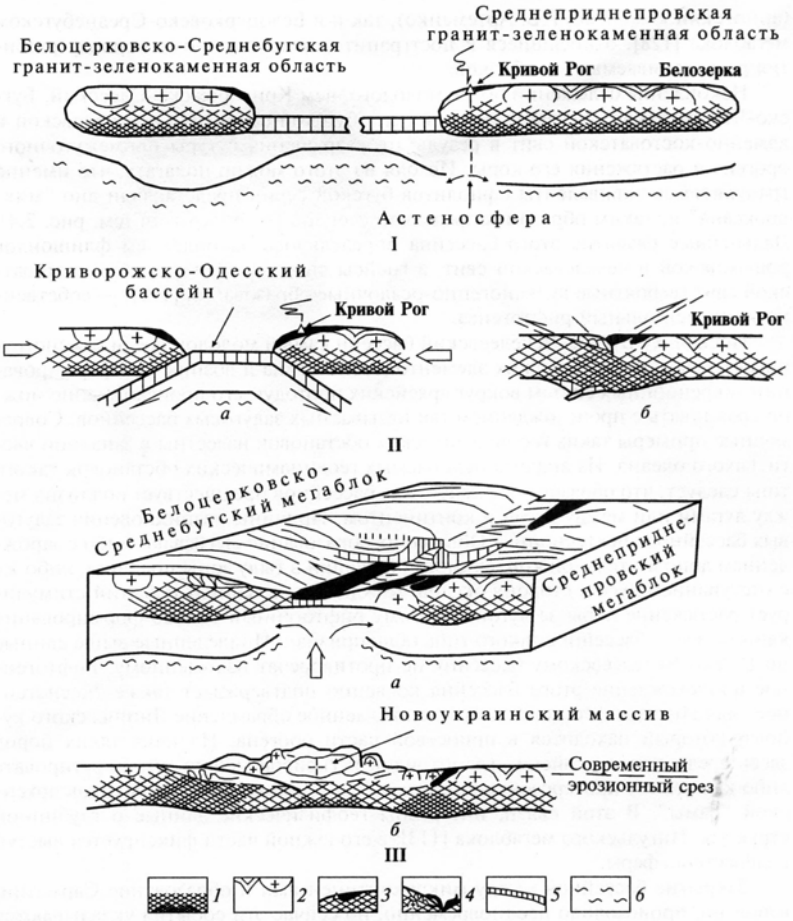


Рис. 2.165. Последовательность геодинамических обстановок, ответственных за формирование коры Ингульского мегаблока [Геолого-геофизическая модель…, 2006]. I — обстановка после закрытия Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области (2,8 млрд лет). II — закрытие Криворожско-Одесского бассейна (*а*) и формирование промежуточного орогена (*б*) — первый этап формирования Криворожской сутуры (около 2,6 млрд лет). III — заложение Бугско-Чечелеевского задугового рифтогенного бассейна (*а*), закрытие этого бассейна и формирование Кировоградского орогена. *Континентальная кора: 1* — приблизительные соотношения между гранитным, гранулитовым и промежуточным «слоями»; *2* — гранит-зеленокаменные области со средним (слева) и глубоким эрозионными срезами; *3* — отложения перикратонных бассейнов; *4* — складчатые комплексы бассейновых отложений, в том числе железистых формаций (*б*); *5* — океанская кора; *6* — литосферная мантия.

С нашей точки зрения, основная ошибка составителей докембрийской части Карты состояла в том, что для всей без исключения территории УЩ геодинамические элементы и обстановки были рассмотрены, начиная с раннего архея и до позднего протерозоя, то есть было принято, что на всей территории должна присутствовать архейская континентальная кора. Но палеомагнитные и тектонофизические данные показывают, что УЩ как единая структура сформировался не ранее 2.1—2.0 млрд лет, а до этого, особенно в позднем архее — раннем протерозое, существовал ряд отдельных плит или микроплит, отстоявших друг от друга на значительных (пока точно не известно, каких) расстояниях и разделенных участками океанской или субокеанской литосферы. Поэтому на отдельных участках щита, таких как центральная часть Ингульского мегаблока, восточная часть Приазовского, северо-западная часть Волынского, архейской континентальной коры вообще могло не быть.

В целом, составление Геодинамической карты Украины, особенно ее докембрийской части, имело положительное значение в том отношении, что позволило геологам-съемщикам приобщиться к идеям плитовой тектоники и выделению при съемке СВК, отвечающих различным геодинамическим обстановкам. Но почему масштаб 1:1000 000? Даже сейчас рано геодинамические карты Украины составлять в таком крупном масштабе. А в 90-е годы прошлого века еще не были детально изучены и

описаны шовные зоны УЩ; не было реперных радиогеохронологических датировок архейских и протерозойских комплексов и палеомагнитных данных по докембрийским комплексам УЩ; отсутствовали сейсмические данные по геотраверсам международных проектов EUROBRIDGE и DOBRE и сейсмологические данные о строении мантии Украины; кинематика большинства сдвиговых зон щита была установлена только к 2005 г. [Гинтов, 2005]. Представляется, что крупный масштаб карты был выбран из-за желания показать всю накопленную к тому времени геологическую информацию, хотя не вся она имела прямое отношение к выяснению геодинамических обстановок, то есть, как правильно указывают авторы, «совокупности глубинных и поверхностных геологических процессов, обусловленных латеральними и вертикальными движениями литосферных плит, микроплит и блоков, потоков вещества и энергии в условиях глобальных силовых полей».

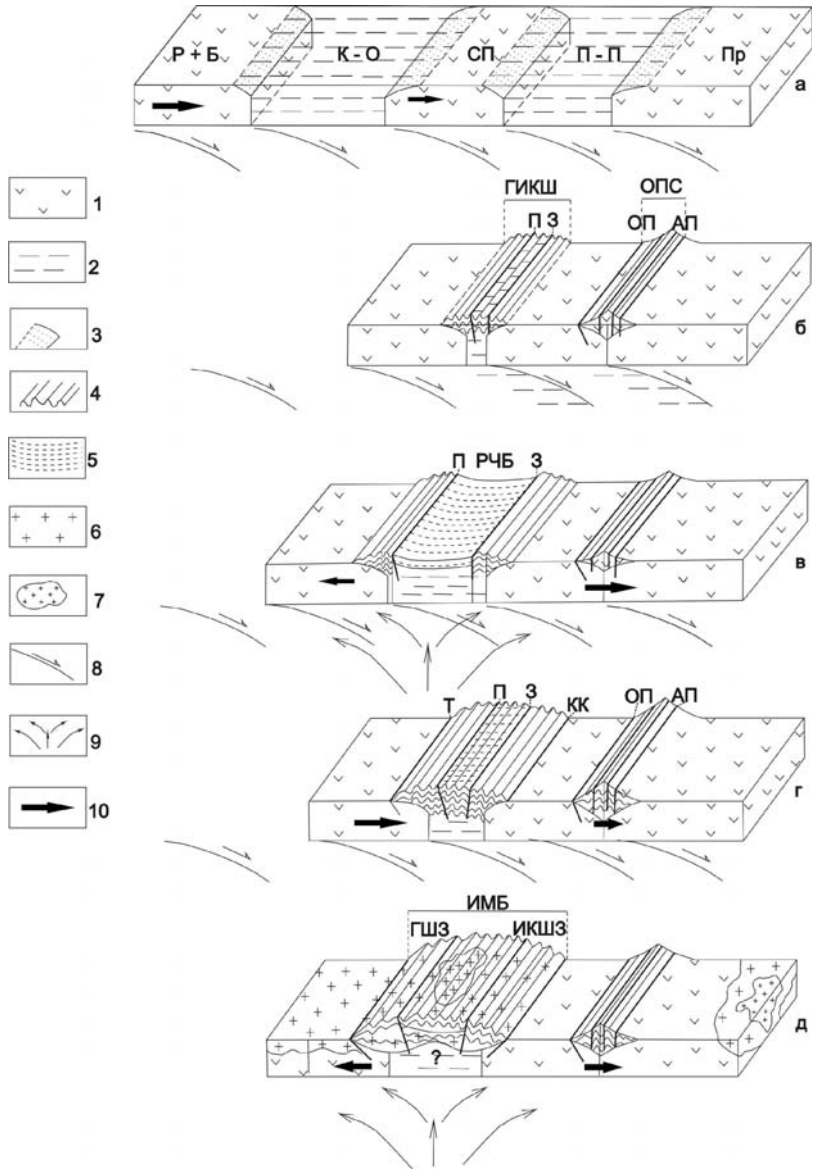


Рис. 2.166. Упрощенная внемасштабная схема предполагаемого палеогеодинамического процесса в центральной и восточной части УЩ [Гинтов, 2014]. 1 — континентальные микроплиты, состоящие из архейских мегаблоков: Р+Б — Росинского и Бугского, СП — Среднеприднепровского, Пр — Приазовского; 2 — океанические (субокеанические) микроплиты: К-О — Криворожско-Одесская, П-П — Приднепровско-Приазовская; 3 — терригенно-вулканогенно-карбонатные толщи, откладываемые на континентальных окраинах (геоклиналях), 4 — складчатость в породах коллизионных швов, 5 —вулканогенно-осадочные образования Рощаховско-Чечелеевского бассейна; протерозойская гранитизация архейских мегаблоков: 6 — 2.0—2.1 млрд лет назад, 7 — 1.75—1.8 млрд лет назад; направление движения мантийного вещества: 8 — в восточной ветви конвективной ячейки или мантийного плюма регионального масштаба, 9 — в пульсирующем мантийном плюме местного масштаба; 10 —направление перемещения континентальных плит (длина стрелки отражает условную относительную скорость перемещения плиты). *Буквенные обозначения*: ГИКШ — Голованевско-Ингулецко-Криворожский коллизионный шов, ОПС — Орехово-Павлоградская сутура, РЧБ — Рощаховско-Чечелеевский бассейн, ИМБ — Ингульский мегаблок, ГШЗ — Голованевская шовная зона, ИКШЗ — Ингулецко-Криворожская шовная зона; зоны разломов: П — Первомайская, З — Западноингулецкая, ОП — Орехово-Павлоградская, АП — Азовско-Павловская, Т — Тальновская, КК — Криворожско-Кременчугская.

С другой стороны, даже удивительно, что при отсутствии указанной выше геодинамической информации, авторам докембрийской части Карты удалось все же сделать ряд заключений, которые подтверждаются более поздними исследованиями. Это — сегментация УЩ, не сильно отличающаяся от районирования, предложенного Г. И. Каляевым и Е. Б. Глевасским, отнесение Кировоградского сегмента, в основном совпадающего с Ингульским мегаблоком в работах [Глевасский, Каляев, 2000; Гинтов, 2005, 2014], к задуговым бассейнам, и др. Все это свидетельствует о том, что чем больше накапливается геологических и геофизических данных, тем больше мы убеждаемся в правильности идей мобилизма.

Необходимо кратко остановиться на работах С. В. Богдановой, Е. И. Паталахи и В. В. Юдина, в которых формирование УЩ также рассматривается с геодинамических позиций. Эти работы интересны тем, что в них освещаются плитотектонические процессы, происходившие 2.0 млрд лет назад и позже.

В 1991 г. на симпозиуме EUROPROBE (пос. Яблонна, Польша) С. В. Богдановой [Bogdanova, 1993] было обосновано деление ВЕК на три архей-протерозойских сегмента — Фенноскандию, Сарматию и Волго-Уралию, — которые большую часть раннего протерозоя были удаленными друг от друга континентами и лишь в конце его столкнулись, объединившись в (прото)ВЕК — мегаконтинент, получивший в литературе название Балтика. В дальнейшей геологической истории контуры Балтики-ВЕК несколько менялись за счет процессов аккреции и рифтогенеза, и все же Балтика оставалась наиболее стабильной литосферной плитой, входившей в состав суперконтинентов Колумбия (1.8—1.5 млрд лет назад), Родиния (1.4 или 1.1—0.75 млрд лет назад), Пангея (пермь—триас), в том числе суперплит Евроамерика и Евразия.

Об этом нужно напомнить потому, что вся северо-западная часть УЩ в протерозое развивалась под влиянием процессов, предварявших и завершавших коллизию Фенноскандии и Сарматии. Работы С.В. Богдановой и ее коллег во многом посвящены именно изучению деталей этих пред-, собственно и постколлизионных процессов. По ее инициативе и под ее научным руководством были осуществлены геолого-геофизические исследования по проекту EUROBRIDGE (рис. 2.167), результаты которых обобщены в работах [Bogdanova et al., 2004, 2006, 2008 и др.].

Согласно работам [Bogdanova et al., 2006, 2008], объединение Сарматии и Волго-Уралии произошло 2.0 млрд лет назад с образованием шва, сложенного метаморфическими комплексами, мигматитами и гранитами, деформированными 2.05—2.02 млрд лет назад. Сочленение Сарматии-Волго-Уралии с Фенноскандией состоялось 1.8—1.7 млрд лет назад с образованием Центрально-Белорусской шовной зоны (ЦБШЗ), в которую со стороны Сарматии-Волго-Уралии вошли Осницко-Микашевичский пояс (ОМП) протяженностью до 1000 км, Борисов-Ивановский и Витебский блоки, сходные с ОМП по составу, но более высокометаморфизованные. Северо-западная граница Сарматии и, соответственно, юго-восточная граница Фенноскандии, проходит в ЦБШЗ по Минской зоне разломов, которая прослеживается уже за пределами Украины.

В пределах УЩ представлена только небольшая часть ОМП, сложенного здесь в основном гранитами, гранодиоритами и диоритами, а также небольшими интрузиями основного и ультраосновного состава осницкого комплекса. Метаэффузивные и метаосадочные породы клесовской серии занимают незначительную площадь. Возраст пород ОМП 1.95—2.0 млрд лет [Bogdanova et al., 2006; Щербак и др., 2008]. Он соответствует началу субдукции субокеанического бассейна, разделявшего Сарматию-Волго-Уралию и Фенноскандию, под активную окраину Сарматии-Волго-Уралии. Коллизия, как уже говорилось, состоялось 1.8—1.7 млрд лет назад. В этот период сформировался послесубдукционный коростенский комплекс габбро-анортозитов и гранитов рапакиви.

В верхнем протерозое на ЦБШЗ был наложен Волыно-Оршанский прогиб (рис. 2.167), юго-западная часть которого в пределах Украины называется Волыно-Полесским [Геотектоника Волыно-Подолии…, 1990]. Формирование прогибов на месте шовных зон, разделяющих Фенноскандию, Сарматию и Волго-Уралию, отмечает этап позднепротерозойской активизации и рифтообразования — начало распада Родинии, хотя при этом Балтика-ВЕК сохранила свою целостность.

Особый интерес представляет развитый в пределах УЩ дайковый комплекс, изучаемый геологами и геофизиками уже длительное время [Крутиховская и др., 1976; Ахметшина А. К., 1980; Шаталов, 1986; Паталаха и др., 2004; Bogdanova et al., 1912]. В последних двух работах дайковый комплекс использован для анализа плитотектонических процессов, поэтому они заслуживают пристального внимания.

Работа [Bogdanova et al., 1912], в которой активное участие принимал коллектив Института геофизики и в которой использован большой по объему фактический материал по структуре, составу, петрологии, геохимии, геохронологии дайковых поясов, палеомагнитным, тектонофизическим и другим геофизическим данным, показала, что общее тектоническое транснапряженное положение мафического дайкообразования, связанного с АМЧГ магматизмом в Волго-Сарматии, определялось конвергентной тектоникой и постколлизионным распадом (растяжением ?) утолщенной литосферы, а

также расслоением мантии в сочетании с вращением Волго-Сарматии в период между 1,80 и 1,75 млрд лет. Это согласуется с палеомагнитной реконструкцией, указывающей на ротацию Волго-Сарматии во время ее длительной косой стыковки с террейнами Фенноскандия и Лаврентия в ходе формирования суперконтинента Колумбия (Нуна).

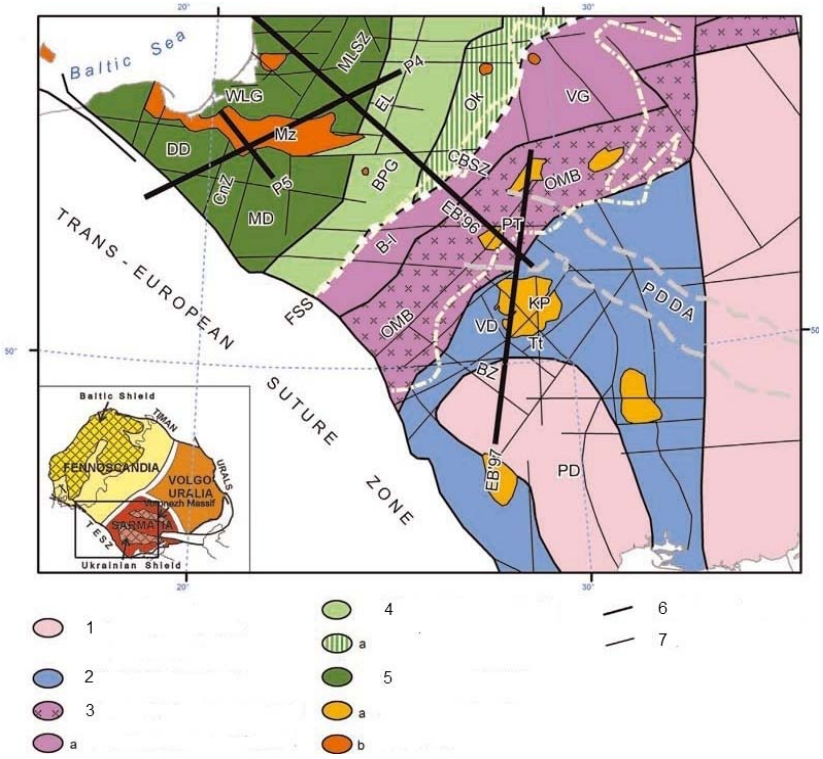


Рис. 2.167. Тектонические блоки и пояса, по [Bogdanova et al., 2006]. B-I — Борисово-Ивановский пояс; B-P-G — Беларусь-Подлясский гранулитовый пояс; B-Z — Бердичевская зона; C-B-S-Z — Центрально-Белорусская шовная зона; D-D — Добржинский блок; E-L — Восточно-Литовский пояс; F-S-S — шов Фенноскандия-Сарматия; K-P — Коростенский плутон; M-D — блок Мазовше; M-L-S-Z, Средне-литовская шовная зона; M-z — Мазурские плутонические породы; O-k — Околовский террейн; O-M-B — Осницко-Микашевичский магматический пояс; P-D — Подольский блок; P-D-D — Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген; T-t — Тетеревский пояс; V-D — Волынский блок; V-G — Витебский гранулитовый блок; W-L-G, Западно-Литовский гранулитовый блок. Пунктирная светло-желтая линия ограничивает Волыно-Оршанский авлакоген. Черные линии показывают положение сейсмических профилей EUROBRIDGE (EB'94, EB'95, EB'96, EB'97) и POLONAISE (P4 и P5). На вставке показано трехсегментное деление Восточно-Европейского кратона (Богданова1993), и площадь исследования EUROBRIDGE. *Архей*: 1 — образования возрастом 3.7—2.8 млрд лет; протерозой: 2 — орогенические пояса возрастом 2.2—2.1 млрд. лет; 3 — Осницко-Микашевичский магматический пояс возрастом 2.0—1.95 млрд лет, a) средне- и нижнеглубинные фрагменты пояса; 4 — орогенические пояса возрастом 1.90—1.85 млрд лет; a) террейны возрастом 2.0 млрд лет, вовлеченные в ороген возрастом 1.9 млрд лет; 5 — орогенные пояса возрастом 1.85—1.80 млрд лет; АМЧГ и связанные с ним породы: a) 1.80—1.74 млрд лет, b) 1.65—1.40 млрд лет; 6 — основные границы террейнов; 7 — основные зоны разломов/сдвигов.

Остановимся на представлениях Е. И. Паталахи, изложенных в небольших разделах «Постколлизионный дайковый пояс УЩ» и «Украинский щит как передовой литосферный вал юго-западного форланда Восточно-Европейского кратона» в монографии [Паталаха и др., 2004].

Основная идея Е. И. Паталахи относительно плитотектонической истории развития юго-западной части Восточно-Европейского кратона и его полихронного складчатого обрамления состоит в том, что после В-субдукции и закрытия океанов Палео- и Неотетис следовала А-субдукция — затягивание в субдукционную «щель» утоненной литосферы пассивной континентальной окраины ВЕК, располагавшейся, как явствует из его идеи, южнее и западнее УЩ. Этот процесс, по автору, происходил с перерывами в течение всего неогея, то есть мезопротерозоя-квартера (от 1600 млн лет до настоящего времени). Даже формирование альпийского орогена Украинских Карпат автор рассматривает с этих позиций: после субдукции океанической литосферы, разделявшей ВЕК и «Паннонский микроконтинент», следовала коллизия и субдукция утоненной континентальной окраины (геоклинали) ВЕК под «микроконтинент». Как было показано в работе [Гинтов и др., 2014], геофизические данные не подтверждают такой механизм: альпийская субдукция (затягивание) континентальной литосферы происходила под будущий Карпатский ороген и ВЕК с запада.

Однако это не означает, что идея Е. И. Паталахи вообще не верна: А-субдукция ВЕК в южном и западном направлении могла происходить в доальпийский период не только в неогее, но и ранее. Отчасти на этот вопрос могут ответить как раз материалы изучения дайковых поясов УЩ.

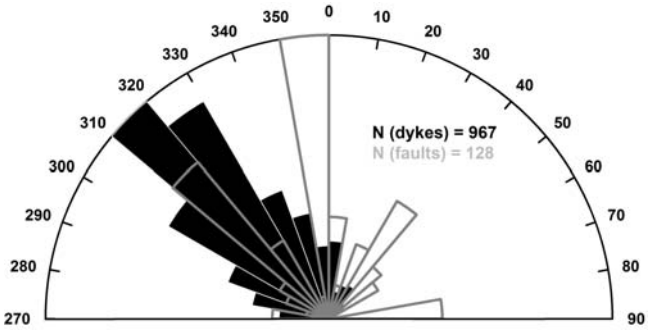


Рис. 2.168. Роза-диаграмма простираний мафитовых даек УЩ, по [Bogdanova et al., 2012].

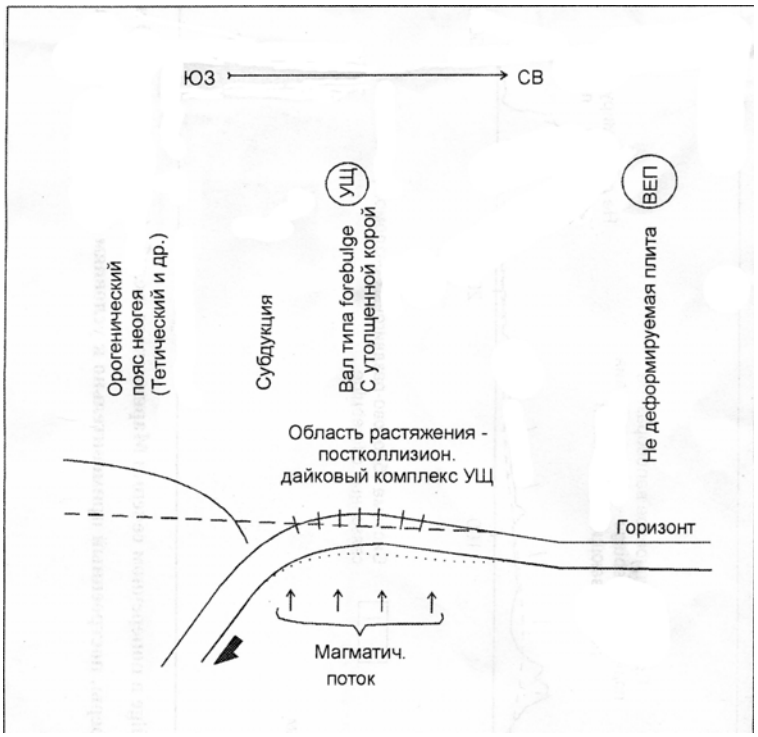


Рис. 2.169. Схема образования УЩ и постколлизионного дайкового комплекса как следствие континентальной субдукции под полихронный орогенический пояс к юго-западу и формирования предсубдукционного вала forebluge в неогене, по [Паталаха и др., 2004]

В уже упомянутой работе [Bogdanova et al., 1912] показано, что дайковые пояса УЩ наиболее широко развиты в Волынском, Ингульском и Приазовском мегаблоках, имеют преобладающий мафитовый состав и, главное, преобладающее простирание 310—330° (рис. 2.168). Наиболее широко развитые пояса мафитовых даек СЗ простирания располагаются вдоль осевой зоны УЩ, субпараллельны ей и в основном совмещаются с зонами разломов, возникшими или активизированными в условиях СВ или ЗВ (в современных координатах) растяжения литосферы.

Поэтому идея Е. И. Паталахи о том, что УЩ сформировался как передовой предсубдукционный вал ВЕК в ходе его геодинамической эволюции, может оказаться весьма продуктивной. Примером, как установил автор, являются многие молодые и современные коллизионные пояса, в частности, Западно-Тихоокеанский (Марианский), Загросский, Бразильско-Кордильерский и другие. Во время океанской или континентальной субдукции при заклинивании субдуцирующей плиты возникает ее шарнирный изгиб (выпучивание). В верхней части этого предсубдукционного вала в результате изгибного эффекта образуются трещины растяжения, заполняемые мантийным и нижнекоровым расплавом (рис. 2.169).

Геохронологически эти процессы в принципе могут подтвердиться. Последний этап формирования УЩ — образование плутонов рапакиви и субщелочных гранитов Приазовья 1.75—1.8 млрд лет назад [Щербак и др., 2008]. В это время УЩ, по-видимому, начал уже воздыматься, так как трещины остывания, фиксируемые в плутонах на уровне современного эрозионного среза, возникли на глубине

всего около 2—3 км [Гинтов, 2005; Гинтов, Мычак,2011]. Обобщенный возраст поясов мафических даек СЗ простирания, по достоверным данным (новые модификации уран-свинцового метода исследования цирконов и, отчасти, монацита и бадделеита, а также рубидий-стронциевый и самарий-неодимовый методы), также 1.75—1.8 млрд лет [Bogdanova et al., 1912]. То есть, процесс воздымания щита и одновременного формирования дайковых поясов вполне вероятен. Но это — конец раннего протерозоя, а не неогей. Для конца раннего протерозоя, по [Хаин, Божко, 1988], характерно начало объединения всех континентов в суперконтинент Пангею I (называемую также, как уже говорилось, Родинией), в котором Балтика объединялась с плитным ансамблем, располагавшимся между ней, Африкой и Северной Америкой. Гипотетически, в этот период и могла происходить субдукция ЮЗ континентальной окраины Балтики под этот плитный ансамбль.

Более обоснованно о субдукция ВЕК на юг и запад можно говорить для палеозоя — мезозоя, учитывая реконструкции В. В. Юдина [Юдин, 2007] и данные по Волыно-Подольской плите [Геодинамика Карпат, 1985; Геотектоника Волыно-Подолии, 1990; Гинтов и др., 2014].

По В. В. Юдину, в позднем девоне Днепровско-Донецкий палеорифт с океанической или субокеанической литосферой соединялся с океаном Палеотетис, который отделял ЕАП (тогда еще Евроамерику) от Гондваны и нескольких террейнов — Крымского, Скифского. Туранского и др. Это согласуется с палинспастической реконструкцией территории СССР для позднего девона, выполненной в работе [Зоненшайн и др., 1990]. В перми-триасе произошла субдукция с севера под эти террейны, коллизия их с Евроамерикой, в результате которой образовались Донецкая складчато-надвиговая область и Донецкая, Таганрогская и Северокрымская коллизионные сутуры.

Можно предположить, что вслед за океанской плитой в зону субдукции втягивалась и пассивная окраина ВЕК, при этом продолжалось формирование предсубдукционного вала УЩ. На западе, на пассивной окраине ВЕК — Волыно-Подольской моноклинали — в девоне-карбоне сформировался Львовско-Люблинский палеозойский прогиб (ЛЛПП) и «краевой шов» ВЕК, описанный в [Геодинамика Карпат, 1985; Геотектоника Волыно-Подолии, 1990]. Структурные особенности ЛЛПП, его фундамента и «краевого шва» позволяют предполагать, что в позднем карбоне-перми здесь существовал поддвиг ВЕК под Рава-Русскую эпиорогенную зону (аналог Скифской), а «краевой шов» является сутурной зоной, подобной Северокрымской. Такая трактовка не противоречит «мобилистскому» варианту развития зоны сочленения ВЕК и Западно-Европейской плиты, изложенному в работе [Геотектоника Волыно-Подолии, 1990, с. 145], в которой авторы предполагают коллизию этих плит в герцинскую эпоху.

Мы вкратце рассмотрели основные результаты геодинамического изучения докембрия Украины геологическими методами (в которых, естественно, использовались в ограниченном масштабе и геофизические данные). Из всех названных исследователей активно продолжает работать только С. В. Богданова, которая уже давно показала, что материалы геофизики, особенно глубинной геофизики, должны ложиться в основу геодинамических построений. Во многом благодаря С.В. Богдановой и другим европейским ученым Институт геофизики НАНУ в настоящее время наиболее масштабно и последовательно продолжает развивать геодинамическое направление в науках о Земле. Для геодинамики докембрия Украины важное значение имеют результаты сейсмических работ по проектам Евробридж и DOBRE, палеомагнитных, тектонофизических и сейсмотомографических исследований, гравитационного, магнитного, геоэлектрического и геотермического моделирования.

Ближайшими задачами геофизических исследований по углублению знаний о геодинамике украинского докембрия являются:

− По примеру работ программы DOBRE [Старостенко и др., 2006; Starostenko et al., 2012, 2013[1,2]—2015;] выполнение международного геотраверса, пересекающего типоморфную геодинамическую зональность УЩ в широтном направлении (субпараллельно геотраверсу IV) при использовании современной аппаратуры и усовершенствованных методик обработки и интерпретации полученных данных.

− Тесное комплексирование тектонофизических и палеомагнитных работ по изучению кинематики микроконтинента Сарматии в раннем протерозое и неогее. При этом важное значение приобретают поиски пригодных для палеомагнитного изучения геологических объектов возрастом старше 2.0 млрд лет.

− Обновление базы исходных данных сейсмотомографии (мониторинг данных ISC, расширение сети сейсмических станций Украины и включение их в мировую сеть) и разработка новых подходов при интерпретации данных о глубинном строении коры и мантии территории юго-западной окраины Восточно-Европейского кратона.

− Наращивание объемов наблюдений и совершенствование методики интерпретации потенциальных геофизических полей по изучению структуры литосферы УЩ (в особенности выделению пологопадающих и листрических разломов), наличия, природы, возраста и глубины залегания астеносферы.

Конечно, решение геодинамических задач геофизическими методами не может выполняться без привлечения геологических данных. Для геодинамики докембрия Украины, как представляется

автору, наиболее важное значение имеют данные радиогеохронологии и глубинной петрологии архейских и протерозойских комплексов, которых все еще, к сожалению, недостаточно. При этом хотелось бы, чтобы радиоизотопное изучение протерозойских пород комплексировалось с палеомагнитными исследованиями, так как положение виртуального магнитного полюса только тогда имеет геодинамическое значение, когда известна его точная возрастная привязка.

Авторы уверены, что дальнейшее развитие геофизических, геохронологических, петрологических и структурно геологических исследований в пределах УЩ позволит достичь ощутимого прогресса в решении проблем геодинамики докембрия.

2.5.2. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита

Построение комплексной трехмерной геофизической модели Украинского щита (УЩ), выполненное в Институте геофизики НАН Украины в 2006 г. под руководством академика В.И. Старостенко [Старостенко и др., 2006, 2007], открывает широкие возможности как для более глубокого понимания региональных закономерностей образования месторождений полезных ископаемых, так и для развития представлений о геодинамических особенностях этого региона. Модель, основанная на комплексном анализе геолого-геофизических материалов, а также включающая данные интерпретации сейсмотомографии до глубин 850 и более км, материалы тектонофизических, палеомагнитных исследований и изучения физико-химических процессов в тектоносфере, позволяет увидеть то, что раньше приходилось домысливать, опираясь лишь на гипотезы или теории, разработанные для других регионов Земли и других геологических эпох.

Украинский щит (рис. 2.170) относится к юго-западному сегменту Восточно-Европейского кратона — Сарматии. На северо-западе щита серия крупных глубинных разломов северо-восточного простирания, погружающихся на юго-восток, связана с установленной данными ГСЗ до глубины 90 км [Bogdanova et al, 1996] юго-восточной частью зоны сочленения Сарматии и Фенноскандии. К этой зоне приурочен Волыно-Двинский (Осницко-Микашевичский) вулканический пояс, рифейский Волыно-Оршанский рифт и одноименная впадина, образовавшаяся на нем. На севере и северо-востоке щит контактирует с Припятско-Днепровско-Донецкой впадиной, включающей Донбасс. Вся территория Сарматии, включая и Воронежский кристаллический массив, сечется крупными долгоживущими трансрегиональными тектоническими швами Херсон—Смоленск и Донецк—Брянск, а также Украинско-Прибалтийской зоной активизации субмеридионального простирания. Сегмент секут три литосферных линеамента северо–восточного простирания, выделенные В. Б. Соллогубом [1986].

С точки зрения авторов, анализ палео- и современной геодинамики любого сегмента Земли основывается в первую очередь на изучении геоструктур, являющихся индикаторами направления и амплитуды перемещения горных массивов и блоков литосферы. Они называются по-разному: глубинные разломы, межплитные и внутриплитные швы, шовные зоны, рифтовые долины и трансформные разломы, тектономагматические и тектонометасоматические зоны, зоны сжатия, растяжения и сдвига, транзитные зоны и т. д. Не является в этом отношении исключением и Украинский щит: структуры, разделяющие его на мегаблоки и блоки разных рангов и рассматриваемые как з о н ы р а з л о м о в , являются основным объектом изучения при решении геодинамических задач (см. подраздел 2.5.1, рис. 2.162).

Ранее [Гинтов, Исай, 1988; Гинтов, Пашкевич, 2004; Гинтов, 2005] на основе тектонофизических данных довольно детально рассмотрены трехмерные кинематические характеристики разломных структур УЩ и перемещение в пространстве и времени основных его частей (мегаблоков и блоков более высоких порядков). Но такую модель щита едва ли можно считать в полной мере трехмерной и геодинамической, т. к. она не дает ответ на вопрос об общей динамике тектоносферы региона, поскольку неизвестно, как перемещения горных масс, фиксируемые на поверхности Земли, трансформируются с глубиной – в нижних слоях современной земной коры и в мантии.

Ответы на подобные вопросы хотя бы в общем виде, не вдаваясь в широкомасштабные гипотезы, можно получить, связав воедино кинематическую модель щита, построенную на основе тектонофизических и, частично, палеомагнитных данных, трехмерную геофизическую модель литосферы, а также трехмерную скоростную модель современной мантии по результатам интерпретации данных сейсмической томографии. Что может дать такое сопоставление, видно из следующего: структурные модели коры и скоростная модель мантии фиксируют современное строение щита и сопредельных регионов, прямо не указывая на время формирования и направления движений тектонических элементов щита на разных этапах развития. Кинематическая модель дает временные параметры и направления движений, которые с большой степенью вероятности можно распространить на всю мощность земной коры, учитывая, что практически все изображенные на разрезах крупные зоны разло-

мов, зафиксированные на поверхности, по комплексу данных прослежены в мантию. Зная направления тектонических движений в земной коре, можно спрогнозировать характер движений вещества мантии, приведших к ее современной структуре, поскольку мы исходим из известных представлений, связывающих динамику литосферы с процессами мантийной конвекции или адвекции.

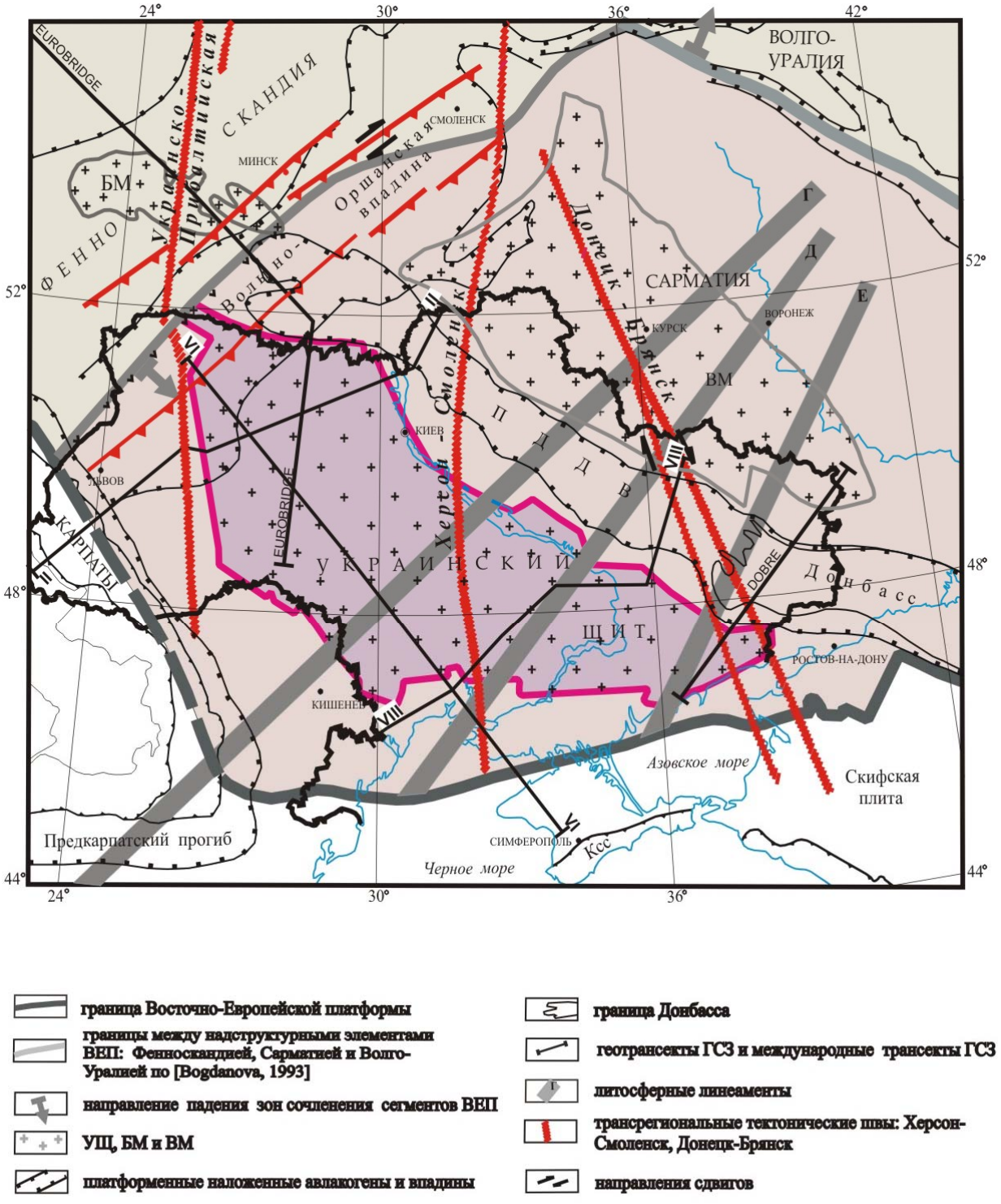


Рис. 2.170. Обзорная карта района исследований.

Кинематическая модель коры Украинского щита. Полученные в работах [Гинтов, Пашкевич, 2004; Гинтов, 2005] тектонофизические данные о возрасте, основных параметрах и кинематических особенностях разломных зон УЩ сведены ниже в обобщенную характеристику главных этапов разломообразования, наименования которым даны по названиям наиболее хорошо изученных зон

разломов. В скобках приведены азимуты простирания и кинематические типы основных и сопряженных зон разломов во время их заложения, типичные для данного этапа, а конкретные зоны по мере необходимости будут упоминаться в дальнейшем.

– *Неоархейские (AR_3) этапы разломообразования*: днепродзержинский (322—324°, правый взбросо-сдвиг; 51°, левый взбросо-сдвиг), куйбышевский (316—319°, правый сдвиг), емиловский (310—316°, левый сдвиг), долгопристаньский (328—330°, правый сдвиг).

– Р*аннепротерозойские (PR_1-I) этапы разломообразования*: первомайский (345—347°, правый сбросо-сдвиг), западно-ингулецкий (357°, правый сдвиг), ореховский (320, правый сдвиг; 296°, левый сдвиг), новоукраинский (328°, правый сбросо-сдвиг).

– *Раннепротерозойские (PR_1-I) этапы разломообразования*: немировский (42—50°, левый сдвиг — 305—318°, правый сдвиг), тальновский (25°, правый сбросо-сдвиг), криворожский (17—27°, правый взбросо-сдвиг), херсон-смоленский (8—278°, правый сдвиго-раздвиг). кировоградский (4°, правый сдвиг).

– *Раннепротерозойские (PR_1-II) этапы разломообразования*: малоянисольский (203—112°, правый сдвиг), немировский (3—93°, левый сдвиг), лелековский (3—273°, правый сдвиг), кировоградский (49—319°, правый сдвиг), волновахский (2—92°, правый сдвиг), субботско-мошоринский (90°, правый сдвиг — 360°, левый сдвиг).

Анализ этапов разломообразования и схем, приведенных на рис. 2.171, позволяет заключить, что в неоархее юго-западная и северо-восточная части УЩ развивались в разных режимах напряжений, что обусловило разную кинематику разломов. На юго-западе разломы северо-западного простирания были заложены как левые сдвиги, тогда как на северо-востоке разломы этого же простирания закладывались как правые сдвиги и взбросо-сдвиги (рис. 2.171, а).

В палеопротерозое (рис. 2.171, б) активно развивалась центральная часть щита — Тальновская, Кировоградская, Криворожско-Кременчугская и другие зоны разломов были заложены как субмеридиональные правые сдвиги и сбросо-сдвиги. В то же время западная и восточная части щита снова-таки отличались противоположной кинематикой: в западной части щита зоны разломов северо-западной ориентировки формировались преимущественно как правые сдвиги, а в восточной части активизировались как левые (рис. 2.171, а).

Наконец, в конце палеопротерозоя (рис. 2.171, в) была заложена ортогональная система разломов, в которой широтные разломы формировались как правые, а субмеридиональные — как левые сдвиги.

Из приведенных данных следует, что древнейший возраст заложения разломных зон УЩ может относиться к неоархею. Существовали ли хотя бы некоторые из них раньше, можно лишь предполагать, исходя из взглядов на тектонику палео — и мезоархея. Есть зоны, например, Ободовская, Ядлов-Трактемировская, где архейские основные кристаллосланцы линейно вытянуты вдоль них и, возможно связаны с интрузиями базитов по разрывным нарушениям. Тогда возраст заложения разломных зон может оказаться древнее неоархея.

Наиболее активное влияние на тектономагматические процессы в земной коре зоны разломов УЩ оказали в неоархее и особенно в палеопротерозое. Тогда же произошли интенсивные субгоризонтальные движения по разломам, которые достигали километров – первых десятков километров.

Что касается активизации разломов, то она происходила в несколько этапов и продолжалась, по крайней мере, до палеозоя. В разных частях УЩ и разных системах разломов активизация происходила на разных этапах (рис. 2.171, г). Максимальная активизация относится к началу и концу раннего протерозоя. Она охватывала практически весь щит, при этом разломы северо-западной ориентации активизировались в период PR_1-I как левые сдвиги, а северо-восточной и субмеридиональной, в период PR_1-II-PR_2, — как правые. Можно предположить, что в результате таких перемещений в период PR_1-I Бугский и Ингульский мегаблоки щита могли испытывать вращательные движения по часовой стрелке. Такие же движения могли происходить в Бугском и Волынском мегаблоках и в период PR_1-II–PR_2. Здесь уместно отметить, что именно к подобным “вращающимся” блокам приурочены крупные массивы раннепротерозойских новоукраинских и уманских гранитов, а также массивы анортозит-рапакиви ранне-среднепротерозойского возраста (рис. 2.171, г).

В фанерозое активность разломных зон в пределах УЩ уменьшилась и ярко выразилась только в его краевых частях: девонский магматизм и надвиги в разломах северной окраины Приазовского блока на границе с Припятско-Днепровско-Донецкой впадиной, сбросовые движения по субширотным разломам на границе УЩ и Припятского грабена, юрские и меловые горстовые поднятия, а также каневские дислокации в Ядлов-Трактемировской зоне. Кроме того, в фанерозое большинство разломов были проводниками тепла и зонами гидротермальной деятельности.

Представляет интерес вопрос о времени формирования современной мегаблоковой структуры УЩ (рис. 2.162).

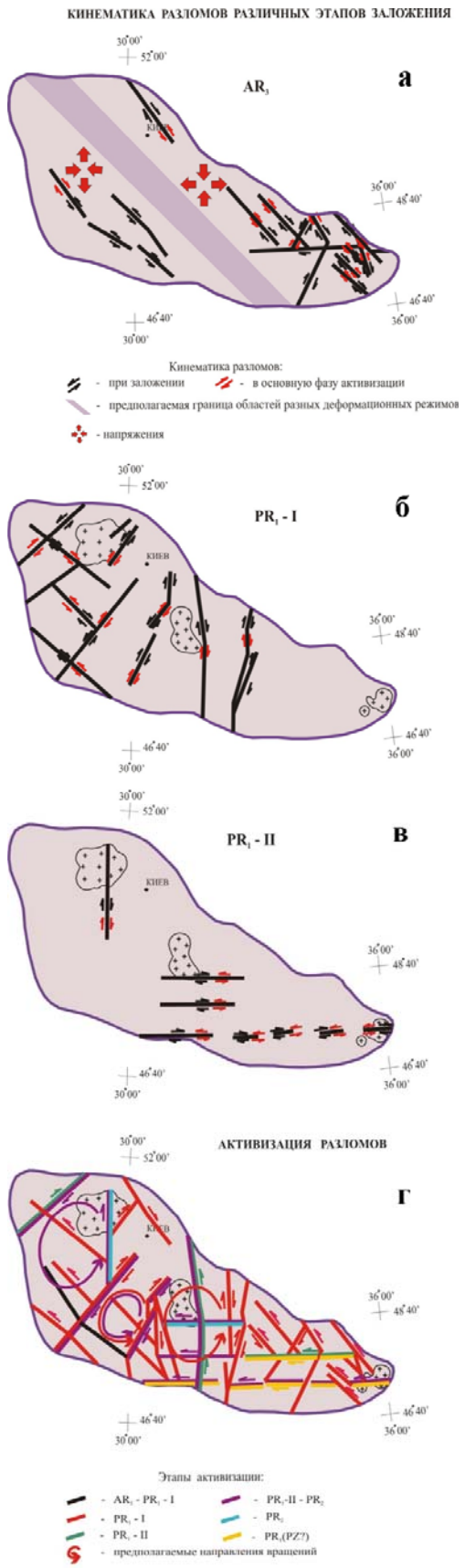


Рис. 2.171. Кинематика зон разломов УЩ различных этапов заложения: а — неоархей, б — первая половина раннего протерозоя (PR_1-I), в — вторая половина раннего протерозоя (PR_1-II), г — основные фазы активизации и направления предполагаемого вращения блоков.

Несомненно, мегаблоки образовались при существенной роли вертикальных движений земной коры. Если бы современная мегаблоковая структура щита сформировалась в позднем протерозое или фанерозое, в межмегаблоковых зонах разломов можно было бы наблюдать такие же плоскости сбросов или взбросов, какие имеются и геоморфологически выражены в широтных зонах разломов наиболее молодого субботско-мошоринского этапа разломообразования [Гинтов, 2005], причем они должны были бы быть L- или R-сколами одной из фаз деформации.

Но ни в одной из межмегаблоковых зон подобные структуры не наблюдаются, вероятно, из-за значительной эрозии. С другой стороны, большинство межмегаблоковых зон разломов заложены в раннем протерозое как сдвиги, реже сбросо- или взбросо-сдвиги, тем не менее сбросовая или взбросовая составляющая не всегда отвечает эрозионному срезу мегаблоков. Поэтому приходим к выводу, что современная мегаблоковая структура УЩ продолжала формироваться и после раннего протерозоя.

Исходя из всей суммы фактов и учитывая, что в конце PR_1-II — начале PR_2 происходили мощные тектоно-магматические процессы с образованием ряда плутонов — Коростенского, Корсунь-Новомиргородского, Восточно-Приазовского — и, соответственно, крупномасштабные вертикальные движения земной коры, есть основания утверждать, что современная мегаблоковая структура УЩ сложилась на границе палео — и мезопротерозоя.

Можно также думать, что деление Украинского щита на мегаблоки, наблюдаемое сейчас, не было первым в его истории. Наличие неоархейских и неоархей-палеопротерозойских зон разломов, разделяющих породные комплексы разных глубинных уровней, свидетельствует о том, что между археем и протерозоем существовала несколько иная мегаблоковая структура щита, которую полностью воссоздать пока что не удается. Межмегаблоковыми тогда были Голованевская, Ингулецко-Криворожская, Орехово-Павлоградская шовные зоны, а также Летичевская, Ободовская и Первомайская зоны разломов. Наиболее изученной является Голованевская шовная зона, в начале палеопротерозоя разделявшая современные Ингульский, Бугский и Росинский мегаблоки. Ее ширина между Тальновской и Первомайской зонами разломов достигает на юге 90 км. Зону характеризует большая насыщенность разломами, наличие напряженной линейной и куполовидной складчатости, как правило, приразломной, присутствие пород мантийного происхождения (хромитоносных и никеленосных гипербазитов) и в целом мафический состав коры. Подобны Голованевской и две другие шовные зоны. После динамичного развития в PR_1-I они утратили свою активность и на границе PR_1-II-PR_2 вошли в состав новых мегаблоков.

Существование разных мегаблоков в позднем архее и позднем протерозое иногда вынуждает строить схемы «смешанной» мегаблоковой структуры УЩ, совмещающие разные временные отрезки геологической истории региона, что, по-видимому, неверно, так как при этом искажается информация о последовательности тектонических движений.

Приведенный выше анализ этапов и фаз разломообразования и географического месторасположения основных зон разломов дает возможность судить о перемещении в пространстве и времени основных мегаблоков и блоков УЩ. В частности можно заключить, что в неоархее юго-западная и северо-восточная части щита, разделяемые условной линией, показанной на рис. 2.171, а, но в палеопротерозое западная и восточная его части, располагающиеся соответственно к западу и востоку от Ингульского мегаблока (рис. 2.171, б), развивались кинематически по-разному. Это, учитывая довольно значительные амплитуды горизонтальных смещений (от километров до первых десятков километров) при заложении и максимальной активизации зон, может указывать на то, что в неоархее восточная часть щита была развернута (деформирована посредством правых сдвигов) по часовой стрелке, а западная (посредством левых сдвигов) — против часовой. В палепротерозое зоны разломов северо-западного направления в западной части щита (рис. 2.171, б) были правыми сдвигами (Сарненско-Варваровская, Хмельникская, Подольская), а в восточной части зоны архейского заложения (Светловодская, Днепродзержинская, Павлоградская и др.) активизировались как левые сдвиги (рис. 2.171, а).

Следовательно, западная и восточная части УЩ в архее и раннем протерозое развивались как самостоятельные, не связанные между собой структуры и потому, скорее всего , располагались на значительно большем расстоянии друг от друга, чем сейчас.

Таким образом, тектонофизические данные свидетельствуют об огромной роли в геодинамическом развитии земной коры УЩ тангенциальных сил и горизонтальных движений ее геоблоков, начиная, по крайней мере, с неоархея. А в венде — фанерозое, как показало тектонофизическое изучение планетарной трещиноватости осадочных комплексов в пределах Донбасса и Волыно-Подольской плиты (см. пункт 2.4.2) северный географический палеополюс Земли переместился из экваториальных широт в современное положение, что указывает на поворот Сарматии, в том числе и УЩ, который был к этому времени жестко «впаян» в ее структуру, по часовой стрелке примерно на 90°.

Материалы тектонофизических исследований в целом не противоречат имеющимся палеомагнитным данным по раннему-среднему протерозою и венду ВЕП [Elming et al., 1998, 2006; Глевас-

ская и др., 2000; Бахмутов, 2014], определяющим индивидуальные траектории отдельных ее сегментов и время консолидации (см. подраздел 2.4).

Суммируя результаты тектонофизического и палеомагнитного изучения динамики литосферы УЩ, можно заключить, что щит как консолидированная структура существует с рубежа 1,8—1,6 млрд лет. До этого он существовал и перемещался автономно (палеомагнитные данные), а еще ранее был разделен на несколько самостоятельных мегаблоков, имевших также самостоятельные траектории движения (тектонофизические данные). Отрезок времени между 1,6 и 0,6 млрд лет пока что изучен недостаточно надежно, а начиная с раннего венда, как установлено обоими методами, щит существовал в составе стабильного кратона — ВЕП — и перемещался, относительно оси вращения Земли, вместе с ним.

Сделанные выше выводы относятся в основном к кинематической характеристике движений и взаимодействия достаточно крупных тектонических единиц УЩ, ВЕП и сегментов Земли в целом. Но они опираются на фактический материал (обнажения горных пород и образцы отдельных их разновидностей), полученный из самых верхних горизонтов земной коры. Чтобы получить подтверждение этих выводов в более глубоких частях коры и определить некоторые механизмы перемещений блоков и горизонтов коры, рассмотрим комплексные трехмерные геофизические модели по основным геотраверсам, пересекающим щит (показаны на рис. 2.172, 2.173).

Строение земной коры, приведенное на рис. 2.172, основано на тектонической интерпретации данных ГСЗ и плотностной модели вдоль геотраверса EUROBRIDGE [Bogdanova et al., 2006; Богданова и др., 2008], а скоростная модель литосферы для глубин более 50 км получена на основе интерпретации данных сейсмотомографии. На рис. 2.173 приведена тектоническая интерпретация данных ГСЗ и комплексной геофизической модели вдоль геотраверсов II, V1, V111 и DOBRE.

Общий взгляд на разрезы земной коры позволяет выделить несколько типов разломных зон в зависимости от их наклона и формы в разрезе. В упрощенном виде эти разрезы показаны на рис. 2.174, где кинематические характеристики зон разломов представлены отдельно от другой геолого-геофизической информации (описанной в [Старостенко и др.,2007]), что делает их рассмотрение более удобным.

Значительная часть – это наклонные прямолинейные структуры, падающие под углами 65—85° от поверхности к разделу М. Как правило, это сдвиги, взбросо- и сбросо-сдвиги, в которых сдвиговая составляющая, судя по тектонофизическим данным, значительно превышает взбросовую или сбросовую. Подобные зоны разломов детально охарактеризованы в [Гинтов, 2005]. Нарушенность раздела М крупными разломами свидетельствует о том, что поэтапная и пофазовая характеристика кинематики относится не только к коре, но и к верхнему слою литосферы, т. е. к глубинам, как минимум, 100—140 км.

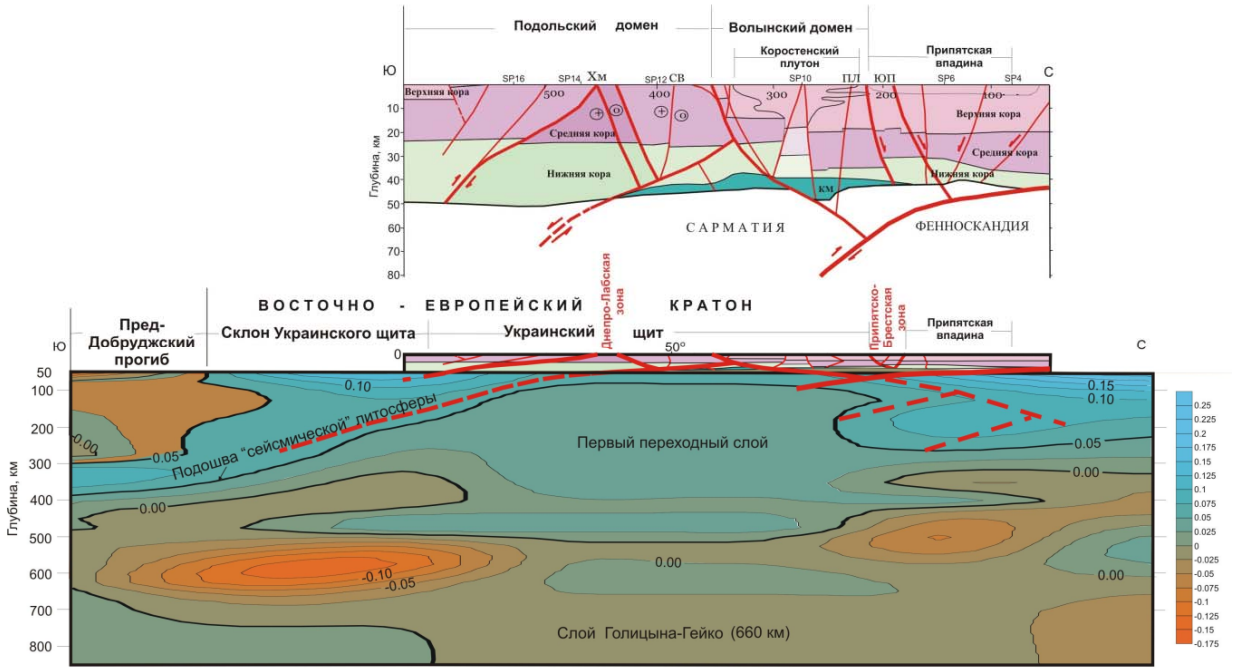


Рис. 2.172. Тектоническая интерпретация данных ГСЗ, плотностной модели и сейсмотомографии вдоль геотраверса EUROBRIDGE [Bogdanova et al., 2006; Богданова и др., 2008]. Условные обозначения на рис. 2.173.

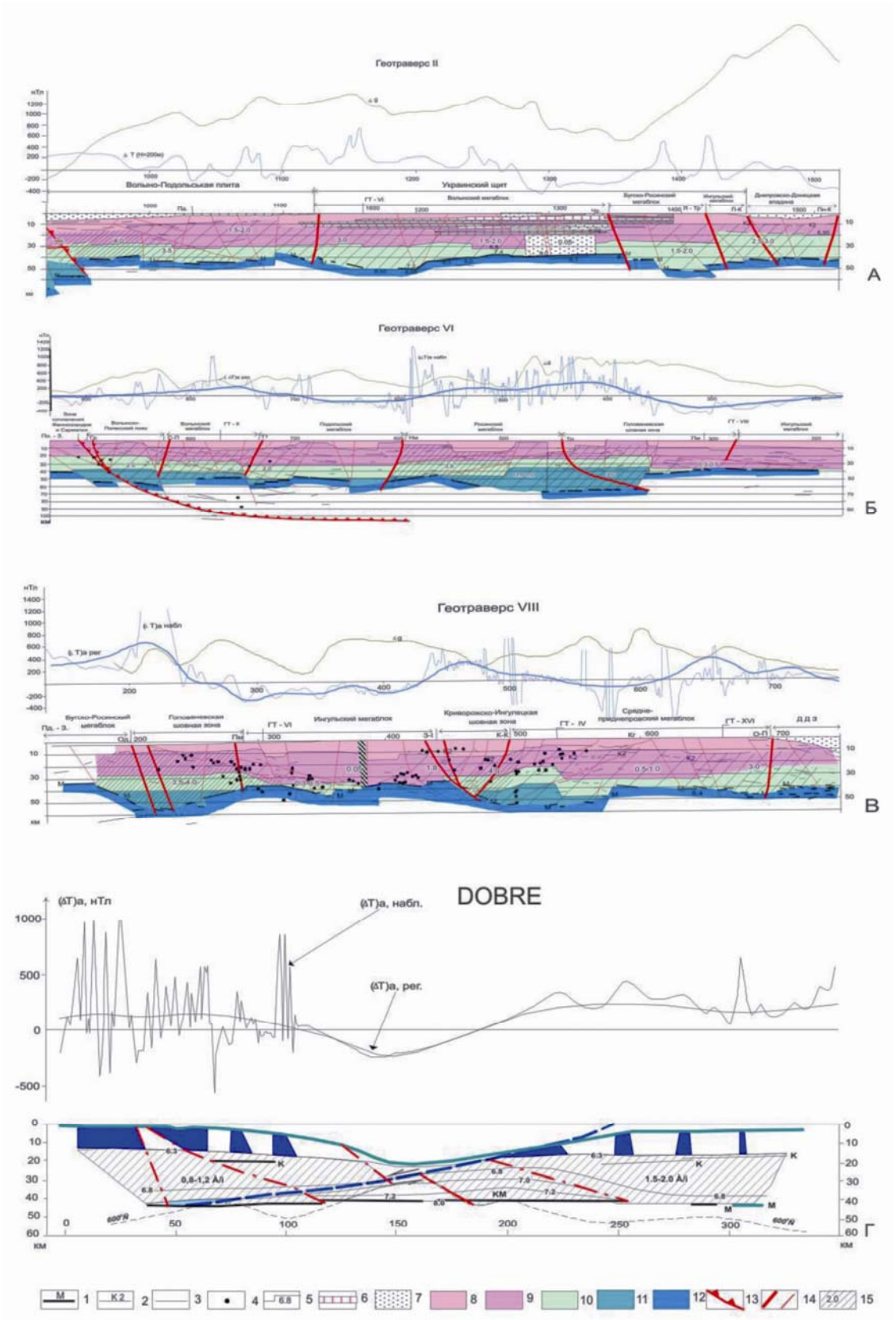


Рис. 2.173. Тектоническая интерпретация трехмерной геофизической модели УЩ вдоль основных геотраверсов: а — геотраверс II, б — геотраверс VI, в — геотраверс VIII, г — геотраверс DOBRE. Условные обозначения: 1 — раздел Мохо; 2 — поверхность докембрийского фундамента; 3 — отражающие площадки; 4 — точки дифракции; 5 — изолинии скоростей продольных сейсмических волн, км/с; 6 — низкоскоростные прослои; 7 — осадочные образования; 8—11 — условные слои земной коры: 8 — гранитный, 9 — диоритовый, 10 — базальтовый, 11 — коромантийная смесь; 12 — мантия; 13 — юго-восточная граница зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии; 14 — зоны разломов 1и II рангов; 15 — магнитные источники и величины намагниченности, А/м.

Поскольку заложение и первые фазы развития зон разломов УЩ в большинстве случаев сопровождались процессами сдвига, можно заключить, что эти процессы являются наиболее древними и охватывают временной интервал неоархей-фанерозой. А так как за этот период щит изменял свою форму, размеры и ориентацию относительно стран света, сдвиговые процессы являются индикаторами таких изменений и крутопадающие сдвиговые зоны разломов УЩ, в подавляющем большинстве выходящие за его пределы, — скорее всего, могут быть трансформными, возникновение которых обусловлено процессами спрединга или коллизии древних плит за современными пределами щита. В данном случае можно предположить, что плитотектонические процессы начали происходить по меньшей мере уже в неоархее — раннем протерозое, ибо механизмы сдвига крупных геоблоков литосферы по протяженным и широким зонам разломов трудно объяснить иными причинами, кроме конвекции в мантии.

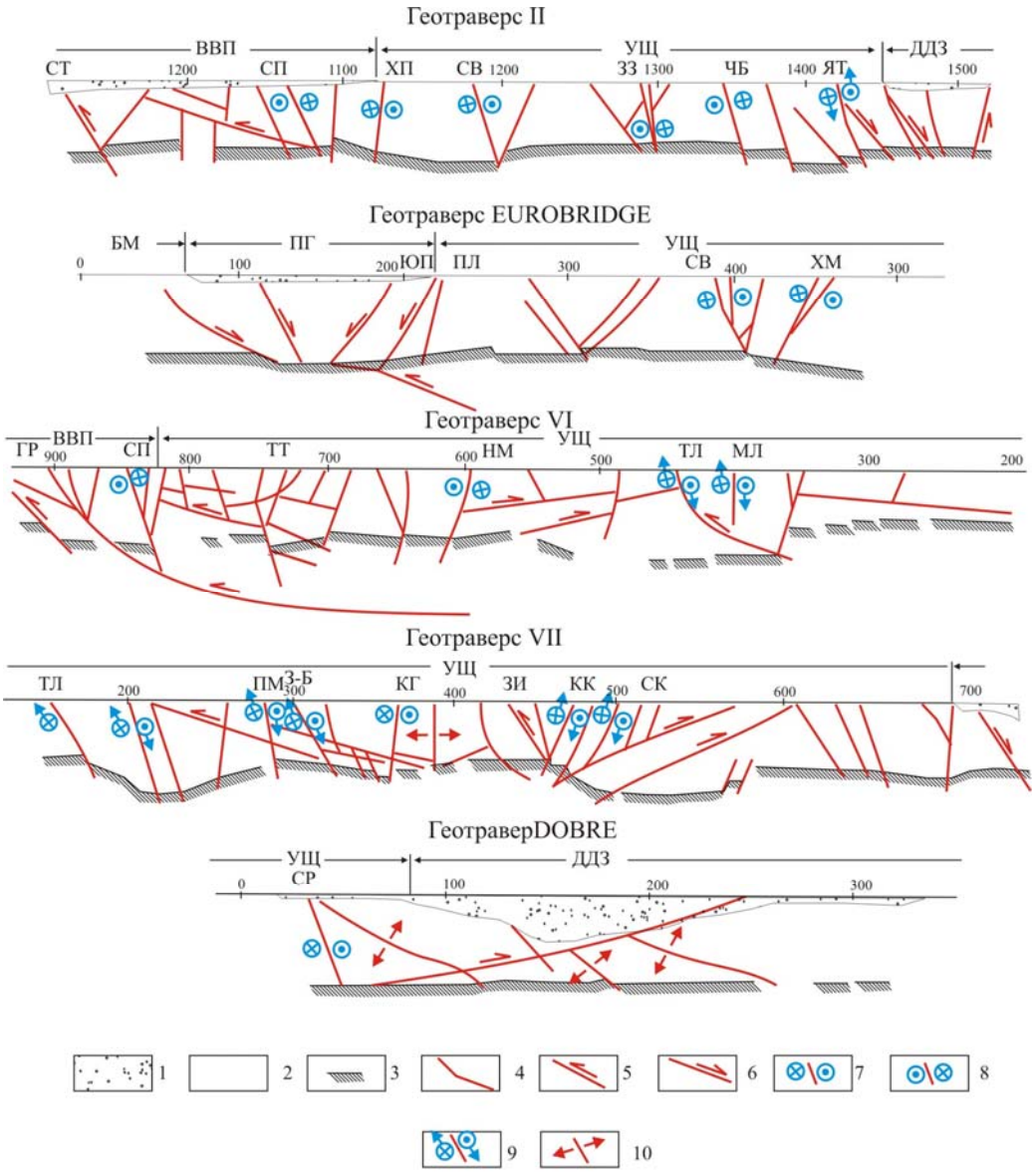


Рис. 2.174. Кинематические характеристики основних зон разломов УЩ в разрезе. 1 — осадочный чехол, 2 — кристаллические породы земной коры, 3 — раздел М, 4 — зоны разломов, 5—10 — кинематические знаки: 5 — надвиг, взброс, поддвиг, 6 — сброс, 7 — правый сдвиг, 8 — левый сдвиг, 9 — взбросо- или сбросо-сдвиги (в зависимости от наклона зоны), 10 — растяжение. *Регионы*: ВПП — Волыно-Подольская плита, УЩ — Украинский щит, ДДВ — Днепровско-Донецкая впадина, БМ — Белорусский массив, ПГ — Припятский грабен. *Зоны разломов*: СТ — Стоходская, СП — Сущано-Пержанская, ХМ — Хмельникская, СВ — Сарненско-Варваровская, ЗЗ — Звиздаль-Залесская, ЧБ — Чернобыльская, ЯТ — Ядлов-Трактемировская, ЮП — Южно-Припятская, ПЛ — Полесская, ГР — Горынская, ТТ — Тетеревская, НМ — Немировская, ТЛ — Тальновская, МЛ — Молдовская, ПМ — Первомайская, КГ — Кировоградская, КК — Криворожско-Кременчугская, СК — Саксаганская.

Возможно, следы ее сохранились и в структуре современной мантии. Правда, единственная более или менее четко установленная и изученная геологическими и геофизическими методами кол-

лизионная зона в пределах ВЕП и УЩ — зона сочленения Фенноскандии и Сарматии - возникла несколько позже заложения основных сдвиговых зон разломов.

Второй тип зон разломов включает в основном прямолинейные в разрезе структуры, падающие под углом 45—55°, связанные с процессами растяжения или сжатия литосферы со сдвиговой составляющей. На геотраверсе EUROBRIDGE такие зоны разломов выделены в районе Коростенского плутона (Тетеревская и Центральная) и Припятского грабена, где они сопровождали растяжение литосферы. На геотраверсах II и VIII зоны второго типа контролируют переход от УЩ к ДДВ и также являются признаком растяжения литосферы. К подобным зонам на геотраверсе VIII можно отнести Западно-Ингулецкую зону разломов, ограничивающую Ингулецко-Криворожскую шовную зону с запада.

В пределах Ингульского мегаблока, кроме выделенных на геотраверсе VIII, известны еще две зоны обозначенного типа — Бобринецко-Живановская (падение 50° на восток-юго-восток) и Новоконстантиновская (падение 45° на восток-северо-восток), с которыми связано урановое оруденение. Первая из них выделена на восточном контакте Ново-Украинского массива трахитоидных гранитов и является правым сдвиго-надвигом при заложении, а вторая — на севере этого же массива и рассматривается как зона сжатия и последующего растяжения земной коры.

Третий и четвертый типы зон разломов ассоциируются с надвиговыми процессами в земной коре УЩ, происходившими во время коллизионного объединения его в единую морфоструктуру, имеющую современный вид.

Третий тип — это протяженные пологие (наклон 10—20° к горизонту) надвиговые поверхности, фиксируемые главным образом данными ГСЗ начиная с некоторой глубины (более 5—10 км). На дневной поверхности их сложно заметить из-за преобладания субвертикальной слоистости, сланцеватости и трещиноватости горных пород.

На геотраверсе II подобная зона прослеживается от поверхности Мохо (ПК 1090) под чехол ВЕП (ПК 970) и является поверхностью надвига, возникшего, вероятно, во время коллизии Сарматии и Фенноскандии. На геотраверсе VI зоны между ПК 700—850 и 600—450 отражают этот же процесс коллизионного сжатия УЩ. На геотраверсе VIII аналогичные зоны надвигов (ПК 350—200 и 470—600) возникли, по всей видимости, во время растяжения Ингульского мегаблока и его давления на соседние участки коры на с западе и востоке (см. далее). На геотраверсе DOBRE подобная зона является поверхностью надвига УЩ и Донбасса на Воронежский массив.

Надвиговые зоны третьего типа не ограничиваются корой, а продолжаются в мантию еще на 10—20 км, но едва ли глубже. Они, скорее всего, являются поверхностями срыва, возникшими во время коллизионных процессов.

Основными поверхностями надвигов (или поддвигов) во время коллизионных процессов в пределах УЩ являются структуры четвертого типа — листрические зоны разломов, которые вблизи дневной поверхности имеют крутой наклон, а на глубине около 100 км становятся почти горизонтальными. Наиболее четко такие структуры прослеживаются в коллизионной зоне Фенноскандия-Сарматия. Это - ближайшая к УЩ Горынская зона разломов на геотраверсе VI (ПК 900) и II(ПК (910). Другие генетически близкие к ней зоны расположены в пределах Волыно-Подольской плиты и Беларуси.

На геотраверсе EUROBRIDGE установленная по данным ГСЗ наклонная граница раздела южного падения в верхней мантии также интерпретируется как проявление зоны сочленения Сарматии и Фенноскандии в виде надвига Сарматии и поддвига под нее Фенноскандии (рис. 2.172). Далее на юг по комплексу данных выделяются еще две аналогичные зоны в земной коре также в виде надвигов южных блоков на северные. Эти крупнейшие зоны находят отражение в строении литосферы в целом. Показательным является ее расслоенность в поддвиговых зонах как со стороны Фенноскандии, так и со стороны склона Украинского щита. При этом подошва литосферы под Волынским и частично Подольским мегаблоками поднимается до глубины 100 км и плавно погружается на юг, тогда как на севере она имеет сложную конфигурацию, согласующуюся с зоной сочленения этих крупнейших сегментов Восточно-Европейского кратона. Можно предположить, что надвиго-поддвиговые перемещения в зоне сочленения этих сегментов охватывали всю литосферу. Зоны разломов северного (северо-западного) падения в разрезе коры, как правило, правые сдвиги, являются, по всей вероятности, сопряженными с этими крупнейшими литосферными разломами.

Аналогичные поверхности надвига связаны с Тальновской и Криворожско-Кременчугской зонами разломов. Они фиксируются на геотраверсах VI (ПК 440—350) и VIII (ПК 500—460), падают навстречу друг другу и отражают процесс раздвига по трансрегиональному шву Херсон—Смоленск с формированием Новоукраинского массива, Корсунь-Новомиргородского плутона и как результат - давление и надвиг Ингульского мегаблока по Голованевской и Ингулецко-Криворожской шовным зонам, соответственно, на Бугский и Среднеприднепровский мегаблоки.

Краткий обзор основных систем межблоковых поверхностей перемещений в разрезе земной коры приводит к выводу, что начиная с неоархея наиболее масштабными событиями в геодинамическом развитии УЩ, с точки зрения механических движений, были следующие.

Неоархей — ранний протерозой. Заложение субвертикальных поверхностей сдвига — трансформных (по-видимому) зон разломов, обусловленное многоактными процессами спрединга за пределами щита, здесь не рассматриваемыми. Сюда можно отнести большинство этапов розломообразования, по тальновский включительно. Украинский щит еще не является единой морфоструктурой, подобной современной. Отдельные его части (западная и восточная) развиваются в разных деформационных и тектономагматических режимах. Сдвиговые перемещения в зонах разломов при сжатии ведут к формированию приразломной складчатости, при растяжении — к интрузивным и гидротермально-метасоматическим процессам.

Вторая половина раннего протерозоя. Коллизия литосферных плит Фенноскандии и Сарматии, сопровождавшаяся сильным сжатием и окончательным объединением мегаблоков УЩ. Надвиг литосферы УЩ в сторону современного северо-запада на литосферу Фенноскандии и (или) поддвиг последней под литосферу УЩ. Этот процесс охватывает Волынский, Подольский и частично Росинский мегаблоки (до Немировской зоны разломов), при этом формируются листрические надвиговые зоны, которые выходят на дневную поверхность за пределами щита (Горынская и прочие зоны разломов). Параллельно формируются пологие поверхности срыва, расположенные в коре выше листрических зон. Глубинными сейсмическими зондированиями поверхности срыва и надвига в особенности четко фиксируются в зоне перехода кора-мантия на геотраверсах II (ПК 950, 1100) и VI (ПК 900), где пластины мантийного вещества подняты и надвинуты в северо-западном направлении.

Тот же период, во время или после процесса коллизии Фенноскандии и Сарматии. Растяжение литосферы и активизация межрегиональных тектонических швов Херсон-Смоленск и Донецк-Брянск. Образование Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов и массивов щелочных гранитов Восточного Приазовья. То есть можно говорить о том, что процесс коллизии Фенноскандии и Сарматии сопровождался не только сжатием, а и растяжением литосферы, на некоторое время перерывавшим давление плит друг на друга или происшедшим сразу после их объединения.

Поздний протерозой (рифей) — ранний фанерозой (девон). Крупномасштабные процессы растяжения литосферы, приведшие к формированию рифтогенных ограничений УЩ и сопровождающих их зон разломов второй группы на западе, севере и северо-востоке.

Заключение. На необходимость применения плитотектонических механизмов при анализе строения и процессов развития литосферы УЩ указывают следующие данные, полученные в результате геологического осмысливания ее комплексной трехмерной геофизической модели и материалов тектонофизических исследований.

– Установлено, что самые древние (из фиксируемых в настоящее время) неоархейские зоны разломов УЩ закладывались и активизировались как горизонтальные или субгоризонтальные сдвиги по субвертикальным сместителям под воздействием тангенциальных сил. Источником этих сил, вызывавших перемещения крупных блоков литосферы, могли быть только горизонтальные ветви конвективных или адвективных течений вещества мантии. Ротационные механизмы не создают сколь-нибудь значительных касательных напряжений, необходимых для возникновения горизонтальных сдвигов.

– В последнее десятилетие в пределах щита изучены многочисленные раннепротерозойские – палеозойские пологопадающие зоны надвигов, охватывающие по мощности всю земную кору, которые также связаны с действием тангенциальных сил.

– Детальное изучение смены режимов напряженно-деформированного состояния различных участков раннедокембрийской земной коры УЩ во время заложения и активизации зон разломов показало, что западная и восточная части щита развивались кинематически по-разному — в одни и те же периоды одинаково ориентированные зоны разломов характеризовались противоположными направлениями сдвигов, испытывали деформации вращательного типа и т. д. Из этого можно заключить, что щит в конце неоархея не был единой структурой, а его западная и восточная части объединились несколько позже, хотя механизм такого объединения остается выясненным не до конца.

– Тектонофизическими исследованиями подтверждаются данные палеомагнетизма о значительных перемещениях (повороте) УЩ вместе с ВЕП, относительно оси вращения Земли, в фанерозое.

– Построение комплексных трехмерных геофизических моделей по основным геотраверсам, пересекающим щит, позволило установить наличие уходящих в мантию крупнейших листрических зон разломов, особенно ярко проявленных в области сочленения Фенноскандии и Сарматии. Образование таких зон наиболее убедительно объясняется механизмами тектоники плит.

– Структура мантии под щитом и смежными с ним регионами на западе и юге представляет собой пологое погружение относительно высокоскоростной литосферы ВЕП под относительно низкоскоростную литосферу более молодых плит. Это снова-таки подтверждает правильность представлений о возможности крупномасштабных горизонтальных перемещений мантийного вещества.

Что касается детальности плитотектонических реконструкций для докембрия, следует отметить, что на УЩ уверенно фиксируются лишь признаки конвергенции плит Фенноскандии и Сарматии, кото-

рая произошла в конце раннего — начале среднего протерозоя. Более ранние — архейские или раннепротерозойские — плитотектонические процессы, наличие которых «в деталях» обосновывается некоторыми геологами непосредственно в пределах щита, геофизическими материалами на данное время, к сожалению, не могут быть полностью реконструированы. Высказанное авторами суждение о начале плитотектонических процессов в неоархее основывается на представлении о трансформном характере древних разломов УЩ, перемещения по которым отражали процессы спрединга за его пределами. Архейские-раннепротерозойские спрединг и субдукцию в пределах щита необходимо еще доказывать посредством более детального изучения глубинного строения и динамики литосферы.

2.5.3. Докембрий Украинского щита и тектоника плит

«Моде» на плитовую тектонику подвержены сейчас многие украинские геологи и геофизики, особенно производственники. Слова «плита», «сутура», «субдукция», «коллизия», «островная дуга», «рифтовая долина» и т. д. употребляются часто к месту и не к месту. Однако за этими словами не всегда стоит серьезное отношение к вопросам геодинамики, поскольку переход к плитотектонической интерпретации геолого-геофизических данных требует отказа от некоторых прежних понятий и, главное, пояснения причины употребления новых терминов.

Да и само слово «геодинамика» стало во многих случаях расхожим термином, хотя, по определению, «геодинамика — раздел наук о Земле, в котором делается попытка объяснить глобальные и региональные геологические явления и факты на основе динамических *принципов механики»…,*а ее цель состоит в том, … «чтобы на основе известных законов физики и химии построить модель эволюции Земли» [Структурная…,1990, стр.81].

Ближе всего к таким принципам стоял коллектив, руководимый Е. И. Паталахой [Паталаха, 2002, 2005; Паталаха и др., 2003, а,б], но объектом геодинамических исследований этих ученых было альпийское обрамление юга и юго-запада Восточно-Европейской платформы (ВЕП).

Е. Б. Глевасский, Г. И. Каляев, С. В. Богданова использовали, применительно к условиям докембрия, актуалистический подход, опираясь на петрологические, геохронологические и общегеологические, в том числе геофизические, данные [Каляев и др., 1984; Глевасский, 1989, 1995, 1996, 2005; Глевасский, Каляев, 1998, 2000; Каляев, 1997; Bogdanova, 1993; Bogdanova et al., 1996, 2004, 2006, 2008].

В целом этими авторами и их коллегами были получены непротиворечивые геодинамические модели развития УЩ или отдельных его регионов. Однако в подобных моделях осталось много неясностей, которые связаны в основном со следующими причинами.

– В украинском докембрии существует много нечетких и даже спорных возрастных рубежей [Кореляційна…, 2004; Геохронология…, 2005, 2006].

– В стадии разработки еще находится реологическая модель раннедокембрийской литосферы и коры [Chardon et al., 2006; Sizova et al., 2010 и др.]. Но уже многим, в том числе и Е. Б. Глевасскому, было ясно, что модель жесткой литосферной плиты в раннем докембрии не работает и необходим переход к новым видам субдукционных механизмов.

– Геодинамические модели УЩ Е. Б. Глевасский и Г. И. Каляев создавали достаточно «широкими мазками», не задерживаясь на деталях, поэтому многим специалистам, занимающимся конкретными районами, было трудно использовать эти модели в своих построениях.

Вместе с тем за последние годы накопилось большое количество новых геологических и геофизических материалов, особенно по сейсмометрии (проекты Евробридж и Добре), сейсмотомографии, геотермии, тектонофизике. Эти материалы, во-первых, подтверждают многие выводы, сделанные отмеченными выше учеными, и, во-вторых, позволяют дополнить и уточнить некоторые детали и закономерности.

– Исследованиями по проектам Евробридж и Добре [Maystrenko et al.,2003; Bogdanova et al.,2006; Старостенко и др., 2007; Гинтов, Пашкевич,2010 и др.], в дополнение к уже имевшимся сейсмическим данным по УЩ, получена детальная скоростная стратификация коры и прилегающих к ней участков мантии, выделены достаточно резкие субгоризонтальные и наклонные поверхности — детачменты и аттачменты, — связанные с перемещением литопластин по латерали.

– По данным сейсмотомографии [Гейко и др.,2006] верхняя мантия под УЩ, как и под всей Восточно-Европейской платформой, разделена не только горизонтальными, но и наклонными — погружающимися и воздымающимися — относительно высоко- и низкоскоростными слоями мощностью от 100-200 до 500 км (см. подраздел 1.2). Такая мгновенно запечатленная структура верхней мантии свидетельствует о конвективных и адвективных потоках мантийного вещества. Кроме того, сейсмотомографией зафиксированы субвертикальные скоростные неоднородности («мантийные скоростные колонки» [Старостенко и др., 2011, Заяц и др., 2012]), нередко пересекающие всю мантию, которые отражают реальное присутствие мантийных струй или плюмов.

– Снят вопрос о возможности или невозможности прохождения плитотектонических процессов в докембрии. Геотермические исследования показывают [Кутас, 2008], что уже в раннем архее существовала жесткая литосфера мощностью 40—50 км, разделенная на блоки, а в подстилающей мантии — мелкоячеистая конвекция, обеспечивавшая вертикальные и горизонтальные перемещения таких блоков. В среднем и позднем архее тепломассоперенос обеспечивался в основном плюмным механизмом, а в протерозое-фанерозое — крупноячеистой конвекцией, в результате которой постепенно произошел переход к плейттектонике современного вида.

– Материалы тектонофизических исследований документально отражают крупноамплитудные субгоризонтальные перемещения блоков литосферы вдоль многочисленных зон разломов (зон сдвига) и периоды тангенциального сжатия и растяжения земной коры УЩ [Гинтов,Исай, 1988; Гинтов, 2005; Гинтов, Мычак, 2011], а вращение плит и мегаблоков доказывается в пункте 2.4.2. Нужно подчеркнуть, что, как представляется авторам, несколько подзабытая идея А. Вегенера о перемещении материков возродилась в виде тектоники плит только тогда, когда были доказаны масштабные сдвиги вдоль крупных разломов типа Сан-Андреас, Мендосино, Клиппертон, Романш, Иорданский, Масира, Альпийский (Новая Зеландия) и др. (в последствии такие разломы были названы трансформными). Ибо какими механизмами, кроме как конвекцией мантийного вещества, можно объяснить подобные горизонтальные сдвиги?

– Установление протяженных и мощных раннедокембрийских сдвиговых (в широком смысле, т. е. не только горизонтальных) зон в пределах УЩ заставляет также по-новому взглянуть на процессы породо- и структурообразования, ибо классическая схема осадочной геологии (осадконакопление — погружение—региональный метаморфизм—складчатость—эксгумация) в докембрии работает не везде и не всегда.

Сланцеватость, гнейсоватость, послойная мигматизация и линеализация, полученная в сдвиговых зонах в условиях стрессметаморфизма авто- и аллохтонных гранитоидов и базитов, мало чем отличается от таковой, образующейся при осадконакоплении и региональном метаморфизме (известный принцип конвергенции). Формационный и фациальный анализ (восстановление первичного характера фаций и симметрии осадочного бассейна), а также характер складчатости (субгоризонтальные шарниры, субвертикальные осевые плоскости) иногда дают возможность отличить толщи кристаллосланцев и гнейсов, образованные по вышеприведенной классической схеме осадочной геологии, от аналогичных толщ сдвиговых зон стрессметаморфизма. Но, признаться, много ли в пределах УЩ (за исключением, возможно, отдельных зеленокаменных структур Среднего Приднепровья) установлено вулканогенно-осадочных бассейнов на основе сочетания вышеприведенных критериев? И, главное, много ли в пределах УЩ разбурено шарниров синклиналей, сложенных известными сериями и свитами супракрустальных пород?

Структурно-тектонофизическое изучение УЩ показало [Гинтов, Исай, 1988; Гинтов и др.,1990;Гинтов, 2005; Гинтов, Мычак, 2011 и др.], что внутреннее строение многих известных крупных структур, начиная с Голованевской шовной зоны на западе и заканчивая Сорокинской зеленокаменной зоной на востоке, представлено внутри- и приразломной складчатостью сдвигового типа, в которой большинство отдельных складок являются однокрылыми с субвертикальными или крутопадающими шарнирами. Синклинорная природа таких структур оказывается под большим сомнением. В свое время Голованевская шовная зона представлялась многими как «Первомайск-Голованевский синклинорий», но современные специалисты от такой трактовки справедливо отказались. Почему же тогда в геологической и геофизической литературе продолжают фигурировать такие понятия как Братский, Ингульский, Криворожско-Кременчугский и другие «синклинории»? Потому что если это не синклинории, то тогда — зоны (с разными приставками) либо моноклинали, либо просто линейно вытянутые участки коры, формирование которых связано с горизонтальным или наклонным перемещением блоков или плит. А это уже другая тектоника.

Лучше всего это можно показать на примере детально изученного разными методами Ингульского мегаблока УЩ.

Ингульский мегаблок. Плитотектонические реконструкции. Этот мегаблок представляет собой небольшую, но интересную часть юго-западной окраины ВЕП, прошедшую многие стадии плитотектонического развития. Наиболее полно они были описаны Е. Б. Глевасским в коллективной монографии [Геолого-геофизическая модель…, 2006].

Нужно сказать, что авторы пришли к очень близким выводам хотя и позже, но совершенно самостоятельно, используя не столько геолого-петрологические, сколько тектонофизические аргументы. Более того, одно время, когда тектонофизических данных было еще мало, один из авторов (О. Б. Гинтов) выступал в определенной степени даже оппонентом концепции Е. Б. Глевасского, поскольку считал, что одних петролого-стратиграфических критериев недостаточно для перехода на новую парадигму в анализе геологической истории Украинского щита.

Возражать было нетрудно, так как и сами авторы идеи плитотектонического развития УЩ на первых порах противоречили друг другу. Г. И. Каляев говорил о развитии «Большого Кривого Рога» [Каляев, 1965], связывая воедино Среднеприднепровский мегаблок, Криворожско-Кременчугскую и Орехово-Павлогорадскую шовные зоны, хотя, как выяснилось позже, последние моложе и наложены на архейский фундамент. Это противоречие отмечал Е. Б. Глевасский [Геолого-геофизическая модель…, 2008].

Оказалось, что с единых плитотектонических позиций можно объяснять тесную геодинамическую связь протерозойских Голованевской и Ингулецко-Криворожских шовных зон с протерозойской же центральной частью Ингульского мегаблока, что и сделано в настоящем пункте.

Геологическое строение. Положение мегаблока в структуре УЩ показано на рис. 1.162 и 2.175). На западе он ограничен Тальновской зоной разломов, на востоке — Криворожско-Кременчугской, включая в себя Голованевскую (ГШЗ), Ингулецко-Криворожскую (ИКШЗ) шовные зоны, а также расположенную между ними центральную часть (ЦЧИМ). Последняя еще не получила официального тектонического названия, хотя давно известна как «Кировоградский рудный район».

Обоснование границ мегаблока дано в работах [Гинтов, 2005; Гинтов, Мычак, 2011]. Основной аргумент — мегаблоковая структура УЩ сложилась на границе раннего и среднего протерозоя, когда все части щита в целом уже закончили свое формирование и спаялись воедино, после чего по межмегаблоковым (в будущем) зонам разломов произошли субвертикальные подвижки. Это деление щита на мегаблоки не является общепризнанным, однако отметим, что такие же границы Ингульского мегаблока даны и в работе [Глевасский, Каляев, 2000].

Геологическое строение Ингульского мегаблока описано во многих работах. В одной из последних [Гинтов, Мычак, 2011] оно представлено на рис. 2.175—2.177.

На западе и востоке мегаблока в Голованевской (ГШЗ) и Ингулецко-Криворожской (ИКШЗ) шовных зонах развиты архейские серии кристаллосланцев и гнейсов (днестровско-бугская, бугская и росинско-тикичская на западе, аульская и конкская на востоке), а также комплексы базитов и гранитоидов, частично переработанные в раннем протерозое. В центральной части широко представлены гнейсы ингуло-ингулецкой серии раннего протерозоя и более молодые раннепротерозойские гранитоиды.

Центральная часть Ингульского мегаблока представлена меридиональной цепью гранитоидных массивов — Корсунь-Новомиргородским и Новоукраинским, — расположенными на оси тектонического шва Херсон-Смоленск и ограниченными Звенигородско-Братской и Кировоградской зонами разломов. Она также называется *Кировоградским рудным районом* и представляет особый интерес, как в геодинамическом, так и металлогеническом отношении. Здесь отметим, что широкое развитие в ней гнейсов ингуло-ингулецкой серии объясняется многими геологами возникновением в начале раннего протерозоя в центральной части щита обширного осадочного бассейна, заполнившегося терригенно-вулканогенными отложениями, превращенными в результате регионального метаморфизма в гнейсы и кристаллосланцы биотитового, гранат-биотитового, графит-биотитового, амфибол и пироксен-биотитового и т. д. состава.

Приведенные данные показывают, что Ингульский мегаблок, охватывающий всю центральную часть Украинского щита, неоднороден по составу и петрофизическим свойствам коры и представлен, по меньшей мере, тремя разновозрастными зонами, отличающимися по своим структурно-тектоническим особенностям.

Что же позволяет и даже делает необходимым выделение Ингульского мегаблока именно в такой конфигурации и в таких границах? Основанием этому служат особенности геодинамического развития и металлогении центральной части УЩ.

Если рассматривать главные черты структуры УЩ на фоне всей юго-западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП), можно видеть (рис. 2.176), что центральная часть щита выделяется как элемент широкой — до 200 км — субмеридиональной зоны правых сдвигов, продолжающейся далеко за пределы щита как в южном, так и в северном направлении. Из 47 крупнейших зон разломов щита [Гинтов, 2005; Гинтов, Пашкевич, 2010] шесть главных зон его центральной части — Тальновская, Первомайская, Звенигородско-Братская, Кировоградская, Западно-Ингулецкая, Криворожско-Кременчугская — заложены как крупные правые сдвиги, отклоняющиеся от современного меридионального направления максимум на –15°—+25°. На севере и юге за пределами щита они сближаются, как бы «подтягиваясь» к осевой линии — трансрегиональному тектоническому шву Херсон—Смоленск, четко делящему щит на западную и восточную части. Поскольку этот тектонический шов возник в конце времени заложения всей шестерки перечисленных зон разломов [Гинтов, Мычак, 2011], приходим к выводу, что активные геодинамические процессы на стыке западной и восточной архейских частей УЩ начались еще на рубеже неоархея и раннего протерозоя, охватив все 200 км пространства — будущий Ингульский мегаблок. Металлогенические особенности также позволяют выделять Ингульский мегаблок в рассматриваемых контурах. Голованевская шовная зона ближе по

своей металлогенической специализации к центральной и восточной частям мегаблока, чем к западным гранулитовым Бугскому и Подольскому.

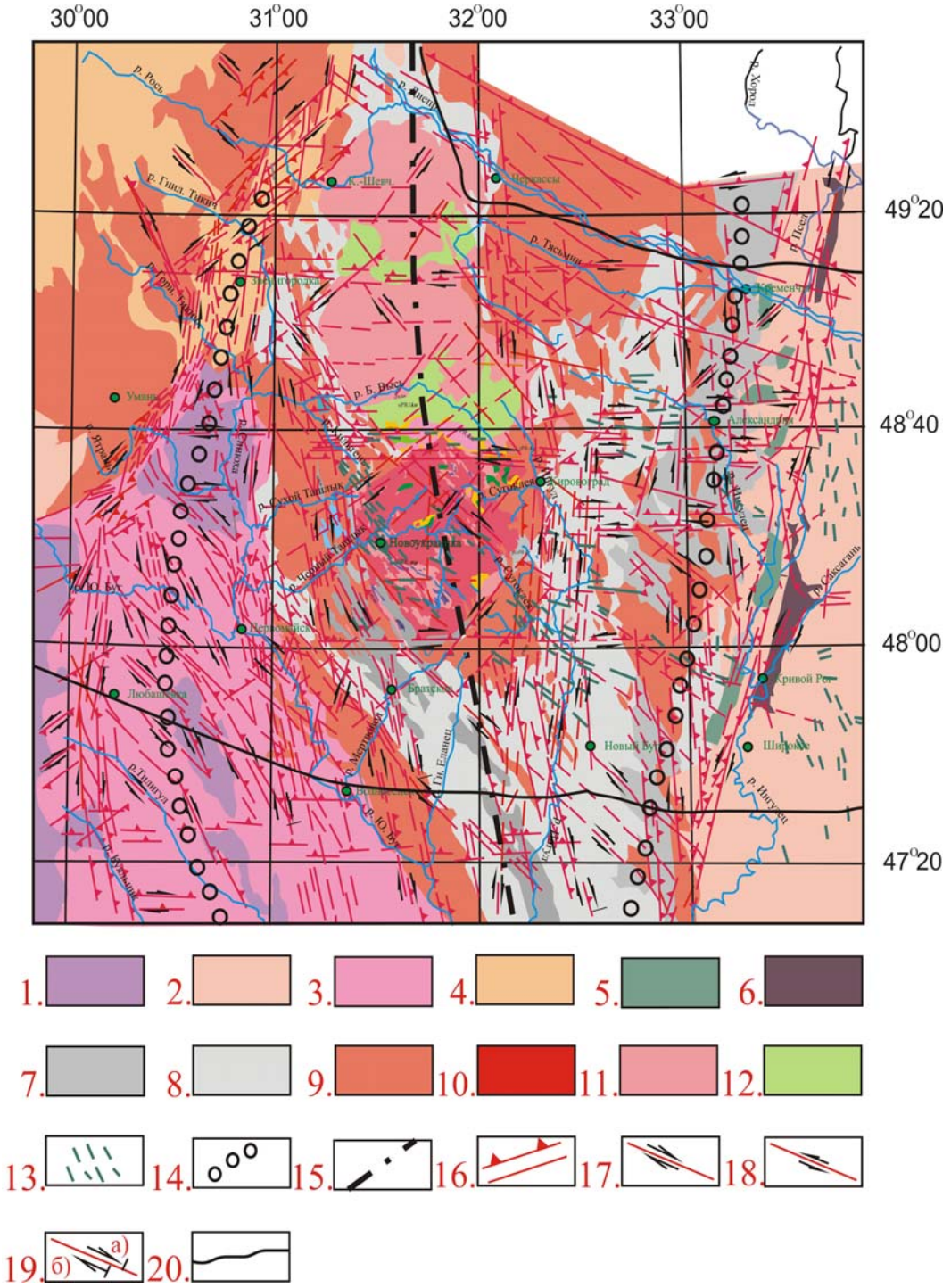


Рис. 2.175. Схема геологического строения Ингульского мегаблока (по данным [Коплексна…, 2002; Кореляційна…, 2003; Щербаков, 2005; Гинтов, 2005; Тектонічна…, 2007; Старостенко и др., 2007[1], 2007[2]; Геолого-прогнозні…, 2006] и на основе полевых тектонофизических исследований [Гинтов, Мычак, 2011]). Условные обозначения: *Серии и комплексы*: 1 — днестровско-бугская, гайворонский (AR_1); 2 — аульская, конкская, днепропетровский (AR_1), ингулецкий, саксаганский, демуринский, токовский (AR_2); 3 — бугская, капитановско-деренюхинский (PR_1-I), побужский (PR_1-I); 4 — росинско−тикичская (AR_3), звенигородский, гайсинский (PR_1-I); 5 - зеленореченская, артемовская, родионовская свиты ингуло-ингулецкая (PR_1-I): 6 — криворожская (PR_1-I); 7 - спасовская, каменно-костоватская свиты, 8 — рощаховская, чечелеевская свиты; 9 — кировоградский, уманский, ставищанский (PR_1-I); 10 — новоукраинский (PR_1-I); корсунь-новомиргородский (PR_1-II): 11 — рапакививидные граниты, 12 — габбро-анортозиты; 13 — дайки габбро-диабазов, лампрофиров и др.; 14 — осевые линии Голованевской (на западе) и Ингулецко-Криворожской (на востоке) шовных зон; 15 — трансрегиональный тектонический шов Херсон — Смоленск; 16 — эшелонированные сколы (сместители) зон разломов (берг-штрихи указывают направление падения); *кинематические знаки для зон разломов*: 17 — правый сдвиг, 18 — левый сдвиг, 19 — сбросо-сдвиг (а), взбросо-сдвиг (б); 20 — контур обнаженной части щита.

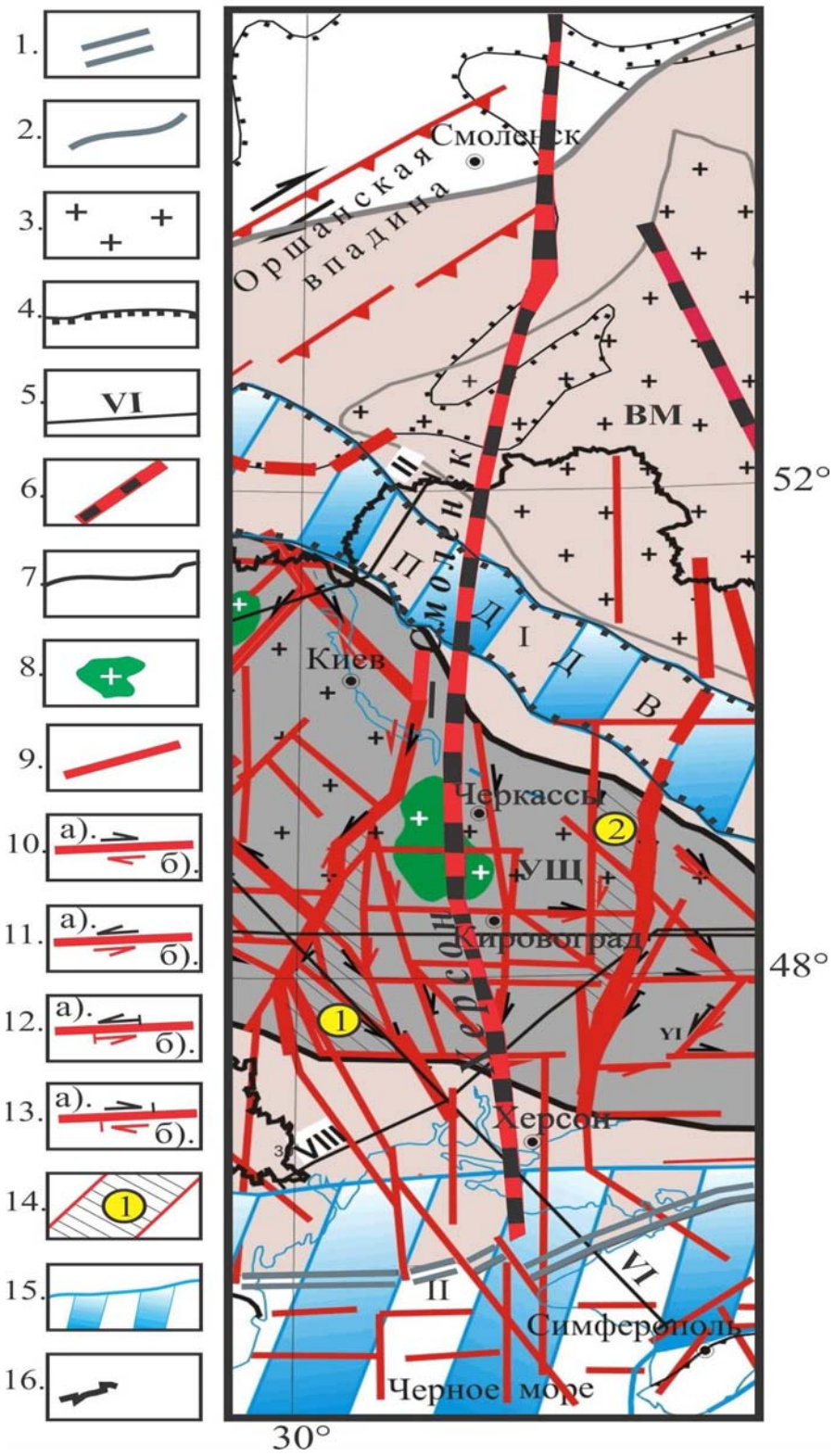


Рис. 2.176. Положение Ингульского мегаблока в пределах субмеридиональной мегаструктуры, секущей Восточно-Европейский кратон (фрагмент схемы основных рудо- и нефтегазоносных регионов Украины, по [Гинтов, Пашкевич, 2010]). 1 — граница Восточно-Европейской платформы; 2 — граница между надструктурными элементами ВЕП Фенноскандией и Сарматией, по [Bogdanova, 1993]; 3 — Украинский щит (УЩ), Воронежский кристаллический массив (ВМ); 4 — платформенные наложенные авлакогены и впадины; 5 — геотрансекты II, VI и VIII; 6 — трансрегиональные тектонические швы Херсон—Смоленск и Донецк-Брянск; 7 — контур УЩ со склонами; 8 — плутоны габбро-анортозитов и рапакививидных гранитов; 9 — зоны разломов (см. рис. 2.175) ; *кинематические знаки* (а — во время заложения, б — во время главной фазы активизации): 10 — правый сдвиг, 11 — левый сдвиг, 12 — взбросо-сдвиг, 13 — сбросо-сдвиг, 14 — шовные зоны (цифры в кружках): 1 — Голованевская, 2- Ингулецко-Криворожская; 15 — нефтегазоносные провинции (НГП) Украины: I — Днепровско-Донецкая (ДДНГП), II — Азовско-Черноморская (АЧНГП); 16 — Государственная граница Украины.

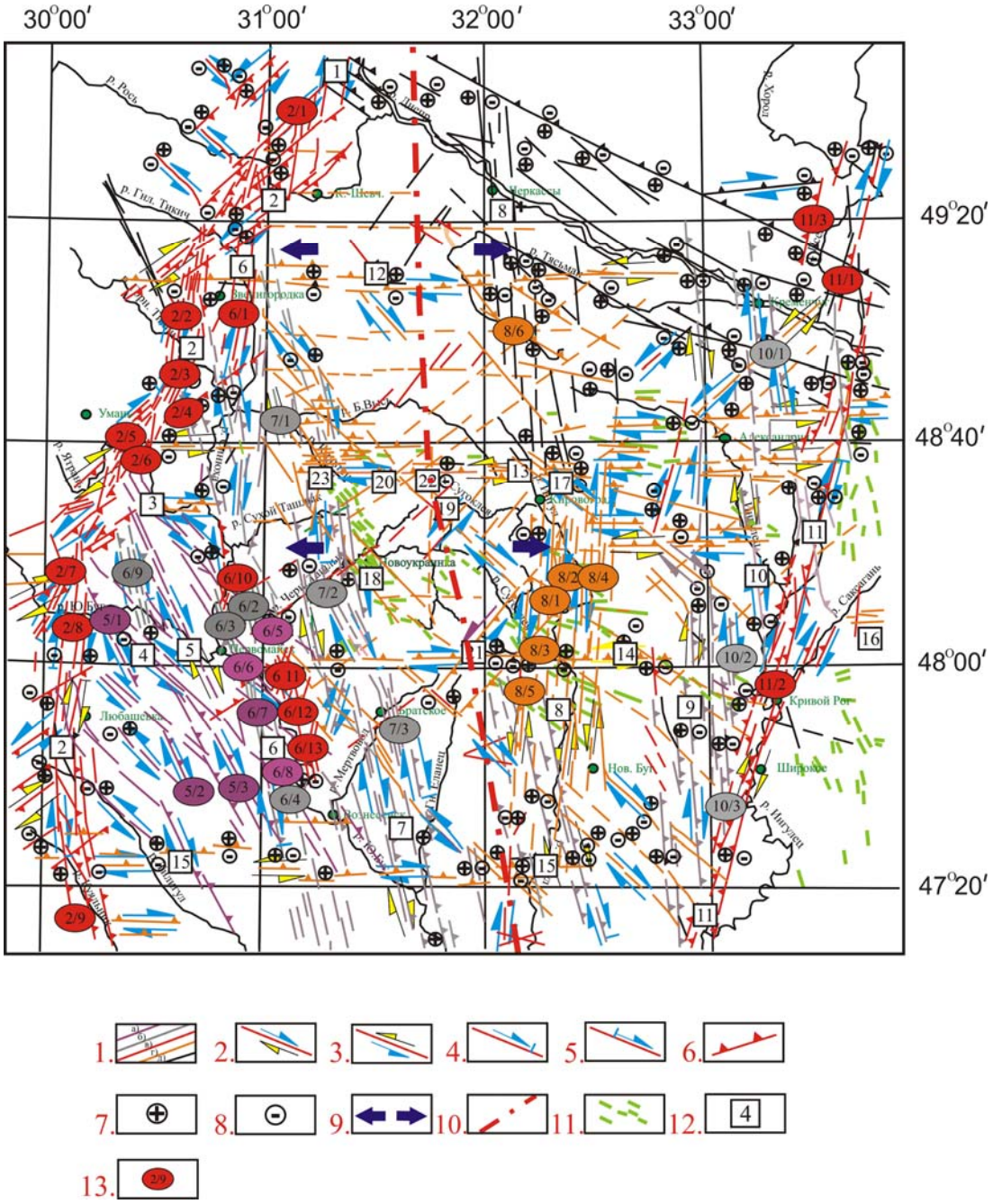


Рис. 2.177. Структурно-тектонофизическая карта Ингульского мегаблока. 1 — эшелонированные и элементарные сколы зон разломов, образовавшиеся в: а — неоархее (AR_3), б — неоархее — раннем протерозое (AR_3-PR_1-I), в-начале раннего протерозоя (PR_1-I), г — конце раннего протерозоя (PR_1-II), д — возраст не известен; кинематические знаки (синие — во время заложения, желтые — во время главной фазы активизации): 2 — правый сдвиг, 3 — левый сдвиг, 4 — сбросо-сдвиг, 5 — взбросо-сдвиг, 6 — направление падения, 7 — приподнятое крыло, 8 — опущенное крыло, 9 — направление раздвига центральной части Ингульского мегаблока; 10 — межрегиональный тектонический шов Херсон—Смоленск; 11 — дайки диабазов, габбро-диабазов и др.; 12 — номера зон разломов; 13 — номера зон скалывания. *Зоны разломов и их зоны скалывания*: 1 — Ядлов-Трактемировская; 2 — Тальновская с зонами скалывания: 2/1 — Богуславской, 2/2 — Веселокутской, 2/3 — Тальянковской, 2/4 — Мошуровской, 2/5 — Заячковской, 2/6 — Коржовской, 2/7 — Синицовской, 2/8 — Саботиновской, 2/9 — Ширяевской; 3 — Емиловская, 4 — Врадиевская, 5 — Долгопристаньская с зонами скалывания: 5/1 — Дубиновской, 5/2 — Иосифовской, 5/3 — Мариновской; 6 — Первомайская с зонами скалывания: 6/1 — Гнилотикичской, 6/2 — Ольшанской, 6/3 — Синюхинобродской, 6/4 — Константиновской. 6/5 — Благодатненской, 6/6 — Грушевской, 6/7 — Марьевской, 6/8 — Александровской, 6/9 — Молдовской, 6/10 — Калмазовской, 6/11 — Мигийской, 6/12 — Ивановской, 6/13 — Прибужской; 7 — Звенигородско-Братская с зонами скалывания: 7/1 — Надлакской-1, 7/2 — Песчанобродской, 7/3 — Братской; 8 — Кировоградская с зонами скалывания: 8/1 — Центральнокировоградской, 8/2 — Клинцовско-Верхнеингульской, 8/3 — Алексеевской, 8/4 — Инженеровско-Степановской, 8/5 — Бобринецко-Жевановской, 8/6 — Ивангородской; 9 — Западно-Ингулецкая; 10 — Искровская с зонами скалывания: 10/1 — Онуфриевской, 10/2 — Чкаловской, 10/3 — Николаевской; 11 — Криворожско-Кременчугская с зонами скалывания: 11/1 — Комсомольской, 11/2 — Криворожской, 11/3 — Омельникской; 12 — Смелянская; 13 — Субботско-Мошоринская; 14 — Бобринецкая; 15 — Конкская; 16 — Девладовская; 17 — Лелековская, 18 — Новоукраинская, 19 — Нерубаевско-Лозоватская, 20 — Глодосская, 21 — Марьевская; 22 — Новоконстантиновская, 23 — Новопавловско-Ярошевская (южная часть);

Это относится в первую очередь к ее железорудной, золоторудной и редкометально-редкоземельной специализации: здесь известны месторождения (Майское) и рудопроявления золота в пределах Тальновской зоны разломов (Савранское рудное поле), проявления железистых кварцитов и железисто-карбонатных руд (Молдовское, Грушковское, Секретарское и др.); в Первомайской и Звенигородско-Братской зонах разломов открыты месторождения и рудопроявления урана, редких металлов и редких земель. Аналогичной металлогенией характеризуются Западно-Ингулецко-Казанковская и Криворожско-Кременчугская металлогенические зоны восточной части мегаблока [Комплексна металогенічна…, 2003]. Все это свидетельствует о том, что архейское основание ГШЗ претерпело в раннем протерозое такую же сильную активизацию, как и архейский фундамент ИКШЗ. А стимулятором активизации и переработки послужили тектономагматические и сдвиговые процессы в зонах разломов центральной части мегаблока и трансрегиональном шве Херсон-Смоленск.

На рис. 2.177 представлена Структурно-кинематическая карта Ингульского мегаблока, построенная по материалам тектонофизических исследований 1985—2010 гг. [Гинтов, Исай, 1988; Гинтов и др., 1990; Беличенко, Гинтов, 1996; Гинтов, 2005; Гинтов и др., 2008; Гинтов, Пашкевич, 2010; Mychak S.,Farfuljak L., 2010; Гинтов, Мычак,2011]. В результате этих работ изучено внутреннее строение и кинематика практически всех разрывных структур мегаблока на площади около 67000 км^2. Детальность тектонофизической информации соответствует масштабу 1:200 000—1:500 000. Дополнительные данные получены с использованием Геологической карты центральной части УЩ, составленной в ПГО Кировгеология.

Зоны разломов, состоящие из зон скалывания, эшелонированных и элементарных сколов, изображены на карте такими, какими они закартированы на местности полевыми тектонофизическими методами и детальными магнитными и гравиметрическими съемками. То есть это не условные линии, обычно соответствующие на геологических картах осевым линиям участков развития тектонитов и называемые «разломами», а фактически наблюденные сложно построенные и достаточно широкие зоны, в которых динамометаморфически измененные и сильно деформированные линейно вытянутые полосы горных пород тектонобластической или тектонокластической структуры и гнейсовидной или динамофлюидальной текстуры перемежаются со слабо деформированными участками и приразломной складчатостью.

Термин «зона разломов» применяется к таким структурам традиционно, поскольку они являются *зонами сдвига* (в широком смысле) соседних блоков земной коры друг относительно друга (наиболее употребляемый сейчас англоязычный термин — «shear zone») и слагающие их горные породы в зонах скалывания прошли процесс преобразования в результате действия механических сил и метасоматических изменений. Множественное число в термине отражает тот факт, что сдвиги происходили не по одному сместителю, а по нескольким зонам скалывания и многочисленным сколам, разделенным участками недеформированных пород.

При взгляде на карту создается впечатление, что из-за чрезвычайно густой разновозрастной сети разрывных сдвиговых зон в пределах мегаблока не остается площадей развития «нормальных», недеформированных геологических образований. С одной стороны, это действительно так: Ингульский мегаблок УЩ, как уже говорилось, является небольшой частью вытягивающейся более чем на 1000 км субмеридиональной сдвиговой зоны, сосредоточенной вокруг трансрегионального шва Херсон—Смоленск, которая оказала огромное деформационное воздействие на весь сарматский сегмент Восточно-Европейского кратона. На щите, пожалуй, нет более деформированных участков земной коры, чем данный мегаблок. С другой стороны, зоны разломов мегаблока в определенной мере «прозрачны», так как в них и между ними развиты, как уже говорилось, многочисленные небольшие участки недеформированных или слабо деформированных породных комплексов, по которым восстанавливается первичный состав и возраст горных пород.

Методика выделения и картирования разрывных структур, определения их возраста, кинематических характеристик (направлений смещения), этапов заложения и фаз активизации подробно изложена в [Гинтов. Исай, 1988; Гинтов, 2005]. Поэтому в данном параграфе отображены лишь конечные результаты исследований без детализации способов их получения. Здесь лишь отметим, что в основу определения последовательности тектонических преобразований земной коры УЩ положена последовательность изменения ее напряженно-деформированного состояния, обусловленная сменой региональных полей напряжений. С региональными полями тектонических напряжений — ориентацией их главных осей — связаны направления перемещений и ориентация в пространстве большинства тектонических структур, начиная от структурно-текстурных элементов горных пород, структур подворота, складок волочения, и заканчивая зонами скалывания.

Не останавливаясь подробно на описании структур (см. [Гинтов, Мычак, 2011]), рассмотрим прежде всего современные данные о возрастных рубежах геологического развития мегаблока, представленные в таблице 2.21, и некоторые комментарии к ним.

Таблица 2.21. Структурные этажи, серии, комплексы и возраст горных пород Ингульского мегаблока УЩ, по [Геохронология…, 2005; 200 Геолого-геофизическая модель…, 2006; 2008; Кореляційна…, 2004] с добавлениями и изменениями авторов.

Ингульский мегаблок

Возраст (млд лет)	Голованевская шовная зона		Центральная часть мегаблока				Ингулецко-Криворожская шовная зона			
	Верхний структурный этаж									
	Серии свиты	Комплексы	Серии свиты		Комплексы		Серии свиты			Комплексы
			запад	восток	запад	восток	запад	центр	восток	
1.72—1.75					корсунь-новомиргородский					
1.76—1.84					натровых метасоматитов-дайковый					дайковый
2.0—2.1	кировоградский(?)				вознесенский кировоград ский новоукраинский ташлыкский			глееватская		кировоградский
2.1—2.6—	бугская	побугский, капитановский	ингуло ингулецкая				ингуло-ингулецкая	криворожская		анновский рай-польский
—2.8	хощевато-завальевская кошаро-александровская		рощаховская каменно-костоватская	чечелеевская спасовская				родионовская артемовская зелено-реченская	гданцевская саксаганская скелеватская новокри-ворожская	
Возраст (млд лет)	**Нижний структурный этаж (фундамент)**									
	Серии свиты	**Комплексы**	**Серии свиты**		**Комплексы**		**Серии свиты**			**Комплексы**
?	днестровско-бугская	Литинский тилигуль-ский гайворон-ский(?)	Океаническая (субокеаническая) кора				конкская			
>2.8										
2.7—≥2.8	павловская толща тывровская толща						(нерасчлененная)			
2.9—3.1										Ингулецкий днепропетровский александровский (сурский)

Комментарии к таблице 2.21.

1.75—1.72 млрд лет — реперный возраст пород корсунь-новомиргородского комплекса, по [Геохронология….,2008].

1.76—1.84 млрд лет — возраст дайкового комплекса и щелочных натровых метасоматитов. Имеется надежное определение Субмошоринской дайки - 1.77 млрд лет [Шумлянский,…].Остальные определения Ка-Ar, которым полностью доверять нельзя. Однако косвенные данные показывают [Михальченко, 2012], что щелочные натриевые ураноносные метасоматиты Новоукраинского массива, возраст которых 1.800±42 млн лет [Геохронология….,2008], тесно связаны метасоматической зональностью (биметасоматоз с образованием апогранитных и аподиабазовых метасоматитов) и азимутами простирания с диабазовыми дайками и формировались сразу после их внедрения. То есть возрастные рамки образования дайкового комплекса приближенно известны.

2.0—2.1 млрд лет — результат многочисленных надежных определений возраста новоукраинских и кировоградских гранитоидов (2.04-2.0.5 и 2.02-2.06 млрд лет, соответственно, по [Геохронология….,2008]).

2.1—2.6—2.8 млрд лет — широкий разброс значений возраста бугской, ингуло-ингулецкой и криворожской серий. Сошлемся на мнение специалистов.

«Циркон из кварцитов Шамраевского участка (имеются в виду кварциты кошаро-александровской свиты бугской серии — авторы) был подвергнут предварительной обдирке для удаления оболочек. В результате возраст цирконов повысился до 2.8 млрд лет» [Геохронология…, 2005, стр. 139].

«На основе реперного датирования можно говорить лишь о нижних и верхних возрастных рубежах формирования пород в этой (Голованевской- авторы) шовной зоне: нижние находятся на границе мезо-неоархея (более 2.8 млрд лет), верхние отвечают палеопротерозою (1935—2058 млн лет)» [Геохронология….,2008, стр.142].

«Геохронологические рубежи формирования криворожской серии весьма приближенны из-за отсутствия в ее разрезе цирконсодержащих вулканических пород, используемых для прецизионного датирования. Указанные рубежи определялись К-Ar методом… Согласно этим данным, нижний и верхний возрастные рубежи формирования криворожской серии — 2600 и 2000 млн лет соответственно… Первые детальные минералогические и геохронологические исследования циркона в породах скелеватской свиты выполнены Н. П. Щербаком с соавторами… Согласно этим данным, нижняя возрастная граница метаосадков криворожской серии — 2800 млн лет» [Там же, стр. 202].

«Изотопные даты 2450—2670 млн лет можно считать нижним рубежом ингуло-ингулецкой серии» [там же, стр.169].

>2.8 — возраст днестровско-бугской серии для ГШЗ дается ориентировочно, так как ее разрезы изучены в скважинах, но определения возраста не производились. В работе [Геолого-геофизическая модель…, 2008] возраст этой серии определен как древнее 3.2 млрд лет, но это данные не по ГШЗ. Возраст пород литинского и тилигульского комплексов, связанных с этой серией в ГШЗ, определен, соответственно, 2.700—2.838 и 2.557—2.859 млн лет [Геохронология…, 2005: Геохронология…, 2008].

>2.8 — возраст конкской серии, породы которой в ИКШЗ встречаются только в виде небольших ксенолитов, не определялся. Такая цифра приведена в работе [Геолого-геофизическая модель…,2006]. В соседнем Среднеприднепровском мегаблоке породы конкской серии имеют возраст ≤ 3.2 млрд лет Геохронология…., 2005].

2.9—3.1 — возраст гранитов фундамента ИКШЗ. Определялся только возраст гранитоидов ингулецкого комплекса [Геолого-геофизическая модель….,2006]: 2950—3050 млн лет.

>3.1—3.8±68 млн лет возраст амфиболитов зеленореченской свиты ингуло-ингулецкой серии ИКШЗ, которые имеют интрузивный контакт с гранитами этого возраста [Геохронология…, 2008]. Кроме того, среди амфиболитов встречаются прослои силикатно-магнетитовых сланцев, что характерно для пород конкской серии.

Таким образом, для Ингульского мегаблока мы имеем по крайней мере две области неясных вопросов, которые касаются возрастных соотношений бугской и криворожской, а также ингуло-ингулецкой (в пределах восточной части ИКШЗ) и криворожской серий.

– Как видно из приведенных данных, определенные по циркону нижние возрастные границы и бугской, и криворожской серий составляют 2.8 млрд лет. Вместе с тем, в Корреляционной хроностратиграфической схеме раннего докембрия УЩ [Кореляційна…, 2004] бугская серия отнесена к неоархею, а криворожская – к палеопротерозою. В работе [Геолого-геофизическая модель…, 2006] одни авторы (группа К. Е. Есыпчука) бугскую серию ГШЗ относят к архею и ставят ниже криворожской, другие (Е. Б. Глевасский) — к палеопротерозою, причем ставят ее выше криворожской.

Заметим, что криворожская серия на УЩ практически всегда относилась к палеопротерозою.

Мы исходим из того бесспорного факта, что обе шовные зоны представлены архейским и палеопротерозойским структурными этажами. Учитывая структурную позицию бугской и криворожской серий, а также их симметричное положение относительно ЦЧИМ, не лучше ли параллелизовать их в

возрастном отношении и отнести к палеопротерозойскому структурному этажу, хотя их отложение, возможно, началось 2.8 млрд лет назад? Что и сделано в таблице 2.21. Понятно, что здесь кроется противоречие, но оно существует во всех работах по украинскому докембрию и его пока нельзя разрешить безболезненно.

– Состав и последовательность в разрезе зеленореченской, артемовской, родионовской свит ингуло-ингулецкой серии ИКШЗ близок к таковым криворожской серии. Близок и их возраст. Параллелизуются эти серии геологами-съемщиками [Стратиграфические срезы…, 1985], а также в работе [Геолого-геофизическая модель…, 2006]. По нашему мнению, вулканогенно-осадочные породы восточной части ИКШЗ необходимо выделить из ингуло-ингулецкой серии и рассматривать как аналог конкской и криворожской (зеленореченская, артемовская, родионовская, гданцевская свиты), тем более, что они близки и регионально. Поэтому, когда мы говорим об ингуло-ингулецкой серии ИКШЗ, имеются в виду только спасовская и чечелеевская свиты, развитые на западе ИКШЗ и в ЦЧИМ, а также их аналог на западе Ингульского мегаблока — каменно-костоватская и рощаховская свиты. Возраст этих свит на 100—150 млн лет моложе бугской и криворожской серий.

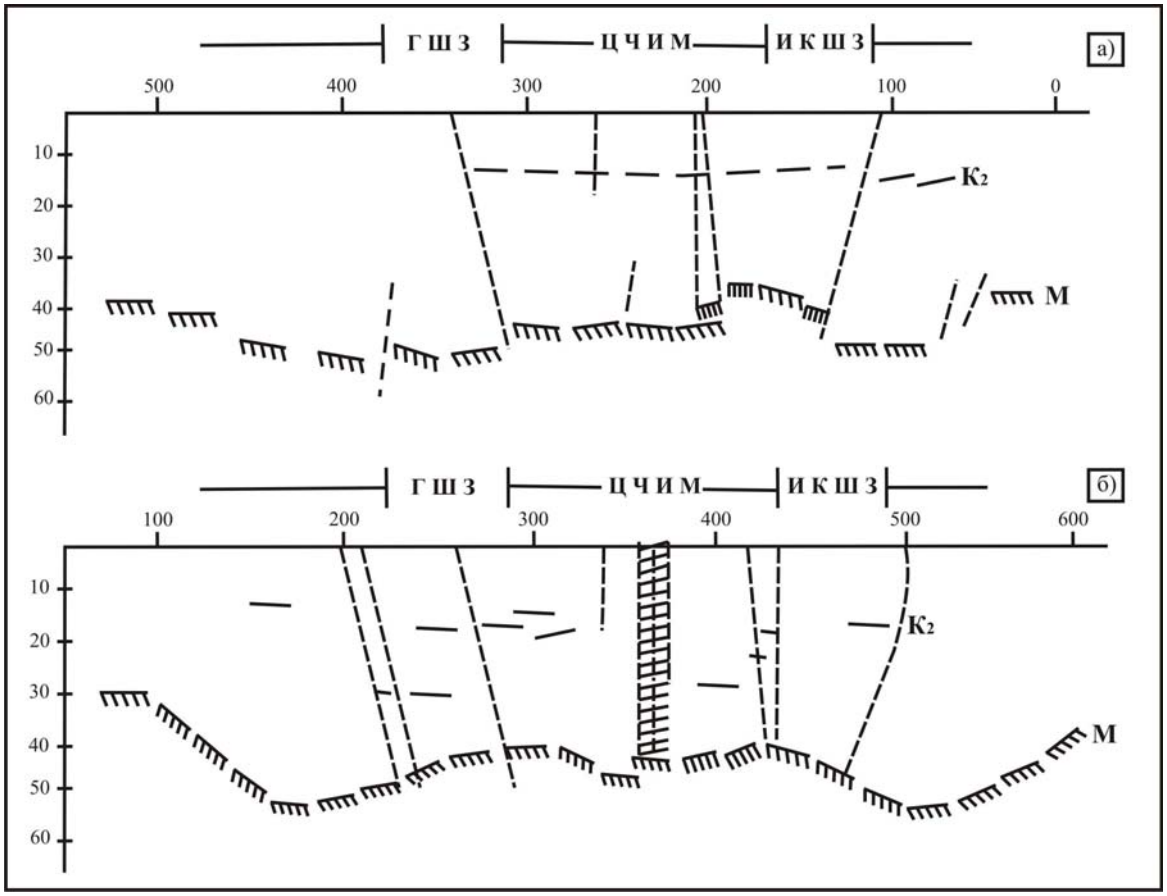


Рис. 2.178**.** Схематические разрезы земной коры вдоль геотраверсов IV (а) и VIII (б), по [Трипольский, Шаров, 20] и [Соллогуб, 1986]. Штриховые линии — разломы. ГШЗ — Голованевская шовная зона, ЦЧИМ — центральная часть Ингульского мегаблока, ИКШЗ — Ингулецко-Криворожская шовная зона.

Глубинное строение. На рис. 2.178 приведены схематизированные разрезы земной коры Ингульского мегаблока вдоль геотраверсов IV и VIII. Показаны лишь поверхность М и внутрикоровые отражающие площадки, относимые к поверхности K_2. Зоны разломов показаны тонкими условными линиями, как это делается обычно на сейсмических разрезах. Изолинии скоростей не приведены, поскольку до настоящего времени у специалистов существуют разногласия в отношении методики построения скоростного разреза нижней коры.

Геотраверсы IV и VIII пересекаются в пределах ИКШЗ, в осевой части ЦЧИМ отстоят друг от друга на ~50 км, а в пределах ГШЗ — на ~80 км. Между тем рельеф поверхности М на обоих разрезах весьма сходен: под ЦЧИМ мощность коры 35—45 км, под шовными зонами — 55—60 км. Наблюдается прогиб Мохо небольшой амплитуды также в районе трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск (ТРТШХС).

Отчетливо видно смещение прогибов Мохо под ГШЗ и ИКШЗ, соответственно к западу и востоку в среднем на 40 км.

На геотраверсе IV на глубине ~15 км в пределах мегаблока четко видна отражающая поверхность K_2. На геотраверсе VIII эта поверхность прослеживается разрозненными площадками на глубинах 15—25 км.

В поле аномалий Буге району ЦЧИМ отвечает крупнейший на УЩ минимум. По данным гравитационного моделирования [Куприенко и др., 2007, рис. 2.179] он вызван мощным (до 17 км) «гранитным» слоем плотностью 2.62—2.68 г/см^3 (массивы кировоградских, новоукраинских и рапакививидных гранитов), между которым и нижележащим «базальтовым» слоем плотностью 2.90—3.27 г/см^3 находится очень маломощный переходный (т. н. «диоритовый») слой плотностью 2.75—2.90 г/см^3. Малая мощность или полное отсутствие переходного слоя, обычная толщина которого около 15 км, указывает на то, что его состав был раздифференцирован на верхнюю кислую и нижнюю основную части.

В пределах ИКШЗ и восточной части ЦЧИМ выделяется уникальная Кировоградская аномалия электропроводности (~10^3—10^4 См), которую связывают с процессами современной активизации (о чем свидетельствуют и повышенные значения теплового потока) и повышенной графитонасыщенностью всего разреза земной коры [Бурахович, Кулик. 1999, 2007; С. Н. Логвинов, Гордиенко, 2005; Логвинов, Тарасов, 2005.]. Авторы работы [Геолого-геофизическая модель…, 2006] предположили, что аномалия вызвана породами криворожской серии, пододвинутыми под ИКШЗ и ЦЧИМ в результате субдукции Среднеприднепровской микроплиты. Однако в разрезе криворожской серии нет достаточного объема составляющих, которые могли бы дать такую высокую электропроводность, поэтому привлечение Кировоградской аномалии для доказательства субдукции не обосновано.

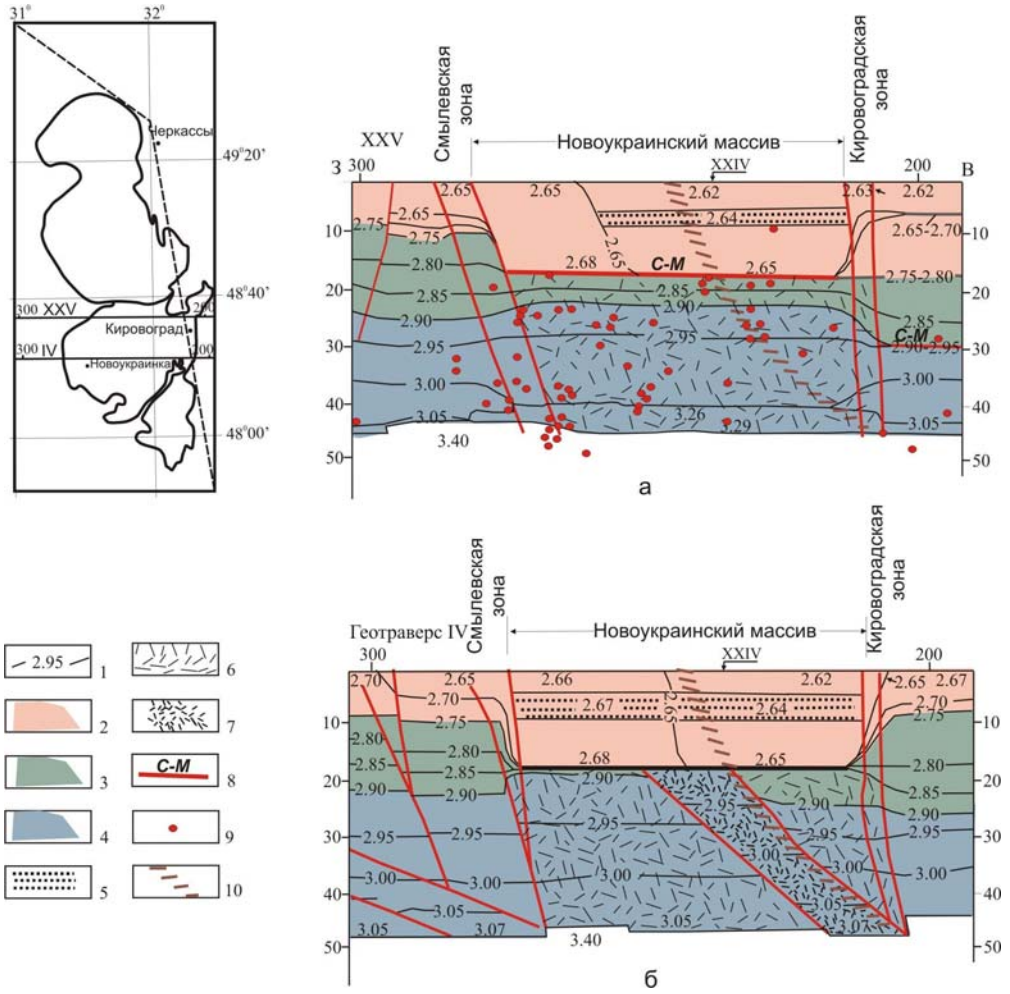


Рис. 2.179. Плотностные разрезы вдоль профиля ГСЗ XXV (а) и геотраверса IV (б), по [Куприенко и др., 2007]. 1 — изолинии плотности (в г/см^3); 2 — «гранитный» слой; 3 — «базальтовый» слой; 4 — «диоритовый» слой; 5 — слой с постоянным значением плотности; 6 — плотное тело; 7 — область аномального уплотнения; 8 — Субботско-Моширинская зона разломов; 9 — точки дифракции по данным сейсморазведки; 10 — трансрегиональный тектонический шов Херсон—Смоленск.

Тектонофизический анализ и геодинамическая реконструкция. Е. Б. Глевасский, рассматривая геодинамические обстановки, ответственные за формирование коры Ингульского мегаблока [Геолого-геофизическая модель…, 2006], начинает со сравнения прилегающих к нему Среднеприднепровского и Белоцерковско-Среднебугского мегаблоков и предполагает, что последний (как и

первый) развивался по типу архейских «примитивных» островных дуг. Соответственно, бассейн, их разделявший, относится к междуговым бассейнам с океанической корой, закрывшийся около 2.6 млрд лет назад.

Мы не обсуждаем этот очень спорный вопрос, поскольку на рис. 2.162 в пункте 2.5.1 вообще нет Белоцерковско-Среднебугского мегаблока, а показаны неоархейский Росинский гранит-амфиболитовый (III) и палеоархейский Бугский гнейсо-гранулитовый (IV). Но и без отнесения рассматриваемых мегаблоков к типу протоостровных дуг у нас есть доказательства, что мегаблоки к западу и востоку от Ингульского в архее и начале раннего протерозоя принадлежали разным микроплитам (Западной и Восточной), которые располагались на значительном расстоянии друг от друга:

– Об этом говорит различный состав архейских комплексов запада и востока УЩ, различные типы коры: на западе «лейкобазальтовый» и «базальтовый», на востоке — «диоритовый» и «гранитно-диоритовый», по И. К. Пашкевич и др. [Створення…, 2006, стр. 234—259]; различные типы мантии: на западе — дифференцированная, на востоке — деплетированная, по С. Н. Цымбалу [Цымбал, 2002].

– Как показано в пункте 2.5.2, по тектонофизическим данным [Гинтов, 2005; Гинтов, Пашкевич, 2010], западная и восточная части УЩ в архее развивались в совершенно различных кинематических режимах: если на западе неоархейские зоны разломов СЗ простирания были левыми сдвигами (движение блоков против часовой стрелки), то на востоке одновозрастные и однонаправленные с ними зоны разломов были правосдвиговыми (движение по часовой стрелке). При близком расположении западной и восточной частей такое отчетливое различие региональных полей напряжений вряд ли было бы возможным, так как должна была бы существовать переходная зона, которая отражала бы взаимовлияние полей или проникновение зон разломов из одной части в другую, чего не наблюдается.

Значительное расстояние (возможно, сотни километров) между Западной и Восточной микроплитами уже само по себе говорит о том, что между ними в архее должна была находиться океаническая или субокеаническая кора (литосфера). Это косвенно подтверждается и тем, что в пределах ЦЧИМ не наблюдаются выходы архейских гранитоидов, которые могли бы представлять нижний структурный этаж, подстилающий породы ингуло-ингулецкой серии. Нет тут также и пород криворожской и бугской серий.

Таким образом, к концу неоархея центральная часть Украинского щита представляла собой, скорее всего, океанический бассейн, разделявший Западную и Восточную микроплиты, на пассивных окраинах которых (прибрежных равнинах, континентальных шельфах, материковые склонах и подножьях — т. н. *геоклиналях* [Структурная…, 1990]) начали отлагаться вулканогенно-осадочные породы бугской (на западе) и криворожской (на востоке) серий (ассоциации глубоководных кремнисто-глинистых, железисто-кремнистых и карбонатных осадков с продуктами излияния основных и ультраосновных магм).

Тем самым констатируется, что участки земной коры, относимые сейчас к Голованевской и Ингулецко-Криворожской шовным зонам, к началу протерозоя были частью Западной и Восточной микроплит.

Следующий этап геодинамического развития рассматриваемой территории помогают проследить данные о возрасте и кинематике зон разломов. Установлено [Гинтов, 2005; Гинтов, Мычак, 2011[1]], что Первомайская и Западно-Ингулецкая зоны разломов образовались в начале палеопротерозоя около 2.45±0.1 Ga, ограничив микроплиты, соответственно, с востока и запада (рис. 2.177). Кроме этих зон приблизительно тогда же образовались зоны разломов и зоны скалывания в пределах геоклиналей (будущих ГШЗ и ИКШЗ) — Молдовская, Искровская, Онуфриевская, Чкаловская, Николаевская. Простирание и кинематика всех этих зон достаточно близка: ориентация L-сколов, в порядке перечисления зон, 345, 357, 345, 354, 354, 354, 354°, все правые сдвиги при сжатии; ориентация R-сколов, в том же порядке, 357, 8, 357, 5, 5, 5, 5° — все правые сдвиги при сжатии. Ориентация осей сжатия σ_1 находится в пределах 38—43°.

Близость возраста, ориентации и кинематики зон разломов и зон скалывания запада и востока, а также близкое поле тектонических напряжений указывают на то, что эти зоны сформировались невдалеке друг от друга. Следовательно, в самом конце неоархея и начале палеопротерозоя Западная и Восточная микроплиты транспрессионно сблизились путем относительного перемещения по линии СВ—ЮЗ. При этом разделявший их океан должен был частично закрыться, а породы геоклиналей начали сминаться в приразломные складки с осями ССЗ направления.

Однако развитие в ЦЧИМ пород ингуло-ингулецкой серии возрастом 2450—2670 млн лет заставляет предположить, что сразу вслед за конвергентным начался дивергентный процесс, новое раздвижение микроплит и отложение на их окраинах и океаническом ложе осадочно-вулканогенных пород данной серии. Это чисто геологический вывод, так как тектонофизические методы вообще гораздо труднее фиксируют процессы растяжения, чем сжатия.

Полное закрытие океана произошло 2.3—2.4 млрд лет назад, когда в результате косой коллизии образовались Тальновская и Криворожско-Кременчугская сдвиговые зоны разломов ССВ ориен-

тировки, которые отделили геоклинали от Западной и Восточной микроплит, окончательно сформировав ГШЗ и ИКШЗ. Последние сблизились настолько, что вместе с частью смятых в складки пород ингуло-ингулецкой серии образовали единый коллизионный шов, т. е. единую шовную зону, и, возможно, сутуру, на месте которой позднее начала формироваться трансрегиональная зона Херсон-Смоленск. Оставшаяся часть пород ингуло-ингулецкой серии была надвинута на шовные зоны.

Внутреннее строение ГШЗ и ИКШЗ приобрело окончательный рисунок своеобразного «линзовидно-слоистого меланжа» [Геохронология…, 2008], образованного процессами стресс-метаморфизма: небольшие куполовидные складки и блоки овоидной формы размерами в первые километры (до 10 км) разделены зонами катаклаза и милонитизации, возникшими в результате правосдвиговых перемещений при сжатии.

2.1 млрд лет назад начался новый субширотный раздвиг Западной и Восточной микроплит, продолжившийся, после некоторого периода транспрессии (формирование Кировоградской и Лелековской систем зон разломов), ~1.8 млрд лет назад СВ растяжением (формирование Субботско-Мошоринской и других широтных зон разломов) и 1.75 млрд лет назад — снова субширотным растяжением. Во время этого раздвига ГШЗ и ИКШЗ отделились друг от друга, а в осевой зоне раздвига сформировалась не океаническая кора, а массивы гранитоидов кировоградского, новоукраинского комплексов и Корсунь-Новомиргородский плутон. Возможно, при большем раздвиге появилась бы и океаническая кора, так как по данным гравитационного моделирования в пределах Новоукраинского массива «базальтовый слой» сильно уплотнен и поднят до уровня выше 20 км [Куприенко и др., 2007, рис. 2.179].

Процесс раздвига микроплит (транстенсии) доказывается материалами тектонофизического изучения Корсунь-Новомиргородского плутона [Гинтов, 2005], Субботско-Мошоринской зоны разломов [Гинтов и др., 2008] и Новоукраинского массива [Гинтов, Мычак, 2011[3]], которыми установлено формирование этих структур в условиях субширотного и СВ-ЮЗ растяжения.

Раздвиг микроплит в центральной части Ингульского мегаблока привел к сжатию на его краях, с чем связано происхождение надвигов в шовных зонах, доказанных, по крайней мере, в ИКШЗ [Геолого-геофизическая модель, 2006].

В промежутке между двумя фазами субширотного раздвига, на субмошоринском, скорее всего, этапе, сформировался обширный дайковый комплекс субвулканических основных и ультраосновных пород, секущих гранитоиды кировоградского и новоукраинского типа. Образование дайковых поясов может быть признаком зачаточного, прекратившегося на ранней стадии, формирования океанической коры.

Этот же период характеризуется широким развитием гидротермально-метасоматических процессов с формированием щелочных натриевых метасоматитов и связанных с ними торий-урановых и скандий-ванадиевых месторождений. Обычно такой период называется этапом тектоно-магмАтической активизации. В данном случае процессы тектоно-магматической активизации и раздвига микроплит объединены тесными причинно-следственными связями.

Предложенная реконструкция геодинамических событий схематически изображена на рис. 2.180 А-В. Показаны только этапы >2.6, 2.4-2.3 и 2.1-1.75 млрд лет назад, которые наиболее надежно обоснованы тектонофизически. Не показанные промежуточные этапы логически вытекают из геологических и тектонофизических данных. Возможно, промежуточных этапов было больше, но на современном уровне детальности геолого-геофизических исследований их реконструировать невозможно.

На рис. 2.180, А отражен гипотетический неоархейский дивергентный этап развития литосферы Ингульского мегаблока, раздвиг Западной и Восточной микроплит и начало отложения на их пассивных окраинах вулканогенно-осадочных образований бугской (на западе) и криворожской (на востоке) серий. Кора на рисунке представлена двумя реологически разными горизонтами — верхним жестким и нижним пластичным. Подток снизу астеносферного плюма сопровождался выжиманием океанической литосферы в стороны, что приводило к внедрению ее между литопластинами и раздвигу микроплит (несубдукционный вариант). Этот этап не зафиксирован тектонофизическими данными, но предполагается в связи с наличием бугской и криворожской серий, нижний возраст которых около 2.8 млрд лет [Геохронология…, 2005; 2008]. Рисунок также показывает, что внедрившаяся в боковое подкоровое пространство океаническая мантия может при коллизии образовать тело коромантийной смеси (рис. 2.180, Б).

На рубеже архея и протерозоя (2.6 млрд лет назад) начался конвергентный этап развития литосферы Ингульского мегаблока (на рисунке он не показан), который фиксируется тектонофизическими данными по образованию 2.45 млрд лет назад правосдвиговых (при сжатии) Первомайской, Западно-Ингулецкой и ряда менее крупных зон разломов и началом складчатости в породах бугской и криворожской серий.

Рисунок 2.180, Б отражает этап коллизии Западной и Восточной микроплит 2.3—2.4 млрд лет назад, когда их разделял только коллизионный шов, ширина которого нам, к сожалению, не известна. На этом этапе образовались Тальновская, Врадиевская и Криворожская зоны разломов и окончательно сформировались ГШЗ и ИКШЗ, которые впоследствии отделились от Западной и Восточной

микроплит. Под шовными зонами образовался прогиб Мохо, разделенный коллизионным швом. Вертикальные стрелки, направленные вниз, отражают описанное выше перемещение вещества шовных зон вниз при боковом сжатии.

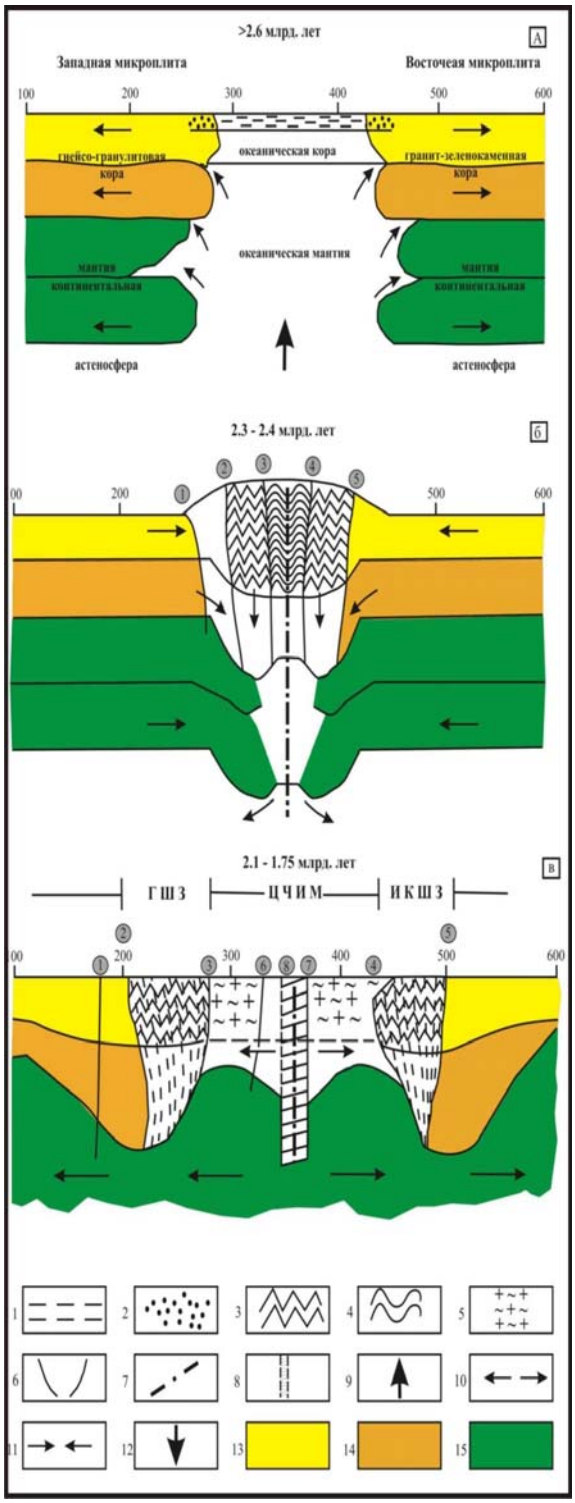


Рис. 2.180. Упрощенная схема геодинамического развития Центральной части УЩ в неоархее — раннем протерозое. 1 — океанический бассейн; 2 — отложения бугской (на западе) и криворожской (на востоке) серий; 3 — складчатость в породах бугской и криворожской серий; 4 — складчатость в породах ингуло-ингулецкой серии; 5 — гранитизированные породы ингуло-ингулецкой серии, гранитоиды кировоградского, новоукраинского и корсунь-новомиргородского комплексов; 6 — осевые линии зон разломов (цифры в кружках): 1 — Одесской, 2 — Тальновской, 3 — Первомайской, 4 — Западноингулецкой, 5 — Криворожско-Кременчугской, 6 — Звенигородско-Братской, 7 — Кировоградской; 7 — осевая линия трансрегиональной зоны раздвига Херсон—Смоленск; 8 — минимальная ширина зоны; 9 — направление подъема неоархейского плюма; 10 — направление раздвига микроплит; 11 — направление сдвигания микроплит; 12 — удлинение УГО по вертикали; 13 — верхняя кора; 14 — нижняя кора; 15 — мантия. Этапы а — в - пояснения в тексте.

На рис. 2.180, В отражена современная структура литосферы (без рифейских и более молодых отложений) под геотраверсом VIII, которая имеет возраст 2.1—1.75 млрд лет. Раздвиг земной коры в период 2.1 и 1.75 млрд лет назад зафиксирован тектонофизическими данными [Гинтов, 2005: Гинтов, Мычак, 2011[3]]. ГШЗ и ИКШЗ разошлись (вдоль профиля) на 200 км, а прогибы Мохо под ними — 280 км. При этом осевая зона раздвига заполнена не океанической корой, а гранитными плутонами, образовавшимися в результате палингенеза и переплавления протерозойской коры. Различие в величинах раздвига, указанных здесь и выше (нужно еще учитывать ширину шовных зон), связано, скорее всего, с неизвестной нам шириной коллизионного шва (рис. 2.180, Б).

Этапы, с которыми связано формирование центральной части мегаблока, представляют особый интерес в отношении причин и механизмов, прошедших здесь тектоно-магматических процессов.

В работе [Чекунов и др., 1989] предложен *астенолитный* механизм формирования Ингульского мегаблока, основанный на материалах интерпретации геофизических (в первую очередь, сейсмических) данных по VIII геотраверсу. Сейсмо-гравитационный вариант модели литосферы, построенной авторами рассматриваемой работы, представлен на рис. 2.181. Наименования структур оставлены такими, какими они обозначены в оригинале, хотя за прошедшее время некоторые из них изменены (Кировоградский блок — это Ингульский мегаблок, протогеосинклинали — это шовные зоны и др.).

В соответствии с рассматриваемым механизмом, в начале PR_1-I под Ингульским мегаблоком возник мантийный астенолит, поднимающийся к подошве коры. Подъем вначале вызвал размыв поверхности мегаблока, но несколько позже, когда астенолит достиг глубины 60—50 км и стал растекаться в стороны, центральная часть мегаблока начала прогибаться, так как произошло растяжение земной коры и верхней части мантии. При этом образовались пологопадающие (субгоризонтальные) зоны срыва, делящие кору на пластины, которые центробежно надвигались друг на друга. В образовавшемся прогибе накапливались осадочно-вулканогенные формации, давшие начало образованию гнейсов ингуло-ингулецкой серии.

В конце PR_1-I и начале PR_1-II (по принятому нами делению раннего протерозоя) от центральной части астенолита по разломам начал подниматься магматический материал (диапир), прогревающий средние и верхние горизонты земной коры, что привело к палингенно-анатектическому гранитообразованию (кировоградские и новоукраинские граниты), а позднее — к образованию магматических пород Корсунь-Новомиргородского плутона. Остывание и сокращение размеров астенолита привело к тангенциальному сжатию Ингульского мегаблока и формированию складчатости в породах ингуло-ингулецкой серии.

Мы опустили многие важные детали, рассмотренные в работе А. В. Чекунова с соавторами и относящиеся, например, к особенностям геофизических характеристик мегаблока, связанным с астенолитным механизмом. В целом этот механизм не имеет альтернативы, однако, требует определенной корректировки.

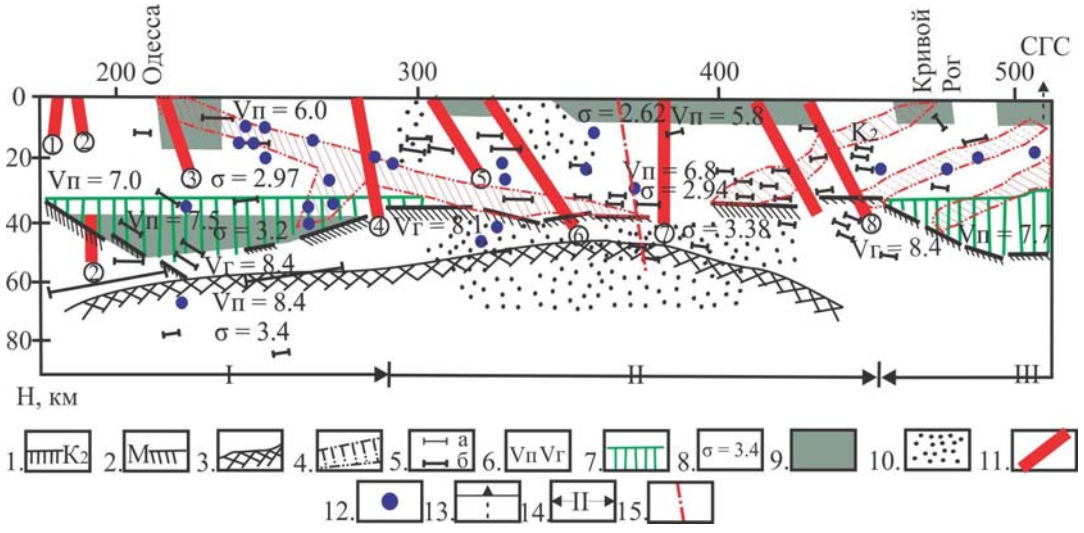


Рис. 2.181. Фрагмент комплексной геофизической модели литосферы центральной части УЩ вдоль геотраверса VIII, по [Чекунов и др., 1989]. 1 — поверхность древнего протофундамента (?), 2 — раздел М, 3 — протоастеносфера (?), 4 — сейсмические неоднородности — пологие нарушенные зоны в земной коре, 5 — отражающие площадки (а — в земной коре, б — в мантии), 6 — пластовые и граничные скорости (км/с), 7 — комплекс в низах коры со скоростью 7,0 км/с и более («базальт»), 8 — плотность (г/см^3), 9 — уплотненные зоны, 10 — разуплотненные зоны, 11 — разломы (цифры в кружках): 1 — Подольский, 2 — Приднестровский, 3 — Одесский, 4 — Гвоздавский, 5 — Врадиевский, 6 — Первомайский, 7 — Кировоградский, 8 — Западно-Ингулецкий, 12 — точки дифракции, 13 — Криворожская СГС, 14 — тектоническое районирование (I — Одесско-Ядловская протогеосинклинальная зона, II — Кировоградский блок, III — Криворожско-Крупецкая протогеосинклинальная зона), 15 — межрегиональный тектонический шов Херсон—Смоленск.

Таблица 2.22. Сравнение концепций геодинамического развития Ингульского мегаблока УЩ

№ п.п.	Концепция Е. Б. Глевасского			Тектонофизические данные		
	Процесс или геодинамические условия	Время млрд лет	Обоснование	Процесс или геодинамические условия	Время млрд лет	Обоснование
	1	2	3	4	5	6
1	Окончательная консолидация Среднеприднепровской и Белоцерковско-Среднебугской гранит-зеленокаменных областей (мегаблоков), образовавшихся по типу **островных дуг**	2.8	Возраст супракрустальных и гранитоидных комплексов. Выводы, следующие из классической концепции тектоники плит	Окончательная консолидация Восточной гранит-зеленокаменной (Среднее Приднепровье) и Западной гнейсо-гранулитовой (Бугско-Днестровский регион) микроплит	≥2.8	Возраст супракрустальных и гранитоидных комплексов. Тектонофизические данные о латеральной удаленности гранит-зеленокаменной и гнейсо-гранулитовой областей УЩ и их резко различном кинематическом режиме
2	Океаническая кора, разделяющая мегаблоки («области»)	«—»	Вывод, следующий из классической концепции тектоники плит	Океаническая литосфера и океаническая или субокеаническая кора, разделяющая пассивные окраины микроплит	«—»	«—» а также отсутствие в центральной части мегаблока (ЦЧИМ) пород нижнего (архейского) структурного этажа
3	Отложение в перикратонных бассейнах Среднеприднепровского и Белоцерковско-Среднебугского мегаблоков вулканогенно-осадочных пород криворожской серии (по гданцевскую свиту)	2.8—2.6	Развитие пород криворожской серии на западной окраине Среднеприднепровского мегаблока и в южной части Голованевской шовной зоны (ГШЗ)	Формирование на пассивных окраинах Восточной и Западной микроплит геоклиналей, сложенных породами криворожской (на востоке) и бугской (назападе) серий	≥2.6	Развитие пород криворожской серии на западной окраине Восточной микроплиты и бугской серии на востоке Западной микроплиты. Отсутствие этих пород в пределах ЦЧИМ
4	Субдукция Океанической литосферы под Среднеприднепровский и Белоцерков-ско-Среднебугский мегаблоки	«—»	Вывод, следующий из классической концепции тектоники плит	Плоская субдукция океанической литосферы под Восточную и Западную микроплиты	2.6	Вывод, следующий из концепции тектоники плит для условий докембрия. Тектонофизические данные об условиях транспрессии
5	Коллизия Среднеприднепровской и Белоцерковско-Среднебугской гранит-зеленокаменных областей (мегаблоков) и образование единого Голованевско-		Формационное единство разрезов криворожской серии Ингулецко-Криворожской шовной зоны (ИКШЗ) и района Фрунзовских магнитных аномалий, складчатость	Косая коллизия Восточной и Западной микроплит в направлении СВ-ЮЗ, смятие их окраин и начало формирования ИКШЗ и ГШЗ, максимально приближенных друг к	«—»	Тектонофизические данные о правых транспрессивных перемещениях блоков в пределах будущих ИКШЗ и ГШЗ и формировании приразломной складчатости в породах

№ п.п.	Концепция Е. Б. Глевасского			Тектонофизические данные		
	Процесс или геодинамические условия	Время млрд лет	Обоснование	Процесс или геодинамические условия	Время млрд лет	Обоснование
	1	2	3	4	5	6
	Ингулецко-Криворожского коллизионного шва или «Пратальновско-Ингулецко-Криворож-ско-Кременчугской сутуры»			другу и разделенных коллизионным швом неизвестной ширины. Гранитизационные процессы.		днестровско-бугской, криворожской и бугской серий
6	Раздвиг в зоне Голованевско-Ингулецко-Криворожского коллизионного шва, формирование задугового (или внутридугового) Бугско-Чечелеевского бассейна, отложение бугской и ингуло-ингулецкой серий	≤2.6	Расположение ИКШЗ и ГШЗ на протвоположных краях Ингульского мегаблока. Возраст бугской серии моложе криворожской и приравнен к возрасту ингуло-ингулецкой серии	Раздвиг в зоне коллизионного шва, формирование бассейна отложений ингуло-ингулецкой серии (Чечелеевско-Рощаховского)	≤2.6	Развитие в пределах Ингульского мегаблока отложений ингуло-ингулецкой серии, которые не распространяются за пределы мегаблока и моложе отложений бугской и криворожской серий.
7				Плоская косая субдукция субокеанической литосферы под Восточную и Западную микроплиты	«—»	Вывод, следующий из концепции тектоники плит для условий докембрия.
8				Изменение направления косой коллизии на ВСВ-ЗЮЗ, закрытие субокеана и окончательное формирование ИКШЗ и ГШЗ, образующих вместе со сминаемыми в складки породами ингуло-ингулецкой серии широкую коллизионную зону между Западной и Восточной микроплитами	2.3—2.4	Образование транспрессивных Криворожско-Кременчугской и Тальновской ССВ зон разломов, отделивших шовные зоны от Восточной и Западной микроплит. Одинаковый тип и направление складчатости в ГШЗ и ИКШЗ
9	Закрытие Бугско-Чечелеевского бассейна и формирование Кировоградского орогена	2.1—2.0	Складчатость пород бугской и ингуло-ингулецкой серий, коллизионные кировоградские и новоукраинские граниты	Раздвиг Западной и Восточной микроплит, Гранитизация коллизионной зоны и формирование ЦЧИМ	2.1—2.0	Тектонофизические данные о формировании Новоукраинского массива трахитоидных гранитов в условиях растяжения. Возраст гранитидов кировоградского и новоукраинского комплексов
10				Повторный раздвиг микроплит, образование Корсунь-Новомиргородского плутона и окончательное формирование Ингульского мегаблока	1.75	Тектонофизические данные о формировании Корсунь-Новомиргородского плутона в условиях растяжения

Во-первых, почему астенолит образовался в той части щита, которая еще в начале протерозоя находилась в состоянии сжатия при формировании Первомайской, Звенигородско-Братской, Западно-Ингулецкой, Тальновской и Криворожско-Кременчугской зон разломов? Сжатие было следствием внешних по отношению к мегаблоку сил и привело к сближению архейских микроплит с образованием коллизионной зоны между ними.

В отличие от авторов астенолитного механизма, правильнее, с нашей точки зрения, считать, что не астенолит явился причиной растяжения земной коры мегаблока, а раздвиг Западной и Восточной микроплит обусловил образование астенолита. Причина раздвига та же, что и предыдущего сближения микроплит: мантийная конвекция, сменившая свое направление. То, что направления движения блоков, микро- и макроплит часто изменяются (даже на обратные), видно из анализа мировых палеомагнитных данных. Это также следует из приведенных выше материалов, характеризующих изменение ориентировки главных осей напряжений (таблица) и направлений смещения берегов зон разломов Ингульского мегаблока.

Во-вторых, в рассматриваемой модели не всегда учитываются временные границы геологических процессов. В частности, остывание астенолита могло начаться только после интрузии пород корсунь-новомиргородского комплекса, но тогда с этим процессом нельзя связывать формирование складчатости в гнейсах ингуло-ингулецкой серии, поскольку субвертикальная слоистость и полосчатость в них имеет возраст древнее новоукраинских и кировоградских гранитов.

В-третьих, при сопоставлении полученных тектонофизических данных с приводимым астенолитным механизмом обнаруживаются противоречия, ведущие к необходимости сокращения размеров астенолита по латерали и времени его развития. Как было показано, в результате сближения микроплит расстояние между ГШЗ и ИКШЗ, в том числе ограничивающими их зонами разломов, в начале и средине PR_1-I было значительно меньше, поэтому, если бы астенолит имел размеры, обозначенные в модели, обе шовные зоны испытывали бы растяжение, хотя на самом деле они были в состоянии сжатия.

Время подъема астенолита к подошве коры рассматривается в работе [Чекунов и др., 1989] как начало PR_1-I, поскольку авторы связывают с астенолитом всю протерозойскую историю развития центральной части УЩ. Но при этом не было учтено (еще не было известно), что центральная часть щита большую часть протерозоя испытывала региональное сжатие и формировалась под влиянием сдвиговых процессов. Растяжение литосферы началось несколько позже, а раздвиг — приблизительно 2,1 млрд лет назад, когда сформировались Новоукраинский, Киров.оградско-Бобринецкий и другие массивы гранитоидов центральной части Ингульского мегаблока.

Нам представляется, что астенолитный (диапировый, тектонотермальный) механизм получил развитие в центральной части мегаблока только с началом ее растяжения, обусловленного действием внешних сил. Растяжение литосферы вызвало достаточно быстрый разогрев и разуплотнение мантии под центральной частью (бывшей коллизионной зоной) и образование неширокого астеносферного выступа, в том числе сопровождающих его субгоризонтальных разломов, как это показано в работе [Чекунов и др., 1989]. Нужно только сказать, что роль центробежных надвигов по таким субгоризонтальным разломам сильно преувеличена: как показывает моделирование астеносферных выступов [Гинтов, 1978, рис. 39, 40], у образующихся при этом полого наклоненных разломов составляющая перемещения, перпендикулярная стенкам (раскрытие), значительно больше надвиговой.

Сопоставление реконструкций геодинамического развития Ингульского мегаблока, основанных на материалах геофизических и геологических исследований. Рассмотренный выше сценарий, обобщенный на рис. 2.180, в целом напоминает тот, который изложен Е. Б. Глеевасским в работе [Геолого-геофизическая модель…, 2006] за некоторыми существенными отличиями. Эти отличия заключаются во времени полного закрытия океанического бассейна, а также в разном понимании процессов гранитообразования в ЦЧИМ.

Хотелось бы подчеркнуть, что обе геодинамические реконструкции делались практически независимо, без какого-либо дублирования и взаимовлияния. Заключение о том, что западная и восточная части УЩ развивались в архее как самостоятельные участки коры, которые отстояли друг от друга далеко, а в протерозое сближались и ГШЗ и ИКШЗ образовались в результате этого сближения, было высказано в работе [Гинтов, 2005, с. 291]. Е. Б. Глевасский полную геодинамическую реконструкцию развития Ингульского мегаблока представил в монографии [Геолого-геофизическая модель…, 2006], а до этого основное его внимание было сосредоточено на восточной части УЩ либо на щите в целом. Поэтому времени на заимствования или согласования не было.

Правда, еще в работе [Глевасский. Каляев, 2000] была высказана мысль, что Ингульский мегаблок в конце архея — начале протерозоя был задуговым бассейном, но для этого потребовалось представить Бугский и Росинский мегаблоки как единую Белоцерковско-Среднебугскую палеоостровную дугу.

Для удобства сопоставления обе концепции представлены в виде табл. 2.22.

Как видим, геодинамическое развитие Ингульского мегаблока в архее — самом начале палеопротерозоя в обеих концепциях видится практически одинаковым. В пунктах с 1-го по 6-й имеются различия терминологического характера, а также некоторые детали, связанные с неопределенностями в возрасте и корреляции докембрийских комплексов.

Но, начиная с п. 7, появляются существенные расхождения в концепциях, так как Е. Б. Глевасский относит гранитоиды ЦЧИМ к коллизионным и считает, что они возникли при закрытии Бугско-Чечелеевского бассейна в условиях сжатия, тогда как по тектонофизическим данным эти гранитоиды формировались в условиях раздвига. Кроме того, тектонофизические и геологические материалы отчетливо фиксируют характер, кинематику и время образования транспрессивных Тальновской и Криворожско-Кременчугской зон разломов, приведшее к окончательному формированию ГШЗ и ИКШЗ.

Поэтому в правых колонках таблицы 2.22 потребовалось ввести два дополнительных пункта, в которых отражены эти события и которых нет в левой части, а пункты 9 и 10 в тектонофизической концепции полностью противоречат пункту 9 левой части таблицы.

Результаты выполненных геодинамических исследований показали, что геодинамическая модель какого-либо района не может быть законченной, если в ней не учтены геодинамические процессы в соседних регионах. Поэтому в работе [Гинтов, 2014] геодинамическая модель Ингульского мегаблока была увязана с моделью Е. Б. Глевасского для восточной части УЩ. Оказалось, что механизмы мантийной конвекции и процессы субдукции необходимо частично пересмотреть. Был уточнен возраст процессов разломообразования (см. табл. 2.23), что позволило синхронизировать процесс формирования Голованевской, Ингулецко-Криворожской и Орехово-Павлоградской шовных зон.

Возраст этапов разломообразования показывает, что коллизионные процессы, завершившиеся образованием этих шовных зон (сутур), шли одновременно или почти одновременно в начале палеопротерозоя. В связи с этим возникает необходимость уточнения концепций Е. Б. Глевасского и других авторов, изложенных в работах [Глевасский, 2005; Геолого-геофизическая…, 2006[1]], так как одновременность коллизионных процессов в центральной и восточной частях УЩ накладывает ограничения на характер субдукции и направление движения микроплит.

Во-первых, возможность континентальной субдукции Среднеприднепровского мегаблока под пра-Ингульский мегаблок [Геолого-геофизическая…, 2006] оказывается маловероятной, поскольку в этот период Среднеприднепровский мегаблок перемещался на восток вследствие закрытия Приднепровско-Приазовского микроокеана и субдукции под Приазовскую микроплиту.

Во-вторых, по той же причине маловероятна субдукция субокеанической литосферы Криворожско-Одесского бассейна под Западную (Белоцерковско-Среднебугскую) микроплиту [Геолого-геофизическая…, 2006], ибо при этом Среднеприднепровский мегаблок должен был бы перемещаться на запад.

Не вдаваясь в геологические детали, чисто *механическая* модель коллизионных процессов центральной и восточной части УЩ (рис. 2.166) может быть представлена тремя архейскими континентальными и двумя разделяющими их океаническими (субокеаническими) микроплитами (рис. 2.166, а). Строение Среднеприднепровской и Приазовской микроплит в общем известно, а Западной, состоящей из Бугского и Росинского мегаблоков и называемой также Белоцерковско-Среднебугской, можно, на уровне современной изученности, предугадать. Архейский Бугский мегаблок был представлен на допротерозойской поверхности гайворонским и литинским комплексами эндербитогнйсов, а архейский Росинский мегаблок — гранитоидами тетиевского и метаультрабазитами юрьевского комплексов.

В неоархее и в начале раннего протерозоя на континентальных окраинах (геоклиналях) микроплит начали накапливаться терригенно-вулканогенно-карбонатные толщи бугской (Бугский мегаблок), росинско-тикичской (Росинский мегаблок), криворожской (запад Среднеприднепровского мегаблока) серий. На сильно приподнятых восточной и западной окраинах, соответственно, Среднеприднепровского и Приазовского мегаблоков (т. е. в пределах Орехово-Павлоградской шовной зоны) в настоящее время сохранились только мезоархейские вулканогенно-осадочные толщи, а неоархей-раннепротерозойские, по-видимому, эродированы.

Движение Западной и Среднеприднепровской микроплит было вызвано мантийной конвекцией или плюмом в начале палеопротерозоя. Начало горизонтальной ветви конвективной ячейки или вершины плюма находилось юго-западнее рассматриваемого района, поэтому движение происходило в северо-восточном направлении и литосфера океанических микроплит субдуцировала под Среднеприднепровский и Приазовский микроконтиненты (рис. 2.166, б). Скорость закрытия Криворожско-

[1] В заглавии книги «Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита» (2006 г.) сделана, по-видимому. опечатка, так как речь идет об Ингулецко-Криворожской шовной зоне (на картах в книге авторы называют ее Западно-Ингулецко-Криворожской шовной зоной, что все-таки ближе к реальности), а не о Криворожско-Кременчугской зоне разломов, которая является только ее частью.

Одесского бассейна, расположенного ближе к активной части конвективной ячейки или плюма, была выше скорости закрытия Приднепровско-Приазовского бассейна (но и ширина первого была больше). Приазовский микроконтинент, расположенный над затухающей частью мантийного потока, служил упором.

Таблица 2.23. Периодизация процессов разломообразования в докембрии Украинского щита и зоны разломов, изученные тектонофизическими методами.

Циклы		Этапы				
Эра	Период	Время начала этапа млрд лет	Обобщенные поля напряжений		Наименование этапа	Зоны разломов
			σ_1	σ_3		
1	2	3	4	5	6	7
Архей	AR_3	≤ 2.8	210/35	90/35	днепродзержинский	Днепродзержинская Светловодская Дерезоватская Малоекатериновская
	AR_3	≤ 2.8	02/00	92/00	куйбышевский	Куйбышевская Сорокинская
	AR_3	≤ 2.8	263/20	359/10	емиловский	Емиловская Врадиевская Летичевская Ободовская
	AR_3	≤ 2.8	22/20	290/10	долгопристаньский	Долгопристаньская
Протерозой	PR_1-I	2.45	38/40	285/20	первомайский	Первомайская Звенигородско-Братская
	PR_1-I PR_1-I	2.45 2.45	74/00 203/10	344/00 112/00	Орехово-павлоградский	Ореховская Павлоградская
	PR_1-I	2.45	43/10	308/20	западно-ингулецкий	Западно-Ингулецкая
	PR_1-I	2.30	64/10	330/20	криворожский	Криворожско-Кременчугская Саксаганская
	PR_1-I	2.30	74/30	328/20	тальновский	Тальновская (центральная ветвь)
	PR_1-I	≥ 2.05	08/00	278/00	херсон-смоленский	Херсон—Смоленская трансрегиональная зона раздвига
	PR_1-II	≤ 2.00	203/10	112/00	малоянисольский	Малоянисольская
	PR_1-II	≤ 1.99	03/00	93/00	немировский (лелековский)	Немировская Сущано-Пержанская Чернобыльская Хмельникская Сарненско-Варваровская Подольская Тальновская (северная ветвь) Лелековская Новоукраинская Нерубаевско-Лозоватская Глодосская Марьевская
	PR_1-II	1.95	49/00	319/00	кировоградский	Кировоградская
	PR_1-II	≥ 1.8	02/00	92/00	волновахский	Краснополянская Центральноволновахская
	PR_1-II	1.8-1.85	315/00	45/00	субботско-мошоринский	Субботско-Мошоринская Девладовская Смелянская Бобринецкая Конкская Звиздаль-Залесская Полесская

Около 2.45 млрд лет назад конвергентный процесс завершился образованием Орехово-Павлоградской сутуры и Голованевско-Ингулецко-Криворожского коллизионного шва (название дано по названиям будущих шовных зон), в котором окраины Западной и Среднеприднепровской микроплит пришли в соприкосновение и породы бугской, росинско-тикичской и криворожской серий начали сминаться в складки (рис. 2.182, б). Этот коллизионный шов еще нельзя назвать сутурой, так как по-

роды названных серий не перемешаны, чему, возможно, препятствовало образование Первомайской и Западноингулецкой зон разломов и архейского Ингулецкого вала, поднявшегося при столкновении микроплит.

Сразу вслед за этим в пределах Голованевско-Ингулецко-Криворожского коллизионного шва начался раздвиг, вызванный образованием дополнительного плюма под швом (рис. 2.166, в). В образовавшемся Рощаховско-Чечелеевском троговом бассейне[2], ограниченном Первомайской и Западноингулецкой зонами разломов, начали накапливаться вулканогенно-осадочные толщи ингуло-ингулецкой серии.

Существование двух потоков мантийного вещества — регионального субгоризонтального и локального субвертикального (с субгоризинтальными западной и восточной ветвями) подобно известному эффекту перекрещивающихся потоков жидкости, когда каждый из них после зоны пересечения движется в своем направлении. В данном случае, пока действовал дополнительный плюм, на фоне общего перемещения плит на восток происходил раздвиг Западной и Восточной микроплит (после образования Орехово-Павлоградской сутуры Среднеприднепровская и Приазовская микроплиты стали единой Восточной микроплитой). Когда дополнительный локальный плюм приостановил на время свою деятельность (т. н. «пульсирующий плюм»), а движение на восток продолжалось, началось новое сближение Западной и Восточной микроплит, их столкновение и дальнейшее смятие в складки пород бугской, росинско-тикичской, криворожской и находящейся между ними ингуло-ингулецкой серий. Этому способствовало заложение Тальновской и Криворожско-Кременчугской зон разломов, ограничивших возобновившийся Голованевско-Ингулецко-Криворожский коллизионный шов с запада и востока (рис. 2.166, г).

Около 2.05 млрд лет назад пульсирующий плюм под Голованевско-Ингулецко-Криворожским коллизионным швом возобновил свою деятельность и начался новый раздвиг шва, разделение его на две части — Голованевскую и Ингулецко-Криворожскую, ставшими самостоятельными шовными зонами, отодвинутыми друг от друга на 150—200 км (рис. 2.166, д). Между шовными зонами породы ингуло-ингулецкой серии были гранитизированы с образованием массивов автохтонных гранитоидов кировоградского комплекса, а осевую часть заполнили интрузии Новоукраинского массива и Корсунь-Новомиргородского плутона.

Необходимо сказать, что приведенная модель геодинамического развития центральной и восточной части Украинского щита является всего лишь упрощенной схемой, достоверность которой зависит от достоверности, в первую очередь, геологических и реперных геохронологических данных, которых пока недостаточно и которые часто дискуссионные. Смущает, в частности, то, что одни процессы (накопление вулканогенно-осадочных толщ) сильно растянуты во времени, а другие (субдукция и коллизия) приходится сжимать. При не очень высокой точности определения возраста деформационных процессов здесь возможны ошибки, которых удастся избежать только в результате интенсификации изучения петрологии и датирования докембрийских образований щита и повышения точности и достоверности глубинных геофизических исследований.

Схема не учитывает разную степень метаморфизма пород бугской и криворожской серий, что может быть связано с различным уровнем эрозионного среза Западной и Среднеприднепровской микроплит при их подъеме после рассматриваемых событий.

Упрощение состоит также в том, что мы говорим все время о восточном или западном векторе перемещения микроплит, хотя на самом деле перемещение, в современной системе координат, происходило в СВ и ЮЗ направлении (косая коллизия), так как во всех межблоковых зонах разломов тектонофизическими методами фиксируется преобладание правых сдвигов [Гинтов, 2005; Гинтов, Мычак, 2011].

Неожиданное подтверждение и уточнение приведенной модели для периода 2.05—1.75 млрд лет назад было получено при анализе геомагнитной модели Ингульского мегаблока. «Неожиданным» оно казалось потому, что обычно магнитные модели литосферы охватывают только ее первые 30—40 км, редко опускаясь ниже стандартной поверхности МОХО. Для Ингульского мегаблока это оказалось возможным (рис. 2.182, 2.183).

Трехмерная магнитная модель различных этажей земной коры Ингульского мегаблока (рис. 2.182) характеризует распределением магнитных образований в ее структуре и несет информацию в первую очередь о вещественном составе коры и направление вектора намагниченности источников магнитных аномалий. Но в комплексе с данными ГСЗ о глубинном строении коры и данными тектонофизических исследований магнитные тела различных ее этажей могут быть индикаторами геодинамических условий их формирования. Геодинамическая интерпретация полученной магнитной модели базируется на двух главных положениях.

[2] Е. Б. Глевасский [Геолого-геофизическая…, 2006] называл этот бассейн Бугско-Чечелеевским, так как парллелизовал бугскую серию не с криворожской серией, а с ингуло-ингулецкой.

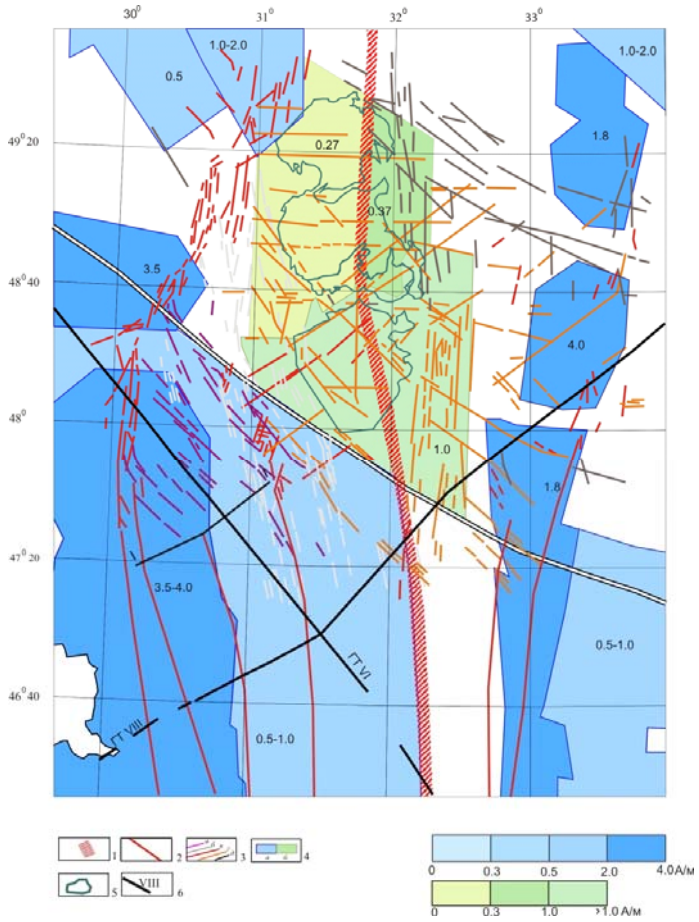


Рис. 2.182. Трехмерная магнитная модель Ингульского мегаблока УЩ. 1 — трансрегиональная зона раздвига Херсон-Смоленск; 2 — главные разломы; 3 — зоны скалывания и эшелонированные сколы зон разломов, образовавшихся в: неоархее (AR_3) (а), неоархее- раннем протерозое (AR_3-PR_1-I) (б), в начале раннего протерозоя (PR_1-I) (в), в конце раннего протерозоя (PR_2-I) (г), возраст не установлен (д) [Старостенко и др. 2013]; 4 — источники магнитных аномалий земной коры: а — нижней и средней, б — средней; 5 — контур Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинского массива; 6 — профили ГСЗ; внизу справа — шкала намагниченностей структурных этажей кристаллической земной коры: сине-голубая — нижних и средних, зелено-желтая — средних и верхних.

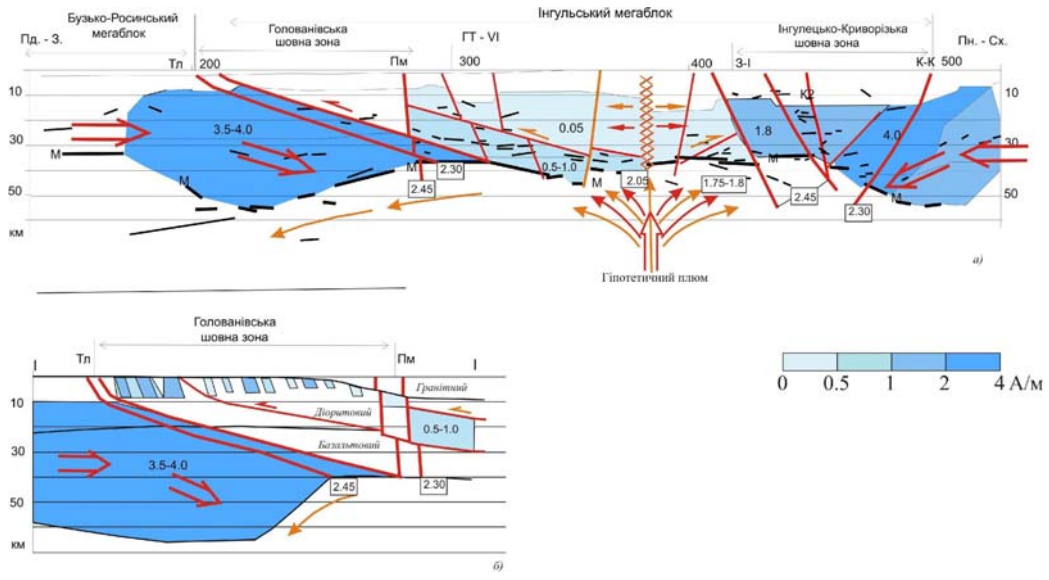


Рис. 2.183. Геодинамическая интерпретация магнитной модели земной коры Ингульского мегаблока (выполнили Пашкевич И. К., Бакаржиева М. И.). Сокращения: зоны разломов: Тл — Тальновская, ПМ — Первомайская, З.И. — Западно-Ингулецкая, К-К — Криворожско- Кременчугская. Цифры в квадратах — возраст заложения разломов, цвета соответствуют этапам розломообразования [Гинтов, 2014]; цифры на разрезе — намагниченность в А/м. а) полная модель; б) более подробная модель ГШЗ.

Во-первых, магнитные породы на всех этажах коры, как правило, представлены разновидностями магматического или первично магматического происхождения основного состава, и поэтому, как упоминалось ранее, их формирование связывается с этапами растяжение земной коры [Петромагнитная ..., 1994; Гинтов, Пашкевич, 2010 и др.].

Во-вторых, практически на всех докембрийских щитах установлена связь глубинных магнитных образований с аномально большой мощностью земной коры. В то же время наличие магнитных тел на глубинах, превышающих 40 км, противоречит данным о предельной глубине существования наиболее распространенного магнитного минерала земной коры - магнетита [Печерский, 1991, Петромагнитная..., 1994 и др.]. Поэтому присутствие магнитных источников на глубинах, превышающих 40 км, как это имеет место в Голованевской и Ингулецко-Криворожской шовных зонах, может быть истолковано как следствие так называемого «сдваивания» мощности земной коры в зонах крупных поддвигов, сопряженных с надвигами, которые происходили в период активизации разломов, младших по возрасту, чем магнитные образования.

В центральной части Ингульского мегаблока имеем проявления обоих этих геодинамических ситуаций. В зоне трансрегиональной зоны раздвига Херсон Смоленск на одноименном этапе розломообразования возрастом <2.05 млрд лет (PR_1- I) в области растяжение произошло формирование Новоукраинского массива, а в PR_1-II (1.80—1.76 млрд лет) — анортозит-рапакиви гранитного Корсунь-Новомиргородского плутона [Гинтов, 2014]. При этом при построении магнитной модели среди пород габбро-анортозитового комплекса выявлены породы с прямой и обратной намагниченностью, что подтверждено палеомагнитным исследованиями. Такая ситуация свидетельствует по меньшей мере о наличии двух разновозрастных этапов формирования габбро-анортозитового комплекса Корсунь-Новомиргородского плутона в условиях растяжения. Последние данные о возрасте образования анортозитов и их петрохимическим особенности [Шестопалова и др., 2014] также предполагают существование двух этапов образования анортозитов. Таким образом, можно говорить о трех этапах активизации шва Херсон—Смоленск, которые обусловили соответствующие зоны растяжения и образования Новоукраинского массива и двух поколений габбро-анортозитового комплекса.

По тектоническим условиям «поддвиг—надвиг» и сдваивание мощности коры, в которых существуют магнитные блоки на глубинах до 60 км, яркими примерами могут быть Голованевская и Ингулецко-Криворожская шовные зоны, на примере разрезов вдоль геотраверса ГСЗ VIII см. рис. 2.176. Этапы и возраст начала розломообразования указаны согласно с [Гинтов, 2014]. В Голованевской шовной зоне источник РМА относится к аномально глубокому прогибу поверхности М, но в пределах соседнего Бугского мегаблока глубинные магнитные источники находятся в области «нормальной» мощности земной коры. Принимая во внимание высокую намагниченность пород днестровско-бугской (?) серии, можно предположить, что средняя и нижняя кора этого блока представлена их аналогами. Породы бугской серии установлены также в Голованевской шовной зоне и в ограниченном объеме к востоку от нее.

К слову, данные ГСЗ вдоль геотраверсов IV, VI и VIII [Литосфера ..., 1989] установлены наклонные внутрикоровые разломы. Согласно магнитной модели при глубине до нижней кромки источника 50—60 км его намагниченность в обоих шовных зонах составляет 3.5—4.0 А/м, которая является наибольшей для Украинского щита. Уменьшение глубины нижнего ограничения должно привести к существенному увеличению намагниченности, что противоречит данным о магнитных свойствах наиболее распространенных пород (за исключением железисто-кремнистых) щита. Итак, остается только предположить тектоническую модель поддвига пород Бугского мегаблока под Тальновскую зону разломов, надвиг на них пород шовной зоны и надвиг пород центральной части Ингульского мегаблока вдоль вышеупомянутых наклонных разломов на последнюю (рис. 2.183).

Процесс растяжения коры вдоль зоны раздвига Херсон—Смоленск обусловлен разновозрастными гипотетическими плюмами, а формирование структуры «поддвиг-надвиг» и растяжение в шве на этапах PR1-I являются, вероятно, сопряженными процессами. На рисунке 2 направление напряжений и перемещений вдоль наклонных разломов соответствующего этапа указано стрелками, отмечено также и возраст образования разломов.

Аналогичные выводы можно сделать и для Ингулецко-Криворожской шовной зоны, где есть также проявление наклонных разломов по данным ГСЗ, но существенно затронутых на более молодых этапах. Прямой связи глубинного источника РМА с породами высокой намагниченности, обнаженных на докембрийском фундаменте, нет. Однако, если предположить, что «поддвиг» под Криворожско-Кременчугский разлом существовал, то полученная здесь величина намагниченности может соответствовать намагниченности гранулитовой части докембрийского разреза Среднеприднепровского мегаблока.

Согласно приведенной интерпретацией можно сделать вывод, что рельеф раздела М в зонах «поддвиг-надвиг» имеет тектоническую природу, а подошва тонкой коры сформирована в результате ее подплавления.

В итоге можно отметить, что данные геодинамической интерпретации трехмерной магнитной модели земной коры Ингульского мегаблока в целом не противоречат схеме допустимого палеогеодинамического процесса их формирования [Гинтов, 2014], которая может быть уточнена на основании трехмерных магнитных моделей земной коры.

Особенности геодинамических процессов в докембрии. Приведенные нами выше этапы конвергентных и дивергентных процессов в пределах Ингульского мегаблока предусматривают формирование шовных зон, поглощение океанической литосферы в результате субдукции и образование сутур. Результатами теоретических и экспериментальных исследований установлено [Chardon D. et al., 2009; Sizova et al., 2010 и др.], что эти процессы в докембрии имели свои особенности.

Шовные зоны. В плитотектоническом понимании шовная зона — это зона, вдоль которой происходит поглощение океанической литосферы в процессе субдукции или коллизия континентальных плит. При полном закрытии зоны субдукции и коллизии шовная зона превращается в сутуру.

Выше было показано, что именно так произошло образование ГШЗ и ИКШЗ, причем вначале они, возможно, были единой шовной зоной с единым прогибом Мохо под ними. Особая черта этих зон — в транспрессивном механизме их образования, при котором горизонтальные сдвиги играли не меньшую роль, чем сжатие.

Механизм формирования ГШЗ и ИКШЗ согласуется с представлениями о кинематике *проникающих транспрессивных сдвиговых зон*, изложенными в работе [Chardon D. et al., 2009]. Ее авторы, опираясь на данные о повышенных температурах (900—1100 и более °С) на поверхности Мохо в докембрийских «ультрагорячих» аккреционных орогенах (УГО), общей «ослабленности» литосферы и нижней коры, приходят к выводу, что развитие субвертикальной линейно-сланцеватой текстуры горных пород связано при сжатии с движением вещества (течением) вдоль зоны сдвига по латерали и вниз.

Такую двумерную деформацию слюд, зерен кварца и полевого шпата почти повсеместно можно наблюдать в зонах сдвига ГШЗ и ИКШЗ. Условия транспрессии, в которых формировались шовные зоны, могут рассматриваться как сочетание деформаций простого и чистого сдвига при субгоризонтальном положении плоскости $\sigma_1\sigma_3$. В этих условиях удлинение коровых призм, составляющих обе шовные зоны, должно было происходить как в субмеридиональном направлении, так и по вертикали (на рис. 2.180, Б показано вертикальними стрелками).

Приведенные данные позволяют заключить, что образование прогибов Мохо под ГШЗ и ИКШЗ обусловлено утолщением земной коры под ними за счет перемещения вещества коры вниз. Заметим, что оба прогиба Мохо рассматривались в свое время В. Б. Соллогубом и Г. И. Каляевым [Соллогуб, 1986] как «корни гор», связанные с Голованевской и Ингулецко — Криворожской «протогеосинклиналями» раннепротерозойского возраста. Шовные зоны – это уже более позднее название.

Непосредственная связь ГШЗ и ИКШЗ с участками увеличенной мощности земной коры, не смотря на их неполное совпадение в плане, не вызывает сомнения. Во-первых, их связывают общие зоны разломов — Тальновская и Врадиевская на западе ГШЗ и Криворожско-Кременчугская на востоке ИКШЗ. Во-вторых, общее простирание шовных зон и прогибов Мохо, причем общими оказываются и изменения простираний, например, на широте 48° изгиб ГШЗ сопровождается аналогичным изгибом впадины Мохо.

В работе [Chardon D. et. al., 2009] также указывается, что кора УГО, из-за чрезвычайно тонкой литосферы и высокой температуры на уровне Мохо, подразделяется на два слоя: верхний, жесткий, и более мощный нижний, текучий, разделенные переходным слоем — *аттачментом*. Литосферная мантия ниже Мохо обладает еще более низкой вязкостью, приближающейся к вязкости астеносферы.

В связи с таким расслоением верхняя кора реагирует на тектонические напряжения как твердое (почти твердое) тело, а нижняя — как вязкопластическое. Поэтому к отмеченной выше двухмерной деформации в относительно узких зонах сдвига добавляется на отдельных участках в них и между ними субгоризонтальное течение вещества, фиксируемое субгоризонтальными сейсмическими границами и площадками.

Аттачментами, скорее всего, являются четкие отражающие границы на глубинах 15—20 км, установленные на всех геотраверсах, пересекающих Ингульский мегаблок и называемые горизонтом K_2 или поверхностью «протокоры» [Соллогуб, 1986].

Раздел Мохо также является многослойной поверхностью перемещения коры и мантии относительно друг друга. Это отчетливо видно на геотраверсах IV и VIII (рис. 2.178), на которых прогибы Мохо под ГШЗ и ИКШЗ смещены относительно поверхностных границ зон соответственно на 40 км к западу и востоку.

Рассмотренный выше раздвиг верхней части Ингульского мегаблока составляет минимум 70 км. Следовательно, если связывать эти два процесса воедино, получается, что в период 2.1—1.75 млрд лет назад обе шовные зоны раздвинулись у поверхности (в данном случае эрозионный срез можно не учитывать) на 70 км, а на уровне Мохо — на 150 км.

Такая разница в величине растяжения верхней части литосферы Ингульского мегаблока на нескольких уровнях, отличающихся по глубине всего на 40—50 км, подтверждает представления о разной реологии верхней и нижней коры в докембрии. Ясно, что величина горизонтального растяжения литосферы в нижней коре и мантии будет большей, чем ширина раздвига в верхней коре.

Реологической особенностью нижней коры является то, что в ней фиксируются зоны разломов и другие деформационные структуры, наблюдаемые в верхней коре. Хотя, естественно, в результате горизонтальных перетеканий вещества их положение и ориентировка должны изменяться.

Вопрос отнесения (или не отнесения) Ингульского мегаблока в конце архея и раннем протерозое к УГО должен решаться петрологами. Однако геофизические данные показывают, что многие черты УГО для мегаблока характерны.

Таким образом, исходя из определения, приведенного в начале раздела, ГШЗ и ИКШЗ полностью подходят под понятие шовных зон в геодинамическом смысле.

Процесс субдукции. Поскольку явных геофизических признаков докембрийской субдукции или обдукции океанической литосферы в классическом виде сейчас увидеть невозможно, предлагается опереться на результаты 2D-численного термомеханического-петрологического моделирования [Sizova et. al., 2010]. Оно показало, что в период между археем и окончанием раннего протерозоя плитотектонические процессы в тектоносфере Земли могли развиваться по трем сценариям — несубдукционному, досубдукционному и классическому субдукционному — в зависимости от температуры на разделе Мохо.

Первый сценарий (температура на Мохо на 200—250° выше современной): океаническая плита разделена поднимающимися из сублитосферной мантии расплавами на мелкие фрагменты, которые перемещаются, подчиняясь внутриплитным напряжениям, и не субдуцируют, хотя мелкие поднадвиги под континентальную литосферу (амплитудой до 50 км) могут наблюдаться.

Второй сценарий (температура на Мохо на 175—200° выше современной): плиты ослаблены из-за интенсивного подъема расплавов из сублитосферной мантии. При конвергенции происходит не самостоятельная односторонняя субдукция, а мелкий поднадвиг океанической плиты под континентальную горизонтальной амплитудой до 100 км.

Классический вариант субдукции в докембрии — жесткая океаническая плита погружается в астеносферу под континентальную — наблюдается только при температуре на Мохо на 0—175° выше современной.

Для рассматриваемого в данной работе случая больше всего подходит второй сценарий — *досубдукция* или *плоская субдукция*, — когда океаническая плита не субдуцирует, а очень полого пододвигается под континентальную. При этом нужно уточнить: поскольку, как было показано выше, литосфера разделена аттачментами на литопластины, а нижняя кора и литосферная мантия обладают пониженной вязкостью, поддвиг совершается на многих уровнях. Этими уровнями могут быть границы раздела в литосферной мантии, поверхность Мохо и указанные выше аттачменты на глубинах 15—20 км, которые также, по-видимому, отражает реакцию реологически расслоенной докембрийской коры на плоскую субдукцию и ее различное растяжение на разных глубинных уровнях. Поэтому такая плоская субдукции сопровождается в верхних слоях литосферы процессом, который подобен «пропитке» активных окраин, в нашем случае, Западной и Восточной микроплит, в том числе шовных зон, материалом океанической коры и мантии.

Сутуры. В классическом виде сутуры, как относительно узкие зоны, маркирующие место исчезновения океанической литосферы при субдукции, закрытия *шовной зоны* и последующего интраконтинентального спаивания материковых масс, в регионах развития пород раннего докембрия идеентифицируются достаточно тяжело. Если бы акт субдукции и коллизии в таких регионах был единственным, то даже в условиях сильного метаморфизма пород признаки наличия сутуры можно было бы распознать. Но на примере Ингульского мегаблока можно видеть, что один акт коллизии сменился актом спрединга, затем новая коллизия и новый раздвиг.

Сутура, являвшаяся следом субдукции и коллизии Западной и Восточной микроплит 2.3—2.4 млрд лет назад, была перекрыта породами ингуло-ингулецкой серии, а ее раздвинутые на десятки км элементы только прослеживаются с разных частях мегаблока в виде обрывков пород криворожской и бугской серий и, возможно, офиолитов ГШЗ.

Сутурой можно было бы назвать Криворожско-Кременчугскую полосу, как это делают некоторые авторы работы [Геолого-геофизическая модель, 2006] (но не Е. Б. Глевасский), если бы была оправдана модель поддвига Среднеприднепровской плиты под Ингуло-Ингулецкую. Но, во-первых, это не субдукция океанической литосферы под континентальную, а во-вторых, Криворожский надвиг отражает, как уже говорилось, растяжение ЦЧИМ.

Следовательно, о сутурах на УЩ есть смысл говорить лишь в прошедшем времени, но показать их тектонических картах почти нереально. Правда, если подходить к сутурам как термину свободного пользования (Е. Б. Глевасский, например, иногда называет сутурами все межмегаблоковые

шовные зоны УЩ субмеридионального простирания [Геолого-геофизическая модель, 2006]), то и ГШЗ, и ИКШЗ можно называть сутурами.

Заключение. Какими-бы механизмами не пытаться объяснить строение и историю развития Ингульского мегаблока УЩ, — да и щита в целом, — одним из определяющих факторов этого развития являлись крупные горизонтальные сдвиги блоков литосферы вдоль протяженных зон разломов, выходящих далеко за пределы щита, и поля тангенциальных тектонических напряжений. Этот фактор как-бы «подчиняет» себе все возможные механизмы тектогенеза, ибо до настоящего времени не найдено других механизмов, кроме перемещений мантийного вещества, ведущих к горизонтальным движениям литосферных плит или литопластин.

Одними из первых исследователей тектоники УЩ это заметили Г. И. Каляев и Е. Б. Глеевасский и последним была разработана достаточно стройная концепция плитотектонического развития восточной и центральной части щита. Но долгое время эта концепция принималась немногими, так как она, во-первых, строилась на идее, имевшей слишком глобальные масштабы, и, во-вторых, в ее основе лежали собственно геологические данные, которые резко отличают докембрий от фанерозоя. Концепция была статичной, без фиксации горизонтальных движений. Геологические данные хорошо отражают субвертикальные перемещения поверхности, однако такие перемещения как раз и лежат в основе «антиплитных» механизмов.

Материалы тектонофизических исследований, данные GPS и наземной геодезии вносят кинематическую составляющую в геологические построения. Сюда следует добавить также современные данные ГСЗ-ОГТ и сейсмотомографии, в которых отражена внутренняя структура коры и мантии УЩ. Все вместе эти материалы подтверждают правоту идей Г. И. Каляева, Е. Б. Глевасского, С. В. Богдановой, В. Г. Пастухова и дают возможность всем украинским исследователям воспринять плитотектоническую идею не формально, а по существу.

2.6. Геодинамическое развитие литосферы Украины и формирование месторождений полезных ископаемых

Всесторонний анализ геолого-геофизических данных по тектонике и глубинному строению земной коры и верхней мантии; построение комплексной трехмерной геофизической и геодинамической модели литосферы; обобщение мирового опыта применения геофизических, в том числе тектонофизических, методов при поисках и разведке различных видов полезных ископаемых позволяют сделать некоторые выводы о характере геодинамических процессов, влияющих на формирование и размещение месторождений на территории Украины. Полученные в ходе исследований материалы естественным образом — без предварительного «укладывания» их в прокрустово ложе какой-либо геотектонической гипотезы — приводят к выводу, что при анализе тектоно-магматических процессов, участвующих в образовании, перераспределении и концентрации полезных ископаемых, во многих случаях необходимо использовать представления, вытекающие из *механизма тектоники плит*.

Для рудных районов Украинского щита с развитыми в них месторождениями и рудопроявлениями урана, редкоземельных элементов, черных, цветных и редких металлов, а также кимберлитовыми диатремами и дайками лампроитов, обращено внимание на их тесную связь с зонами разломов сдвигового, поддвигового и надвигового типов. Образование таких зон было обусловлено действием мощных тангенциальных сил сжатия и растяжения, процессами коллизии крупных сегментов Восточно-Европейской платформы и раздвига мегаблоков щита. Для нефтегазовых провинций Украины роль сдвиговых и поддвиго-надвиговых процессов в условиях коллизии и рифтообразования также очевидна: они привели к формированию многочисленных ловушек неантиклинального типа, латеральному разделению зон нефте- и газонакопления и др. Рассмотрим это более детально на примере изученных в последние годы на территории Украины основных металлогенических провинций (рис. 2.184) и геодинамических процессов, проходивших в докембрии, палеозое-мезозое и мезозое-кайнозое.

2.6.1. Украинский щит (УЩ)

Изучение разломно-блоковой тектоники щита, выполненное как ранее, так и особенно в последнее десятилетие, сопоставление ее со скрупулезно проанализированными металлогеническими данными.

В работе [Комплексна…, 2003] показано, что из выделенных 47 основных зон разломов к 36 (более 75 процентов) относятся известные металлогенические зоны, рудные районы и рудные поля, которые часто имеют названия тех же зон разломов. Это в основном участки развития оруденения и месторождений гидротермального и гидротермально-метасоматического генезиса — цветных, редких, благородных металлов, урана, редких земель и др.

Данные о металлогении зон разломов УЩ достаточно тесно увязываются с результатами геодинамических реконструкций кинематической модели щита, выполненных на основе тектонофизических и, частично, палеомагнитных данных, трехмерной геофизической модели литосферы, а также трехмерной скоростной модели современной мантии по результатам интерпретации данных сейсмической томографии (см. подразделы 1.1, 1.2, 2.4, 2.5).

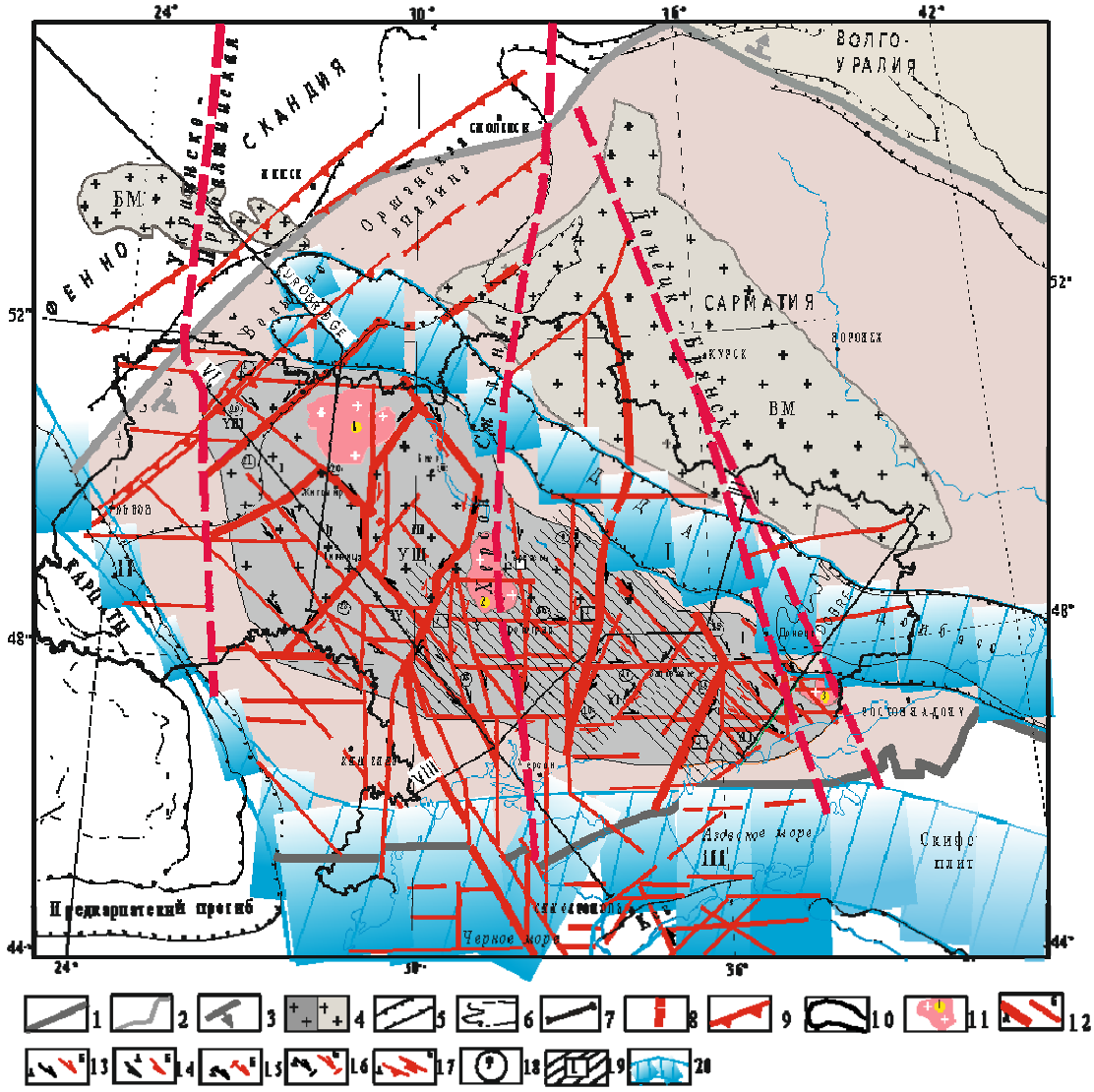


Рис. 2.184. Основные рудо- и нефтегазоносные регионы Украины. 1 — граница Восточно-Европейской платформы; 2 — границы между надструктурными элементами ВЕП Фенноскандией, Сарматией и Волго-Уралией, по [Bogdanova, 1993]; 3 — направление падения зон сочленения сегментов ВЕП; 4 — Украинский щит (УЩ), Белорусский кристаллический массив (БМ), Воронежский кристаллический массив (ВМ); 5 — платформенные наложенные авлакогены и впадины; 6 — граница Донбасса; 7 — геотрансекты VI, VIII и международные трансекты ГСЗ EUROBRIDGE и DOBRE; 8 — трансрегиональные тектонические швы Херсон-Смоленск, Донецк-Брянск и Украинско-Прибалтийская зона активизации; 9 — зона сочленения Фенноскандии и Сарматии; 10 — контур УЩ со склонами; 11 — плутоны и крупные интрузивные массивы гранитоидов (цифры в малых кружках): 1 — Коростенский, 2 — Корсунь-Новомиргородский, 3 — Восточно-Приазовский; 12 — зоны разломов меж — (А) и внутримегаблоковые (Б); кинематические знаки (а — во время заложения, б — во время главной фазы активизации): 13 — правый сдвиг, 14 — левый сдвиг, 15 — взбросо-сдвиг, 16 — сбросо-сдвиг, 17 — взброс (а) и сброс (б); 18 — номера зон разломов в соответствии с [Гинтов. 2005]: 1 — Горынская, 9 Западно-Ингулецкая, 10 — Криворожско-Кременчугская, 15 — Орехово-Павлоградская, 17 — Девладовская, 20 — Сарненско-Варваровская, 21 — Сущано-Пержанская, 28 — Немировская, 33 — Первомайская, 36 — Субботско-Мошоринская; 19 — шовные зоны (цифры в квадратах: 1 — Голованевская, 2 — Ингулецко-Криворожская, 3 — Орехово-Павлоградская); 20 — нефтегазоносные провинции (НГП) Украины: I — Днепровско-Донецкая (ДДНГП), II — Карпатская (КНГП), III — Азовско-Черноморская (АЧНГП).

Практически все крупнейшие зоны разломов УЩ (рис. 2.184) заложены и развивались как *зоны сдвигов* с резким преобладанием горизонтальной составляющей смещения бортов. Они заложены в неоархее, раннем протерозое и на границе раннего и среднего протерозоя как правые и левые сдвиги, сбросо- и взбросо-сдвиги, выходящие далеко за пределы щита, а по глубинности уходящие в

мантию не менее чем на 100—200 км, т. е. пересекают всю литосферу, мощность которой по геотермическим и другим геофизическим данным составляет 180—260 км. Существование таких древних зон сдвига протяженностью в сотни и амплитудой горизонтального смещения крыльев километры и десятки километров невозможно объяснить без привлечения представлений о конвекции в мантии, происходившей уже по крайней мере в неоархее и особенно в раннем протерозое.

Кинематическими особенностями докембрийского плитотектонического процесса обусловлена в первую очередь ориентация зон разломов при заложении в неоархее, палео-, мезо- и неопротерозое, а также их напряженно-деформированное состояние во время активизаций. С этим связан также характер рудообразования и формирования месторождений.

Крупные зоны разломов, особенно межмегаблоковые, ограничивают структурно-формАционные области в верхней части коры и коровые мегаблоки разной мощности и основности (см. подраздел 1.2). К таким зонам разломов относятся Первомайская, Западно-Ингулецкая, Криворожско-Кременчугская, Орехово-Павлоградская и Немировская. Смена состава всего разреза коры происходит также в западной части Девладовской, восточной части Субботско-Мошоринской, частично в Сарненско-Варваровской, северо-восточном продолжении Немировской, Сущано-Пержанской и других зонах разломов второго порядка. История развития зон разломов УЩ охватывает сотни миллионов (а возможно, и несколько миллиардов) лет.

За это время многократно изменялись поля напряжений и направления движений блоков земной коры. В разломах — наиболее проницаемых структурах, связывающих верхние и нижние слои земной коры, кору и мантию, возникали все новые и новые зоны скалывания, возобновлялись и затухали процессы образования магматических расплавов, гидротерм, эманаций и рудных растворов. Проницаемыми структурами, по сравнению с окружающими участками литосферы, зоны разломов являются не только во время растяжения, но и во время сдвига при сжатии, так как в последнем случае происходит дилатансионное разрыхление пород в зоне разломов, т. е. повышается их пористость, а в узлах пересечения разломов образуются пулл-аппараты с рудными телами штокверкового типа. Кроме того, при наличии диагональных и ортогональных систем разломов режим растяжения в определенные периоды может быть присущ каждой зоне разломов: сдвиговые процессы в зонах ортогональной системы приводят к растяжению в зонах диагональной системы и наоборот. Чередование процессов сжатия и растяжения фиксируется в зонах разломов не только кинематически, но и петрологически: во многих из них наблюдается совместное нахождение милонитов и катаклазитов, характерных для зон сжатия, щелочных метасоматитов, окварцевания, формирующихся в условиях растяжения, а также параллельное простирание полос милонитов и расположенных рядом даек основных пород или гранитных жил, отражающих попеременное сжатие и растяжение.

Учитывая изложенное, можно с уверенностью утверждать, что между строением зон разломов и проникновением в верхние слои земной коры рудного вещества существует прямая связь. Поднимаясь по отдельным разрывам и не имея возможности распространяться по латерали на большие расстояния, рудное вещество концентрируется на проницаемых участках в непосредственной близости от зоны разломов в пределах деструктивных полей. Поэтому рудные районы и рудные поля в плане в большинстве случаев совпадают с зонами разломов. Примеры таких совпадений подробно описаны в работах [Старостенко и др., 2006, 2007]. Плитотектонические процессы имеют к этому прямое отношение, так как причиной раскрытия и закрытия зон разломов являются горизонтальные напряжения и движения блоков литосферы, обусловленные мантийной конвекцией и растеканием плюмов.

2.6.2. Днепровско-Донецкая нефтегазоносная провинция (ДДНГП)

Образование месторождений углеводородов под влиянием палеозой-мезозойских геодинамических процессов можно видеть на примере формирования Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ). Его положение на некотором удалении основных коллизионных зон Альпийско-Средиземноморского пояса позволяло еще сравнительно недавно рассматривать перспективы поисков нефтегазовых месторождений, исходя из стандартной схемы: погружение — осадконакопление — солевая тектоника — образование антиклинальных структур — скопление углеводородов в апикалях антиклиналей.

Но за последние два десятка лет накопилось огромное количество данных об открытии многих нефтегазовых месторождений на относительно небольших глубинах в неантиклинальных, т.н. «нетрадиционных» ловушках: на моноклиналях, полуантиклиналях, в поднадвиговых зонах, в кристаллическом фундаменте, зонах дилатансионного разуплотнения в отложениях девона и карбона на глубинах более четырех километров (дилатансия возникает при сдвиге со сжатием) и т.д. Большинство таких нетрадиционных ловушек связаны с разломами сбросового, сдвигового и взбросового (надвигового) типа. Например, анализ связи пространственного расположения нефтяных и нефтегазовых месторождений центральной части ДДВ с глубиной залегания кровли и подошвы консолидированной земной коры [Кучма, 2001] показал, что 92 - 94% открытых здесь месторождений располагаются над зо-

нами краевых разломов авлакогена, где перепады глубин залегания кровли и подошвы коры максимальны и составляют, соответственно, 4,5—7.0 км и 35—43 км. В последние годы установлена опосредованная связь распределения нефтегазовых месторождений с магнитной неоднородностью глубинных частей коры, связанной с режимами растяжения и сжатия, и намагниченностью осадочных отложений, возникшей под влиянием прохождения сквозь коровых флюидов по зонам разломов [Орлюк, 2007, Орлюк и др., 2009].

Это привело многих исследователей к мысли о больших перспективах гипотезы неорганического происхождения нефти и заставило обратить внимание на важную роль тангенциальных сил и движений литосферы, столь характерных для многих нефтегазоносных провинций мира.

Так, численное моделирование процесса формирования ДДВ методом бекстрипинга в рамках концепции растяжения континентальной литосферы, разработанной Д. Мак Кензи, свидетельствует о возможности его образования в позднем девоне по типу раскрытия рифтовых бассейнов [Стифенсон и др., 1997; Старостенко и др., 2001] с формированием субокеанической коры (см. также подраздел 2.1.4). То, что он связан с геодинамическими механизмами плитовой тектоники, у большинства специалистов не вызывает сомнения.

Было обращено также внимание на важную роль сдвиговых процессов в формировании как современной структуры ДДНГП в целом, так и многих типов нефтегазовых месторождений в частности (см. подраздел 2.3). Существование контролирующей ДДВ системы разломов, заложенной не позднее девона и проявившейся в альпийское время как крупнейший правый сдвиг, является следствием сверхрегионального субмеридионального сжатия, охватившего в мезокайнозое территорию юга и юго-запада ВЕП. Ответ на вопрос о причине такого обширного тангенциального сжатия, находится в известных плитотектонических реконструкциях [Никишин и др., 2001; Паталаха и др., 2003; Казьмин и др., 2004; Стовба, 2008 и др.], согласно которым давление на ВЕП (вместе с присоединенной к ней Скифской плитой как пассивной окраиной) с юга создается перемещением Африканской и Аравийской плит и передается через Западно- и Восточно-Черноморскую микроплиты (см. также пункты 2.2.3—2.2.6).

Мощное субмеридиональное сжатие особенно четко проявляется в структуре Донбасса, где на профиле МОВ-ОГТ DOBRE прослежены две крупных надвиговых плоскости (рис. 2.185). Одна из них полого падает в южном направлении. Она прослеживается на протяжении не менее 200 км, уходит на юге в мантию, а на севере выходит на поверхность в виде известного Марьевского надвига. Вторая (зафиксированная на поверхности как т. н. «Ялинский надвиг»), протяженностью 80—90 км, падает в северном направлении, пересекает осадочные комплексы, уходя в нижнюю часть кристаллической коры. Обе плоскости соединяются вблизи центральной части Донбасса на глубине около 30 км и, кроме горизонтального сжатия, «выдавливают» вверх находящийся между ними блок коры вместе с Главной антиклиналью Донбасса. Следует отметить, что образование первой наклонной плоскости предполагалось концепцией В. В. Юдина [Юдин, Артеменко, 1996] о закрытии северной ветви океана Палеотетис и образовании Донбасской (или Донецкой) сутуры южного падения.

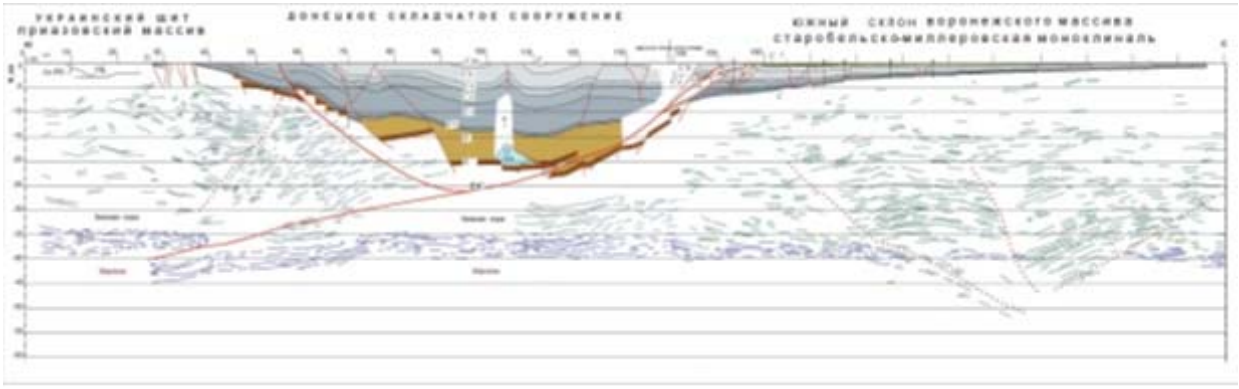


Рис. 2.185. Глубинный разрез по профилю МОГТ Старобешево-Шахтерск-Луганск (профиль DOBRE), по [Maystrenko et al., 2003].

В пределах Донбасса, хорошо изученного тектонофизическими методами [Корчемагин и др., 2005; Гинтов, 2005 и др.], под Главной антиклиналью и внутри нее прослеживается Центральнодонбасская зона разломов, неоднократно испытывавшая право- и левосдвиговые смещения крыльев, а в альпийском тектоническом цикле проявившая себя как четкий правый сдвиг. Вместе с краевыми зонами ДДВ она образует систему правосдвиговых нарушений протяженностью только в пределах Украины около 800 км. С ней связаны как месторождения углеводородов в северо-западной и центральной части ДДВ и на севере Донбасской складчатой области, так и месторождения и рудопроявления золота, ртути, сурьмы и полиметаллов Главной антиклинали.

Примером того, как процессы сжатия и сдвига в плитотектоническом механизме деформирования земной коры влияют на образование месторождений углеводородов, может служить зона сочленения складчатого Донбасса с южным склоном Воронежского кристаллического массива, представленным Старобельско-Миллеровской моноклиналью (рис. 2.185). Зона сочленения выражена целой серией надвигов карбон-меловых отложений Донецкого складчатого сооружения (ДСС) на моноклиналь — Краснопоповским, Северодонецким, Марьевским, Алмазным, Ильичевским и другими надвигами, осложненными мелкой складчатостью. Здесь в полосе шириной не менее 50 км открыт целый ряд месторождений неантиклинального типа как в пределах собственно моноклинали, так и в приконтактовом Краснореченском, и надвиговом Лисичанском газоносных районах.

Таким образом, образование месторождений углеводородов в пределах ДДНГП обусловлено геодинамическими процессами начиная с палеозойского рифтинга и формирования субокеанической коры в ДДВ и заканчивая альпийскими сдвиго-надвигами, причиной которых является плитотектонический механизм формирования Черноморско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Важную роль при этом играют зоны разломов, пересекающие всю земную кору, поэтому многие исследователи склоняются к точке зрения о преимущественно неорганическом происхождении углеводородов.

Гордиенко В. В. [Гордиенко и др., 2006, Гордиенко, 2014,в, рис. 2.186, 2.187] были рассмотрены разработанные им методы анализа геолого-геофизической информации применительно к изучению проблемы сейсмичности и поискам месторождений полезных ископаемых (углеводородов, гидротермальных сульфидных руд, алмазов, ресурсов геотермальной энергии). В качестве примера приведем изучение природы месторождений углеводородов ДДНГП.

Согласно адвекционно-полиморфной гипотезе автора (см. пункт 2.1.5), месторождения углеводородов формируются при современной активизации в течение последних сотен (а, возможно, и десятков) тыс. лет. В это время в нижнюю и среднюю часть коры вторгаются основные мантийные выплавки, приносящие растворенные флюиды. Серпентинизируются основные и ультраосновные породы, предварительно метаморфизованные до гранулитовой фации. Выделяется водород и относительно небольшое количество углеводородов. Частичное плавление охватывает часть пород, находящуюся в амфиболитовой фации. Флюидный поток поднимается в основном по проницаемым зонам разломов (проницаемость которых растет на порядки под влиянием сейсмичности) и переносит водород в среднюю и верхнюю часть коры. При наличии в ней заметных концентраций углерода (графита, шунгита, менее метаморфизованных, возможно, — первично-осадочных образований) возникают углеводороды. Расчет показывает, что по такой схеме может образоваться несколько «поколений» месторождений на одном месте. Такая модель делает очевидной (если события происходят на платформе без влияния других видов активных эндогенных режимов) связь концентраций месторождений с рядом геологических признаков (аномалии изотопии гелия, высокие пластовые давления, гидрохимическая инверсия, появление в коллекторах микро- и наночастиц из метаморфизованных пород низов коры и т. д.) и аномалий физических полей. Весь регион современной активизации выделяется мантийной гравитационной аномалией и зоной пониженных скоростей в верхах мантии. В гравитационном поле выделяются дополнительные аномалии над проницаемыми (разуплотненными) разломами, эти же объекты фиксируются и аномалиями электропроводности. Приуроченность аномалий ТП к местам скопления месторождений менее определенна. За указанное выше время тепловая аномалия из средней и нижней коры не достигает глубин измерения температур в скважинах. Повышенные температуры (и аномалии изотопии гелия) появляются только около локальных разломов, выводящих глубинные флюиды в залежь.

В северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины все геологические признаки нефтегазоносности присутствуют. На рис. 2.186 видно, что мантийная гравитационная аномалия и месторождения совпадают.

Юго-восточнее, в Донбассе, аномалия сохраняется, а месторождения есть только в узкой зоне у северного краевого разлома. В центре региона в скважинах фиксируется поступление (кроме небольшого количества «угольного» метана) поток глубинного водорода [Мурич и др., 1975]. Для образования углеводородов в коре на нужной глубине не оказалось карбона.

Для сравнения с аномалиями физических полей данные о месторождениях впадины обработаны следующим образом. Ее территория разбита на продольные и поперечные полосы шириной примерно 12,5 и 25 км соответственно. В их пределах суммированы запасы месторождений в тоннах условного топлива (т.у.т.) и отнесены к единице площади. Для мантийной гравитационной аномалии и суммарной продольной электропроводности средней части коры в тех же полосах определены средние значения. Вариации обоих параметров неплохо согласуются с изменчивостью нефтегазоносности. Соответствие аномалий теплового потока (ТП) концентрациям месторождений менее полное (см. выше). Но все же на месторождениях присутствуют отдельные повышения ТП (рис. 2.187) над фоном, составляющим в регионе около 43 мВт/м^2.

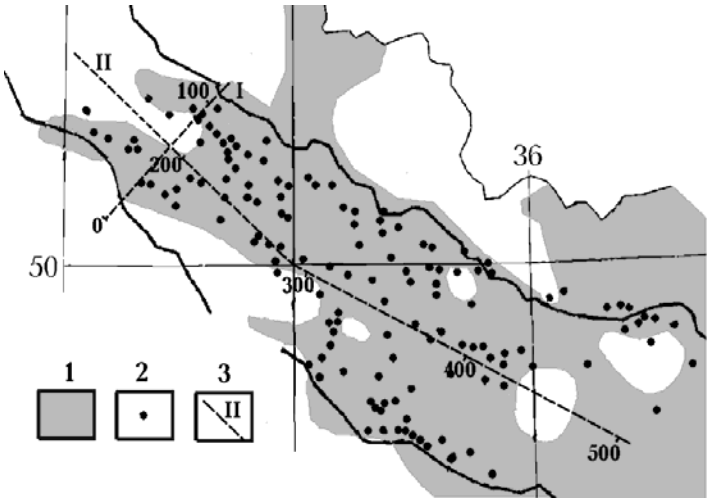


Рис. 2.186. Нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины и мантийная гравитационная аномалия интенсивностью более минус 10 мГал. 1 — контуры аномалии, 2 — месторождения нефти и газа, 3 — профили, вдоль которых проведено сопоставление вариаций нефтегазоносность и аномалий физических полей (см. рис. 2.187).

В целом прогноз по геофизическим данным оправдывается, и полученные данные вполне могут дополнить комплекс нефтегазопоисковых исследований.

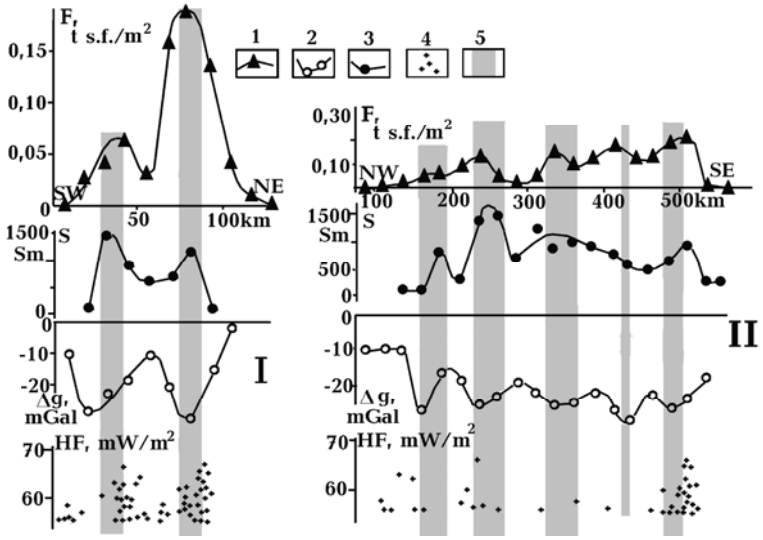


Рис. 2.187. Сравнение вариаций нефтегазоносности (1) Днепровско-Донецкой впадины с мантийной гравитационной аномалией (2), суммарной продольной электропроводностью средней коры (3) и повышенными значениями теплового потока — фон составляет 43 мВт/м^2 (4). 5 — продольные и поперечные глубинные разломы, активизированные в последние 3 млн лет.

Отмечается также влияние геодинамических процессов карбона на угленакопление в ДДВ в пределах ее донецкой части. Начало угленакопления связано с зарождением глобального окраинно-континентального орогенеза на юге во второй половине визейского века, обеспечившего усиленную поставку осадочного материала в область бассейна, что в свою очередь привело к формированию благоприятной фациальной обстановки (опосредованное влияние за счет активизации дальних источников сноса); прерывание накопления первой угленосной формации, имевшей ограниченное распространение, в конце раннего карбона за счет изменения условий седиментации в связи с усилившейся местной тектонической активностью (вероятное задуговое растяжение — прямое тектоническое влияние); формирование основной угленосной формации среднего карбона вследствие кардинальной перестройки палеогеографических условий при наличии повторной активизации дальних источников сноса (опосредованное влияние орогенического процесса на активной окраине); окончательное прекращение угленакопления в связи с выходом системы сбалансированного изостатического погружения на континентальный уровень осадконакопления, что привело к отмиранию обширных лагунно-заливных пространств Донецкого бассейна (прямое влияние закономерностей бассейнового развития).

2.6.3. Карпатская мезозойско-кайнозойская нефтегазоносная провинция (КНГП)

Геодинамические процессы в КНГП большинством современных геологов и геофизиков уже сравнительно давно рассматриваются с плитотектонических позиций. Этому способствует наличие крупнейшей (протяженностью около трех тысяч км) зоны сдвиговых разломов Тейсейра—Торнквиста, отделяющей Западно-Европейскую платформу-плиту (ЗЕП) и Восточные Карпаты от ВЕП, шарьяжно-надвиговое строение мезо-кайнозойской толщи Карпат, перемещенной на восток и северо-восток на десятки км, сдвоенные и строенные разрезы мела, палеогена и неогена, преобладание деформационных режимов северо-восточного — юго-западного горизонтального сжатия, установленное здесь тектонофизическими методами и др. (см. подразделы 1.6, 2.2.1 и 2.2.6).

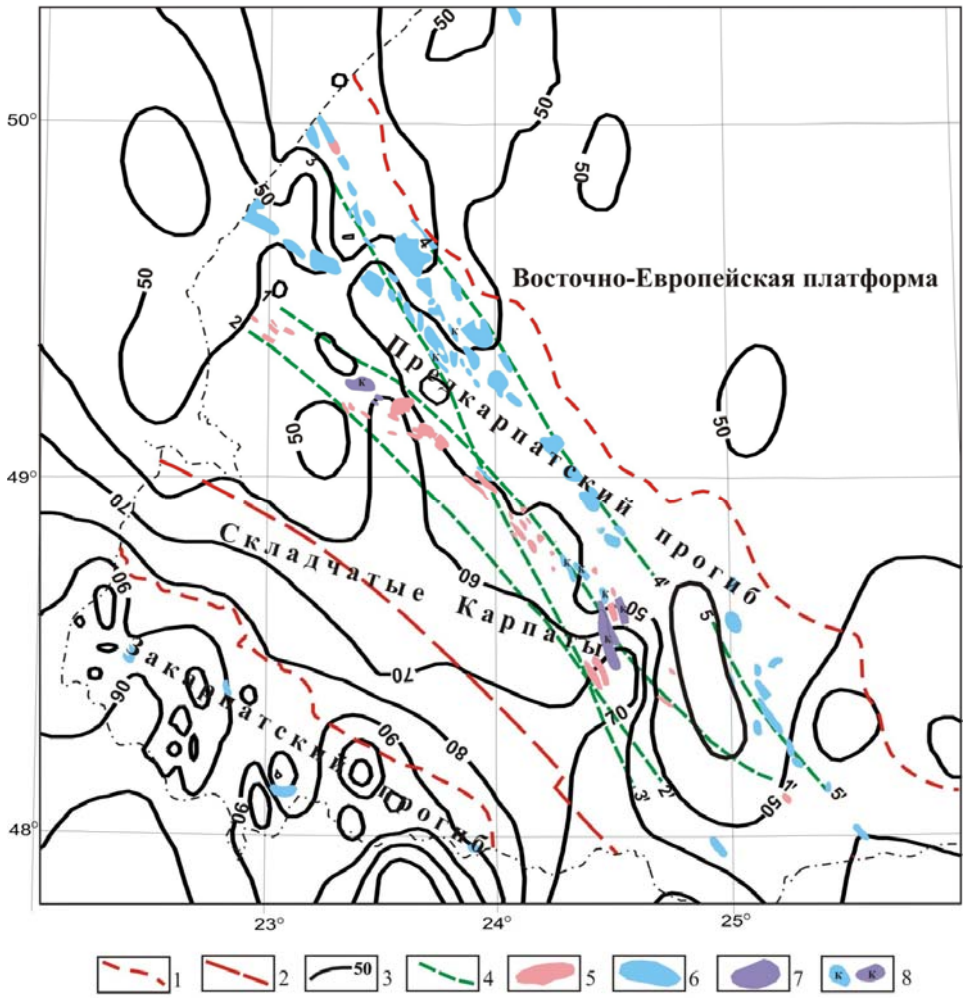


Рис. 2.188. Схема нефтегазоносности и распределения тепловых потоков Восточных Карпат [Карта фонду…, 2004; Кутас, 2002]. 1 — границы тектонических зон; 2 — фронт надвига Внутренней зоны Предкарпатского прогиба и Складчатых Карпат; 3 — граница платформенного автохтона Карпат; 4 — изолинии теплового потока (мВт/м^2); 5 — продольные глубинные разломы в Предкарпатском прогибе: 1—1′ — Предкарпатский; 2—2′ — Сколевский; 3—3′ — Краковецко-Верховинский; 4—4′ — Калушский; 5—5′ — Косовский; 6 — нефтяные месторождения; 7 — газовые месторождения; 8 — нефтегазовые месторождения; 9 — газоконденсатные месторождения.

Геотермическими исследованиями в регионе установлено, что северо-восточная окраина ЗЕП в зоне Тейсейра—Торнквиста характеризуется повышенными тепловыми потоками, обусловленными ее сильной раздробленностью и продолжительной тектонической активностью [Кутас, 2002]. Для областей нефтегазонакопления и отдельных месторождений, сосредоточенных преимущественно в пределах Предкарпатского прогиба (при этом во Внешней зоне прогиба преобладают газовые и газоконденсатные месторождения, а во Внутренней — нефтяные), также характерны повышенные температуры и тепловые потоки. Месторождения нефти образуют две достаточно узкие полосы в зонах продольных Предкарпатского и Сколевского разломов, отстоящих друг от друга на расстоянии 20—30 км. Газовые месторождения локализуются в зонах Краковецкого, Калушского, Косовского разломов

(рис. 2.188). Здесь, как и в рассмотренной выше Днепровско-Донецкой провинции, зоны нефтегазонакопления контролируются, в первую очередь, геодинамическими условиями. Здесь продолжаются активные геодинамические события, проявляющиеся в сейсмической активности, новейших и современных движениях земной коры. Размещение нефтегазовых месторождений в зонах глубинных разломов и узлах их пересечения, повышение в зонах нефтегазонакопления температуры и теплового потока, закономерное изменение с глубиной и по площади состава и свойств углеводородов, Гидрогеологические условия свидетельствуют о существовании зон и источников интенсивной миграции глубинных флюидов в осадочных отложениях.

На окраине ВЕП в отложениях аккреционного клина накопление углеводородов могло происходить еще в мелу и палеогене. Но на коллизионном этапе вместе с процессами складкообразования и масштабным перемещением осадочных толщ и блоков земной коры произошло перераспределение углеводородного потенциала. В автохтонных отложениях Складчатых Карпат формирование нефтегазовых залежей началось в послебаденское время, а в аллохтоне — в конце миоцена — плиоцене. Этот процесс продолжается и в настоящее время. Миграционные процессы существенно повлияли на гидродинамические условия, тепловой режим, физические параметры среды. Собственно, эти параметры и могут быть использованы для установления путей миграции и зонного районирования нефтегазовых площадей.

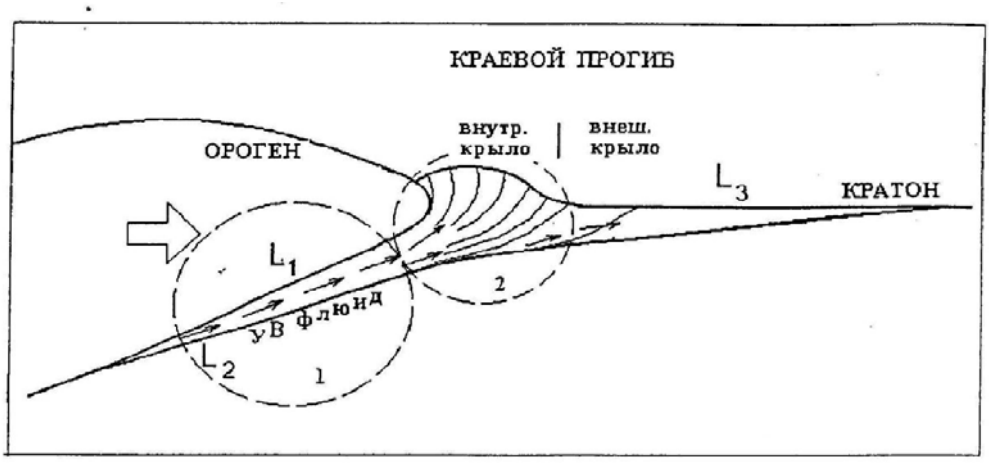


Рис. 2.189. Схема вторичного обогащения (фильтр-прессингом) краевого прогиба за счет компрессионного воздействия и надвигания орогена на кратон [Паталаха и др.,2002]: 1 — область компрессии и выжимания, 2 — область декомпрессии и нагнетания; L_1 — граница ороген-поднадвиг; L_2 — граница кратон-поднадвиг, фундамент кратона — чехол; L_3 — внешняя граница чехла.

Связь образования и размещения нефтегазовых месторождений КНГП с плитотектоническим механизмом ее формирования детально проанализирована в работах [Паталаха и др., 2003; Гончар, 2007] с помощью численного тектонофизического моделирования. Построены палинспастические разрезы фронтальной части Флишевых Карпат и Предкарпатского прогиба, воспроизводящие процесс их формирования в условиях латеральной аккреции и покровообразования при обдукционно-субдукционном механизме.

Как показали авторы, в процессе надвигания Карпатского орогена на ВЕП или пододвигания второй под первый происходит затягивание чехла платформы под ороген («поглощение») с образованием структуры поднадвига, фронтальная часть которой погружается на глубину 10 и более км и сильно утоняется.

При достаточно большой скорости пододвигания (около 1 см/год) часть чехла не вмещается в объем поднадвига и скучивается у форланда орогена, образуя внутреннюю часть краевого прогиба, или Бориславско-Покутский и Самборский покровы-аллохтоны, лежащие на менее деформированной автохтонной части чехла, втягивающейся в поднадвиг. Внешняя часть прогиба — Бильче-Волицкая зона — сложена слабо деформированными мезокайнозойскими породами чехла, не втянутыми в поднадвиг.

Погруженная передняя часть поднадвиговой структуры испытывает большие термомеханические нагрузки, дегидратацию, метаморфизм, в результате чего содержащиеся в ней УВ-носные флюиды концентрируются и выжимаются наружу (т. н. процесс «фильтрпрессинга»), скапливаясь в краевом прогибе (рис. 2.189). Из-за разницы в реологических свойствах газа и нефти первые не могут скапливаться во внутренней части прогиба, представленной сильно раздробленными надвигами и полуантиклиналями, а частично улетучиваются, частично проникают дальше — во внешнюю зону с нормальными антиклиналями-ловушками. Нефть же собирается главным образом на границе Скибо-

вого и Бориславско-Покутского покровов, проникая также отчасти и в ороген из зоны поднадвига по разломам. Этим объясняется зональность в распределении нефтяных и газовых месторождений в Предкарпатском прогибе.

Использование современных геодинамических концепций формирования Карпатского региона позволяет существенно расширить его перспективы в отношении нефтегазоносности как подключением новых территорий, так и за счет дальнейшего изучения уже известных зон нефтегазонакопления.

Особого внимания заслуживают: северо-западная часть Внешней зоны Предкарпатского прогиба (Крукеницкая подзона); автохтонные отложения Складчатых Карпат; платформенные мезозойские отложения юго-восточной части Внешней зоны под надвигом Складчатых Карпат; Закарпатский прогиб.

2.6.4. Азовско-Черноморская нефтегазоносная провинция (АЧНГП)

Значительная часть провинции расположена в пределах акваторий (рис. 2.184, 2.190), поэтому детальное ее геолого-геофизическое изучение затруднено, а обобщающие концепции, основанные в настоящее время на плитотектоническом подходе [Никишин и др., 2001; Паталаха и др., 2003; Казьмин и др., 2004, 2005, 2006; Юдин, 2008 и др.], достаточно разноречивы. Объективный анализ геодинамических процессов в АЧНГП возможен лишь при рассмотрении их на общем фоне геодинамического развития Черноморско-Кавказского сегмента Альпийского пояса, что и сделано в данной работе (подразделы 1.9, 2.2.3—2.2.7). В подразделе 2.2.6 рассмотрены главные этапы геодинамического развития этого региона в мезозое-кайнозое. В частности, последний этап — олигоцен-квартер, начавшийся 35—40 млн лет тому назад, представляет основной интерес для изучения условий формирования АЧНГП, ибо, как показывают результаты геотермических исследований [Кутас и др., 2002] в регионе, существует достаточно тесная корреляция между положением нефтегазовых месторождений и аномалиями теплового потока (рис. 2.190), обусловленными именно постолигоценовыми геодинамическими событиями.

Именно в этот период Черноморско-Кавказский регион (ЧКР) развивается в инденторном режиме под влиянием компрессии и декомпрессии Аравийской, Паннонской, Адриатической и Эгейской плит.

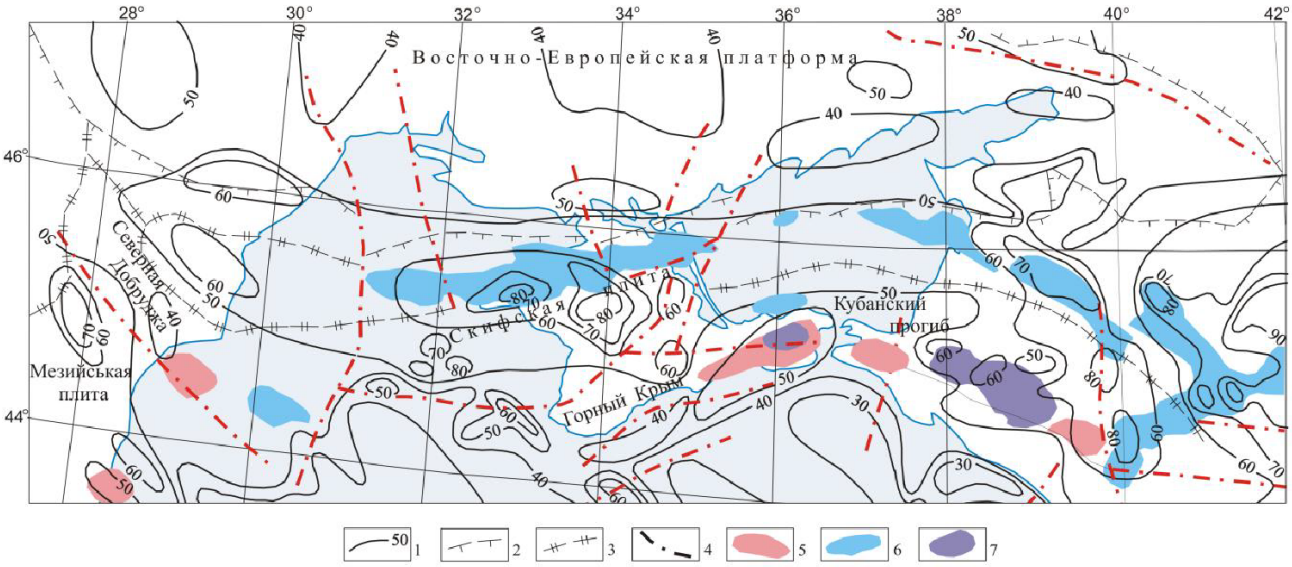


Рис. 2.190. Схема нефтегазоносности и распределения тепловых потоков в Азовско-Черноморском регионе [Кутас и др., 2002].1 — изолинии теплового потока (мВт/м^2); 2 — граница ВЕП; 3 — границы надпорядковых тектонических элементов; 4 — глубинные разломы; 5 — нефтяные месторождения; 6 — газовые месторождения; 7 — нефтогазовые месторождения.

Инденторный режим олигоцен-четвертичного развития ЧКР детально промоделирован в подразделе 2.1.4. Был сделан вывод, что в результате суммарного воздействия Аравийской (с юга), Адриатической (с запад-юго-запада) и Паннонской (с запад-северо-запада) плит, при условной неподвижности ВЕП, Восточно- и Западно-Черноморская микроплиты (соответственно, ВЧМП и ЗЧМП) ведут себя по-разному. Первая перемещается в северо-западном направлении, оказывая давление на Восточный Крым и Западный Кавказ и слабо субдуцируя под них (т. н.«квазисубдукция»). Вторая перемещается в запад-юго-западном направлении, создавая условия растяжения в Западном Крыму и

прилегающей акватории. Давление Черноморской плиты на Крымский п-ов с юга привело к выдавливанию вверх мантийных пород под современным Горным Крымом, поднятию Крымских гор, растяжению верхних слоев Западного Горного Крыма, включающих часть таврики и массивы верхней юры, и сползанию их в сторону моря (см. также подраздел 1.8). Кроме того, движение Черноморской плиты в северных румбах носило реверсный характер, на что указывают тектонофизические данные по Крымскому п-ву: фазы субмеридионального (северо-западного, северо-восточного) сжатия прерывались более короткими фазами такого же растяжения.

Следует также отметить, что явление субдукции или квазисубдукции Черноморской плиты под Кавказ, Крым и северо-западный сектор Черного моря не является повсеместным и определяющим в геодинамическом процессе. Геолого-геофизические и сейсмологические данные указывают на возможность квазисубдукции под северо-западную часть Кавказа и Керченский п-ов, однако не подтверждают таковой под Горный Крым и северо-западный сектор. В связи с этим прогнозные критерии на выявление нефтегазоносных структур должны опираться в первую очередь на изучение деформаций сжатия и растяжения, проявляющихся, в частности, в образовании т.н. структур горизонтального сдвига (СГС) — систем генетически связанных и одновременно сформированных присдвиговых разрывов и складок, в том числе надвиговых пластин. Разрывы стимулируют фильтрацию углеводородов вверх, а складки и надвиговые пластины способствуют образованию ловушек.

Для перспективных районов АЧНГП — северо-западного шельфа Черного моря и Керченско-Таманского прогиба — построены детальные схемы разломной тектоники домезозойско-кайнозойского фундамента [Старостенко и др., 2009], подчеркивающие ведущую роль сдвиговых деформаций как при оформлении южной тектонической границы ВЕП, так и при образовании разрывных и складчатых структур мезокайнозойского чехла, к которым, и особенно к узлам пересечения разломов, приурочены месторождения углеводородов. Морскими геофизическими исследованиями [Коболев и др., 2008] также установлено, что зоны глубинных разломов и связанные с ними неотектонические нарушения являются каналами миграции газо-флюидных потоков. С ними практически повсеместно связаны положительные аномалии теплового потока (Кутас и др., 2007).

Некоторые геофизические особенности объединяют АЧНГП и КНГП, позволяя рассматривать их с близких геодинамических позиций. Изучение геотермического режима региона показывает [Кутас и др., 2002], что нефтегазовые месторождения локализуются в областях преимущественно повышенных тепловых потоков, образуя при этом две субпараллельные полосы: газовые месторождения размещаются в зонах высоких тепловых потоков, а нефтяные — на их периферии (рис. 2.190). Обращается внимание на важную роль тектонотермальной активизации, возникающей при сдвиговых перемещениях микроплит.

Геотермический режим АЧНГП формировался на этапе альпийского тектогенеза в условиях глобального сжатия с образованием зон регионального и локального растяжения в результате неравномерного распределения тектонических напряжений и сложного взаимодействия плит и микроплит. В Черноморском регионе, вероятно, большую роль играли потоки глубинных нагретых масс и динамика Черноморской плиты, обусловившие формирование зон высоких и низких тепловых потоков в Крыму и Предкавказье. В Крыму аномалия высоких тепловых потоков выделяется перед фронтом Горного Крыма со стороны континента, а со стороны моря вытянута аномалия низких тепловых потоков прогиба Сорокина. Аномалии Тарханкутского и Новоселовского поднятий полуострова связаны с коровыми источниками, возраст которых не превышает 2—6 млн лет. Аналогичная картина наблюдается в районе северо-западного погружения Большого Кавказа. Такая закономерность может быть обусловлена взаимодействием плит, которое сопровождалось слабым поддвигом (квазисубдукцией) Восточно-Черноморской микроплиты под Керченский полуостров и северо-западный сектор Большого Кавказа.

Нефтегазовые месторождения, скорее всего, формировались не только за счет генерации углеводородов в осадках молодых прогибов, но и за счет перераспределения углеводородного потенциала более древних зон нефтегазонакопления, простирающихся, главным образом, в субширотном направлении вдоль края ВЕП. Это может свидетельствовать о первостепенной роли в их образовании тектоно-геодинамических особенностей развития континентальной окраины, определивших зарождение и развитие осадочных бассейнов, термодинамические и гидродинамические условия образования углеводородов, а также литолого-структурные условия их сохранения. Но в распределении месторождений также четко видны и нарушения этой закономерности, вызванные молодыми постолигоценовыми тектоно-термальными событиями. Они неоднократно активизировали процессы зонального и локального растяжения земной коры, раскрытия разломов, флюидодинамики, что в итоге приводило к изменению термобарических условий и неоднократному же перераспределению углеводородного потенциала.

Рис. 2.191 иллюстрирует особенности распределения тепловых потоков и строения верхней части земной коры вдоль профиля, пересекающего Индольский прогиб, погруженную восточную часть

Горного Крыма, прогиб Сорокина и Северо-Черноморское поднятие (поднятие Тетяева). Существенное повышение тепловых потоков наблюдается в южной части Индольского прогиба. Оно обусловлено значительной нарушенностью земной коры и разгрузкой флюидов. Именно в этой части прогиба установлен ряд нефтяных и газовых месторождений. Подобные геотермические условия и флюидный режим характерны для нефтегазоносных объектов и в Северокрымском прогибе. Выявленные закономерности позволяют выделять перспективные участки в северной части Черного моря. К ним следует отнести: Керченско-Таманский прогиб, Северо-Черноморское поднятие, Крымско-Каламитский вал, Краевой уступ, рифтогенные структуры Южно-Украинской моноклинали.

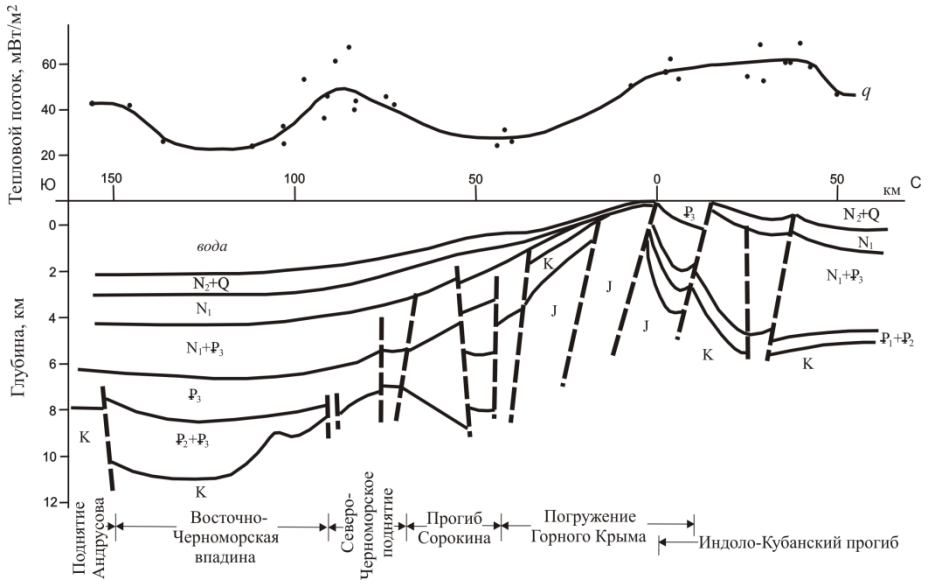


Рис. 2.191. Осредненная кривая изменения теплового потока (точки — наблюденные значения) и разрез верхней части земной коры по профилю Восточно-Черноморская впадина — Индоло-Кубанский прогиб (район профилей ГСЗ «DOBRE» и 28).

Существенное влияние на сохранение месторождений нефти и газа может оказывать тектонотермальная активизация со значительным повышением теплового потока. При этом тектонический фактор может привести к нарушению ловушек, а тепловой — к изменению условий стабильного существования углеводородов. В Керченско-Таманском регионе, в отличие от северо-западного шельфа, в кайнозое значительной тектонической перестройки консолидированной коры и осадочной толщи, связанной с существенным нарушением теплового режима, не было. Это повышает перспективы данного региона на сохранение крупных месторождений углеводородов.

2.6.5. Явление активного газовыделения со дна Черного моря

Нельзя не остановиться на беспрецедентной по интенсивности газовой разгрузке дна Черного моря. Газовые сипы, факелы, фонтаны, обнаруженные на дне Черного моря, наряду с сероводородным заражением, представляют собой уникальный средообразующий, экологический и ресурсный феномен этого нефтегазоносного мегабассейна [Егоров и др., 2011; Шнюков, Коболев, Пасынков, 2013]. Газовые выходы зафиксированы практически по всему периметру Черного моря (рис. 2.192) и приурочены в основном к внешнему шельфу и верхней части материкового склона на глубинах 50—800 м (рис. 2.193). Однако газовые сипы — не единственный источник выделения метана. Интенсивные, нередко взрывные выходы газа на поверхность фиксируются в грязевых вулканах. К настоящему времени в Черном море задокументировано более 60 грязевых вулканов, представляющих собой своеобразное проявление диапировой тектоники. Транспортировка грязевого материала осуществляется газо-флюидной смесью, вырывающейся под большим давлением со значительных глубин.

Большая часть грязевых вулканов (20) приурочена к прогибу Сорокина. В восточной части Черного моря грязевые вулканы зафиксированы на акватории Керченско-Таманского прогиба (3), в пределах Туапсинской (8) и Гиресунской (5) впадин и на Валу Шатского (7) [Шнюков, Ступина, Рыбак и др., 2015]. Следует подчеркнуть, что если в центральной части Западно-Черноморской впадины открыто 11 грязевых вулканов, то непосредственно в пределах Восточно-Черноморской впадины подобных проявлений до сих пор не зафиксировано. Над вершинами большинства глубоководных грязевых вулканов обнаружены признаки активности в виде периодических в межгодовом масштабе газовых фонтанов, которые по высоте превышали 1000 м.

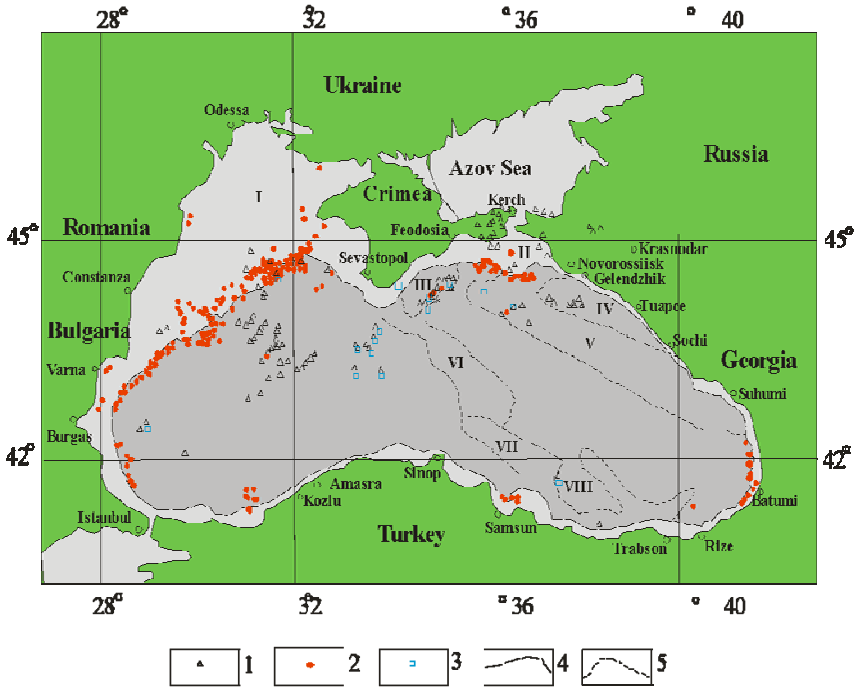


Рис. 2.192. Распределение выявленных к настоящему времени грязевых вулканов (1), газовых сипов (2) и газогидратов (3) в акватории Черного моря [Шнюков, Коболев, Пасынков, 2013]. 4 — граница шельфа, 5 — границы тектонических структур: I — Северо-западный шельф, II — Керченско-Таманский прогиб, III — прогиб Сорокина, IV — Туапсинский прогиб, V — поднятие Шатского, VI — хребет Андрусова, VII — хребет Архангельского, VIII — Гиресунская впадина.

Используемые в настоящее время термины форм газовыделений со дна Черного моря, как в отечественных, так и зарубежных научных публикациях, приводят к их различному толкованию. В этой связи представляется целесообразным упорядочить терминологию и систематизировать различные формы газопроявлений на морском дне.

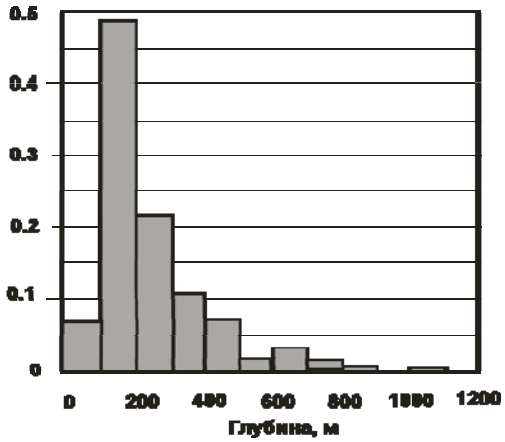


Рис. 2.193. Распределение сипов по глубине [Егоров и др., 2011].

Рассеянный по площади и редко образующий большие сконцентрированные скопления газ может быть биохимическим, в результате бактериальной трансформации органического вещества. В концентрированном виде скопления катагенного газа приурочены к зонам разгрузки углеводородов, мигрирующих из нижележащих горизонтов. Рассеянная форма газоотдачи дна реализуется в виде пузырьковых струй, которые имеют непрерывный или пульсирующий характер; количество их может достигать до 20 на квадратном метре дна моря. О значимости последней свидетельствуют результаты экспериментальных исследований, полученные на Болгарском шельфе, где с 1 м^2 поверхности дна из осадков выделяется от 21 до 167 см^3 метана в год [Нефтегазогенетические исследования…, 1984]. Относительно низкие значения плотности метанового потока установлены в районе подводного продолжения Мизийской плиты. В зоне краевого Нижнекамчийского прогиба, заполненного мощной толщей меловых и кайнозойских отложений (6—8 км и более), значение плотности потока метана оказа-

лись выше. При этом в накопительных пробах отмечены следы этана и этилена. Более высокая плотность газового потока обнаружена в районах тектонических нарушений, где также зафиксировано присутствие этана и этилена. Состав газа: метан — 98.72%, азот — 1,053%, изобутан — 0.15%, остальное — двуокись углерода, пропан и др. [Троцюк, 1982].

Ко второй сосредоточенной форме газовых выходов со дна Черного моря относятся дискретные струйные проявления в виде (по мере увеличения мощности) сипов, факелов и фонтанов грязевых вулканов (рис. 2.194). В большинстве наблюдаемые газовые струи маломощные, высота их достигает 100—130 м, но чаще всего не превышает 50—70 м (рис. 2.194, а, б). В то же время были зафиксированы отдельные большие фонтаны высотой до 250—300 м, а иногда даже до 400—500 м (рис. 2.194 с) [Шнюков, Коболев, Пасынков, 2013].

Как правило, струйные метановые газовыделения приурочены к палеодельтам рек, свалу глубин и геодинамическим узлам различного масштаба. С глубин до 250 м метан может достигать поверхности моря и поступать в атмосферу. С больших глубин струи метана растворяются в водной толще. В водах Черного моря растворено 80 млрд $м^3$ метана и это, несмотря на то, что воды рек, впадающих в Черное море, не содержат метан. Полный цикл обновления воды составляет 400—2000 лет. Все это свидетельствует о мощном постоянном подтоке углеводородов из недр. Как показывают измерения у побережья Грузии, со дна Черного моря поднимается поток углеводородного газа дебитом 172 тыс. $м^3$/сутки на участке S=16 $км^2$ [Егоров и др., 2011]. Т. е. со дна Черного моря в сутки поступают миллионы кубических метров метана. Наличие холодных сипов в зоне неустойчивости газообразной формы метана на глубинах более 750 м свидетельствует о существовании здесь в донных отложениях и водной среде нестационарных PT-условий.

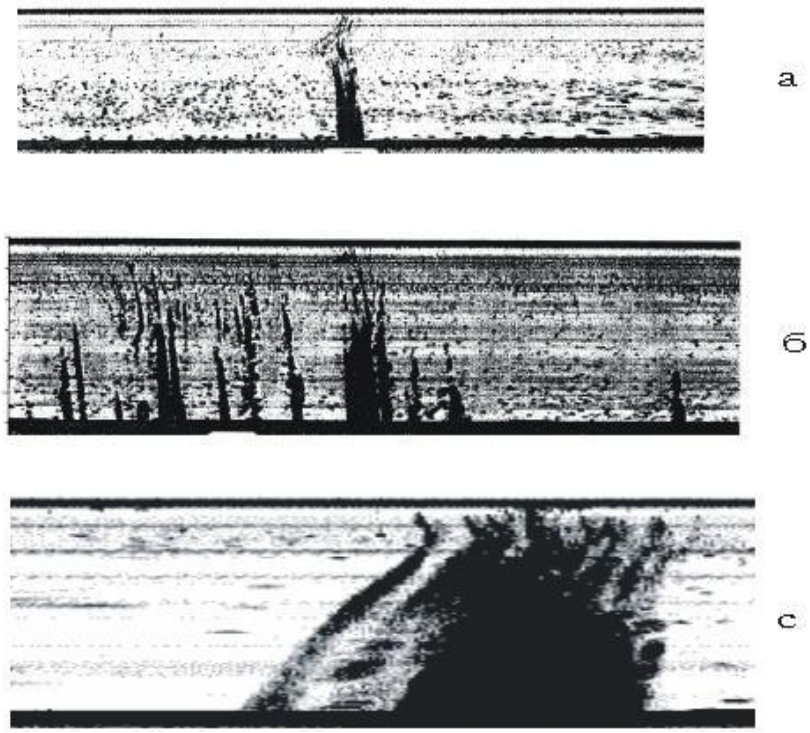


Рис. 2.194. Газовые проявления: а — одиночный сип, б — группа газовых факелов, с — мощный газовый фонтан [Шнюков, Коболев, Пасынков, 2013].

Карбонатные образования, связанные с газовой разгрузкой недр, выявлены практически во всем диапазоне глубин сероводородной зоны Черного моря, в том числе ниже зоны стабильности газогидратов. В районе газовых сипов глубоководной части палеорусла Днепра вблизи верхней границы зоны стабильности газогидратов (глубина около 730 м) обнаружено поле карбонатных сооружений [Егоров и др., 2011]. Последние представляют особый интерес в связи с неустойчивым состоянием газогидратов на этой глубине и зависимости их дегазации от колебаний гидростатического давления, плотности, солености и температуры придонного слоя воды, обусловленных вариабельностью уровня моря, сезонными и климатическими условиями [Bohrmann, Schenck, 2002].

О природе метана в Черном море. В настоящее время существует две точки зрения на генезис газовыделений в Черноморской мегавпадине. С одной стороны, они связываются с разгрузкой

глубинных источников термального газа, а с другой — с биохимическим окислением органического вещества донных отложений Черноморской мегавпадины.

В зависимости от генезиса метан может иметь различное соотношение стабильных изотопов ^{12}C и ^{13}C. В природе среднее содержание ^{12}C составляет 98.892%, а ^{13}C — 1.108%, соответственно. Однако в результате метаболизма микроорганизмов за счет изотопного эффекта происходит фракционирование изотопов в сторону обеднения метана его тяжелым стабильным изотопом. Для характеристики этого соотношения используется показатель δ^{13} [Лейн, Иванов, 2009]. Величина этого показателя до уровня –50—60% соответствует термогенному метану, а в пределах от –60 до –80%, указывает на биогенное происхождение метана. Диаграмма изотопного состава углерода метана для различных биогеохимических и геологических структур Черноморской мегавпадины, заимствованная из [Лейн, Иванов, 2009], приведена на рис. 2.195. Как следует из диаграммы, метан с верхнеголоценовых осадков (1), а также растворенный метан холодных сипов (2) и пузырьковый метан газовых струй (3) по соотношению легкого и тяжелого стабильных изотопов углерода (δ^{13}) имеют биогенный генезис. С этим трудно не согласиться. Вместе с тем правая сторона приведенной диаграммы показывает, что растворенный метан анаэробной водной толщи (4), водной толщи в зоне хемоклина (5), кислородной водной толщи (6), растворенный каталитический метан (7) и метан грязевых вулканов (8) соответствует термогенному метану.

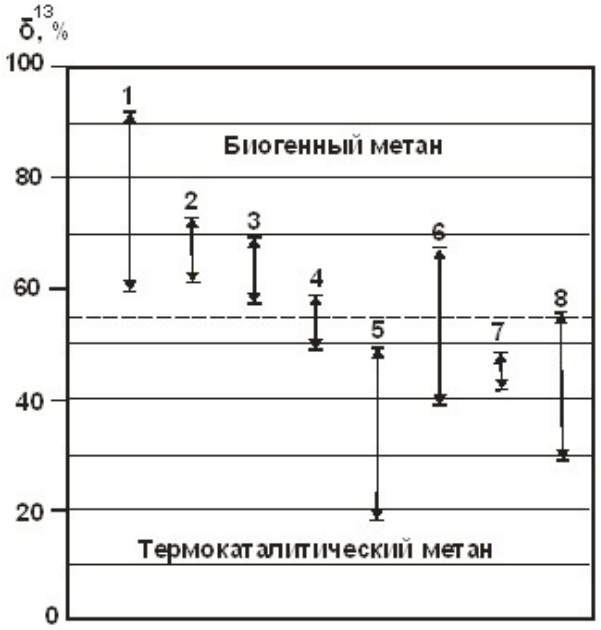


Рис. 2.195. Изотопный состав углерода метана Черноморской мегавпадины [Лейн, Иванов, 2009]. 1 — метан с верхнеголоценовых осадков, 2 — растворенный метан холодных сипов, 3 — пузырьковый метан газовых струй, 4 — растворенный метан анаэробной водной толщи, 5 — растворенный метан водной толщи в зоне хемоклина, 6 — растворенный метан кислородной водной толщи, 7 — растворенный каталитический метан, 8 — метан грязевых вулканов.

Приведенные материалы, по нашему мнению, в целом свидетельствуют, что метан струйных газовыделений может относиться к смешанному типу. Тем более, данные по содержанию гомологов метана (изобутана, этана, пропана), в газовом составе на отдельных участках локализации сипов в региональном масштабе также указывают на термогенный метан. По результатам сейсмоакустических исследований было установлено, что в толще подстилающих осадков под холодными сипами с метаном смешанного или термогенного генезиса, как правило, располагаются неотектонические нарушения, представляющие собой каналы поступления глубинного газа. И, наоборот, под сипами с биогенным метаном таких каналов не обнаружено, что может свидетельствовать об их принадлежности к рассеянной форме газового потока [Коболев и др., 1999].

Следует также подчеркнуть, что наличие струйных газовыделений в пределах глубин 900—1000 м и более 1800 м не может быть объяснено в рамках биогенной концепции генезиса углеводородов. На таких глубинах при температуре придонного слоя воды около 9^0C, и солености более 22.5% в метан может существовать только в газогидратной форме.

Как известно [Horita, Bemdt, 1999], по показателям δD и $\delta^{13}C$ выделяется четыре источника CH_4: биогенная ферментация — разложение неглубокого залегания органического материала; биогенное или химическое восстановление двуокиси углерода (CO_2) в метан (CH_4); термогенный органический или неорганический процесс; смешивание различных типов метана из различных источников.

Имеющиеся изотопно-геохимические данные [Whiticar, 1999; Лукин, 2003] свидетельствуют о преобладании в Черном море термогенного метана. Термогенный метан обнаружен в разных геоморфологических структурах — на шельфе, на континентальном склоне и в прогибе [Peckmann, Reimer, Luth, 2001; Klauke et al., 2006; Stadnitskaia et al., 2007]. Он всегда присутствует в ассоциации с биогенным метаном в различных пропорциях. Общее распространение можно объяснить только в том случае, если биогенный метан является вторичным, который образовался за счет термогенного, благодаря активности метанокисных и сульфатредуцирующих бактерий [Reitner et al., 2005]. Для формирования термогенного метана из полимерной органического вещества (керогена) нужна температура 120-150°C [Tassi et al., 1991], а для трансформации мокрого газа в сухой — не менее 200°C [Waples, 1980], тогда как даже самые термостойкие микробы могут существовать только при 110°C [Gold, 1993]. По экспериментальным данным карбонатные постройки в Черном море образовались при температуре около 9°C, что соответствует температуре на дне этой акватории [Mazzini et al., 2008].

По расчетам, в водах Черного моря растворено огромное количество метана (от 54 до 96 Tg), однако скорость его анаэробного окисления составляет 30 Tg в год [McGinnis, Lorke, Kipfer, 2005]. Отсюда следует, что за несколько лет метан водной толщи полностью обновляется и для его компенсации требуется мощный подток из нижележащих горизонтов. Более того, воды Черного моря постоянно обновляются за счет поставки пресной воды реками с окружающим суши и соленой воды из Средиземного моря через Босфор, которая не содержит метан. По данным разных авторов, полный цикл замены воды длится от 410 до 2000 лет. Результаты радиоизотопного определения возраста карбонатных образований Черного моря показывают, что выделение газа из его дна началось не менее 29200—36500 лет назад [Егоров и др., 2011]. То есть, с момента появления газовых выходов вода в Черном море обновлялась, по крайней мере, 15 раз. Таким образом, баланс метана в воде может поддерживаться только за счет мощной дегазации земных недр.

Глубинная природа метана подтверждается также газовыми выходами над кристаллическими породами Ломоносовского подводного массива южнее Крыма, изотопным и химическим составом карбонатных образований в северо-западной части моря [Шнюков и др., 2013].

Термодинамический режим, ограниченное количество биомассы в земной коре Черного моря и приуроченность газовых выходов к разломам консолидированной коры и верхней мантии свидетельствуют в пользу абиогенной природы метана. Таким образом, есть все основания считать, что микробного метагенеза в толще осадков недостаточно для обеспечения такой мощной газовой разгрузки дна Черноморской мегавпадины. Объем углеводородов в Черном море во много раз превышает начальные потенциальные ресурсы всего осадочного чехла. Многочисленные геологические, геохимические и геофизические данные, полученные в течение последних 25 лет, свидетельствуют в пользу глубинного происхождения метана. Анализ путей миграции глубинных флюидов, зон разгрузки глубинной энергии позволит разработать новую стратегию поиска залежей нефти и газа и нестандартно подойти к оценке запасов углеводородного сырья Черноморского нефтегазоносного мегабассейна.

Заключение и выводы

Геодинамическое изучение территории Украины, выполняющееся в Институте геофизики НАН Украины на принципах новой глобальной тектоники с конца прошлого - начала текущего столетия (в первую очередь, это палеомагнитные, геолого-геофизические, тектонофизические и сейсмотомографические исследования), показало, что плитотектонические и плюмтектонические процессы сопровождают тектогенез практически с момента образования твердой оболочки Земли, а глубинные и суперглубинные потоки флюидов продолжают формировать химико-минералогический состав литосферы до настоящего времени.

Украина, с этой точки зрения, является прекрасным объектом исследования, так как на ее дневную поверхность выходят горные породы от эоархея до антропогена, а кора и мантия представлены как континентальным и субконтинентальным, так и океаническим (субокеаническим) типом. Глубинное строение коры и мантии территории Украины, без которого невозможно полноценное суждение о характере геодинамических процессов, изучено геофизическими методами достаточно детально и на высоком методическом уровне при участии многих международных коллективов.

В тектоническом отношении значительная часть территории Украины относится к юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы, а в геодинамическом — Евразийской плиты. С северо-востока на юго-запад основными платформенными структурами здесь являются Днепровско-Донецкий авлакоген с толщиной коры 35—40 км; Украинский щит, толщина коры которого изменяется от 37 км в центральной части до 60 км в шовных зонах; Волыно-Подольская и Южноукраинская моноклинали с толщиной коры 47—49 км.

На западе и юге платформу обрамляют Альпийский складчатый пояс Карпат и Горного Крыма, между которыми расположены киммериды Северной Добруджи. Толщина земной коры в этом складчатом поясе составляет 40—50 км, постепенно утоняясь в сторону Черноморской впадины и Паннонской депрессии. В первой толщина коры равна 17—20, во второй — 25—30 км. Промежуточное положение между платформой и Альпийским поясом занимают, согласно Тектонической карте Украины 2007 г., эпиорогенные зоны — Рава-Русская и Скифская — с толщиной коры 45 км. Наши исследования показали, что Скифская эпиорогенная зона является микроплитой — «осколком» Евразийской плиты, который отделялся от нее, превращаясь в террейн океана Тетис, и снова присоединялся к ней с надвиганием чехла микроплиты на платформу.

Детально геофизически изученным является глубинное строение Черноморской впадины, примыкающей и частично входящей в территорию Украины. Важным, с геодинамической точки зрения, является выделение в ее пределах Западно- и Восточно-черноморской микроплит, резко отличающихся своими кинематическими особенностями.

Большое значение для познания глубинного строения территории Украины имеют сейсмотомографические исследования Института, позволившие выявить скоростные, а значит и вещественные, неоднородности в мантии до глубины 800 и даже 2500 км. Не останавливаясь на деталях, можно отметить, что структура (скоростное строение) мантии, отражающая зону перехода субширотного-северо-западного простирания от Евразийской плиты к Альпийско-Гималайскому поясу, сохраняется до глубины 700 км. Глубже (750-800 км) простирание скоростных неоднородностей мантии становится северо-восточным и они пересекают как ЕП, так и АГП.

В использовании плитотектонических механизмов при изучении истории геологического развития территории Украины, начавшемся с некоторым опозданием, феноменальным, на первый взгляд, кажется то, что эти механизмы с самого начала были применены к раннедокембрийским регионам (70—90-е годы), в то время как первые публикации Е. И. Паталахи и др. (Крымско-Черноморский регион, Украинские Карпаты), а также В. В. Юдина (Крым), относятся к 2003-му году. Однако, как показано в разделе 2.5, этому есть свое объяснение.

Украинский щит — наиболее крупная геоструктура Украины, занимающая (вместе со склонами) более трети ее территории и к концу прошлого века наиболее детально изученная глубинными геофизическими методами. В итоговой монографии «Литосфера Украины» [Соллогуб, 1986] глубинной структуре УЩ посвящено почти в три раза больше места, чем любому другому региону, а схема поверхности астеносферы, представленная в этой работе по данным глубинной геофизики, наиболее детальна именно в пределах УЩ.

К 70—80-м годам уже была практически известна мегаблоковая структура УЩ и разделяющие мегаблоки глубинные зоны разломов - Орехово-Павлоградская, Криворожско-Кременчугская, Одесско-Ядловская (Тальновская), Сущано-Пержанская, вытягивающиеся на сотни км за пределы щита. Была доказана преобладающая сдвиговая их природа и установлены направления перемещения берегов, а также неоархейский и раннепротерозойский возраст зон сдвига. В итоге была подготовлена

глубинно-геофизическая база для выделения в пределах УЩ микроплит и их перемещений, начиная с неоархея.

Начавшийся по инициативе Г. И. Каляева (1975) переход к плитотектоническому изучению структуры и динамики УЩ был подкреплен палеомагнитными исследованиями изверженных пород региона, выполнявшимися здесь под руководством Н. П. Михайловой с 1965 года. Особенно успешным оказалось изучение палеомагнетизма анортозитов Коростенского и Корсунь-Новомиргородского полутонов, что дало возможность С. А. Элмингу, Н. П. Михайловой, О. М. Русакову, С. Н. Кравченко, А. М. Глевасской в 90-е годы восстановить положение палеомагнитных полюсов протерозоя и определить траектории относительного перемещения Фенноскандии и Сарматии в период 2.0—1.7 млрд лет тому назад. В текущем столетии эти данные подтверждены палеомагнитными исследованиями В. Г. Бахмутова, Е. Б. Поляченко и их сотрудников, а также тектонофизическими данными О. Б. Гинтова, С. В. Мычака и их сотрудников. Геолого-геофизические и палеомагнитные данные были использованы С. В. Богдановой, вместе с сотрудниками НАН Украины Лундского университета (Швеция) и МГУ (Россия), для построения модели вращения и перемещения мегаструктур ВЕП («Балтики») — Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии — 1.8—1.75 млрд лет назад.

Таким образом, геологическое развитие литосферы Украины на основе тектоники плит начиная с рубежа около 2 млрд лет назад можно считать доказанным. Для того, чтобы оспорить это (а желающих оспорить или сомневающихся среди украинских геологов и геофизиков немало), нужно отнести палеомагнетизм, палеоклиматологию, полевую тектонофизику, сеймотомографию к «лженаукам». Сюда же можно причислить и некоторые технологии, например, GPS-технологию, технологию расчета механизмов очагов землетрясений, технологию палеореконструкций и построения сбалансированных геологических разрезов и др.

После рубежа 1.8—1.75 млрд лет назад палеомагнитными и тектонофизическими исследованиями в платформенной Украине движение и вращение литосферных плит доказано для венда — палеозоя, а для мезо-кайнозоя отброшены всякие сомнения в ведущей роли плейт- и плюм-тектоники при формировании украинских альпид.

Более сложный вопрос с геодинамическим развитием литосферы Украины в неоархее и раннем протерозое. Палеомагнитно информативных пород возрастом старше 2 млрд лет на УЩ пока не обнаружено. Неоархейский возраст некоторых зон разломов, постулируемый тектонофизикой, также требует дополнительных доказательств. То же относится к интерпретации петрологии и структуры архейских и раннепротерозойских комплексов при отнесении их к разряду островодужных, сутурных и т. д. Хотя многие данные говорят о том, что восточная и центральная части УЩ в неоархее и раннем протерозое развивались в плитотектоническом режиме — и такие модели в данной работе приведены - все же пока можно говорить только о гипотезах. Единственным твердо установленным фактом является сдвиговая природа большинства зон разломов УЩ и ведущая роль горизонтальных движений при докембрийском структурообразовании.

Однако и этого уже немало. Субгоризонтальные перемещения блоков литосферы в раннем докембрии могут быть пока объяснены только с позиции конвективных движений мантийного вещества или растекания плюмов, так как гипотезы контрактации и пульсации уже давно отвергнуты. То есть, мы все же приходим к необходимости рассмотрения тектонических процессов в неоархее — раннем протерозое с позиций современной геодинамики.

Как видно из приведенных в монографии материалов, большинство работ геодинамического направления, основывавшихся на современных геофизических данных, освещает отдельные регионы либо результаты по отдельным профилям и отдельным методам. Первые обобщения результатов плито- и плюмтектонической интерпретации этих данных, выполненные уже в текущем столетии и относящиеся к территории Украины в целом, изложены в немногочисленных в работах, например, [Гинтов, 2005; Bogdanova et al., 2006, 2008; Гинтов, Пашкевич, 2010; Starostenko et al., 2010; Старостенко и др., 2011]. И хотя эти работы имеют большое значение для исследования геодинамики Украины, остается не решенной задача *общей геоисторической последовательности геодинамических процессов в ходе формирования земной коры* изученной территории, что в геологической науке является первостепенным.

Поэтому ниже сделана попытка объединить результаты региональных исследований в геоисторический ряд от эоархея до антропогена, используя в рассмотрении этой хронологической последовательности материалы стратиграфии и изотопной геохронологии, полученные украинскими и зарубежными учеными в текущем столетии [Геохронология..., 2005, 2008; Степанюк, 2000; Степанюк и др., 2013; Лобач-Жученко и др.. 2013; Лобач-Жученко, 2014; Пономаренко и др., 2014; Щербак, Артеменко, 2014; Bogdanova et al., 2004, 2006, 2008, 2012; Lobach-Zhuchenko et al., 2014 и др.]. Недостающие отрезки геодинамической истории, например, рифей или ранний палеозой, можно восстановить по материалам таких известных работ, как [Зоненшайн и др., 1990[1,2]; Хаин, Божко, 1988; Хаин, Сеславинский, 1991 и др.].

Таким образом, основываясь на Международной шкале геологического времени (МШГВ) [Стратиграфічний кодекс України, 2012], предлагается такая последовательность установленных на сегодня геодинамических процессов при формировании земной коры и литосферы Украины.

- **Эоархей (4.0—3.6 Ga).** В пределах Украинского щита эоархейский комплекс эндербито-гнейсов и тоналитов развит в Побужье (максимальные цифры возраста по отдельным определениям составляют 3.65—3.78 Ga) и Приазовье (эндербиты, пироксениты новопавловского комплекса возрастом до 3.6—3.7 Ga)) [Геохронология..., 2005]. Этот гранулито-гнейсовый комплекс, близкий к метаморфизованным в гранулитовой фации породам ТТГ ассоциации, известным на большинстве щитов мира, претерпел многократные наложенные процессы, термальную переработку и стресс-метаморфизм между 3.4—1.9 Ga) (Побужье) и 3.4—2.0 Ga (Приазовье). Большинство исследователей относят его к первичной континентальной коре, выплавленной из базальтоидов первичной океанической коры под воздействием плюмов.

Выходы эоархейских пород УЩ разделены в настоящее время мегаблоками палео-, мезо-, неоархейских и палеопротерозойских комплексов, поэтому более серьезный геодинамический анализ для палеоархея практически невозможен. Судя по тектонофизическим данным и палеореконструкциям для более поздних периодов, побужские и приазовские эоархейские комплексы во время своего формирования принадлежали разным плитам или микроплитам и никогда не составляли единого целого.

Для более детально изученных эоархейских комплексов юго-западной Гренландии существуют субдукционные, обдукционные, коллизионные и плюмовые модели [Лобковский и др., 2004], хотя их количество свидетельствует о нерешенности этого вопроса для эоархея в целом. В. Е. Хаин [Лобковский и др., 2004] считает, что для эоархея более всего подходят обдукционная (образование пакета пластин океанской коры, надвинутых друг на друга) или плюмовая модели, так как субдукция палеоархейской океанской литосферы из-за ее сильной гидратации вряд ли возможна.

Плюмовой модели происхождения пород ТТГ ассоциации Украинского щита придерживается С.Б. Лобач-Жученко [Лобач-Жученко, 2014].

- **Палеоархей (3.6—3.2 Ga).** Палеоархейский комплекс эндербитов, эндербито-гнейсов и тоналитов возрастом 3.3—3.4 Ga [Геохронология..., 2005] и даже 3.5—3.6 [Lobach-Zhuchenko et al., 2014] пока встречен только в Западном Приазовье и Орехово-Павлоградской шовной зоне (в Одесском карьере Среднего Побужья цифры возраста 3.4 Ga получены в эоархейских эндербито-гнейсах на фоне реперных 3.65 Ga). Этот комплекс служит фундаментом для зеленокаменных структур Приазовья — Сорокинской, Косивцевской и др. И хотя считается, что метавулканиты Косивцевской структуры интрудированы гранитоидами добропольского (3.3 Ga) и шевченковского (2.8 Ga) комплексов [Геохронология..., 2005], тектонофизическое изучение абсолютно подобной ей Сорокинской зоны показало, что это моноклинали, ограниченные сдвиговыми разломами, поэтому внедрение гранитоидов могло произойти и значительно позже в результате их ремобилизации при сдвиге [Гинтов, 2009].

С геодинамических позиций к выяснению происхождения пород палеоархея УЩ могут быть применены те же критерии, что и к эоархею.

- **Мезоархей (3.2—2.8 Ga).** В пределах УЩ развит один из наиболее древних (3.2—3.0 Ga) зеленокаменных комплексов Земли (Среднеприднепровский и частично Приазовский мегаблоки). Зеленокаменные пояса (ЗКП) такого же, или даже несколько более древнего возраста известны только в Южной Африке (провинция Каапваль) и Австралии (провинция Пилбара).

Низы зеленокаменного комплекса УЩ представлены метаморфизованными толеитовыми базальтами, коматиитами и породами кремнисто-железистой формации [Геохронология..., 2005] — образованиями, характерными и для других ЗКП и являющимися, скорее всего, метаморфизованной протоокеанической корой. Но ЗКП УЩ залегает на породах протоконтинентальной коры, представленных биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами аульской и базавлукской толщ, распространенных в виде останцов среди широко развитых здесь плагиогранитоидов ТТГ формации, одновозрастных с ЗКП. Кроме того, на северо-восточной границе Среднеприднепровского и Приазовского мегаблоков (Васильковский участок), где Орехово-Павлоградская шовная зона контактирует со Славгородским террейном, вскрываются тоналиты и гранат-биотитовые гнейсы возрастом 3.4—3.5 Ga [Геохронология..., 2005; Lobach-Zhuchenko et al., 2014], которые также рассматриваются как участки протоконтинентальной коры. С другой стороны, в той же ОПШЗ изучены породы ультрабазит-базит-тоналитовой ассоциации (новопавловский комплекс) возрастом до 3.68 Ga, являющиеся фрагментами протоокеанической коры.

Все это, как уже было сказано в пункте 2.5.1., привело Г. И. Каляева и Е. Б. Глевасского к выводу, что ЗКП УЩ принадлежат к древним примитивным островным дугам, которые были разделены океанической литосферой. Последняя уже в раннем протерозое (по нашим данным, около 2.45 Ga тому назад) субдуцировала под Приазовский мегаблок с образованием Орехово-Павлоградской сутуры.

Однако, если относить ЗКП даже к примитивным островным дугам, необходимо предполагать, что в мезоархее уже должна была происходить пусть «примитивная», но субдукция. У нас пока таких доказательств для УЩ нет, так как тектонофизические данные свидетельствуют о деформациях горных пород в зонах разломов только начиная с неоархея. Поэтому и начало плитотектонических процессов мы рассматриваем только с неоархея.

Конечно, каналы внедрения расплавов и флюидов в земную кору существовали и в раннем архее, но какова была их физическая природа и геометрические параметры, пока достоверно не известно. Судя по контурам развития мезоархейских комплексов Среднего Приднепровья и расположению эопалеоархейских массивов Побужья и Приазовья, каналы их внедрения не были прямолинейными, что характерно для раздвигов, тогда как прямолинейность — свойство зон субгоризонтального сдвига.

- **Неоархей (2.8—2.5 Ga).** Самым важным в неоархейскую эру следует считать рубеж 2.8±0.1 Ga. В это время появились первые сдвиговые зоны разломов (в Восточной микроплите, возможно, 3.0 Ga назад), первые мощные толщи кварцитов (больше всего их в ГШЗ, ИКШЗ и ОПШЗ), в Западной микроплите произошла новая «вспышка» эндербитового магматизма (Литинский, Луполовский массивы, омоложение эндербито-гнейсов гайворонского комплекса), в Восточной микроплите появились первые массивы плагиомикроклиновых гранитов (мокромосковский, токовский комплексы) и новая «вспышка» интрузий плагиогранитов ТТГ формации (обиточенский, шевченковский и другие комплексы) [Геохронология..., 2005].

В неоархее началось сближение Западной и Восточной микроплит, устанавливаемое по сдвиговым перемещениям вдоль зон разломов, и сокращение океанических бассейнов, разделявших эти микроплиты, а также Среднеприднепровский и Приазовский мегаблоки (микроплиты). Подробно этот процесс рассмотрен в пункте 2.5.3.

Важно отметить, что процесс начала закрытия океанов, сближения микроплит и их последующего раздвига, установленный нами самостоятельно, совпадает во времени с предполагаемым объединением архейских мегаблоков Земли в Пангею 0 [Хаин, Божко, 1988], закончившимся к рубежу 2.5 Ga , и ее распадом около 2.0 Ga.

Палеопротерозой-I (2.5—2.0 Ga). Рубеж 2.5 Ga (МШГВ) или 2.6 Ga (Общая стратиграфическая шкала докембрия Украины), который принят как граница между археем и протерозоем, для украинского докембрия является до некоторой степени искусственным, по крайней мере, для западной и приазовской частей УЩ [Пономаренко, Степанюк, 2014,], так как возраст скелеватской свиты криворожской серии (криворожия) — 2.8 Ga, верхняя возрастная граница криворожия ~2.0 Ga [Геохронология..., 2008]. То же можно сказать и о бугской серии ГШЗ: возраст кварцитов с. Шамраевка 2.8 Ga , а глиноземистых кварцитов с. Капитановка 2.0 Ga . Между ними во временном ряду (мы не рассматриваем пространственную соподчиненность пород, так как в разных разрезах — Завальевском, Хощеватском, Молдовском и др. — она разная, и, что важнее всего, все эти разрезы располагаются в разломах, о чем должна идти речь особо, залегают различные гнейсы — двупироксеновые кристаллосланцы, биотитовые, кордиерит-силлиманитовые, графитовые, — а также кальцифиры, железистые кварциты и карбонат-магнетитовые руды. Цифры возаста, определенные для некоторых разновидностей, не превышают 2.7, 2.6, 2.3, 1.9 Ga . Если не учитывать степень метаморфизма (она не должна влиять на возраст), то бугская серия может быть возрастным аналогом криворожской, и это используется при геодинамической реконструкции неоархея — палеопротерозоя [Гинтов, 2012]. Супракрустальные породы тетеревской серии Волынского мегаблока отлагались 2.3—2.1 Ga назад; тогда же, приблизительно, образовались дибровская, гуляйпольская и садовая свиты Приазовского мегаблока.

Как видим, на УЩ нет единого четкого рубежа между археем и протерозоем. Это еще раз доказывает, что мегаблоки щита еще в начале протерозоя были террейнами, развивались независимо друг от друга, и их глубинное строение в общем близко лишь настолько, насколько позволяли общие законы образования внешних оболочек Земли.

Геодинамические процессы в палеопротерозое- I были наиболее активными, так как сближение микроплит сопровождалось в отдельных местах раздвигами, что привело к формированию Ингуло-Ингулецкого осадочного бассейна и началу образования Херсон-Смоленской шовной зоны. В центральной части УЩ образовалась густая сеть зон разломов, в том числе Тальновской и Криворожско-Кременчугской, которые отделили восточную часть Западной микроплиты и западную часть Восточной, структурно оформив Голованевскую и Ингулецко-Криворожскую шовные зоны. К концу периода практически завершилось формирование криворожской и бугской серий, а также сформировалась росинско-тикичская гнейсово-амфиболитовая серия.

На севере началось сближение микроконтинентов Фенноскандии и Сарматии, завершившееся в палеопротерозое-II субдукцией первой под вторую и коллизией.

На западе и северо-западе щита (Подольский и Волынский мегаблоки) образовалась большая часть пород днестровско-бугской и породы тетеревской серий, бердичевский и житомирский комплексы гранитоидов.

Омоложение верхней части днестровско-бугской серии до палеопротерозоя-I [Геохронология..., 2008] ставит вопрос, что же является субстратом эоархейских эндербито-гнейсов Побужья. Нижняя часть днестровско-бугской серии, относимая к тывровской толще двупироксеновых кристаллосланцев и гнейсов, не древнее палеоархея, поэтому не может быть субстратом. В эоархейских эндербито-гнейсах есть линзы и ксенолиты ультраосновных пород — метаортопироксенитов — с возрастом по циркону 3.67±0.004—3.485±0.033 (метаморфическое событие) Ga [Лобач-Жученко и др., 2013]. Если это не будинированные дайки, то необходимо было бы специально выделить новую, эоархейскую толщу пород, являющихся продуктом древней океанической коры и протолитом эндербито-гнейсов.

Палеопротерозой-II (2.0—1.6 Ga). Граница палепротерозоя-I и палеопротерозоя-II, особенно его первая половина является одной из самых мощных вспышек гранитоидного магматизма, в том числе плутонизма, на всем щите. В этот период образовались основные и кислые вулканиты клесовской серии и гранитоиды осницкого комплекса, сформировавшие юго-западную часть протяженного Осницко-Микашевичского магматического пояса, сланцы и метапесчаники пугачевской и топильнянской серий, а также целый ряд небольших интрузивных массивов основного и кислого состава в пределах Волынского мегаблока. Во время или после субдукции Фенноскандии под активную северо-западную окраину Сарматии сформировались Коростенский и Корсунь-Номиргородский плутоны габбро-анортозитов и рапакиви и были заложены Овручская и Вильчанская впадины как компенсационные, согласно [Паталаха и др., 2004], прогибы, связанные с внедрением в верхнюю кору Коростенского плутона. В Приазовском мегаблоке образовались массивы субщелочных и щелочных гранитов каменномогильского, октябрьского и южнокальчикского комплексов. В зонах разломов Ингульского мегаблока прошли процессы активизации с формированием натровых метасоматитов — альбититов и сиенитов, месторождений урана и золота.

Все эти процессы привели к консолидации всех шовных зон УЩ, «спаиванию» мегаблоков и формированию микроконтинента Сарматия, после чего образовался и через весь щит параллельно его оси протянулся широкий пояс базитовых даек.

Конец палеопротерозоя отличается сходством процессов консолидации сиалической коры на большинстве континентов мира. Это позволило высказать идею об образовании суперконтинента Пангея - I около 1.7 Ga назад [Хаин, Божко, 1988].

Для рассматриваемого периода появляются первые (за исключением тектонофизики и палеомагнетизма) геофизические данные, подтверждающие плитотектонический характер геодинамических процессов. Материалы ГСЗ указывают на существование зоны субдукции Фенноскандии под Сарматию, а тектонофизические и палеомагнитные данные — на поворот Сарматии против часовой стрелки на 54^0 при ее коллизии с Фенноскандией 1.83—1.75 Ga назад и образовании ими вместе с микроконтинентом Волго-Уралия континента Балтика. Перед этим на УЩ образовалась последняя мощная система разломов широтного простирания (субботско-мошоринский этап).

Заканчивая анализ геодинамических процессов в раннем докембрии, следует обратить внимание на то, что геологи нередко слишком упрощенно воспринимают результаты геологической интерпретации геофизических материалов, особенно таких как ГСЗ или гравитационное моделирование, выполняемой геофизиками. Из-за этого «фиксистский» поход иногда кажется предпочтительнее «мобилистского», так как слои земной коры и литосферной мантии, характеризуемые определенными скоростными и плотностными параметрами, прослеживаются по латерали практически непрерывно и на глубинах одного порядка. Но нужно учитывать, что физико-геологический разрез литосферы не остается постоянным во времени, приспосабливаясь к ходу эндогенных и экзогенных процессов, изменяющих PT условия в литосфере. Поэтому скоростные и плотностные модели отражают структуру и вещественный состав коры и мантии, сформировавшиеся как до, так и после консолидации УЩ. Кроме того, понятия «гранитный», «диоритовый», «базальтовый» слои, «коромантийная смесь» носят условный характер, в соответствии с усредненными скоростными и плотностными параметрами. Петрологически же в разных мегаблоках они могут иметь разный состав, учитывая, во-первых, неоднозначность интерпретации геофизических данных (достаточно широкие пределы изменения определяемых скоростей и особенно плотностей в низах коры — до ±0.1 км/с и до ±0.02 м г/см³) и, во-вторых, суммарное, иногда противоположное, влияние на состав коровых слоев процессов регионального метаморфизма, флюидных потоков, дифференциации глубинных расплавов и др.

- **Мезопротерозой (ранний и средний рифей — (1.6—1.0 Ga).** В отличие от предыдущего периода, мезо- и неопротерозой в пределах территории Украины (юго-западной части Балтики) характеризуется достаточно резким переходом к относительно спокойному режиму геодинамического развития. Горизонтальные перемещения блоков сменились вертикальными при явном преобладании нисходящих движений и формирования синеклиз и рифтов.

Наименее геологически информативным на территории Украины оказался раннерифейский отрезок мезопротерозоя (1.6—1.35 Ga), в котором можно отметить только наращивание разреза Овручской и Вильчанской грабен-синклиналей кварцито-песчаниками и филлитовыми сланцами толка-

чевской и озерянской свит после рубежа 1.6 Ga (некоторые исследователи относят этот процесс к палеозою). В основном на этом отрезке происходил процесс тектоно-термальной переработки (ТТП) архейских и раннепротерозойских комплексов фундамента, который подтверждается изотопными определениями гранитоидов Беларуси (Мазовецкий массив — 1.36 Ga).

В Украине то же могло происходить в пределах ВПП, перекрытой сейчас среднерифей-вендфанерозойским вулканогенно-осадочным чехлом. Во всяком случае, к западу от Балтики и на ее северной окраине, в современных контурах Западной Европы в это время происходил дальсландский (гренвильский) орогенез и готская эпоха ТТП, что не могло не отразиться на породах фундамента ВПП.

Высокое стояние юго-западной части Балтики и отсутствие в пределах территории Украины заметных вертикальных движений блоков в период раннего рифея не помешало этому континенту, согласно палеомагнтным данным, переместиться из южных широт (20° ю.ш. — современные координаты) к северу от экватора (20° с.ш.), что свидетельствует о непрерывности плитотектонических процессов.

После 1.35 Ga основные тектонические процессы были соредоточены в пределах ВПП, в которой началось заложение Волыно-Полесского прогиба (вулканизм — 1.18 Ga, [Тектонічна карта..., 2007], отложение континентальной (мелководной) полесской серии — 1.055 Ga, [Рябенко, Михнцкая, 2000]) — крайней юго-западной части, протягивающейся на 700 км через Украину и Беларусь Волыно-Оршанской впадины. Отложение полесской серии максимальной мощностью 900 м в центре прогиба растянулось здесь на 0.35 Ga, т. е. перешло в поздний рифей.

Средний рифей в истории Земли отмечен объединением большинства основных плит в суперконтинент Родиния (~1.1 Ga назад), хотя и время его формирования, и расположение составляющих его элементов, вызывает споры. Не совсем ясно, когда распалась Пангея-I, но такой распад должен был произойти, так как время жизни суперконтинентов не превышает 0.3 Ga [Хаин, Божко, 1988].

Неопротерозой (**поздний рифей—венд — (1.0—0.542 Ga)**. С этим периодом связано распространение океана Прототетис из Юго-восточной Азии на запад (около 0.85 Ga он занял Средиземноморский регион), образование океана Протояпетус (венд) на месте современной Северной Атлантики и начало распада суперконтинента Родиния на Гондвану и Лавразию [Хаин, Божко, 1988]. В пределах Украины это выразилось в образовании глубокого Галицийско-Белостокского палеобассейна (рифта) с предполагаемой океанической корой, соединявшего океаны Прототетис и Протояпетус и примыкавшего на юго-западе и западе (на месте современных Карпат и Предкарпатского прогиба, то есть зоны TESZ) к Балтике. Возможно, время от времени этот палеобассейн соединялся с Волыно-Полесским прогибом и заполнялся продуктами разрушения пород полесской серии, а затем — вулканогенно-осадочными породами венда и палеозоя.

В *венде (0.6—0.542 Ga)*, отложения которого занимали значительную часть Волыно-Полесского прогиба, произошла структурная перестройка юго-западной части Балтики (ВПП), связанная с активными процессами в Галицийско-Белостокском бассейне (ГББ). Это видно на структурном плане волынской серии нижнего венда, образование вулканитов которой вначале было связано с разломами северо-восточной ориентировки, а позже — северо-западной [Геотектоника..., 1990].

В верхнем венде началось формирование Днестровского перикратона преобладающего северо-западного простирания и верхневенд-фанерозойского чехла Балтики, то есть превращение ее в ВЕП [Великанов и др., 1983].

Погружение Днестровского перикратона в западном, юго-западном и южном направлениях с удалением от докембрийской поверхности ВЕП происходило с ускорением и заканчивалось формированием глубокого предгорного Предгалицийского прогиба. Это свидетельствует о том, что на раннебайкальском и байкальском этапе в ГББ, по-видимому, формировался ороген (Пракарпаты, Прадобруджа), который был размыт в палеозое. В работе [Geologj of Poland..., 1977] описывается складчатая зона вендского возраста, простиравшаяся под Внешними Карпатами в направлении Добруджи, а по данным [Сокур, 2008], песчаники верхнего венда Волыно-Подолии имеют геохимические характеристики осадков активной окраины и даже островных дуг, то есть их снос происходил не с пассивной окраины Балтики, а скорее с юго-запада.

Геофизическими признаками Пракарпатского орогена и его предгорного прогиба могут быть структурно-скоростные особенности байкальско-каледонско-герцинского фундамента, зафиксированные на профиле Dobre-3 (подразделы 2.2.1, 2.2.6): здесь поверхность фундамента со скоростями >6 км/с под Закарпатским прогибом образует поднятие амплитудой не менее 5 км, а к востоку от него, под Флишевыми Карпатами и Предкарпатским прогибом, — прогиб амплитудой около 16 км.

Подвижный характер ГББ сохранялся в палеозое после перехода океана Прототетиса в Палеотетис (ранний ордовик) [Зоненшайн и др., 1990²]. Северное ответвление Палеотетиса в виде моря Торнквиста отделяло ВЕП от террейнов Западной Европы и сохранялось до средины палеозоя, когда закончилось развитие Приднестровского перикратона. Наиболее глубокая часть моря Торнквиста —

Предгалицийский прогиб, северо-восточное крыло которого сформировано, по нашему мнению, зоной TESZ.

Мы достаточно подробно остановились на истории геодинамического развития юго-западной окраины ВЕП (Балтики) в докембрии, так как в основной части монографии этот вопрос не затрагивался. Из-за перекрытости ГББ мощным чехлом Приднестровского перикратона и Карпатами ему вообще в литературе уделено недостаточно внимания и лишь геофизические данные могут хотя бы частично пролить свет на его существование.

Все рассмотренные тектонические процессы в пределах Балтики — ВЕП и ее окраин происходили на фоне ее размещения южнее экватора и ориентации субортогонально современной. И палеомагнитные, и независимые тектонофизические данные (см. подраздел 2.4.2), показывают, что в венде виртуальная ось вращения Земли располагалась субпараллельно современным широтам.

Фанерозой (0.542—0 Ga). Фанерозойские геодинамические процессы в пределах территории Украины подробно рассмотрены в подразделах 2.2—2.4. Поэтому кратко остановимся на основных событиях в хронологическом порядке.

Ордовик (0.48–0.44 Ga). Образование океана Палеотетис и его северного ответвления моря Торнквиста. Каледонская складчатость в Предгалицийском прогибе.

Девон (0.42—0.36 Ga). Завершение каледонской складчатости в Предгалицийском прогибе и, возможно, становление на его месте нового орогена. Начало формирования Львовско-Люблинского (предгорного) прогиба (средний девон).

Коллизия Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ и образование суперконтинента Евроамерика [Зоненшайн и др., 1990²].

Образование нескольких северных ответвлений Палеотетиса в виде рифтогенных прогибов, в том числе Прикаспийского и Донецкого (средний-поздний девон) с океанической корой, и распространение последнего в позднем девоне на ВЕП с формированием Днепровского и Припятского рифтогеных прогибов с субокеанической (?) корой [Юдин, 2007]. Формированию Днепровского рифтогена способствовало существование в его осевой части докембрийской шовной зоны ЗСЗ простирания.

Отделение от ВЕП Мизийской, Скифской (вместе с Приазовской частью УЩ), Туранской микроплит и превращение их в террейны Палеотетиса [Хаин, Сеславинский. 1991].

Согласно палеомагнитным данным, полученным в Институте геофизики, со второй половины силура и почти до конца девона территория Украины (юго-западной части ВЕП) располагалась на 10—20° южнее экватора и испытывала повороты в горизонтальной плоскости до 16° против часовой стрелки [Бахмутов и др., 2012; Бахмутов, Поляченко, 2014].

Карбон (0.36—0.30 Ga). Коллизия Евроамериканской и Сибирской платформ и образование континента Лавразия [Хаин, Сеславинский. 1991].

Углубление Припятско-Днепровско-Донецкого рифтогена и Львовско-Люблинского прогиба, накопление в них мощной толщи терригенно-карбонатных осадков.

Пермь-трас (0.30—0.20 Ga). Объединение Гондваны с Лавразией и образование суперконтинента Пангея.

Герцинская складчатость во всех палеозойских осадочных бассейнах на территории Украины.

Сокращение Палеотетиса: субдукция океанской коры Донецкого рифтогена в южном направлении, формирование Донецкого складчатого сооружения и Донецкой сутуры; субдукция океанской коры Палеотетиса под Скифскую микроплиту, коллизия микроплиты с ВЕП и образование Северокрымской сутуры. Эти процессы обоснованы геологически [Юдин, 2007] и подтверждаются данными ГСЗ и сейсмотомографии (см. пункт 2.2.6). Коллизионные процессы сопровождались формированием крупномасштабных надвигов доюрских комплексов в северном, северо-восточном и восточном направлениях. В последнем случае имеется в виду надвигание ЗЕП на ВЕП с выходом в Рава-Русскую зону. В пределах Северной Добруджи такое надвигание закончилось в мелу — палеогене.

Сокращение или распад Палеотетиса и субдукция в южном, юго-западном и, возможно, западном направлениях привели к расширению континентальной литосферы ВЕП в этих направлениях на 120 и более км.

Для рассмотренного периода сложной оказалась проблема несогласованности палеомагнитных данных по реконструкции суперконтинента Пангея, из-за чего палеомагнитологами предложены две альтернативные модели — Пангея-А, соответствующая общепринятой Пангее А.Вегенера или Пангее-2, по [Хаин, Сеславинский. 1991], и Пангея-В, предусматривающая правосдвиговое перемещение Лавруссии относительно Гондваны на 3500 км (!) [Muttoni et al., 2003]. Несогласованность могла быть вызвана «ошибками наклонения», возникающими при изучении палеомагнетизма осадочных пород.

В этом отношении большое значение имело палеомагнитное изучение пермских и триасовых дайковых комплексов восточной части УЩ [Yuan et al., 2011], выполненное при участии украинских ученых В. Г. Бахмутова и В. И. Алехина. Оно показало, что при использовании высоконадежных, ли-

шенных возможных ошибок наклонения данных по дайковым комплексам, модель Пангея-А удовлетворяет требованиям палеомагнетизма и необходимость в замене ее моделью Пангея-В отпадает.

Средний триас—юра—ранний мел (0.247—0.101 Ga). Образование океана Мезотетис, снова отделившего западную часть Скифской и Мизийскую микроплиту от ВЕП и приведшего к новому отделению Гондваны от Лавразии в средней юре.

Мезотетис в своей западной части имел достаточно сложную структуру и был разделен на несколько малых океанических бассейнов, разделенных континентальными микроплитами.

В пределах ЗЕП образовались нескольких эпигерцинских бассейнов с океанической корой (океаны Магура, Пеннинский, Мелиата, Пьемонт-Лигурия и др. — у разных авторов разные названия) — т. н. Альпиского Тетиса.

На юге возник задуговый Таврический бассейн, отделявший Скифскую и Мизийскую микроплиты от коллажа микроплит Родопии, Сакарии, Понтид, а также частино отделявший Мизию от Скифии. Последние данные по изучению флишевых отложений Восточного Горного Крыма показали, что в позднем триасе и ранней юре северная часть Таврического басейна не распространялась на восток так далеко, как предполагалось в работе [Казьмин, Тихонова, 2005].

В средней юре (байос-бат) Таврический бассейн закрылся и коллаж микроплит Родопии, Сакарии и Понтид объединился с Мизией, Скифской плитой, валом Шатского и ВЕП. Сжатие привело к формированию складчатости пород таврической серии в Северной Добрудже и Западном Крыму. На юге от этого коллажа микроплит открылся еще один задуговый океанический бассейн – Вардарский. Образование задуговых бассейнов, очевидно, было связано с субукцией Мезотетиса и под Понтиды и Евразию в средней юре – раннем мелу [Казьмин, Тихонова, 2005].

Поздний мел—палеоген—неоген (0.101—0.02 Ga). *С*убдукция океана Магура (или Пьемонт-Лигурия) под микроплиты ALCAPA и Tisza-Dacia и их перемещение на северо-восток в течение верхнего мела — олигоцена под силовым воздействием Адриатической плиты. Закрытие океана Магура и начало коллизионного процесса. Продолжение в миоцене-плиоцене движения микроплит на северо-восток (ALCAPA) и восток-юго-восток (Tisza-Dacia) и формирование дуги Карпатского орогена (см. пункт 2.2.6).

В соответствии с принятой в данной работе концепцией, движение микроплиты Тисса-Дакия происходит в виде втискивания достаточно узкого индентора в образованный им Юго-восточный ороклин Карпат, создавая деформационную зону всестороннего бокового (горизонтального) сжатия, возникшую in situ. Разрядка напряжений всестороннего бокового сжатия вызывает землетрясения в зоне Вранча (см. пункт 2.2.8).

Поздний мел (сеноман-турон) — субдукция Вардарского бассейна под Родопию—Понтиды (начавшаяся еще в конце раннего мела) и раскрытие задугового Западно-Черноморского басейна с возможной зоной спрединга в его осевой части.

Средний эоцен — продолжение субдукции Вардарского бассейна, его закрытие и раскрытие задугового Восточно-Черноморского бассейна с возможной зоной спрединга в его осевой части.

Олигоцен — начало движения Восточно-Черноморской микроплиты на северо-запад, частичная субдукция ее под Скифскую микроплиту и начало подъема Горного Крыма (максимум подъема в раннем плиоцене), продолжающегося и сейчас.

Плиоцен-настоящее время — коллизионный процесс в Крымско — Черноморском регионе в варианте двухярусной тектоники плит (см. пункт 2.2.4): субдукция под Скифскую микроплиту мантийной части Восточно-Черноморской микроплиты; наличие серпентинитового детатчмента на границе коровой и мантийной частей последней, благодаря чему ее коровая часть воздымается (обдуцирует) внутрь коры Скифской микроплиты, образуя про- и ретронадвиги; надвигание коровой части Скифской микроплиты вместе с Горным Крымом на Черноморскую впадину.

В дискуссионном порядке на основании материалов региональной сейсмотомографии [Бугаенко и др., 2008] рассматривается механизм образования плюма под Черноморской впадиной, обусловленный теми же причинами, что и формирование самой впадины — процессами мезо-кайнозойского рифтинга-спрединга и отделения Родопии и Понтид от Мизии и Крима. В этом случае плюм формирует над собой зону растяжения в средней и верхней мантии, облегчая процесс субдукции Западно-Черноморской микроплиты под Восточно-Чорноморскую и формирование встречного плюму круто наклоненного слэба с «затягиванием в воронку» относительно низкоскростной литосферы [Гинтов и др., 2016].

В *настоящее время* продолжается также перемещение фронтальной части орогена Украинских Карпат на восток и северо-восток, а Южных (Румынских) Карпат — на юг. Юго-восточный участок (ороклин) Карпат и Добруджа находятся в состоянии сжатия и в основном воздымаются.

ЛИТЕРАТУРА

Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря // Геотектоника. — 1974. — **1**. –С. 78—94.

Алехин В.И., Гинтов О.Б. Кинематические особенности, фазы развития и металлогения систем широтных зон разломов Украинского щита // Геофиз. журн. — 2004. — 26, № 6. — С. 83—101.

Амелин Н., Леончик М., Петров Е., Сенин Б. Геология без границ: новые данные о региональной геологии Черного моря. // Oil & Gas Journal Russia. — Декабрь 2014. — С. 44—48.

Аронский А.А., Беличенко П.В., Гинтов О.Б., Муровская А.В. Кинематические параметры деформирования верхних горизонтов земной коры Украинских Карпат в миоцен–плейстоценовую эпоху (по тектонофизическим данным) Геофиз. журн. — 1995. — № 6. — С. 43—57.

Аронский А.А., Беличенко В.П., Гинтов О.Б., Муровская А.В. Особенности прочностных свойств земной коры территории Украины. Нормальная прочность // Геофиз. журн. — 1996. — 18, № 6. — С. 58—73.

Арясова О.В., Хазан Я.М. Взаимодействие мантийной конвекции с литосферой и происхождение кимберлитов // Геофизический журнал. — 2013. — Т. 35, № 5. — С. 150—171.

Атлас родовищ нафти і газу України. Південний нафтогазоносний регіон. Том VI. м. Львів, вид-во: «Центр Європи», Українська нафтогазова академія, 1998, 224 с.

Атлас: Геологія і корисні копалини України. — Киев, 2001. — 168 с.

Атлас. Глибинна будова літосфери та екогеологія України / Ред. М.М. Байсарович, О.Ю. Митропольський, Чуприна І.С.. — К.: ІГН НАНУ. — 2002. — 55 с.

Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. — М, Научный мир. — 2007. — 172 с.

Ахметшина А.К. Взаимосвязь дайковых образований с тектоническими этапами развития Украинского щита// Докл. АН СССР. — 1980. — Т. 250, № 5. — С. 1201—1204.

Баранова Е.П., Егорова Т.П., Омельченко В.Д. Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28 и 29 в Черном и Азовском морях. Геофиз. журн. — 2008. — 30,№ 5 — С. 124—144.

Баранова Е.П., Егорова Т.П., Омельченко В.Д. Обнаружение волновода в фундаменте северо-западного шельфа Черного моря по результатам переинтерпретации материалов ГСЗ профилей 26 и 25. // Геофиз. 2011. № 6. — С. 15 29.

Бахмутов В. Г. 2006. Палеовековые геомагнитные вариации. — Киев: Наук. Думка. — 296 с.

Бахмутов В.Г., Иосифиди А.Г. Палеомагнетизм палеопротерозойских магматических пород УЩ // Тез.докл. Международ. Науч.-практ конф. «Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы», УкрГГРИ, 2010, С. 25—27.

Бахмутов В.Г., Тейсер-Еленская М.., Кадзялко-Хофмокль М. та ін. Палеомагнитные исследования нижнедевонских сероцветных отложений Подолии // Геофизический журнал. — 2012. — Т. 34. № 6. — С. 57—67.

Бахмутов В.Г, Поляченко Е.Б. Новые палеомагнитные данные по силурийским и девонским осадочным породам Подолии (ЮЗ Украина) и кинематика Восточно-Европейской платформы в среднем палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2014. т.5, № 4. — Иркутск, 2014. — 5 (4). — С. 1045—1058.

Белевцев А.Р. Изотопный возраст и условия локализации золотого оруденения в Кировоградском блоке Украинского щита. — Автореф. дис. … канд. геол. наук. — Киев, 2002. — 20 с.

Беличенко П.В., Гинтов О.Б. Напряженное состояние и деформации земной коры Украинского щита в период становления Корсунь-Новомиргородского плутона габбро-анортозитов и рапакиви (по тектонофизическим данным)// Геофиз. журн. — 1996. — 18, № 2. — С. 59—69.

Беличенко П.В., Гинтов О.Б., Емец В.С., Корчемагин В.А., Панов Б.С. Тектонофизическая модель формирования Бобриковского золоторудного месторождения (Донбасс) // Геофиз. журн. — 1997. — 19, № 6. — С. 43—57.

Беличенко П.В., Гинтов О.Б., Гордиенко В.В. и др. Основные этапы развития Ольховатско-Волынцевской антиклинали Донбасса в связи с ее рудоносностью (по тектонофизическим, геотермическим и гравиметрическим данным) // Геофиз. журн. — 1999. — 21 № 2. — С. 69—84.

Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. — М.: Наука, 1981. — 212 с.

Белоусов, В.В., 1972 Взаимоотношение между корой и верхней мантией Земли. Земная кора и верхняя мантия. Москва: Мир. С. 610—629.

Белоусов, В.В., 1978. Эндогенные режимы континентов. Москва: Недра. 232 с.

Белоусов, В.В., 1982. Переходные зоны между континентами и океанами. Москва: Недра. 152 с.

Белоусов, В.В., 1991. Плитовая тектоника и тектонические обобщения. Геотектоника. 2. С. 3—12.

Борисенко Л.С., Тихоненков Э.П., Новик Н.Н., Чабаненко И.И. О структурной приуроченности эпицентров основных групп крымских землетрясений // Геологический журнал. 1983. № 6. С. 64—69.

Борисенко Л.С., Плахотный Л.Г. Геодинамика Крымско-Черноморского региона как следствие многоуровневого тектогенеза / Геодинамика Крымско-Черноморского региона: сб. материалов конф. // Симферополь, 1997. С. 5464.

Бубняк І.М. Тектоніка зони зчленування Східно–Європейської платформи та Українських Карпат: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук: спец. 04.00.04 “Геотектоніка” / Бубняк Ігор Миколайович; Інститут геологічних наук НАН України. — Київ, 2006. — С. 20.

Бубняк І.М., Бубняк А.М., Віхоть Ю.М., Спільник Р.Б. Тріщинуватість гірських порід флішового комплексу Українських Карпат в межиріччі Опору і Оряви та її тектонічне значення // Геодинаміка. — 2007. — № 1(6). — С. 4—10.

Бубняк І.М., Віхоть Ю. М., Накапелюх М.В. Тектонофізичні дослідження флішової товщі долини р. Бистриця–Надвірнянська Скибової зони Українських Карпат. — “Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі” : Матер. міжнар. наук. конф., 16—18 вересня 2010. — Львів—Чинадієво, 2010. — С. 68—72.

Бубняк І.М., Віхоть Ю.М. Тектонофізичні дослідження флішових відкладів скиби Зелем’янки в долинах струмків Кобилець та Ягистів // Праці НТШ : Геологічний збірник. — 2012. — Т. XXX. — С. 119—130. 2014. — Т. 1, № 16 — С. 72—87.

Бубняк И.Н., Вихоть Ю.М., Накапелюх М.В. Напряженно–деформированное состояние юго–восточной части Скибового и Бориславско—Покутского покровов Украинских Карпат // Geodynamics & Tectonophysics — 2013. — Т. 4, № 3. — С. 313—326.

Бубняк І.М., Накапелюх М.В., Вихоть Ю.М. Збалансований геологічний розріз Українських Карпат у перетині Берегомет—Буркут. Геодинаміка — Геодинаміка — 2014. — Т. 1, № 16 — С. 72—87.

Бугаенко И.В., Шумлянская Л.А., Заец Л.Н.. Цветкова Т.А. Трехмерная Р-скоростная модель мантии Черного моря и прилегающей территории // Геофиз. журн. — 2008. — 30, № 5. — С. 145—160.

Бугаенко И.В., Шумлянская Л.А., Заец Л.Н., Цветкова Т.А. Трехмерная Р-скоростная модель верхней мантии Западного Средиземноморья // Геофиз. журн. — 2012. — 34, № 1 — С. 14—31.

Бугаенко И.В, Заец Л.Н., Цветкова Т.А. Скоростная типизация средней и нижней мантии Европы // Геофизический журнал. — 2015. — Т. 37, № 3. — С. 88—101.

Бурахович Т.К., Кулик С.Н. Квазитрехмерная геоэлектрическая модель Кировоградской аномалии электропроводности // Геофиз. журн. — 1999. — 21, № 2. — С. 120—125.

Бурахович Т.К., Кулик С.Н. Модель электропроводности земной коры Украины // Физика Земли. 2000, № 10, С. 48—56.

Бурахович Т.К., Кулик С.Н. Трехмерная модель Кировоградской аномалии электропроводности// Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 1. — С. 45—55.

Бурахович Т.К., Усенко О.В. Аномалии электропроводности в зонах анортозитового и щелочного магматизма Украинского щита // Геодинаміка. Науковий журнал. — 2013. № 2(15). — С. 109—111.

Бурахович Т.К., Николаев И.Ю., Шеремет Е.М., Ширков Б.И. Использование результатов геоэлектрических исследований для прогнозирования месторождений полезных ископаемых на Украинском щите // Геофиз. журн. 2015, Т. 37, № 6, — С. 42—63.

Бурьянов В.Б., Павленкова Н.И. О строении земной коры Горного Крыма // Советская геология. 1974, № 7. — С. 112—119.

Бурьянов В.Б., Гордиенко, В.В., Завгородняя О.В. и др. 1987. Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наук. думка. — 184 с.

Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Русаков О.М., Соловьев В.Д., Старостенко В.И. Гравитационное поле. Геофизическая характеристика земной коры // В: Белоусов В.В., Вольвовский Б.С. (ред.). Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. — М.: Наука. — 1989. — С. 83—90.

Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Старостенко В.И. Мощность и структура земной коры Черноморской впадины по гравиметрическим данным // Геофиз. журнал. 1996. № 5. — С. 17—31.

Вардапетян А.Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона Океанология. — 1979. — XIX, № 6. — С. 1066—1075.

Вардапетян А.Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Кавказского региона // Дис. канд. геол.-мин. наук. Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР. 1981. 224 с.

Варенцов И.В., Гордиенко В.В., Гордиенко И.В. и др. Склон Воронежского кристаллического массива (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос, 2013. — 118 с.

Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. — М., Наука, 1969. — 136 с.

Вержбицкий Е.В., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Возраст и мощность литосферы региона Черного моря // Геотектоника. 2003. № 6. — С. 80—89.

Верховцев В. Новітні вертикальні рухи земної кори території України, їх взаємовідношення з лінійними та кільцевими структурами // Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання. — К.: КНУ. — 2006. — С. 129—137.

Винник Л.П. Неоднородности верхней мантии в районе Вранчской зоны промежуточных землетрясений // Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. — Москва: Наука, 1980. — С. 41—45.

Віхоть Ю.М., Бубняк І.М., Накапелюх М.В. Результати тектонофізичних досліджень флішової товщі Скибового покриву Українських Карпат у долині р. Бистриця Надвірнянська // Геолічний журнал. № 2. — 2011. — С. 72—80.

Віхоть Ю.М. Еволюція палеонапружень північно-західної частини Скибового покрову Українських Карпат та Внутрішньої зони передового прогину в зв'язку з прогнозуванням пошуків родовищ вуглеводнів Автореферат канд. дис. — Киев. — 2012. — 21 с.

Вольфман Ю. М. О влиянии кинематических обстановок на цикличность геологических процессов в пределах Крыма и Северного Причерноморья в течение альпийского этапа // Геофиз. журн. — 2008. — Т. 30, № 5. — С. 101—114.

Вольфман Ю.М., Колесникова Е.Я. Сейсмотектоника очаговой области Вранча // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы: материалы XIX научно-практической конференции с международным участием 7-10 октября 2014 года // [под ред. Е.А. Рогожина, Л.И. Надежка]. — Воронеж: Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2014 г. — С. 85—89.

Вольфман Ю.М. Деформационные режимы и кинематические обстановки новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма. 2// Геофиз. журн. — 2015. — 37, № 1 — С. 100—120.

Габсатарова И.П., Малянова Л.С., Селиванова Е.А., Якушева В.Н. Землетрясение 10 декабря 2012 года с Mw=4.6 с вблизи г. Анапы / Сейсмологический бюллетень за 2012 г. // Севастополь, 2013. — С. 35—45.

Габсатарова И.П., Селиванова, Е.А., Малянова Л.С. Северный Кавказ. / Землетрясения Северной Евразии. 2007г. // Обнинск. 2013. — С. 100—115.

Гавриш В.К. Глубинное строение и эволюция Днепровско-Донецкого палеорифта // Геотектоника. — 1987. — № 2. — С. 119—128.

Гавриш В.К. Геодинамика и прогнозирование комбинированных нефтегазоносных ловушек // Нафта і газ України — 96. Матеріали науково-практичної конференції (Харків, 14—16 травня 1996 р.). — Харків: Українська нафтогазова академія (УНГА). — 1996. — Т. 1. — С. 24—26.

Газизова С.А. К сравнительному анализу прогибов, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу. Преддобруджский передовой прогиб / С.А. Газизова // Институт геологии Уфимского научного центра РАН. Геологический сборник. — 2009. — № 8. — С. 88—93.

Галецкий Л.С., Сологуб В.Б., Чекунов А.В. Товщина земної кори і металогенія Українського щита // Доп. АН УССР, сер. Б. — 1985. —№ 10. — С. 12—16.

Галушкин Ю.И., Шрейдер А.А., Булычев А.А., Шрейдер Ал.А. Тепловой поток и термическая эволюция литосферы Черноморской впадины // Океанология. 2006. — Т. 46, № 2. — С. 296—314.

Гейко В.С. Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах // Геофиз. журн. — 1997. — 19, № 3. — С. 48—68.

Гейко В.С., Цветкова Т.А., Санникова Н.П., Ливанова Л.П., Гейко К.В. Региональная 3-D P- скоростная структура мантии северо-западной Евразии — I. Европа.1// Геофиз.журн. — 1998. — 20, № 3 — С. 67—91.

Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Региональная 3-D P-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы) // Геофиз. журн. — 2005. — 27, № 6. — С. 927—939.

Гейко В.С. Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н., Цветкова Т.А. Трехмерная модель верхней мантии Украины по временам прихода P-волн. // Геофиз. журн. — 2006. — 28, № 1. — С. 3—16.

Гейко В.С., Бугаенко И.В., Шумлянская Л.А, Заец Л.Н., Цветкова Т.А. 3-DP-скоростное строение верхней мантии Восточного Средиземноморья Геофиз.журн. — 2007. — Т. 29, № 4 — С. 13—30.

Геодинамика Карпат. Киев. — Наукова думка. — 1985. — 135 с.

Геодинамическая карта Украины/ Под ред. Л.С. Галецкого. — Киев. — Геопрогноз. — 1993. — 213 с.

Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие / Под ред. В.К. Гавриша. — К.: Наукова Думка, 1989. — 208 с.

Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. Под ред. Сидоренко А.В., Муратов М.В. — М.: Госгеолиздат, 1969. — 575 с.

Геология шельфа УССР. Тектоника / В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов, М.Р. Пустильников, В.И. Старостенко, Н.В. Соллогуб, Р.И. Кутас, М.А. Бородулин, О.М. Русаков, В.Б. Бурьянов, В.Д. Соловьев, О.И. Рогоза, А.А. Шиманский, В.В. Щербаков. — Киев: Наук. думка. — 1987. — 152 с.

Геологічна карта Українських Карпат, масштаб 1:100 000. Закарпатська, Івано-Франківська, Львівська, Чернівецька області України. Составители В. В. Глушко, В. В. Кузовенко, В.Е. Шлапинский. Редактор Ю. З. Крупский. — Отчет ЗАО «Концерн Надра». — Фонд ЗАО «Концерн Надра». — Киев. — 2007. — 228 с.

Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита/ Под ред. А.В. Анциферова. — Киев: Наукова думка, 2005. — 190 с.

Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита/ Под ред. А.В. Анциферова. — Донецк: Изд-во «Вебер». — 2008. — 308 с.

Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита/ Под ред. А.В. Анциферова. — Киев: Наукова думка, 2006. — 196 с.

Геолого-геофизическая модель Немировско-Кочеровской шовной зоны Украинского щита/ Под ред. А.В. Анциферова. — Донецк: Изд-во «Вебер». — 2009. — 253 с.

Геолого-прогнозні роботи на алмази масштабу 1:200 000 у північно-східній частині Кіровоградського блоку УКЩ (звіт) / Геологічна експедиція № 37, КП «Кировгеологія», 2006. — 252 с.

Геотектоника Волыно-Подолии. Отв. ред. И.И. Чебаненко. — Киев, «Наукова думка», 1990. — 244 с.

Геофизика океана. Геодинамика. Ред. Сорохтин О.Г. — М.: Наука, 1979. 416 с.

Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. — Отв. ред. Н.П. Щербак. — Киев, Наукова думка. — 2005. — 244 с.

Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. — Отв ред. Н.П. Щербак. — Киев, Наукова думка. — 2008. — 240 с.

Гинтов О.Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. — Киев. — Наукова думка.— 1978. — 164 с.

Гинтов О.Б., Исай В.М., Коваленко В.Н. Тектонофизические данные о механизме формирования складок первого порядка Криворожского бассейна на примере Лихмановской структуры // Геол. журн. — 1990. — № 5. — С. 115—123.

Гинтов О.Б, Муровская А.В. Проблемы динамики земной коры Крымского полуострова в мезо-кайнозое (тектонофизический аспект) .1-2 // Геофиз. журн. — 1996. — 18, № 2. — С. 59—69.

Гинтов О.Б., Пашкевич И.К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита. Геофиз. журн. — 2000. — 22. № 2. — С. 39—60; № 3. — С. 36—49.

Гинтов О.Б. Планетарные деформации земной коры, ротация Земли и движение литосферных плит// Геофиз. журн. — 2001. — 23, № 4. — С. 69—82.

Гинтов О.Б., Гончар В.В. Моделирование внутри- и приразломных складок в докембрийских комплексах с позиций несоосной прогрессивной деформации// Геофиз. журн. — 2004. — Т. 26, № 2. — С. 62—72.

Гинтов О.Б., Пашкевич И.К. Разломно-блоковая тектоника Волыно-Подолии. Кинематический анализ // Геофиз. журн. — 2004. — 26, № 1. — С. 56—70.

Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применения при изучении деформаций земной коры Украины. — Киев: Феникс. — 2005. — 572 с.

Гинтов О.Б., Орлюк М.И., Мычак С.В., Бакаржиева М.И., Фарфуляк Л.В. Субботско-Мошоринский этап деформирования земной коры Украинского щита // Геофиз. журн. — 2008. — 30 , № 6. — С. 23—38.

Гинтов О.Б., Пашкевич И.К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита//Геофиз. журн. — 2010. — 32, № 2. — С. 3—27.

Гинтов О.Б., Мычак С.В. Напряженные состояния и деформации земной коры центральной части Ингульского мегаблока по материалам тектонофизического изучения Новоукраинского массива // Геофиз. журн. — 2011[1]. — 33, № 2. — С. 28—45.

Гинтов О.Б., Мычак С.В. Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. I. 2.// Геофиз. журн. — 2011. — 33, № 3. — С. 102—118; 33, № 4. — С. 89—99.

Гинтов О.Б., Бубняк И.Н., Вихоть Ю.М. , Муровская А.В. , Накапелюх М.В. Эволюция напряженно–деформированнного состояния и динамика Скибового покрова Украинских Карпат // Геофиз. журн. — 2011. — 33, № 5. — С. 17—34.

Гинтов О.Б., Бубняк И.Н., Бубняк А.Н., Вихоть Ю.М.,Мычак С.В., Накапелюх М.В. Напряженно-деформированное состояние и динамика аллохтонной части Предкарпатского прогиба в связи с нефтегазоносностью (по тектонофизическим данным)// Геофиз. журн. — 2011. — 35, № 1. — С. 75—87.

Гинтов О.Б., Мычак С.В. Взбросы и надвиги в земной коре Кировоградского рудного района и связь с ними уранового оруденения. Геофиз. журн. — 2012. — 34, № 3. — С. 84—91.

Гинтов О.Б. Докембрий Украинского щита и тектоника плит // Геофиз. журн. — 2012, — 34, № 6. — С. 2—21.

Гинтов О.Б. Рецензия на статью Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородней О.В., Логвинова И.М., Тарасова В.Н. «Эволюция тектоносферы Украинских Карпат» (Геофиз. журн. — 2012. — Т. 34, № 6. — С. 160—178) // Геофиз. журн. — 2012. — 34, № 6. — С. 179—180.

Гинтов О.Б. Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия//Геофиз. журн. — 2014, — Т. 36, № 1. — С. 3—18.

Гинтов О.Б, Бубняк И.Н., Вихоть Ю.М., Муровская А.В., Накапелюх М.В., Шлапинский В.Е. Тектонофизический и плинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль гетраверса DOBRE-3 (PANCAKE). Геофизический журнал — 2014. — Т. 36, № 3. — С. 3—33.

Гинтов О.Б., Мычак С.В. Кинематика формирования западной и центральной части Украинского щита в период 1.80 — 1.73 млрд. лет назад по результатам изучения трещиноватости горных пород Коростенского и Корсунь- Новомиргородского плутонов // Геофиз. журн. — 2014, — Т. 36, № 4. — С. 24—36.

Гинтов О.Б., Егорова Т.П., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Муровская А.В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий // Геофиз. журн. — 2014. — Т. 36, № 5. — С. 26—63.

Гинтов О.Б. Проблемы геодинамики Украинского щита в докембрии. Геофиз. журн., 2015. — Т. 37, № 5. — С. 3—22.

Гинтов О.Б., Муровская А.В., Егорова Т.П., Вольфман Ю.М., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Колесникова Е.Я., Островной А.Н., Бубняк И.Н., Фарфуляк Л.В., Амашукели Т.А. Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса. Геофиз. журн. 2015. — Т. 31, № 3. — С. 22—44.

Гинтов О.Б., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Муровская А.В. Некоторые особенности строения мантии Восточного Средиземноморья и их геодинамическая интерпретация // Геофизический журнал. 2016, — № 1. — с. 17—29.

Гинтов О.Б. Временная последовательность процессов геодинамического развития территории Украины от эоархея до антропогена // Геофиз. журн. — 2017. — 39, № 1. — С. 17—40.

Глевасская А.М., Михайлова Н.П., Кравченко С.Н. Палеомагнетизм волынской и могилев-подольской серий венда юго-западной части Восточно-Европейской платформы // Геофиз. журн. — 2000. — 22, № 2. — С.3—18.

Глевасский Е.Б. Палеотектоника и история развития Украинского щита с неомобилистских позиций// Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. — Киев: Наукова думка, 1983. — С. 44—48.

Глевасский Е.Б. Латеральная зональность и эволюция магматизма восточной части Украинского щита как индикатор докембрийской палеогеодинамики// Эволюция магматизма в главных структурах Земли. — М. — 1983. — С. 72—73.

Глевасский Е.Б. Палеогеодинамические реконструкции в раннем докембрии юго-восточной части УЩ. — Тектоносфера Украины. — Киев: Наукова думка. — 1989. — С. 68—75.

Глевасский Е.Б. Геолого-петрологическая модель восточной части Украинского щита и закономерности размещения железорудных формаций. — Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. — Киев. — 1990. — 42 с.

Глевасский Е.Б. Геодинамические критерии прогнозно-поисковой оценки алмазоносности Украинского щита и прилегающих территорий // Мин. журн. — 1995. — № 2. — С. 3—12.

Глевасский Е.Б. Зеленокаменные пояса и перспективы поисков золотого оруденения в Приазовье // Мин. журн. — 1996. — № 4. — С. 72—88.

Глевасский Е.Б., Каляев Г.И. Докембрий и тектоника плит (проблема плитотектонических реконструкций юго-западного сегмента Восточно-Европейской платформы) // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита. — Київ, 1998. — С. 38—40.

Глевасский Е.Б., Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинского щита // Мин. журн. — 2000. — № 2. — С. 77—91.

Глевасский Е.Б. Решение некоторых проблем петрологии и стратиграфии Украинского щита с позиций плитотектоники. // Мин. журн. — 2005. — Т.27, № 3. — С. 57—66.

Глибинна будова та геодинаміка наскрізних широтних зон розломів для оцінки перспектив пошуку корисних копалин (звіт) / ІГФ НАНУ; Керівник теми В. І. Старостенко. — Київ, 2011. — 379 с.

Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры / А.В. Пейве. Избранные труды. — М.: Наука. — 1990. — 350 с.

Глумов И.Ф., Гулеев В.Л., Сенин Б.В., Карнаухов С.М. Региональная геология и перспективы нефтегазононости Черноморской глубоководной впадины и прилегающих шельфовых зон (ред. Сенин Б.В.). В 2-х частях. Часть 2. -М.: ООО "Издательский дом Недра", 2014, — 181 с.

Глушко В.В., Шлапінський В.Є., Кульчицький Я.О., Кузовенко В.В., Гаращук А.В. Звіт за темою: „Вивчення геологічної будови і перспектив нафтогазоносності зони зчленування Дуклянського,Чорногорського і Кросненського покровів Українських Карпат за 1991—1994 рр.— Львів, 1994. — 124 с.

Глушко В.В., Кузовенко В.В., Шлапінський В.Є. Схема тектоніки межиріччя Тересва-Чорний Черемош // Геол. і геохім. гор. коп. 1994, № 1-2 (86-87). — С. 158—163.

Гобаренко В.С. Особенности пространственного распределения скоростей P и S волн и упругих характеристик коры восточной части Крымского полуострова // Геофиз. журн, 2000. — № 1. — С. 66—76.

Гобаренко В.С. Анализ результатов расчетов координат гипоцентров в крымской сейсмогенной зоне // Сейсмологический бюллетень Украины за 2001. г. Симферополь, НАНУ, КЭС.2003. — С.110—114.

Гобаренко В.С., Егорова Т.П. Трехмерная P-скоростная модель литосферы Черного моря по данным локальной сейсмической томографии. Геофиз.журн. — 2008. — 30,№ 5 — С. 161—177.

Гобаренко В.С., Егорова Т.П. Структура литосферы и геодинамика Западно- и Восточно-Черноморской впадин // Физика Земли. — 2010. — 6. — С. 49—66.

Гобаренко В.С., Яновская Т.Б. Скоростная структура верхних этажей мантии бассейна Черного моря // Геофиз. журн. 2011. — № 3. — С. 62—74.

Гобаренко, В., Егорова, Т., Стифенсон, Р. Строение коры Керченского полуострова и северо-восточной части Черного моря по результатам локальной сейсмической томографии. Геофиз. журн. — 2014. — 36, № 2. — С. 18—34.

Гобаренко В.С., Муровская А.В., Егорова Т.П., Шеремет., Е.Е. Современные коллизионные процессы на северной окраине Черного моря. Геотектоника, 2016, № 4, С. 1—20.

Гогель Ж., 1969. Основы тектоники. Москва: Мир. 424 с.

Гольмшток А.Я., Хахалев Е.М. Оценка возраста Черноморской впадины и ее эволюция // История океана Тетис. М.: Ин-т Океанологии АН СССР, 1987. — С. 116—138.

Гонтовая Л.И., Гордиенко, V.V., 2006. Глубинные процессы и геофизическая модель мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива. Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2. — С. 107—121.

Гончар В.В. Деформационный процесс Крымской сейсмофокальной зоны // Доп. НАН України, 2003. — № 6. С. 101—110.

Гончар В.В., Паталаха Е.И., Гинтов О.Б. Модели растяжения и приразломного волочения в палеотектонической реконструкции Горного Крыма // Доп. НАН України. — 2004. — № 6. — С. 11.

Гончар В.В., Трегубенко В.И., Токовенко В.С. Режимы деформирования и взаимодействие плит Черноморско-Крымской области конвергенции // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2007. — № 2. — С. 5—18.

Гончар В.В. Реологический контроль аккреционного и покровного стилей деформирования и напряженное состояние надсубдукционного орогена // Гео-физ. журн. — 2007. — 29, № 6. — С. 116—137.

Гончар В. В. Глубинное строение и условия формирования окраин Черного моря // Изв. вузов. Геология и разведка. — 2009. — № 5. — С. 3—11.

Гончар В.В. Пострифтовое погружение и возраст субокеанической впадины // Геология иполезные ископаемые Мирового океана. 2009. — № 2. — С. 38—53.

Гончар В.В. Опыт реконструкции термального погружения Западночерноморской впадины // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. — № 1. — С. 48—60.

Гончар В.В. Погружение субокеанических впадин // Изв. вузов. Геология и разведка. 2011. — № 3. — С. 4—14.

Гончар В.В. Коллизионная модель Крымского орогена: опыт исследования методом конечных элементов // Геофиз. журнал. 2013. — № 6. — С. 146—164.

Гончар В.В. Коллизионная модель Крымского орогена: опыт исследования методом конечных элементов // Геофиз. журнал. 2013. № 6.— С. 146—164.

Гончар В.В. К обоснованию механизма латеральной экструзии земной коры Горного Крыма // Геофиз. жун., 2015. № 4. — С. 145—150.

Гончаров М.А. Конвективный механизм перехода от пассивного к активному рифтогенезу. Фундаментальные проблемы геотектоники. Т.1. Материалы XI тектонического совещания. Москва, Геос, 2007, С. 195—198.

Гордиенко, В.В., 1975. Тепловые аномалии геосинклиналей. Киев: Наук. думка. 142 с.

Гордиенко, В.В., Зуннунов Ф.Х., Таль-Вирский Б.Б. и др. 1990. Тектоносфера Средней Азии и Южного Казахстана. Киев: Наукова думка. — 232 с.

Гордиенко В.В., Андреев А.А., Биккенина К.С. и др., 1992. Тектоносфера тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН. — 238 с.

Гордиенко, В.В. 1998. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. Киев: ИГФ НАНУ. — 85 с.

Гордиенко В.В. Плотностные модели тектоносферы территории Украины. — К.: Інтелект. — 1999. — 101 с.

Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Усенко О.В. Тепловое поле территории Украины. — К.: Знание Украины. — 2002. — 170 с.

Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. , Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). — К.: Корвін пресс. — 2005. — 210 с.

Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др.. 2006. Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін прес. — 142 с.

Гордиенко В.В. Адвекционно-полиморфная гипотеза процессов в тектоносфере. — К.: Корвін пресс. — 2007. — 172 с.

Гордиенко, В.В., 2009. О докембрийских глубинных процессах в тектоносфере континентов. Геофиз. журнал. 5. — С. 85—102.

Гордиенко, В.В., 2010. О природе аномалий скорости продольных сейсмических волн в верхней мантии. Геофиз. журнал. 3. — С. 43—63.

Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др.. 2011. Украинские Карпаты (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос. — 128 с.

Гордиенко, В.В 2012. Процессы в тектоносфере Земли (Адвекционно-полиморфная гипотеза). Saarbrücken: LAP. — 256 с.

Гордиенко В.В. Ответ на рецензию О.Б. Гинтова) // Геофиз. журн. — 2012. — Т. 34, № 6. — С. 181—183.

Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Волыно-Подольская плита (геофизика, глубинные процессы). — К.: Наук. думка. — 2012. — 193 с.

Гордиенко В.В. О гипотезе тектоники плит// Геофиз. журн. — 2013. — Т. 35, № 6. — С. 72—101.

Гордиенко В.В. Ответ на статью Я.М. Хазана// Геофиз. журн. — 2014. — Т. 36, № 5. — С. 175—76.

Гордиенко, В.В, 2014а. Энергия глубинных процессов на континентах и океанах. Геология и полезные ископаемые мирового океана. 4, С. 48—72.

Гордиенко В.В., 2014б. О PT-условиях магматических очагов в мантии Земли. Геофиз. журнал. 6. — С. 28—57.

Гордиенко В.В. 2014в. Глубинные процессы и сейсмичность. Геофиз. журнал. 1. — С. 19—42.

Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. 2015. Южно-Украинская моноклиналь и Скифская плита (геофизика, глубинные процессы). — Киев: Логос, 190 с.

Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др.. 2015. Донбасс (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос. 123 с.

Град М., Гринь Д., Гутерх А. и др. DOBRE-99: структура земной коры Донбасса вдоль профиля Мариуполь-Беловодск.- Фізика Земли. — 2003, № 6. — С. 33—43.

Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. — 2000. — № 4, С. 3—37.

Гутерман В.Г., 1987. Механизмы тектогенеза. Киев: Наук. думка. 172 с.

Гущенко О.И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии // Поля напряжений и деформаций в литосфере. — М.: Наука, 1979. — С. 7—25.

Деталізація геологічної будови північно-західної частини Внутрішніх Флішових покровів Українських Карпат з метою виявлення об'єктів, перспективних на нафту і газ (1998-2001 р.р.) Составители: Кузовенко В.В. , Шлапинский В.Е., Мачальский Д.В. — Отчет ДП „Західукргеологія". — Фонд ДП „Західукргеологія". — 2001. — 69 с.

Динник А.Н. Избранные труды. — Киев: Изд-во АН УССР, 1956. — 307 с.

Довбнич М.М., Демянец С.Н. Поля напряжений тектоносферы, обусловленные нарушением геоизостазии, и геодинамика Азово-Черноморского региона // Геофиз. журн. 2008. № 2. — С. 107—116.

Егоров В.Н., Артемов Ю.Г., Гулин С.Б. Метановые сипы в Черном море — средообразующая и экологическая роль. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2011. — 405 с.

Егорова Т.П., Козленко В.Г., Макаренко И.Б., Старостенко В.И. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии. Тектоносфера Черноморского региона. В: Вольвовский Б.С., Старостенко В.И. (ред.). Геофизические Параметры Литосферы Южного Сектора Альпийского Орогена. Киев: Наук. думка, 1996, С.73—89.

Егорова Т.П. Литосфера Европы по данным трехмерного гравитационного моделирования. — Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геологических наук. — Киев. — 2005. — 40 с.

Егорова Т.П., Старостенко В.И. Неоднородность верхней мантии Европы по комплексу геофизических данных. В: Морозов А.Ф., Павленкова Н.И. (ред.). Строение и динамика литосферы Восточной Европы, результаты работ по программе «Европроба», Москва, ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006, С. 600—623.

Егорова Т.П., Гобаренко В.С., Яновская Т.Б., Баранова Е.П. Строение литосферы Черного моря по результатам 3 D гравитационного анализа и сейсмической томографии. Геофиз. журн. — 2012. — Т. 34, № 5 — С. 38—59.

Єнтін В.А., Шимків Л.М., Нечаєва Т.С., Дзюба Б.М., Гінтов О.Б., Пашкевич І.К., Красовський С.С. Підготовка геофізичної основи тектонічної карти України масштабу 1:1000000. — Геоінформ України. — 2002. — 55 с.

Ентин В.А., Гинтов О.Б., Гуськов С.И. Еще раз о природе Крымской гравитационной аномалии // Геофиз. журн, 2010. № 6. — С. 119—134.

Ентин В.А., Гуськов С.И., Орлюк М.И., Гинтов О.Б., Осьмак Р.В. Карта абсолютных значений поля силы тяжести Украины и некоторые аспекты ее возможной интерпретации// Геофизич. Журнал. — 2015. — Т. 37, № 1. — С. 53—61.

Ермаков Ю.Г., Вольфман Ю.М. Тафрогенез и его роль в формировании платформенных структур форланда поднятий Добруджи и Горного Крыма // Доклады АН УССР, сер. Б. — 1986. — № 4. — С. 9—12.

Заяць Х. Б. Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту і газ. Львів: Центр Європи, 2013. 80 с.

Земная кора и история развития Черноморской впадины / Под ред. Ю.Д.Буланже, М.В.Муратова, С.И.Субботина, Б.К.Балавадзе. — М.: Наука, 1975. — 358 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. — М. — Недра. — 1976. — 231 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2 — М.,«Недра», 1990. — 334 с.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. — М. — Недра, — 1979. — 311 с.

Ильченко Т.В., Крюченко В.А. Результаты комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных по профилю ГСЗ XXV Бабанка-Пятихатки // Геофиз. журнал. — 1981. — 1. — С. 94—104.

Ильченко Т.В. Некоторые аспекты геодинамики центральной части Украинского щита // Геофиз. журнал. — 1991. — 4. — С. 85—89.

Ильченко Т.В. Результаты исследований Украинского щита по профилю ГСЗ Одесса-Кривой Рог //Физика Земли. — 1992. — № 4. — С. 10—19.

Ильченко Т.В., Бухарев В.П. Скоростная модель земной коры и верхней мантии Коростенского плутона (Украинский щит) и ее геологическая интерпретация (по профилю ГСЗ Шепетовка — Чернигов) // Геофиз. журнал. — 2001. — 3. — С. 72—82.

Ильченко Т.В. Результаты исследований методом ГСЗ вдоль геотрансекта ЕВРОБРИДЖ-97 //Геофиз.журн. — 2002. — 24, № 3. — С. 36—50.

Ильченко Т.В. Скоростная модель земной коры и верхов мантии Кировоградского блока Украинского щита по данным ГСЗ (профиль Бабанка-Пятихатки) // Допов. НАН Украины. — 2003. — № 7. — С. 100—106.

Ильченко Т.В. Строение земной коры и верхов мантии Кировоградского блока Украинского щита по данным ГСЗ (профили Бабанка-Пятихатки и Черкассы-Новый Буг) // Геофиз. журн. — 2003а. — 25, № 6. — С. 30—43.

Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. Средне- и позднепалеозойские этапы горизонтальных движений в Баренцево-Печорском регионе и эволюция их взаимоотношений с Русской платформой и Уралом по палеомагнитным данным // Международная геофизическая конференция. 300 лет горно-геологической службе России — Санкт-Петербург, 2000. — С. 22—23.

Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. Палеомагнетизм верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Восточно-Европейской платформы: ключевой палеомагнитный полюс и кинематика коллизии с Уралом // Физика Земли. — 2002. — № 5. — С. 42—56.

История океана Тетис/ Под ред. А.С. Монина и Л.П. Зоненшайна. — М. — И.О. АН СССР. — 1987. — 154 с.

Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма // М.: Наука, 1982. 112 с.

Казьмин В.Г., Шрейдер А.А., Финетти И. и др. Ранние стадии развития Черного моря // Геотектоника. 2000. № 1. С. 46—60.

Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Пустовитенко Б.Г. Современная кинематика микроплит в Черноморско-Южно-Каспийском регионе Океанология. — 2004. — 44, № 4. — С. 600—610.

Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф. Раннемезозойские окраинные моря в Черноморско-Кавказском регионе: палеотектонические реконструкции Геотектоника. — 2005. — № 5. — С. 19—35.

Казьмин В.Г., Тихонова И.Ф. Позднемезозойские — эоценовые окраинные моря в Черноморско-Каспийском регионе: палеотектонические реконструкции. Геотектоника. — 2006. — № 3. — С. 9—22.

Казьмин В.Г., Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А. Возраст западной впадины Черного моря по результатам изучения аномального магнитного поля и геологическим данным // Океанология. — 2007. — Т. 47, № 4. — С. 613—621.

Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. — Киев, Наук. думка. — 1965. — 170 с.

Каляев Г.И. Земная кора Украинского щита и тектоника плит // Геол. журн. — 1976. — Т. 36, Вып. 1. — С. 29—41.

Каляев Г.И. Реликты золотоносной островной дуги в архейском фундаменте Украинского щита // Проблемы золотоносности недр Украины. — Киев, НАН Украины, 1997. — С. 82—93.

Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия / Отв. ред. А.В.Друмя — Москва: Наука, 1980. — 272 с.

Карпатское землетрясение 30 августа 1986 г. / Отв. ред. Друмя А.В., Шебалин Н.В. — Кишинев: Штиинца, 1990. — 333 с.

Карпатська нафтова провінція. Відпов. ред. В. В. Колодій. Львів–Київ: Укр. Видавничий центр, 2004. — 388 с.

Карта аномального гравитационного поля Европейской части СССР м-ба 1 : 2 500 000 / Ред. Н.Б. Сажина, А.Д. Серова. — М.: Госгеолтехиздат. — 1951.

Карта аномального гравитационного поля Европейской части СССР м-ба 1 : 4 000 000 / Ред. Э.Э. Фотиади, Е.Г. Якушенкова. — М.: Госгеолтехиздат. — 1955.

Карта структурного районирования докембрия юго-западной части Восточно-Европейской платформы. М-б 1:1 000 000 (Под ред. Л.С. Галецкого) // Комплект карт «Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы» М-б 1:1 000 000 / Гл. ред. А.И. Зарицкий. — Киев: Госкомгеология, Геопрогноз, Центр геология, ПО «Беларусь», Всероссийский геологический Институт, 1992. — 6 л.

Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых/ Под ред. В.И. Старостенко и О.Б. Гинтова. — Киев: «Простыи луды», 2013. — 500 с.

Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе // Геотектоника. 1998. № 5. С. 19—31.

Кобзарь В.М. Тепловой поток и блоковое строение литосферы Черноморской впадины // Геофиз. журн. — 1987. — 8, № 4. — С. 89—94.

Коболев В.П., Корчин В.А., Буртный П.А., Русаков О.М. Сейсмическая структура континентального подножия Горного Крыма // Геология и полезные ископаемые Черного моря. — Киев: НАН Украины. — 1999. — С. 294—296.

Коболев В.П. Плюм-тектонический аспект рифтогенеза и эволюции мегавпадины Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана — 2016. — 2. — С. 16—36.

Козленко М.В., Козленко Ю.В., Лысынчук Д.В. Структура земной коры северо-западного шельфа Черного моря вдоль профиля ГСЗ. № 26. Геофиз.журн. — 2013. — 35,№ 1 — С. 12—152.

Козлова В.Д., Мурзина Г.И., Сафаров Э.И. Основные итоги бурения Ореховской и Татарбунарской скважин в западном Причерноморье // Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности юга УССР по материалам региональных геолого-геофизических работ. — Львов. УкрНИГРИ. — 1973. — С. 12—19.

Комплексна металогенічна карта України масштабу 1:500 000 та пояснювальна записка до неї / Під ред. С. В. Гошовського. — Київ: Укр ДГРІ, 2003. — 326 с.

Комплексна металогенічна карта України масштабу 1:500 000 та пояснювальна записка до неї. — Під ред. С.В. Гошовського. — Київ , Укр ДГРІ. — 2002. — 336 с.

Копп М.Л. Мобилистская неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. — М., Наука. — 2005. — 340 с.

Кореляційна стратиграфічна схема докембрійських утворень Українського щита. — Киев: Изд-во УкрГГРИ, 2000. Рішення ранньодокембрійської секції Національного стратиграфічного комітету України. — Киев, 2003.

Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка). — Київ, Вид. Укр.ДГРІ. — 2004. — 30 с.

Корнев О.С. Аномалии и структуры Азово-Черноморского региона // Геотектоника. — 1982. — 3. — С. 86—97.

Корчемагин В.А., Вереда В.С., Осадчий Е.Г. и др. К характеристике общих трещин Донецкого бассейна // ДАН СССР. — 1974. — 217, № 5. — С. 1157—1160.

Корчемагин В.А., Емец В.С. Поля напряжений и структуры тектонических трещин Донбасса // ДАН СССР. — 1986. — Т. 287, № 5. — С. 1191—1194.

Корчемагин В.А., Дудник В.А., Панов Б.С., Алехин В.И. О связи полей тектонических деформаций и напряжений с рудоносностью в Донбассе // Геофиз. журн. — 2005. — Т. 27, № 1. — С. 97—109.

Кравченко С.Н, Орлюк М.И, Русаков О.М. Новый подход к интерпретации региональной Западно-Черноморской магнитной аномалии Геофизич. Журн., 2003. — Т. 25, № 2. — С. 135—145.

Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского региона. В: Вольвовский Б.С., Старостенко В.И. (ред.). Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского Орогена. — Киев: Наук. думка, 1996. — С. 151—178.

Круглов С.С., Цыпко А.К. Тектоника Украины. — М.: Недра, 1988. — 254 с.

Крупський Ю.З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. Київ: УкрДГРІ, 2001. — 144 с.

Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Подолянко С.М. Закономерности распределения дайковых комплексов Украинского щита// Геофиз. сб. — 1976. — Вып. 74. — С. 61—74.

Кузовенко В. В., Жигунова З. Ф., Бунда В.А., Евтушко Т. Л., Шлапинский В. Е., Шакин А.В. Отчет о групповом геологическом до изучении и комплексной геологической съемке масштаба 1:50000 на площади Вышков Ивано-Франковской и Закарпатской областей УССР в 1972—1982 гг. (листы М-34-120-А,В М-34-131-Б; М-34-132-А,В). — Львов, 1982. — Т. 1. — 221 с.

Кутас Р.І., Коболєв В.П., Палій С.І. Геотермічні умови та нафтогазоносність Північночорноморсько-Передкавказького регіонів // Нафта і газова промисловість. — 2002. — № 5. — С. 9—11.

Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 5. — С. 3—27.

Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В., Савченко А.С. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса // Геофиз. журн. — 2010. — 32, № 6. — С. 175—214.

Кутас Р.И., Бевзюк М.И., Михайлюк С.Ф. Методика и результаты определения тепловых потоков на Украинском щите и его склонах // Геофиз. журн. — 1981. — № 1. — С. 22—29.

Кутас Р.И., Цвященко В.А. Тепловые процессы в геологической истории Донбасса// Геофиз. журн. — 1993. — 15, № 2. — С. 42—53.

Кутас Р.И. Тепловое поле и геотермический режим литосферы./ Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований. — К.:Наукова Думка, 1993. — С. 114—133.

Кутас Р.И., Коболев В.П., Цвященко В.А., Бевзюк М.И., Кравчук О.Р. Геотермическая модель Черноморского бассейна. Геофиз. журн., 1997. — 19, № 6. — С. 70—83.

Кутас Р.И., Пашкевич И.К. Геотермическая и магнитная модели земной коры Донбасса (тектонический анализ совместно с данными ГСЗ). Геофиз. журнал № 4, 2000. — С. 111—121.

Кутас Р.І. Теплова енергія і еволюція літосфери // Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання. — Київ: Видавничо-поліграфічний центр “Київський університет”, 2006. — С. 43—47.

Кутас Р.И., Кравчук О.П., Бевзюк М.И., Стахова Л.И. Результаты геотермических исследований в северной части Черного моря // Геофиз. журн. — 2007, № 4. — С. 45—65.

Кутас Р.И. Геотермические условия бассейна Черного моря и его обрамления // Геофиз. журн. — 2010. — 32, № 6. — С. 135—158.

Кутас Р. И. (2014). Тепловой поток и геотермические модели земной коры Украинских Карпат. Геофизический журнал № 6, Т. 36. — 2014

Кутас Р.И. Геотермические условия и мезокайнозойская эволюция Карпато-Паннонского региона. Геофиз. журн. 2016, № 5. — С. 75—107.

Кучма В.Г. Перспективная оценка нефтегазоносности центральной части Днепровско-Донецкого авлакогена (статистический анализ) // ДАН Украины. — 2001. — № 4. — С. 110—114.

Лейн А.Ю., Іванов М.В. Биохимический цикл метана в океане. — М.: Наука, 2009. — 575 с.

Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения// Фундаментальные проблемы общей тектоники. М. Научный мир, 2001. — С. 155—173.

Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. Под редакцией А.В. Чекунова. — Наукова думка. — 1989. — 188с.

Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы 1, II,V/ Отв. ред. В.Б.Сологуб. — Киев: Наук. думка. — 1987. — 168 с.

Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV,VI/ Отв. ред. А.В. Чекунов. — Киев: Наук. думка. — 1988. — 170 с.

Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и Альпийский складчатый пояс / АН Украины; Ин-т геофизики им.С.И. Субботина; Гл.ред. А.В. Чекунов. — Киев: Наук. думка, 1994. — 331 с.

Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухярусная тектоника плит. — М., Наука, 1988. — 251 с.

Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. — М: Научный мир. — 2004. — 612 с.

Логвинов И.М., Гордиенко В.В. Глубинное магнитотеллурическое зондирование на территории Каневского природного заповедника // Запов. справа в Україні. — 2005. 11. — Вип. 2. — С. 46—49.

Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Геоэлектрическая 2D-модель Кировоградской аномалии электропроводности // Геофиз. журнал — 2005. — 5. — С. 754—769.

Лубнина Н.В., Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. и др. Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии // — Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 2007. — С. 105—125.

Лубнина Н. В., Богданова С.В., Шумлянский Л.В. Восточно-Европейский кратон в палеопротерозое: новые палеомагнитные определения мо магматическим комплексам Украинского щита // Геофизика — 2009. — № 5. — С. 56—64.

Лубнина Н.В., 2009. Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным // Автореф. дис. доктора геол.-мин. наук: 25.00.03. — М., — 42 с.

Лукин А.Е. Изотопно-геохимические индикаторы углекислой и углеводородной дегазации в Азово-Черноморском регионе // Геол. журн. — 2003. — № 1. — С. 59—73.

Лукин А.Е. Самородно-металлические микро- и нановключения в формациях нефтегазоносных бассейнов — трассеры супер глубинных флюидов // Геофиз. журн. — 2009. — 31, № 2. — С. 61—92.

Лыскова Л., Яновская Т. Б.. Скоростное строение верхней мантии в области зоны Вранча по данным шумовой поверхностно-волновой томографии //Вопросы геофизики. Вып. 46. СПб., 2013 — (Ученые записки СПбГУ; № 446).

Маловицкий Я.П., Углов Б.Д., Осипов Г.В. Некоторые черты глубинного строения Черноморской впадины по данным гидромагнитной съемки // Морская геология и Геофизика. Рига. Зинатне В. 3, 1972. — С. 12—21.

Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1: 5000 000. Под ред. В.Е. Хаина. — 1996.

Мейснер А.Л. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Туапсинского прогиба и вала Шатского. Дис… канд. геол.-мин. наук. — Москва. 2010. — 191 с.

Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. 3. 1991. Москва: University Press, 273 с.

Мирлин Е.Г., Мелихов В.Р., Михайлов О.В., Непрочнов Ю.П. О природе магнитных аномалий в Черном море // Известия Академии Наук СССР, сер. геол., 1972. — 9. — С. 60—71.

Митрохін О.В. Анартозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування): Афтореф. дис. д-ра геол. наук. Київ, 2011. — 36 с.

Михайлова Н.П. Проблемы палеомагнетизма докембрия. — Киев: Наук. думка. — 1982. — 204 с.

Михайлова Н.П., Глевасская А.М. Намагниченность основных и ультраосновных пород Украинского щита. — Киев: Наук. думка. — 1989. —196 с.

Михайлова Н.П., Кравченко С.Н., Глевасская А.М. Палеомагнетизм анортозитов. — Киев: Наук. думка. — 1994. — 212 с.

Михайлова Н. П., Орлова М.И. Девонский палеомагнитный полюс и его значение для тектонической интерпретации (Донбасс) // Геофизический журнал. — 1996. — Т. 18, № 6. — С. 45—58.

Михальченко И.И. Структурная позиция формации щелочных натровых метасоматитов Новоукраинского массива. — Автореферат диссертации на соискание научной степени кандидата геологических наук. — Киев. — 2012. — 20 с.

Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова// М.: Госнаучиздат,1960. — 205 с.

Муратов М.В., Бондаренко В.Г., Плахотный Л.Г. Строение складчатого основания Равнинного Крыма // Геотектоника. — 1968. — № 4. — С. 54—70.

Мурич А.Т., Резников А.Л., Абражевич Е.В. и др.. 1975. Результаты глубокого бурения в центральной части Донбасса. Советская геология. 8. — С.125—131.

Муровская А. В. Напряженно-деформированное состояние Западного Горного Крыма в олигоцен-четвертичное время по тектонофизическим данным // Геофизический журнал. 2012. — Т. 34, № 2. — С. 109—119.

Муровская А.В. Поля напряжений и деформационные режимы Западного Горного Крыма на альпийском этапе тектогенеза по тектонофизическимданным. Автореферат канд. дисс. — Киев. — 2012. — 22 с.

Муровская А., Ипполите Ж.-К., Шеремет Е, Егорова Т.,. Вольфман Ю,. Колесникова К. Деформационные структуры и поля напряжений Юго-Западного Крыма в контексте эволюции Западно-Черноморского бассейна // Геодинамика, № 2(17). 2014. — С. 53—68.

Накапелюх М.В., Вихоть Ю.М., Бубняк И.Н., 2011. Сбалансированный разрез Скибового покрива Украинских Карпат, долина реки Сукиль // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной тектонофизической школы–семинара, 17—21 октября 2011. Москва: ИФЗ. Т. 1. — С. 187—190.

Накапелюх М.В., Бубняк І.М. Збалансований розріз відслонення “ТАРТАК”(Сибовий покрив Українських Карпат). — Геофиз. журн. — 2013. — Т. 35, № 3. — С. 105–114. [Nakapelukh, M.V., Bubniak, I. M. 2013. Balanced cross section of the outcrop “TARTAK”. Geophizicheskiy zhurnal, № 3, P. 105—114. (in Ukrainian)].

Накапелюх М.В., Шлапинский В.Е. Тектонофизический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE–3 (PANCAKE) // Геофиз. журнал — 2014. — Т. 36, № 3. — С. 3–33.

Находка эффузивных пород на северо-западном шельфе Черного моря / С.Д. Какаранза, С.В. Кадурин, Е.П. Ларченков и др. // Геология и полезные ископаемые мирового океана. — 2011. — № 1. — С. 83—92.

Національний Атлас України/ Гол. ред. кол. Б.Є. Патон, гол. ред. Л.Г. Руденко/ — Київ. — Картографія. — 2007. — С. 98, карта 3.

Нефтегазогенетические исследования Болгарского сектора Черного моря /Под ред. А.А. Геодекяна, В.Я. Троцюка, И. Монахова. София: Изд-во БАН, 1984. — 290 с.

Нечаєва Т.С., Шимків Л.М., Горкавко В.М., Єнтін В.А. Карта аномального магнітного поля (ΔТ)а України м–бу 1:1000 000. — Київ. — 2002. — 1 л.

Никишин А.М., Коротаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А.В. Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 2001. — Т. 76. — Вып. 3. — С. 3—17.

Николаев П.Н., Щукин Ю.К. Модель деформации земной коры и верхней мантии района глубоких очагов Восточных Карпат Вранча. — В кн.: Глубинное строение земной коры. — М., Наука. — 1975. — С. 61—83.

Орлюк М.І., Пашкевич І.К. Оцінка намагніченості консолідованої кори Дніпровсько-Донецького авлакогену. Доп. АН України, № 5, 1994. — С. 125—128.

Орлюк М.І. Магнітна модель земної кори південного заходу Східно — Європейської платформи// Афтореферат дис. д. геол. н. — Київ. — 1999. — Інститут геофізики НАН України. — 32с.

Орлюк М.И. Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континетального типа// Геофиз. журн. — 2000. — Т.22, № 6. — С.148—165.

Орлюк М.І. Геомагнітне поле України: екологічний аспект // Геолог України. — 2003. 1. — С. 64—70.

Орлюк М.І., Бакаржієва М.І. Геомагнітні критерії алмазоносності земної кори та 3D магнітне моделювання перспективних структур Інгульського мегаблоку Українського щита// Геолог України. — 2011. — № 1. — С. 30—44.

Орлюк М.И., Лебедь Т.В., Марченко А.В., Роменец А.А., Бакаржиева М.И. Магнитные модели земной коры вдоль профилей ГСЗ 25, ГСЗ 28 и ГСЗ 29 (в связи с исследованием переходной зоны от Восточно-Европейской платформы к Черноморской мегавпадине Геодинаміка. — 2013. — № 2(15). — С. 259—262.

Орлюк М.И., Роменец А.А., Марченко А.В., Орлюк И.М., Иващенко И.Н. Магнитное склонение на территории Украины: результаты наблюдений и вычислений// Геофизич. журнал. — 2015. — Т. 37, № 2. — С. 73—85.

Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И.Гончаров, Р.А. Комиссарова и др. // Под ред. А.Н. Храмова. — Л.: Недра, 1982. — 312 с.

Панов Б.С. Флюорит в Донецком бассейне. — Харьков: Изд-во Харьк. Ун-та, 1965. — 100 с.

Паталаха Е.И. Фильтр-прессинг как механизм вторичного обогащения УВ краевых прогибов (в природе и в эксперименте). — Киев: изд-во УкрГГРИ.- 2002. — 44 с.

Паталаха Е. И., Гончар В. В. , Сенченков И. К. , Червинко О. П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. К.: Эмко, 2003. — 226 с.

Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Прогноз УВ и сейсмоопасности. — Киев. — Изд-во «Емко». — 2003б. — 226 с.

Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К.. Червинко О.П. Элементы геодинамики Карпат. Прогноз углеводородов и сейсмоопасности. — Киев, ПП «Экмор». — 2003. — 151 с.

Паталаха Е.И., Сенченков И.К., Трофименко Г.Л. Проблемы тектоно-геодинамической эволюции юго-западного форланда Восточно-Европейского кратона и его орогенического обрамления. — Киев, 2004. — 234 с.

Паталаха Е.И., Сенченков И.К., Гончар В.В. Вязкая модель плитной тектоники Черноморского региона (к проблеме позднекайнозойского развития впадин Черного моря) // Океанология. 2006. — Т. 46. — № 5. — С. 703—714.

Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Елисеева С.В., Бакаржиева М.И., Лебедь Т.В., Роменец А.А. 3D магнитная модель земной коры Украинского щита и его петролого-тектоническая интерпретация // Геофизич. журн., 2006. — Т. 28, № 5. — С. 7—18.

Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Лебедь Т.В. Магнитная неоднородность, разломная тектоніка консолидированной земной коры и нефтегазоносность Днепровско-Донецкого авлакогена // Геофиз. журн. — 2014. — 36, № 1, С. 64—80.

Петромагнитная модель литосферы (Под ред. Д.М. Печерского). — Киев: Наук. думка, 1994. — 175 с.

Печерский Д.М. О петромагнетизме низов континентальной земной коры. Изв. АН СССР. — Сер. геол. — 1991. № 9. — С. 66—78.

Печерский Д.М., Диденко А.Н.(1995) Палеоазиатский океан. — М.: ИФЗРАН. — 1995. — 298 с.

Пистрак Р. М., Пашова Н. Т. Структурное положение очагов вулканизма в Припятско-Донецком авлакогене // Геотектоника. — 1974. — № 4. — С. 33—38.

Плахотный Л.Г. Байкалиды в складчатом основании Восточного Крыма // Геотектоника. — 1969. — № 3. — С. 98—102.

Плахотный Л.Г., Апостолова М.Я., Бондаренко В.Г., Гордиевич В.А. Меловой вулканизм Равнинного Крыма // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отделение геологии. — 1971. — 48, Вып. 4. — С. 102—112.

Плахотный Л.Г. Герциниды Крыма // Геол журнал. — 1988. — № 4. — С. 76—85.

Поляченко Е.Б., Бахмутов В.Г., Константиненко Л.И. и др. Новые результаты палеомагнитных исследований красноцветных силурийских отложений Подолии // Геофиз. журн. — 2014. — Т. 36, № 3. — С. 34—47.

Пономаренко А.Н., Степанюк Л.М., Шумлянский Л.В. Геохронология и геодинамика палеопротерозоя Украинского щита// Минерал. журн. — 2014. — Т. 36,№ 2. — С. 48—60.

Попадюк И.В., Смирнов С.Е. Крымский ороген: покровная интерпретация // Геодинамика Крымско-Черноморского региона. — Симферополь: Изд. Гидрофиз. Ин-та, 1997. — С. 27—30.

Пронин А.А. 1973. Альпийский тектонический цикл в истории Земли. Мезозой. Кайнозой. Ленинград: Наука. 224 с, 318 с.

Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Горячун А.В. Землетрясения Крымско-Черноморского региона.-Киев:Наукова думка. — 1989. — 192 с.

Пустовитенко Б.Г., Капитонова С.А. Опыт использования азимутальных годографов волн для оценки характеристик разрывов в очагах землетрясений Крыма // Сейсмологический бюллетень западной зоны Единой системы сейсмических наблюдений СССР за 1988 г. — Киев: Наук. думка, 1991. — С. 152—155.

Пустовитенко Б.Г. Механизм очагов ощутимых землетрясений Крымско-Черноморского региона последних 20 лет / Сейсмологический бюллетень Украины за 2000 год // Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». 2002. — С. 59—64.

Пустовитенко Б.Г., Мержей Е.А., Пустовитенко А.А., Калинюк И.В. Очаговые параметры землетрясений Крыма 2013 года / Сейсмологический бюллетень Украины за 2013 год // Севастополь: НПЦ « ЭКОСИ-Гидрофизика». 2014. — С. 12—19.

Пучков В.Н. — Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. — Уфа: ГИЛЕМ. — 2000. — 146 с.

Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю. / Геология мантии Земли. — М.: Геос. — 2010 — 138 с.

Ранняя история Земли. 1980. Ред. Б. Уиндли. — Москва: Мир. 622 с.

Ребецкий Ю.Л., Овчаренко О.О.,Саввичев П.А. Поле современных напряжений коры юго-западной Европы и Средиземноморья // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. — 2014. — № 2, Вып. 24.

Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. — Москва: Наука, 1985. — 408 с.

Рингвуд А.Е. 1981. Структура и петрология мантии Земли. — Москва: Недра. 584 с.

Савко А.Д., Надёжка Л.И., Шевырёв Л.Т. Новые данные о флюидной и сейсмической активности Воронежской антеклизы. // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. — М.: ГЕОС. — 2008. — С. 439—441.

Савченко Н.А. Вулканогенные породы Припятского вала и западного склона Украинского щита // Палеовулканизм Украины. К.: Наук. думка, 1984. — С. 92—177.

Сагалова Е.А. Фокальная зона Карпатских землетрясений у гор Вранча // Геофиз. сборник. — 1975. — 68. — С. 5—81.

Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. — М., 1969. — 244 с.

Сафронов О.Н. Сейсмические условия и сейсмическая опасность платформенной части Украины. — Диссертация на соискание ученой степени канд. геол. наук. — Симферополь: ИГФ НАНУ. — 2005. — 135 с.

Сейсмологический бюллетень Западной территориальной зоны ЕССН (Крым-Карпаты). Киев: Наук. думка.1970—1990.

Сейсмологический бюллетень Украины за 2001—2013 гг. // Севастополь: НПЦ ЭКОСИ- "Гидрофизика". 1991—2014.

Сенин Б.В., Никишин А.М., Амелин Н.В. и др. Отчет по программе морских научных работ «Изучение геологического строения докайнозойских отложений и глубинной структуры бассейна Черного моря», 139 л. текста, 65 рис., табл. 6/12 л, граф. прил. 38, библ. 78. ОАО «Союзморгео», Геленджик, 2012.

Слюсарь В.С. Структуры горизонтального сжатия в северном Преддобруджье. Геотектоника, 1984. — 4. — С. 90—105.

Сокур Т.М. Геодинамическая обстановка формирования верхневендских песчаников на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы//Доповіді Національної академії наук України, 2008, № 10.

Сологуб В. Б, Сологуб. Н. В. Строение земной коры Крымского полуострова // Советская геология, 1977. № 3. — С. 85—93.

Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Соллогуб Н.В. и др. Структура литосферы Карпатско-Крымского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Геоф. журн. — 1983. — 5, № 1. — С. 3—13.

Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Старостенко В.И. и др. Строение литосферы вдоль геотраверса V на основании комплексных геолого-геофизических данных // Геофиз. журн. — 1985. — 7, № 4. — С. 3—18.

Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка,1986. — 183 с.

Сорохтин О.Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит // Докл. АН СССР. 1973. — Т. 208, № 6. — С. 1338—1341.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. — М: Изд-во МГУ, 1991. — 446 с.

Старостенко В.И., Даниленко В.А., Венгрович Д.Б. и др. Моделирование эволюции осадочных бассейнов с учетом структуры природной среды и процессов самоорганизации // Физика Земли. — 2001, № 12. — С. 40—51.

Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Кутас Р.И. Глубинное строение Украинского щита. Геофиз. журн.. — 2002, Т. 24, № 6. — С. 36—48.

Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Кутас Р.И., Легостаева О.В. Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. Геофиз. журн. — 2005. — Т. 27, № 2. — С. 195—207.

Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Пашкевич И.К. и др. Создание комплексной трехмерной геофизической модели литосферы Украинского щита в связи с магматизмом, тектоникой и образованием полезных ископаемых.- Отчет Института геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины. — Киев. — 2006. — 510 с. — Фонд УкрНИИНТИ, № гос. регистрации102U002478.

Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Пашкевич И.К. и др. Закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых в связи с глубинным строением и динамикой литосферы Украинского щита // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 5. — С. 3.

Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Пашкевич И.К., Бурахович Т.К., Кулик С.Н.. Куприенко П.Я.. Кутас Р.И., Макаренко И.Б., Орлюк М.И., Цветкова Т.А. Металлогения Украинского щита: закономерности размещения месторождений полезных ископаемых и их связь с глубинным строением и динамикой литосферы // Геофиз. журн. — 2007[1]. — Т. 29, № 6. — С. 3—31.

Старостенко В.И., Казанский В.И., Дрогицкая Г.М., Макивчук О.Ф.. Попов Н.И., Тарасов Н.Н., Трипольский А.А., Шаров Н.В. Связь поверхностных структур Кировоградского рудного района (Украинский щит) с локальными неоднородностями коры и рельефом раздела Мохо // Геофиз. журн. — 2007[2]. — Т. 28, № 1. — С. 3—21.

Старостенко В.И., Макаренко И.Б.,Русаков О.М., Пашкевич И.К., Кутас Р.И., Легостаева О.В. Геофизические неоднородности литосферы мегавпадины Черного моря // Геофиз. журн. — 2010. — Т. 32, № 5. — С. 3—20.

Старостенко В.И., Казанский В.И., Попов Н.И. и др. От поверхностных структур к интегральной глубинной модели Кировоградского рудного района (Украинский щит). 1 // Геофиз. журн. — 2011. — 33, № 5. — С. 3—16.

Старостенко В.И., Даниленко В.А., Венгрович Д.Б., Кутас Р.И., Стифенсон Р.А., Стовба Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Кутас Р.И. Геодинамическое развитие литосферы Украины и формирование месторождений полезных ископаемых// Геофиз. журн. — 2011. — Т. 33, № 3. — С. 3—22.

Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Легостаева О.В., Савченко А.С. Плотностная неоднородность земной коры вдоль широтных зон разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины // Геофизический журнал. — 2012. — Т.34, № 6. — С. 113—132.

Старостенко В.И., Кендзера А.В., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В. Промежуточные землетрясения зоны Вранча и скоростное строение мантии Восточной Европы // Геофиз. журн. — 2013. — 35, № 3. — С. 31—45.

Степаненко Н.Я., Симонова Н.А., Карданец В.Ю. Пространственные вариации осей главных напряжений в очагах землетрясений области Вранча // Сейсмологический бюллетень Украины за 2012 год — Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». — 2013. — С. 46—-56.

Степанюк Л.М. Геохронологія докембрію західної частини Українського щита (архей — палеопротерозой). Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геологических наук. — Киев. — 2000. — 34 с.

Стифенсон Р.А., Я.Д. Ван Вейс, Стовба С.Н., Шимановский В.А. Численное одномерное моделирование тектонического погружения ДДВ в рамках концепции растяжения континентальной литосферы по Мак Кензи // Геофиз. журн. — 1997. — № 3. —- С. 25—41.

Стовба С.Н., Старостенко В.И., Ляшкевич З.Н., Сэйнтот А. Изучение динамики и геологических процессов Днепровско-Донецкого палеорифта. В кн.: Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Москва: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. — С. 307—314.

Стовба С.Н. Геодинамическая эволюция Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса: Дис. доктор геол.наук. — Киев: Научно-исследовательский Институт нефтяной и газовой промышленности (ДП «Науканафтогаз»), НАК «Нафтогаз Украины», 2008. — 495 с.

Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. — М.: Недра, 1977. — 144 с.

Строение Западной части Черноморской впадины / Под ред. Я.П. Маловицкого и Ю.П. Непрочнова. — М.: Наука, 1972. — 244 с.

Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря / Под ред. В.В. Белоусова и Б.С. Вольвовского. — М.: Наука, 1989. — 208 с.

Структура земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы /Под ред. В.Б. Соллогуба, А. Гутерха, Д. Просена. — Киев: Наук. Думка, 1978. — 271 с.

Структурная геология и тектоника плит. — Под ред. К.Сейферта. — Т. 1. — М.: «МИР». — 1990. — 315 с.

Субботин С., Наумчик Г., Рахимова И. 1968. Мантия Земли и тектогенез. — Киев: Наук. думка. 173 с.

Схема глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы. М-б 1:1 000 000/ (Под ред. А.В.Чекунова), 6 л.// Комплект карт «Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы» М-б 1:1 000 000 /Гл. ред. А.И. Зарицкий. — Киев: Госкомгеология, Геопрогноз, Центргеология, ПО «Беларусь», Всероссийский геологический Институт, 1992.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. — М.: Мир, 1988. — 384 с.

Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря / Ю.Г.Моргунов, А.В.Калинин, В.В.Калинин и др. — М.: Наука, 1981. — 244 с.

Тектоника и углеводородный потенциал кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины / Под ред. В.И.Старостенко, О.М.Русакова // Киев: Галактика. 2015.

Тектоника Северного Причерноморья / И.И.Чебаненко, Ю.М.Довгаль, Т.А.Знаменская и др. / Отв.ред. И.И.Чебаненко: АН УССР. Ин-т геологических наук. — К.: Наук. думка, 1988. — 164 с.

Тектоника Украины /Под ред. С.С.Круглова, А.К. Цыпко. — М.: Недра, 1988. — 254 с.

Тектонічна карта України. М-б 1:1 000 000/ Гол.ред. С.С. Круглов, Д.С. Гурський — Київ: Міністерство охорони природного середовища України. Державна геологічна служба. 2007.

Тектонічна карта України. Масштаб 1:1000 000. Ч.1. Пояснювальна записка. Відпов. редактори Д.С. Гурський, С.С. Круглов. — Київ, УкрДГРІ, 2007. — 95 с.

Тектоносфера Украины. (Под ред. А.В.Чекунова). — Киев, Наукова думка, 1989, 182 с.

Терехов А. А., Шимкус К. М. Молодые осадки и надвиговые структуры в Прикрымской и Прикавказской зонах Черноморской впадины Геотектоника. — 1989. № 1. — С. 72—79.

Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфера докембрийских щитов Северного полушария Земли по сейсмическим данням. — Петрозаводск: КарНЦРАН, 2004.

Трипольский А.А., Тополюк О.В., Трипольская Е.А. Особенности распределения сейсмических скоростей в земной коре Кировоградского рудного района Ингульского мегаблока Украинского щита.1. Геофиз. журн. — 2012. — 34, № 6 — С. 68—78.

Троцюк В.Я. Прогноз нефтегазоносности акваторий. — М.: Недра, 1982. — 200 с.

Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины // Москва. — Недра. — 1985. — С. 215.

Туголесов Д.А., Мейснер Л.Б. Оценка скоростей осадконакопления и тектонического прогибания на примере Черноморской впадины // Геотектоника. — 2002. № 4. — С. 81—88.

Усенко О.В. Состав магматических пород как отражение глубинного процесса // Геофиз. журнал. — 2004. — 3. — С. 111—119.

Фарфуляк Л.В. Природа наклонной сейсмической границы в земной коре Скифской плиты вдоль профиля DOBRE-5. Геофиз. журн. — 2015. — Т. 37, № 6. — С. 64—85.

Хазан Я.М., 1999. Тепловая неустойчивость вблизи уровня инверсии плотностей расплава и твердой фазы: модель, основывающаяся на релей-тейлоровском приближении. Геофиз. журнал. 3. — С. 91—99.

Хазан Я.М. Тектоника плит: «за» и… «за». // Геофиз. журн. — 2014. — Т. 36, № 5. — С. 170—174.

Хазан Я.М., Арясова О.В. Устойчивость пограничного слоя между литосферой и конвектирующей мантией и равновесная литосферная геотерма // Физика Земли. — 2014. — № 4. — С. 1–20.

Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации // Геотектоника. — 1975. — № 1 — С. 13—27.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и западная Азия. — Москва: Недра, 1977. — 359 с.

Хаин В.Я. Региональная Геотектоника. Альпийско-Средиземноморский Пояс // М: Недра, 1984. — 344 с.

Хаин В.Е. Учение о геосинклиналях и тектоника плит. — Геотектоника. — 1986, № 5. — С. 3—12.

Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. — М., «Недра». — 1988. — 384 с.

Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника. Палеозой. — М.: Недра, 1991. — 398 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. — М.: Научный мир. — 2001. — 606 с.]

Харитонов О.М., Красовский С.С., Куприенко П.Я., Кутас В.В. и др. Литосферный трансект Вранча — Южно-Украинская АЄС // Геофиз. журн. — 1993. — 15, № 5. — С. 23—31.

Хом'як Л.М. Ранньопалеогеновий етап формування насувів Українських Карпат // Праці наукового товариства імені Шевченка. Геологічний збірник. — Т. XXX. — 2012. — С. 90—99.

Хрящевская О.И., Стовба С.Н., Стефенсон Р.А. Одномерное моделирование истории тектонического погружения Черного (северо-западный шельф) и Азовского морей в мелу — неогене // Киев. — Геофизический журнал. — № 5. — 2007 — Т. 29 — С. 28—49.

Цветкова Т.А., Бугаенко И.В. Сейсмотомография мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы. // Геофиз.журн. — 2012. — 5,№ 34 — С. 161—172.

Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Скоростная делимость мантии под. Украинским щитом// Геофиз. журнал. — 2016. — 4. — С. 75—88.

Цымбал С.Н. Состав верхней мантии под Украинским щитом (по данным изучения кимберлитов и их индикаторных минералов). // Глибинна будова літосфери та нетрадиційне використання надр Землі. — Київ: МГОН УкраЇни. — 1996. — С. 177—180.

Цымбал С.Н., Кривдик С.Г. Ксенолиты глубинных пород из кимберлитов Кировоградского геоблока (Украинский щит) // Минерал. журн. — 1999. — 2/3. — С. 97—111.

Цымбал С.Н. Состав верхней мантии под Украинским щитом // Геологія і магматизм докембрію Українського щита / Відп. Ред. Щербак М.П. — Київ — 2002. — С. 215—218.

Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1972, 176 с.

Чекунов А.В. О раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена// Геол. журн. — 1976. — Т. 36, Вып. 1. — С. 123—127.

Чекунов А.В. Сейсмоактивний район Вранча — тектонічний аспект // Доп. АН УРСР — 1986. — сер. Б, № 5. — С. 21—26.

Чекунов А.В. Тектоническая модель сейсмоактивного района Вранча в Карпатах // Геол. журн. — 1987. — № 4. — С. 3—11.

Чекунов А В. Проблемы Черноморской впадины // Геофиз. журн.—1987. — **9**, № 4. — С. 3—25.

Чекунов А.В., Соллогуб В.Б., Галецкий Л.С., Курлов Н.С. Геодинамическая модель центральной части Украинского щита и Криворожская сверхглубокая скважина// Геофиз. журн. — 1989. — Т. 11, № 4. — С. 3—13.

Чекунов А.В. Проблемы геологии Черноморской впадины В: Белоусов В.В., Вольвовский Б.С. (ред.). Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. — М.: Наука, 1989. — С. 145—160.

Чекунов А.В., Пашкевич И.К. Тектоническая природа магнитных неоднородностей в литосфере Украины. Докл. АН УССР, сер. Б. — 1989. — 5. — С. 22—26.

Чекунов А.В., Калюжная Л.Т., Пашкевич И.К., Рябчун Л.И. Глубинное строение, модель развития и нефтегазоносность Днепровско-Донецкого палеорифта // Геотектоника. — 1991. № 1. — С. 37—47.

Чекунов А.В. Глубинное строение и геодинамика нефтегазоносных бассейнов Украины. Геологический журнал. — 1993. — № 6. — С. 3—15.

Чекунов А.В. К геодинамике Днепровско-Донецкой рифт-синеклизы // Геофиз. журн. — 1994. — 16, № 3. — С. 3—13.

Чекунов А.В. Поступательно-вращательные движения блоков земной коры в Днепровско-Донецком, Корасноморском и Аденском рифтах // ДАН Украины, 1994а, № 7. — С. 112—116.

Чекунов А.В., Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е. Сейсмическое районирование. Сейсмичность Черноморского региона. В: Вольвовский Б.С., Старостенко В.И. (ред.). Геофизические Параметры Литосферы Южного Сектора Альпийского Орогена. — Киев: Наук. думка, 1996. — С. 98—101.

Чирвинская М.В., Соллогуб В.Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлокогена по геофизическим данным. — К: Наукова думка, 1980. — 180 с.

Шаталов Н.Н. Дайки Приазовья. — Киев Наукова думка, 1986. — 182 с.

Шестопалова Е.Е., Степанюк Л.М., Довбуш Г.И., Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Приходько Е.С. Палеопротерозойский гранитоидній магматизм Ингульского мегаблока УЩ. — Материалы научной конференции «Гранитоиды: условия формирования и рудоносность». — Украина, Киев, 27 мая — 1 июня 2013 г. — С. 152—153.

Шестопалова Е.Б. О возрасте белых анортозитов Новомиргородского массива Корсунь-Новомиргородского плутона (Украинский щит). Геофиз.журн. — 2014. — Т. 36, № 2. — С. 150—160.

Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. Образование геологических тел в условиях мелководных и глубоководных бассейнов по сейсмическим материалам // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши. (Труды ГИН. Вып. 388). — М.: Наука, 1984. — С. 4—13.

Шимкус К.М. Процессы осадконакопления в Средиземном и Черном морях в позднем кайнозое. — М.: Научный мир, 2005. — 280 с.

Шлапінський В. (2015). Геологічна будова Скибового, Кросненського і Дуклянсько-Чорногорського покривів Українських Карпат та перспективи їх нафтогазоносності. дис. канд. геол. наук : 04.00.17; НАН України, Ін-т геології і геохімії горюч. копалин. — Львів.

Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. — К.: Чорнобилльінтерінформ, 1997. — 287 с.

Шнюков Е.Ф., Старостенко В.И., Коболев В.П.. Газогидратоносность донных отложений Черного моря // Геофизический журнал. — 2006. — 28, № 6. — С. 29—40.

Шнюков Е.Ф., Коболев В.П. Струйные газовыделения дна Черного моря — уникальный средообразующий, экологический и ресурсный феномен // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2013. — № 3. — С. 134—140.

Шнюков Е.Ф., Коболев В.П., Пасынков А.А. Газовый вулканизм Черного моря. — Киев: Логос, 2013. — 384 с.

Шнюков Е.Ф., Ступина Л.В., Рыбак Е.Н. и др. Грязевые вулканы Черного моря. К.: ГНУ ОМГОР, Логос. 2015. — 259 с. Шнюков, Ступина, Рыбак и др., 2015.

Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. — Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геологических наук. — Киев, 2013. — 42 с.

Шнюкова Е.Е. Магматизм Зоны Сочленения Западно-Черноморской Впадины, Горного Крыма и Скифской Плиты. Киев: Наукова думка, 2016. — 235 с.

Шрейдер А.А., Казмин В.Г., Лыгин В.С. Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря // Геотектоника. — 1997. — 1. — С. 59—70.

Шрейдер Ал.А. Раскрытие глубоководной котловины Черного моря // Океанология. — 2005. — Т. 45, № 4. — С. 592—604.

Шульц С.С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). — Л.: Надра, 1979. — 272 с.

Шумлянський Л., Деревська К. Перші Sm-Nd та Rb-Sr ізотопно-геохімічні дані стосовно вендських базальтів Волині // Мідь Волині: Наук. праці Ін-ту фундамент. досліджень. — 2002. — С. 54—64.

Шумлянская Л.А., Заец Л.Н., Цветкова Т.А. Трехмерная скоростная структура мантии территории Украины и нефтегазоносность // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 1. — С. 122—130.

Шумлянская Л.А. Мантийный блоки и зоны повышенной проницаемости Украинского щита// Геофиз. журн. — 2008. — Т. 30, № 2. — С. 135—144.

Шумлянський Л.В. Петрологія та геохронологія породних комплексів північно-західного району Українського щита та його західного схилу. — Автореферат дисертації на здобуття наукового ступеню доктора геологічних наук. — Київ, 2012. — 35 с.

Шумлянская Л.А., Трипольский А.А., Цветкова Т.А. Влияние скоростной структуры коры на результаты сейсмической томографии Украинского щита // Геофиз. журн., 2014. — 36 — № 4. — С. 95—117.

Щерба И.Г. Палеогеновый бассейн Кавказа // Бюллетень Московского Общества Испытателей Природы, отд. геологический. — 1994. — 69. — С. 71—80.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. — Киев: Наук.думка, 2005. — 243 с.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянский Л.В. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. — Киев: Наук. думка, 2008. — 239 с.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В. Геохронология и геодинамика архейских мегаблоков Украинського щита// Минерал. журн. — 2014. — Т. 36, № 2. — С. 7—17.

Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львів: ЗУКЦ. — 2005. — 364 с.

Щукин Ю.К., Добрев Т.Д. Глубинное геологическое строение, геодинамика и геофизические поля очаговой зоны Вранча // Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия — Москва: Наука, 1980. — С. 7—40.

Юдин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. — Киев.- УкрГГРИ. — 2007. — 143 с.

Юдин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. — Киев, УкрГГРИ. — 2008. — 117 с.

Юдин В. В. Геологическая Карта и Разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200 000 // Симферополь: Союзкарта, 2009.

Юдин В.В. Геодинамика Крыма // Симферополь: Диайпи, 2011. 335 с.

Яновская Т.Б. Методика трехмерной лучевой томографии, основанная на предположении о гладкости латеральных вариаций скорости // Физика Земли. — 2012. — № 5. — С. 1—15.

Яновская Т.Б., Гобаренко В.С., Егорова Т.П. Строение подкоровой литосферы Черноморского бассейна по сейсмологическим данным // Физика Земли. — 2016. — № 1. — С. 1—17.

Andreucci, B., Castelluccio, A., Jankowski, L., Mazzoli, S., Szaniawski, R., & Zattin, M. (2013). Burial and exhumation history of the Polish Outer Carpathians: Discriminating the role of thrusting and post-thrusting extension. Tectonophysics, 608, 866—883.

Andreucci B., Castelluccio A., Corrado S., Jankowski L., Mazzoli S., Szaniawski R. and Zattin M. (2015). Interplay between the thermal evolution of an orogenic wedge and its retro-wedge basin: An example from the Ukrainian Carpathians. GSA Bulletin, 127, 410—427.

Aramowicz, A., Anczkiewicz, A. A., & Mazur, S. (2006). Fission-track dating of apatite from the Góry Sowie Massif, Polish Sudetes, NE Bohemian Massif: implications for post-Variscan denudation and uplift. Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry, 182, 221—229.

Artemieva, I. M., Mooney, W. D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geophys. Res. — 2001. — V. 106. — P. 16387—16414.

Artemieva I.M., Thybo H., Kaban M.K. 2006. Deep Europe today: geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3.5 Ga. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), European Lithosphere Dynamics, Geological Society, London, Memoirs, 32. Geological Society London, P. 11—41.

Artemieva, I. M. The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data // Lithos. — 2009. — V. 109. — P. 23–46.

Artemieva, I. M. Lithosphere : an interdisciplinary approach. 2011. — Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Aryasova, O. V., Khazan, Y. M. Characteristic time of thermal and diffusion relaxation // Геофизический журнал. — 2015. — Т. 37, № 6. — С. 99—104.

Aryasova, O.V., Khazan, Y.M. A new approach to computing steady-state geotherms: The marginal stability condition // Tectonophysics, http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.10.014.

Ashchepkov, I. V., Pokhilenko, N. P., Vladykin, N. V., Logvinova, A. M., Afanasiev, V. P., Pokhilenko, L. N., Kuligin, S. S., Malygina, E. V., Alymova, N. A., Kostrovitsky, S. I., Rotman, A. Y., Mityukhin, S. I., Karpenko, M. A., Stegnitsky, Y. B., Khemelnikova, O. S. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study // Tectonophysics. — 2010. — V. 485. — P. 17—41.

Ates A, Kearey P, Tufan S., 1999. New gravity and magnetic anomaly maps of Turkey. Geophys J Int. 136, 499—502.

Aubouin, J., 1965. Geosynclines. Elsevier Ltd. — 305 p.

Aulbach, S., Pearson, N. J., O'Reilly, S. Y., Doyle, B. J. Origins of xenolithic eclogites and pyroxenites from the Central Slave craton, Canada // J. Petrol. — 2007. — V. 48. — P. 1843—1873.

Babel Working Group, 1991. Deep seismic survey images crustal structure of the Tornquist zone beneath southern Baltic Sea. Geophys. Res. Lett. 18, 1091—1094.

Bachtadse, Valerian, Rainer Zanglein, Jennifer Tait, and Heinrich C. Soffel. Paleomagnetism of the Permo-Carboniferous (280 Ma) Jebel Nehoud ring complex, Kordofan, Central Sudan // Jour. Afr. Earth Sci. — 2002. — 35. — P. 89—97.

Bagley, B., Revenaugh, J. Upper mantle seismic shear discontinuities of the Pacific // J. Geophys. Res. — 2008. — V. 113. — B12301, doi:10.1029/2008JB005692.

Bala, A., Radulian M, Popescu E.. — Earthquakes distribution and their focal mechanism in correlation with the active tectonic zones of Romania, J. Geodyn., 2003. — 36, 129 — 145, doi:10.1016/S0264-3707(03)00044-9.

Balashov Yu.A., 2009. Development of a Heterogeneity in the Lithosphere: Geochemical Evidence. Petrology. V. 17. — 1. — P. 90—107.

Balintoni I., Balica C, Seghedi A., Ducea M. Peri-Amazonian provenance of the Central Dobrogea terrane (Romania) attested by U/Pb detrital zircon age patterns.-GEOLOGICA CARPATHICA, AUGUST 2011, 62, 4, 299—307.

Balintoni I., Balica C. Peri-Amazonian provenance of the Euxinic Craton components in Dobrogea and of the North Dobrogean Orogen components (Romania): a detrital zircon study. Precambrian Research (2016), doi: http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2016.03.008

Banks C.J., Robinson A. Mesozoic strike-slip back-arc basins of the western Black Sea region. In: Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region (ed. Robinson A.G.). — AAPG Memoir. — 1997. — 68. — P. 53—62.

Banks, C.J., 1997. Basins and thrust belts of the Balkan Coast of the Black Sea. In: Robinson, A.G. (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Mem. 68, P. 115—126.

Barrier E., Vrielynck B. Paleotectonic maps of the Middle East, Atlas of 14 maps, Tectonosedimentary-Palinspatic maps from Late Norian to Pliocene. Commission for the Geologic Map of the Word (CGMW-CCGM-UNESCO), 2008. — Paris, France.

Bazhenov, M. L., Grishanov, A. N., Van der Voo, R., and Levashova, N. M**.** Late Permian palaeomagnetic data east and west of the Urals // Geophys. Jour. Intern. — 2008. —173. — P. 395—408.

Bazhenov, M. L., and Shatsillo, A. V**.** Late Permian palaeomagnetism of Northern Eurasia: data evaluation and a single-plate test of the geocentric axial dipole model // Geophys. Jour. Intern. — 2010. —180. — P. 136—146.

Belousov V.V., Volvovsky B.S., Arkhipov I.V. et al. Structure and evolution of the Earth's crust and upper mantle of the Black Sea. // Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata. — 1988. — V. XXX. — N117-188. — P. 109—196.

Bergerat, F., Martin, P., Dimov, D., 1998. The Moesian Platform as a key for understanding the geodynamical evolution of the Carpatho-Balkan alpine system. In: Crasquin-Soleau, S., Bar-rier, E. (Eds.), PeriTethys Memoir 3: Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms. Me´m. Mus. Natl. Hist. Nat. 177, P. 129—150.

Besse J. and Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. // J. Geophys. Res. — 2002. — 107 (B11). — 2300. — i:10.1029/2000JB000050.

Besutio L., Cadicheanu N. Preliminary considerations on the space-time dynamics of the intermediate-depth seismicity within Vrancea zone / The natural geodynamic laboratory Vrancea, a challenge for the 21st century (Ed. Zugravescu) — Bucharest, 2002. — P. 25—33.

Beşutiu L., Zugrávesku D., 2004. Geophysical considerations on the Black Sea opening and its seismo-tectonic consequence. Rev Roum Geophys. — 48, 3—13.

Bielik M. Geophysical Model In Thecarpathian-Pannonian Basin Region. — Skopje/Ohrid, Republic of Macedonia. — August 30-September 1, 2009.

Blundell D. J. The legacy of the European Geotraverse //Tectonophysics. — 1999. — V. 314. — P. 7—16.

Bocin A., Stephenson R., Tryggvason A., Panea I., Mocanu V. , Hauser F., Matenco L. 2.5D seismic velocity modelling in the south-eastern Romanian Carpathians Orogen and its foreland// Tectonophysics 410 (2005). — 273— 291.

Bogdanova S. Segments of the East European Craton. / Ed: D.G.Gee and M. Beckholmen. EUROPROBE in Jablonna 1991. — Warshawa: Institute of Geophysics. Polish Ac.of Sci.-European Sciences Foundation, 1993. — P. 33—38.

Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and mojor Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics//Tectonophysics. — 1996. — 268. — P. 1—21.

Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Buryanov, V.B., Makarenko, I.A., Orlyuk, M.I., Skobelev, V.M., Starostenko, V.I., Legostaeva, O.V., 2004. The 1.80—1.74 Ga gabbro-anorthosite-rapakivi Korosten Pluton in the NW Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of deep structure. Tectonophysics 381, 5—27.

Bogdanova, S., Gorbatschev, R., Grad, M., Guterch, A., Janik, T., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., Taran, L., 2006. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), European Lithosphere Dynamics, Geological Society, London, Memoirs, 32. Geological Society London, P. 599—628.

Bogdanova S.V., Starostenko V.I., Gintov O.B., Pashkevich I.K., Kuprienko P.Ya., Kutas R.I., Makarenko I.B., Tsvetkova T.A. Long-lived E-W fault zones in the lithosphere of Western Sarmatia. Geophysical Research. Abstr., 13—18 Apr.,2008. Vienna, Austria, 2008 — 10. — CD-ROM.

Bogdanova, S.V., Bingen, B., Gorbatschev, R., Kheraskova, T.N., Kozlov, V.I., Puchkov, V.N., Volozh, Y.A., 2008. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia Precambrian Research 160, 23—45.

Bogdanova, S.V., Gintov, O.B. & Lubnina, N.V. 1.80–1.75 Ga mafic dykes in the Ukrainian Shield — a key to the paleogeography of Baltica within Columbia. Supercontinent Symposium 2012[1], Helsinki, Finland, Sept. 25—28, Programme and Abstracts, 22—23.

Bogdanova, S., Lubnina, N. & Gintov, O.B. Formation of the East European Craton (Baltica) in the Late Paleoproterozoic as caused by episodic rotations and collisions within assembling supercontinent Columbia (Nuna). Abstract 1484469 presented at 2012[2] Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 3—7 Dec.

Bohrmann G, Schenck S (2002) GEOMAR Cruise Report M52/1, MARGASCH, RV Meteor, marine gas hydrates of the Black Sea. GEOMAR, Kiel.

Bojar, A. V., Neubauer, F., & Fritz, H. (1998). Cretaceous to Cenozoic thermal evolution of the southwestern South Carpathians: evidence from fission-track thermochronology. Tectonophysics, 297(1), 229—249.

Boyd F., 1989. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. Earth and Plan. Sc. Lett. 96 (1/2). P. 16—26.

Boyd, F., Pokhilenko, N., Pearson, D., Mertzman, S., Sobolev, N., Finger, L. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // Contrib. Miner. Petrol. — 1997. — V. 128. — P. 228—246.

Boyd, F., Pearson, D.G. Hoal, K., Hoal, B., Nixon, P., Kingston, M., Mertzman, S. Garnet lherzolites from Louwrensia, Namibia: bulk composition and P/T relations // Lithos. — 2004. — V. 77. — P. 573—592.

Brunet M.-F., Korotaev M.V., Ershov A.V., Nikishin, A.M. The South-Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling // Sedimentary Geology. — 2003. — 156. — P. 119—148.

Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G., Pesonen L.J., Elming S.-A., Abrahamsen N., Bylund, G. Comparising the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles // Tectoniphisics. — 2000. — 319. — P. 167—198.

Buiter S. J., Torsvik T. H. Horizontal movements in the eastern Barents Sea constrained by numerical models and plate reconstructions // Geophys. J. Int. — 2007. — № 171. — P. 1376—1389.

Burchart, J. (1972). Fission-track age determinations of accessory apatite from the Tatra Mountains, Poland. Earth and Planetary Science Letters, 15(4), 418—422.

Burchfiel B.C., 1976. Geology of Romania. Spec. Pap. — Geol. Soc. Am. 158. — 82 p.

Burgess, S., Harte, B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE chemistry // J. Petrol. — 2004. — V. 45. — P. 609—644.

Burke, K., Torsvik, T.H., 2004. Derivation of large igneous provinces of the past 200 million years from long-term heterogeneities in the deep mantle. Earth and Planetary Science Letters 227, 531—538.

Busse, F. H. High Prandtl number convection // Phys. Earth Planet. Inter. — 1979. — V. 19. — P. 149—157.

Butler, R. F. (1992). Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes (Vol. 319). Boston: Blackwell Scientific Publications. — 319 p.

Bylund, G., 1974. Paleomagnetism of dykes along the southern margin of the Baltic Shield // Geol. Föreningens i Stockholm Forhandl., 96. — P. 231—235.

Carlson, R. W., Pearson, D. G., James, D. E. Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle // Rev. Geophys. — 2005. — V. 43. — RG1001, doi:10.1029/2004RG000156.

Chadima M. and Hrouda F. Remasoft 3.0 — a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer — Travaux Géophysiques, 27: Abstracts of the 10th "Castle Meeting". New Trends in Geomagnetism. Castle of Valtice. — September 3-8th. — 2006. — P. 20—21.

Chalapathi Rao, P. N., Lehmann, B. Kimberlites, flood basalts and mantle plumes: New insights from the Deccan Large Igneous Province // Earth-Science Rev. — 2011. — V. 107. — P. 315—324, doi:10.1016/j.earscirev.2011.04.003.

Chalot Prat F., Girbacea R., Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift related crust mantle decoupling, volcanism and basin formation: a new model for the Pliocene-Quaternary evolution of the southern East Carpathians, Romania // Tectonophysics. — 2000. — 327 (1), 83—107.

Chalot-Prat F., Tikhomirov P., Saintot A., 2007. Late Devonian and Triassic basalts from the southern continental margin of the East European Platform, tracers of a single, heterogeneous lithospheric mantle source. Journal of Earth System Science, 116, 469—495.

Chardon D., Gapais D. Cagnard F. Flow of ultra-hot orogens: a view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic//Tectonophysics. 2009. 477. 105—118.

Chekunov A.V., Gavrish V.K., Kutas R.I. and Ryabchun L.I. Dnieper-Donets palaeorift. Tectonophysics. — 1992. 208. — P. 257—272.

Chekunov A.V., Kaluzhnaya L.T., Ryabchun, L.I. The Dnieper-Donets paleorift, Ukraine: deep structures and hydrocarbon accumulations // Journal of Petroleum Geology. — 1993. — Vol. 16, № 2. — P. 183—196.

Chen, Y. J. Oceanic crustal thickness versus spreading rate // Geophys. Res. Lett. — 1992. — V. 19. — P. 753—756.

Cloeting S., Spadini G., Van Wees J.D., Beekman F. Thermo-mechanical modelling of Black Sea basin (de)formation // Sedim. Geol. 2003. V. 156. — P. 169—184.

Cloetingh S., Burov E., Matenco L., Beekman F., Roure F., Ziegler P., A., 2013. The Moho in extensional tectonic settings: Insights from thermo-mechanical models. Tectonophysics. 609, 558—604.

Cloos H., 1939. Hebung — Spaltung — Vulcanismus . Geol. Rundschau. 30. — P. 401—519.

Cocks L. R., Torsvik T. H. Baltica from the late Precambrian to mid Palaeozoic: the gain and loss of a terranes identity // Earth Science Reviews. — 2005. — № 72. — P. 39—66.

Cocks L. R., Torsvik T. H. European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic // European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs. — 2006. — № 32. — P. 83—95.

Cooper, C., Lenardic, A., Moresi, L. The thermal structure of stable continental lithosphere within a dynamic mantle // Earth Planet. Sci. Lett. — 2004. — V. 222. — P. 807—817.

Cornwell, J.D., 1967. The palaeomagnetism of the Exeter Lavas // Geophys. J. R. astr. Soc., 12. — P. 181—196.

Cosgrove J., 2005. Folding. Encyclopedia of Geology. Ed. R. Selley, L. Cocks, I. Plimer. London: Elsevier. V. 5. — P. 339—351.

Creer K.M., E. Irving and S. K. Runcorn. The direction of the geomagnetic field in remote epochs in Great Britain, J. Geomagn. Geoelectr., V. 6, 163—168, 1954.

Csontos, L., Ma´rton, E., Wo´ rum, G., Benkovics, L., 2002. Geo- dynamics of SW-Pannonian inselbergs (Mecsek and Villa´ny Mts., SW Hungary). EGU Spec. Vol. 3, 227—245.

Csontos, L. and Vörös, A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 210 (1), 1—56.

Dadlez, R., Narkiewicz, M., Stephenson, R.A., Visser, M.T.M., Van Wees, J.D., 1995. Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modeling implications and significance for central European geology. Tectonophysics 252, 179—195.

Dahlstrom C.D.A. Balanced cross sections // Canadian journal earth science. — 1969. — V 6, N4. — P. 743—757.

Dalziel I. W. Neoproterozoic—Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis and environmental specu- lation // Bull. Geol. Soc. Am. — 1997. — № 109. — P. 16—42.

Danišík, M., Dunkl, I., Putiš, M., Frisch, W., & Kráľ, J. (2004). Tertiary burial and exhumation history of basement highs along the NW margin of the Pannonian Basin–an apatite fission track study. Austrian Journal of Earth Sciences, 95(96), 60—70.

Danišík, M. ., Kohut, M., Dunkl, I., & Frisch, W. (2008a). Thermal evolution of the Žiar Mountains basement (Inner Western Carpathians, Slovakia) constrained by fission track data. Geologica Carpathica, 59(1), 19—30.

Danišík, M., Kohút, M., Dunkl, I., & Frisch, W. (2008b). Apatite fission track and (U-Th)/He thermochronology of the Rochovce granite (Slovakia)–implications for the thermal evolution of the Western Carpathian-Pannonian region. Swiss Journal of Geosciences, 101(1), 225—233.

Danišík, M., Kohut, M., Dunkl, I., & Frisch, W. (2008c). Thermal evolution Cooling of the Žiar Mountains basement (Inner Western Carpathians, Slovakia) constrained by fission track data. Geologica Carpathica, 61(1), 19—27.

Danišík, M., Pánek, T., Matýsek, D., Dunkl, I., & Frisch, W. (2008d). Apatite fission track and (U-Th)/He dating of teschenite intrusions gives time constraints on accretionary processes and development of planation surfaces in the Outer Western Carpathians. Zeitschrift für Geomorphologie, 52(3), 273—289.

Davaille, A., Jaupart, C. Transient high-Rayleigh-number thermal convection with large viscosity variations // J. Fluid Mech. — 1993. — V. 253. — P. 141—166.

Davaille, A., Jaupart, C. Onset of thermal convection in fluids with temperature-dependent viscosity: Application to the oceanic mantle // J. Geophys. Res. — 1994. — V. 99. — P. 19853—19866, doi:10.1029/94JB01405.

Davies, D. R., Rawlinson, N., Iaffaldano, G., Campbell, I. H. Lithospheric controls on magma composition along Earth's longest continental hotspot track // Nature. — 2015. — V. 525. — P. 511—514, doi:10.1038/nature14903.

De Boer, J. Paleomagnetic indications of megatectonic movements in the Tethys. // Jour. Geophys. Res. —1965. — 70. — P. 931—944.

Delvaux D. The tensor program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones / D. Delvaux // Abstract supplement № 1 to Terra Nova. — 1993. — V. 5. — 216. — P. 75—100.

Devlaux D., Sperner B. New aspects of tectonic stressinversion with reference to the TENSOR propram. New insights into structural interpretation and modelling // Geological Society, London, Special Publications. 2003. V. 212. — P. 75—100.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pi-chon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, 241—315.

Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. (Eds.) (1993). Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps: Explanatory Notes. Liste Des Articles, Communications, Cartes Et Theses. Programme GS-Tethys, 1986—1993. Gauthier-Villars.

Dewey J.F., Pittman W.C., Ryan W B.F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system // Geol. Soc. Am. Bull. — 1973. — 84. — P. 3137—3180.

Dinu C., Wong H.K., Tambrea D. & Matenco L., 2005. Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf, Tectonophysics, 410, 417—435.

Dixon, J., Dixon, T., Bell, D., Malservisi, R. Lateral variation in upper mantle viscosity: role of water // Earth Planet. Sci. Lett. — 2004. — V. 222. — P. 451—467, doi:10.1016/j.epsl.2004.03.022.

DOBRE fraction '99 Working Group. 'DOBREfraction'99', velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (east Ukraine). Tectonophysics, 2003, 371, P. 81—110.

Doin, M.-P., Fleitout, L. Thermal evolution of the oceanic lithosphere: an alternative view, Earth Planet. Sci. Lett. — 1996. — V. 142. — P. 121—136.

Donadini, F., L.J. Pesonen, K. Korhonen, A. Deutsch and S.S. Harlan, 2011. Paleomagnetism and paleointensity of the 1.1 Ga old diabase sheets from Central Arizona // Geophysica, 47(1—2), 3—30.

Donelick, R., Ketcham, R., Carlson, W. (1999). Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects. American Mineralogist, 84, 1224—1234.

Duman M., Duzbastilar M.K., Konuk J.T. Quaternary geological evolution of the Southern Black Sea // Problems of the Black Sea. — Sevastopol, MHI UAS, 1992. — P. 150—160.

Dunkl, I., & Frisch, W. (2002a). Thermochronologic constraints on the Late Cenozoic exhumation along the Alpine and West Carpathian margins of the Pannonian basin. EGU, 3, 120—134.

Dunkl, I., & Frisch, W. (2002b). Thermochronologic constraints on the Late Cenozoic exhumation along the Alpine and West Carpathian margins of the Pannonian basin. EGU, 3, 135—147.

Ekström, G. & Dziewonski, A. M. The unique anisotropy of the Pacific upper mantle. Nature 394, 168—172 (1998)

Elming, S.-Å., 1985. A palaeomagnetic study of Svecokarelian basic rocks from northern Sweden. Geol. Fören. Stockh. Förhand., 107, 17—35.

Elming S.-A., Pesonen L.J., Leino M., Khramov A.N., Mikhailova N.P., Krasnova A.F., Mertanen S., Bylund G., Terho M. The continental drift of Fennoscandia and Ukraina during the Precambrian // Tectonophysics. — 1993. — 223. — P. 177—198.

Elming, S.-A., 1994. Paleomagnetism of Precambrian rocks in northern Sweden and its correlation to radiometric data. Prec. Res. 69, 61—79.

Elming S.-A., Mikhailova N.P. and Kravchenko S.N. The Consolidation of the East European Craton; a Paleomagnetic Analysis of Proterozoic Rocks from the Ukrainian Shield and Tectonic reconstructions Versus Fennoscandia// Геофиз. журн. — 1998. — Т. 20, № 4. — С. 71—74.

Elming S.-A., Mikhailova N.P., Kravchenko S.N. Palaeomagnetism of Proterozoic rocks from the Ukrainian Shield: new tectonic reconstruction of the Ukrainian and Fennoscandian shields // Tectonophysics. — 2001. — 339. — P. 19—38.

Elming S.A., Kravchenko S.N., Layer P., Rusakov O.M., Glevasskaya A.M. Mikhailova. N.P., Bachtadze V. Palaeomagnetism and 40Ar/40Ar age determinations of the Ediacarian traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: Relevance to the Rodinian breakup // J. Geol. Soc. — 2006. — 162, № 6. — P. 131—133.

Elming, S.-A., Kravchenko, S., Layer, P., Rusakov, O., Glevasskaya, A., Mikhailova, N., Bachtadse, V., 2007. Palaeomagnetism and 40 Ar/ 39 Ar age determinations of the Ediacaran traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: relevance to the Rodinia break-up // J. Geol. Soc. (Lond.) 164, 969—982.

Enciu D. M, Knapp C. C., Knapp J. H. Revised crustal architecture of the southeastern Carpathianforeland from active and passive seismic data// TECTONICS, VOL. 28, TC4013, doi:10.1029/2008TC002381, 2009

Espurt N., Hippolyte J-C., Kaymakci N., Sangu E., 2014. Lithospheric structural control on inversion of the southern margin of the Black Sea Basin, Central Pontides, Turkey. Lithosphere. 6, 26—34.

European Science Foundation–Polish Academy of Sciences, 33—38.

Evans D. A., Pisarevsky S.A. Plate tectonics on the early Earth? Weighing the paleomagnetic evidence // Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. — 2008. — № 440. — P. 249—263.

Eyuboglu Y., Santosh M., Dudas F. O., Akaryal E., Chung S-L., Akdağ K., Bektaş O., 2012. The nature of transition from adakitic to non-adakitic magmatism in a slab window setting: A synthesis from the eastern Pontides, NE Turkey. Geosci Front. 4, 353—375.

Fan G., Wallace T. C., Zhao D. Tomographic imaging of deep velocity structure beneath the Eastern and Southern Carpathians, Romania: Implications for continental collision // J. Geophys. Res. — 1998. — 103, № B2. — P. 2705—2723.

Fedotova M.A., N.A. Khramov, B.N. Pisakin and A.A. Priyatkin, 1999. Early Proterozoic palaeomagnetism: new results from the intrusives and related rocks of the Karelian, Belomorian and Kola provinces, eastern Fennoscandian Shield. Geophys. J. Int. 137, 691—712.

Fei,Y. Thermal expansion / In Rock physics and phase relations. Ed. Ahren, T., AGU: Washington, DC. 1995. — P. 29—44.

Finetti I., Bricchi G., Del Ben A. et al. Geophysical study of the Black Sea // Bollettino di Geofisica. Teorica ed applicata. 1988. V. XXX. P. 75—155[2].

Finetti I., Bricchi G., Del Ben A. et al. Geophysical study of the Black Sea // Boll. Geol. Teor. Ed Applicata. — 1988. — 30, № 117—118. — P. 197—324[1].

Floyd, P. A., Castillo, P. R. Geochemistry and petrogenesis of Jurassic ocean crust basalts, Site 801 // Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results. — 1992. — V. 129. — P. 361—385.

Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: B. Durand et al. (Editors), The Mediteranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Geol. Soc. of London Spec. Publ. No. 156. — The Geological Society, London. —1999. — P. 295—334.

Forte A. M., Mitrovica J. X. Deep-mantle high-viscosity flow and thermochemical structure inferred from seismic and geodynamic data// NATURE |VOL 410 | 26 APRIL 2001.

Frostick L., 2005. Rift Valley. Encyclopedia of Geology. Ed. R. Selley, L. Cocks, I. Plimer. London: Elsevier. V. 1. — P. 34—43.

Fügenschuh, B., Schmid, S. M. (2005). Age and significance of core-complex formation in a very curved orogen: evidence from fission track studies in the South Carpathians (Romania). Tectonophysics, 404(1), 33—53.

Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H. Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography// J. Geol.Soc. — Japan. — 1994. — V. 100, № 1. — P. 4—23.

Gągała Ł. Vergés J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.-C., Werner Ph., Krzywiec P. Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. — Tectonophysics. — 2012. — Vol. 532—535. — P. 223—241.

Galbraith, R. F., and Laslett, G., (1993). Statistical models for mixed fission track ages: Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 21, 459—470.

Galetsky, L.S. (ed.), 2007. An Atlas of the Geology and Mineral Deposits of Ukraine, University of Toronto Press, 168 p.

Gee D. & Stephenson R.A. (eds), 2006. European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoir 32, 662 p.

Georgiev G., 2012. Geology and Hydrocarbon Systems in the Western Black Sea. Turkish J Earth Sci. 21, 723—754.

Gerner, P., Bada, G., Dövényi, P., Müller, B., Oncescu, M.C., Cloetingh, S., Horváth, F., 1999. Recent tectonic stress and crustal deformation in and around the Pannonian Basin: data and models. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (Eds.). The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Special Publications, vol. 156. Geological Society, London,pp. 269—294.

Gerya T., Maresch W., 2004. Metapelites of the Kanskiy Granulite Complex (Eastern Siberia): Kinked P–T Paths and Geodynamic Model 210. J. of Petrology. v. 45. 7. — P. 1393—1412.

Geyko V.S. A general theory of the seismic travel-time tomography. // Геофиз.журн. — 2004. — 26, № 2 — С. 3—32.

Gibson, S. A., Malarkey, J., Day, J. A. Melt depletion and enrichment beneath the western Kaapvaal craton: Evidence from Finsch peridotite xenoliths // J. Petrol. — 2008. — V. 49. — P. 1817—1852.

Gintov O., Bubniak I., Vikhot Y., Nakapelyukh M., Murovska A., Shlapinskyi V. (2014). Structural and palinspastic section of the Ukrainian Carpathians along DOBRE-3 (PANCAKE) geotravers. — Geophysical Journal, Kyiv. — Ukraine.— P. 3—33.

Girbacea R., Frisch W. Slab in the wrong place: lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpathian subduction retreat // Geology. — 1998. –26. — P. 611—614.

Glevassky E.B., Glevasska A.M. The Ukrainian Shield: Precambrian Regional Structure and Paleogeodinamics// Минерал. журн. — 2002. — Т. 24, № 4. — С. 47—57.

Gnyp A. (2010). Refining locations of the 2005—2006 recurrent earthquakes in Mukacheve, West Ukraine, and implications for their source mechanism and the local tectonics. Acta Geophysica 58(4), 587—603.

Görür N., 1988. Timing of opening of the Black Sea Basin. Tectonophysics 147, 247 — 262.

Görür N., 1997. Cretaceous syn- to postrift sedimentation on thesouthern continental margin of the western Black Sea Basin. In: Robinson, A.G. (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Mem. 68, P. 227—240.

Gobarenko V., Yegorova T., Stephenson R.. Local tomography model of the northeastern Black Sea: intra-plate crustal underthrusting / Sosson, M., Stephenson, R.A., Adamia, S. A. (eds) // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Geological Society, London, Special Publications. 2015. v. 428, http://doi.org/10.1144/SP428.2.

Goes, S., Eakin, C. M., Ritsema, J. Lithospheric cooling trends and deviations in oceanic PP-P and SS-S differential traveltimes // J. Geophys. Res. Solid Earth. — 2013. — V. 118. — P. 996—1007, doi:10.1002/jgrb.50092.

Gold T. The origin of methane in the crust of the Earth. In: Howell, D.G. (Ed.). The Future of Energy Gases. United States Government Printing Office. — Washington, 1993. — P. 57—81.

Golonka J., Ross M., Scotese. C. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps. Pangea: Global environment and resources / // Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir. — 1994. — № 17. — P. 1—47.

Golonka J., Oszczypko N., S la˛czka A., 2000. Late Carboniferous-Neogene geodynamic evolution and palaeogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. Ann. Soc. Geol. Pol. 70, 107—136.

Golonka, J., 2000. Cambrian–Neogene Plate Tectonics Maps. Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellon´ skiego, Krako´w.

Golonka, J., Oszczypko, N., S´ la˛czka, A., 2000. Late Carboniferous Neogene geodynamic evolution and palaeogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. Ann. Soc. Geol. Pol. 70, 107—136.

Golonka J., Krobicki M., Oszczypko N., S´la˛czka A., Slomka T. Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic–earliest Cretaceous). In: McCann, T., Saintot, A. (Eds.), Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record // Geol. Soc. London, Spec. Publ. — 2003. — V. 208. — P. 138—158.

Golonka J., Šlaczko A., Picha F. 2003. Geodynamic evolution of the orogen: The West Carpathians and Quachitas case study. Ann. Soc. Geol Pol. 75, 145—167.

Golonka J. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // Tectonophysics. – 2004. — 381. **—** P. 235—273.

Gorbunova I.V., Pustovitenko B.G., Kapitanova S.A. and Pustovitenko A.A. On the Complex Rupturing Process within the Sources of Strong Earthquakes (Based on the Example of the Crimea — Caucasus — Kopet Dagh Region). — J. of Earthquake Prediction Research. — 2000, 8. **—** P. 436—457.

Gordienko V.V. 2001. Geological criteria and integrated analysis of a zone of recent activity in Fennoscandia. Proceedings of the institute of fundamental studies. — P. 10—15.

Gordienko V.V., Logvinov I.M., 2011. On global asthenosphere. Physics of the Earth. 2. — P. 35—42.

Gordienko, V., 2015a. Essential points of the advection –polymorphism hypothesis. NCGT Newsletter. 2. — P. 14—40.

Gordienko, V., 2015b. Energy balance of tectonosphere. NCGT Newsletter. 3. — P. 25—42.

Gordon R.G., Cox A. and O'Hare S., 1984. Paleomagnetic Euler poles and the apparent polar wander and absolute motion of North America since the Carboniferous // Tectonics, v. 3, — P. 499—537.

Görür N. Timing of opening of the Black Sea Basin // Tectonophysics. — 1988. — 147. — P. 247—262.

Görür N., and Tüysüz O. Petroleum geology of the southern continental margin of the Black Sea. / Robinson A.G. (ed.) // Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir. 1997. v. 68. — P. 241—254.

Goutorbe, B., Hillier, J. K. An integration to optimally constrain the thermal structure of oceanic lithosphere // J. Geophys. Res. Solid Earth. — 2013. — V. 118. — P. 432—446, doi:10.1029/2012JB009527.

GPS Probes the Kinematics of the Vrancea Seismogenic Zone// Eos, 2004. — Vol. 85, No. 19, P. 185—196.

Grabowski, J., Nemcok, M., 1999. Summary of paleomagnetic data from the Central West Carpathians of Poland and Slovakia: evidence for the Late Cretaceous–Early Tertiary transpression. Phys. Chem. Earth, Part A Solid Earth Geod. 24, 681—685.

Grad M., Guterch A., Keller G.R., Janik T., Hegedüs E., Vozár J., Oliczka A., Tiira T., Yliniemi J., 2006. Lithosphetic structure beneath trans-Carpathian transest from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL 05. J. Geophys. Res. 111. B03301, DOI: 10.1029/2005JB003647.

Grad M.,Tiira T. and ESC Working Group. The Moho depth map of the European Plate// Geophys. J. Int. (2008). Geophys. J. Int., 176, 279—292.

Gradinaru, E., 1984. Jurassic rocks of north Dobrogea. A depositional — tectonic approach. Rev. Roum. Ge´ol., Ge´ophys. Ge´ogr. 28, 61—72.

Gradinaru, E., 1988. Jurassic sedimentary rocks and bimodal volcanics of the Cirjelari — Camena outcrop belt: evidence for a transtensile regime of the Peceneaga — Camena Fault. St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. (Geol.) 33, 97—121.

Graham R, Kaymakci N, Horn B (2013). Revealing the Mysteries of the Black Sea. GEO ExPro 5:58—63.

Graham R., Kaymakci N., Horn B. W., 2013. The Black Sea: Something different? Geo ExPro. October, 60—61.

Graham R., Kaymakci N., Horn B.W. The Black Sea: something different? GEO ExPro Magazine, October 2013, 58—62.

Grand S., van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth// GSA today. — 1997. — № 7. — P. 1—7.

Grégoire, M., Bell, D., le Roex, A. Garnet lherzolites from the Kaapvaal craton (South Africa): Trace element evidence for a metasomatic history // J. Petrol. — 2003. — V. 44. — P. 629—657.

Griffin, W., O'Reilly, S., Abe, N., Aulbach, S., Davies, R., Pearson, N., Doyle, B., Kivi, K. The origin and evolution of Archean lithospheric mantle // Precambrian Res. — 2003. — V. 127. — P. 19—41, doi:10.1016/S0301–9268(03)00180–3.

Grose, C. J. Properties of oceanic lithosphere: Revised plate cooling model predictions // Earth Planet. Sci. Lett. — 2012. — V. 333—334. — P. 250—264, doi:/10.1016/j.epsl.2012.03.037.

Grütter, H. S. Pyroxene xenocryst geotherms: Techniques and application // Lithos. — 2009. — V. 112S. — P. 1167—1178.

Gudfinnsson, G. H., Presnall, D. C. Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3-8 GPa // J. Petrology. — 2005. — V. 46. — P. 1645—1659.

Gürbüz A., 2010. Geometric characteristics of pull-apart basins. Lithosphere. 2, 199—206.

Guterch A.M., Grad G.R., Keller K., Posgay J., Vozar A., Špičak E., Brueckl Z., Hajnal H., Thybo G., Selvi O. and CELEBRATION 2000 Working Group. 2003. Experiment Team. Stud. Geophys. Geod. 47, 239—252.

Halls, H.C. and L.M. Heaman, 2000. The paleomagnetic significance of new U-Pb age data from the Molson dyke swarm, Cauchon Lake area, Manitoba // Can. J. Earth Sci., 37, 957—966.

Hasterok, D. A heat flow based cooling model for tectonic plates // Earth Planet. Sci. Lett. — 2013. — V. 361. — P. 34—43, doi:10.1016/j.epsl.2012.10.036.

Hasterok, D. Thermal state of continental and oceanic lithosphere. — Ph.D. thesis, 2010. The University of Utah, Utah.

Hasterok, D., Chapman, D. S. Heat production and geotherms for thecontinental lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. — 2011. — V. 307. — P. 59—70.

Hauser, F., Raileanu V., Fielitz W., Bala A., Prodehl C., Polonic G. and Schulze A. VRANCEA99 — The crustal structure beneath the southeastern Carpathians and the Moesian Platform from a seismic refraction profile in Romania // Tectonophysics. — 2001. –340. — P.233 — 256, doi:10.1016/S0040-1951(01)00195-0.

Hauser F., Raileanu V., Fielitz W., Dinu C., Landes M., Bala A., Prodehl C. Seismic crustal structure between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania // Tectonophysics. — 2007. — 430. — P. 1—25.

Hearn, B. C. J., McGee, E. S. Garnet peridotites from Williams kimberlites, north-central Montana, U.S.A. — In Kimberlites: proceedings of the Third International Kimberlite conference (1982, Clermont-Ferrand, France). 1984. — V. 2. — P. 57—70, ed. Kornprobst, J. — Amsterdam: Elsevier.

Hearn, B.C.J. The Homestead kimberlite, central Montana, USA: mineralogy, xenocrysts, and upper-mantle xenoliths // Lithos. — 2004. — V. 77. — P. 473—491.

Heidbach O., Reinecker J., Tingay M., Müller B., Sperner B., Fuchs K.,Wenzel F. Plate boundary forces are not enough: second and third order stress patterns highlighted in the World Stress Map database. — 2007. — Tectonics 26 (TC6014).

Herzberg, C., Condie, K., Korenaga, J. Thermal history of the Earth and its petrological expression // Earth Planet. Sci. Lett. — 2010. — V. 292. — P. 79—88.

Hippolyte, J.-C., Sa˘ndulescu, M., Badescu, D., Badescu, N., 1996. L'activite´ d'un segment de la ligne Tornquist–Teisseyre depuis le Jurassique supe´rieur: la faille de Peceneaga–Camena (Roumanie). C. R. Acad. Sci. Paris 323 (Se´rie IIa), 1043—1050.

Hippolyte, J.-C., Badescu, D., Constantin, P., 1999. Evolution of the transport direction of the Carpathian belt during its collision with the east European Platform. Tectonics 18, 1120—1138.

Hippolyte J.-C. Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist-Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. Tectonophysics, 2002, 357, P. 33—53.

Hippolyte J-C., Müller C., Kaymakci N., Sangu E., 2010. Dating of the Black Sea Basin: new nannoplankton ages from its inverted margin in the Central Pontides (Turkey). In: Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Eds. Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R.A., Bergerat F., Starostenko V. London. Geol Soc Spec. Publ. 340, 113—136.

Hirschmann, M. M. Water, melting, and the deep Earth H 2 O cycle // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. — 2006. — V. 34. — P. 629—653.

Hirth, G., Kohlstedt, D. L. Water in the oceanic mantle: Implications for rheology, melt extraction, and the evolution of the lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. — 1996. V. 144. — P. 93—108.

Hirth, G., Kohlstedt, D. L. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists, in Inside the Subduction Factory. — Geophys. Monogr. Ser. Ed. Eiler, J., AGU: Washington, D.C. — V. 138 — 2003. — P. 83—105.

Hoeven Andre, Schmitt Gunter, Dinter Georg, Mocanu Victor, Spakman Wim. — GPS Probes the Kinematics of the Vrancea Seismogenic Zone.- Eos. — VOLUME 85 NUMBER 19 11 MAY 2004, — P. 185—196.

Horita J., Bemdt M.E. A "biogenic" methane formation and isotopic fractionation under hydrothermal conditions // Science. — 1999. — 285. — P. 1055—1057.

Horvath, F., Bada, G., Szafian, P., Tari, G., Adam, A. & Cloetingh, S. 2006: Modes of basin (de)formation, lithospheric strength and vertical motions in the Pannonian-Carpathian system: inferences from thermomechanical modeling. In: Gee, D.G. & Stephenson, R.A., European Lithosphere Dynamics. Geological Society London Memoirs 32, 191—206.

Hossack J.R. The use balanced cross-sections in the calculation of orogemc contraction: A review // Journal of the geological society of London. — 1979. — V. 136. — P. 705—711.

Howard, L. N. Convection at high Rayleigh number / In Proc. 11th Int. Congr. of Applied Mechanics, Munich, 1964. Ed. Görtler, H., Springer: Berlin. — 1966. — P. 1109—1115.

Howell D. G., 1989. Tectonics of Suspect Terranes. Mountain building and continental growth.

Topics in the Earth Sciences (3). London: UK: Chapman and Hall, 232 p.

Hurford, A.J. (1990a). International-Union-of-Geological-Sciences Subcommission on Geochronology recommendation for the standardization of fission-track dating calibration and data reporting. Nucl. Tracks Rad. Meas. 17, 233—236.

Hurford, A.J. (1990b). Standardization of fission-track dating calibration: recommendation by the Fission-Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommission on Geochronology. Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.) 80, 171—178.

Hurford, A.J., Green, P.F. (1983). The zeta age calibration of fission-track dating. Isot. Geosci. 1, 285—317.

Hurtig E., Cermak V., Haenel R., Zui V. (Eds.). Geothermal Atlas of Europe. 1992. Hermann Haak/Geographisch-Kartographische Anstalt, Gotha.

Iosifidi A.G., Bogdanova S., Khramov A.N. and Bylund G. Palaeomagnetic study of Palaeoproterozoic granitoids from tne Voronezh Masif, Russia // Geophys. J. Int. — 1999. — 137. — P. 723—731.

International Seismological Centre, On-line Bulletin, http://www.isc.ac.uk, Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2014.

Irving E. Paleomagnetism and Its Applications to Geological and Geophysical Problems, John Wiley, New York 1964., 399 p.

Irving, E. Paleomagnetic evidence for shear along the Tethys // In: Aspects of Tethyan biogeography, C. G. Adams and D. V. Ager (Eds.). — Systematics Assoc. — Publ. 7. — 1967. — P. 59—76.

Irving, E. Drift of the major continental blocks since the Devonian // Nature — 270. — 1977. — P. 304—309.

Irving, E. The Case for Pangea B, and the Intra-Pangean Megashear // In: Timescales of the paleomagnetic field, J.E.T. Channell, D.V. Kent, W. Lowrie and J. G. Meert, Editors, AGU Geophys. Monogr. — 2004. — 145. — P 13—27.

Jago, B. C., Mitchell, R. H. Ultrabasic xenoliths from the Ham kimberlite, Somerset Island, Northwest Territories // The Canadian Mineralogist. — 1987. — V. 25. — P. 515—525.

Janik T., Grad M., Guterch A. and CELEBRATION 2000 Working Group. Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland // Geological Quarterly, 2009, 53(1), P. 141—158.

Janik T., Crad M., Guterch A., Vozar J., Bielik M., Vozarova A., Hegedus E., Kovacs C. A., Kovacs I. 2011. Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATIO N 2000 data and geological implications. J. Geodyn. 52, 97—113.

Janney, P. E., Shirey, S. B., Carlson, R. W., Pearson, D. G., Bell, D. R., Le Roex, A. P., Ishikawa, A., Nixon, P. H., Boyd, F. R. Age, composition and thermal characteristics of South African off-craton mantle lithosphere: Evidence for a multi-stage history // J. Petrol. — 2010. — V. 51. — P. 1849—1890.

Jaupart, C., Parsons, B. Convective instabilities in a variable viscosity fluid cooled from above // Phys. Earth Planet. Inter. — 1985. — V. 39. — P. 14–32, doi:10.1016/0031–9201(85)90112–8.

Jaupart, C., Mareschal, J. C., Guillou-Frottier, L. G., Davaille, A. Heat flow and thickness of the lithosphere in the Canadian Shield // J. Geophys. Res. — 1998. — V. 103. — P. 15269—15286.

Jaupart, C., Molnar, P., Cottrell, E. Instability of a chemically dense layer heated from below and overlain by a deep less viscous fluid // J. Fluid Mech. — 2007. — V. 572. — P. 433—469.

Jaupart, C., Mareschal, J.-C. Constraints on crustal heat production from heat flow data / In Treatise on Geochemistry. Eds. Holland, H. D. and Turekian, K. K. Elsevier: Oxford. — 2014. — P. 53—73.

Jaupart, C., Labrosse, S., Lucazeau, F., Mareschal, J.-C. Temperatures, Heat, and Energy in the Mantle of the Earth / In Treatise on Geophysics. Ed. Schubert, G., Elsevier: Oxford — 2015. — P. 223—270, doi:10.1016/B978–0–444–53802–4.00126–3.

Jeleńska M., Bakhmutov V., Bakhmutov L. Paleomagnetic and rock magnetic data from the Silurian succession of the Dniester basin, Ukraine // Phys. Earth Planet. Int.. — 2005. — № 149. — P. 307—320.

Jeleńska M., M. Kadzialko-Hofmokl, V. Bakhmutov et al. Paleomagnetic and rock magnetic study of Lower Devonian sediments from Podolia, SW Ukraine: remagnetization problems // Geophys. J. Int.. — 2015. — № 200. — P. 557—573.

Joint meeting of EUROBRIDGE and SVEKALAPKO projects, St. Petersburg, Russia, 1-3 November 2001, P. 7—9.

Jolivet M., Faccenna C., Piromallo C. 2009. From mantle to crust : stretching the Mediterrantan. Earth Planet. Sci Lett. 285, 198—209.

Jordan, T. H. Continents as a chemical boundary layer // Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A. — 1981. V. 301. — P. 359—373.

Kaminsky, F., Sablukov, S., Sablukova, L., Shchukin, V., Canil, D. Kimberlites from the Wawa area, Ontario // Canadian J. Earth Sci. — 2002. — V. 39. — P. 1819—1838.

Karato, S. Deformation of Earth materials. An introduction to the rheology of solid Earth. Univ. Press: Cambridge. — 2008.

Katsura, T., Yoneda, A., Yamazaki, D., Yoshino, T., Ito, E. Adiabatic temperature profile in the mantle // Phys. Earth Planet. Inter. — 2010. — V. 183. — P. 212—218, doi:10.1016/j.pepi.2010.07.001.

Kaymakci, N. and Graham, R., The Geodynamics and Evolution of Black Sea Basin revealed by New Deep 2D Seismic regional survey. "AAPG Regional Conference: Baku, Azarbaijan", (2012).

Kaymakci N., Graham R., Bellingham P., Horn B. Deep structure and tectonics of Black Sea basin inferred from seismic data (BLACKSEA-SPAN). Special Darius publication of final symposium December 8-9, 2014, P. 70—71.

Kaymakci N., Graham R., Bellingham P., Horn B. W., 2014. Geological Characteristics of Black Sea Basin: Inferences from New Black Sea Seismic Data. AAPG Datapages/Search and Discovery Article #90194. 2014 International Conference and Exhibition, Istanbul, Turkey, September 14–17, 2014.

Kennedy, C., Kennedy, G. The equilibrium boundary between graphite and diamond // J. Geophys. Res. — 1976. — V. 81. — P. 2467—2470.

Khain V., E, Bogdanov Yu. G ed., 1998. International Tectonic Map of Europe. 3rd ed. Scale 1: 5 000 000. St. Petersburg, Russia: St. Petersburg Cartographic Factory.

Khriachevskaia O., Stovba S., Popadyuk I. Hydrocarbon prospects in the Western Black Sea of Ukraine. The Leading Edge. September 2009, C. 1024—1029.

Khriachtchevskaia O., Stovba S., Stephenson R. Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. Geological Society, London, Special Publications. — 2010. — V. 340. — P. 137—157.

Kirschvink J. L., 1980. The least squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 62, 699—718, doi:10.1111/j.1365246X.1980. tb02601.x.

Kissling E., Schmid S.M., Lippitsch R., Ansorge J., Fügenschuh B.. Lithosphere structure and tectonic evolution of the Alpine arc: new evidence from high-resolution teleseismic tomography / Gee, D. G, Stephenson, R. A. (eds) //European Lithosphere Dynamics, Geological Society Memoir. 2006. № 32. — P. 129—145.

Klauke I., Sahling H., Weinrebe et al. Acousitc investigation of cold seeps offshore Georgia, eastern Black Sea // Marine Geology. — 2006. — 231. — P. 51—67.

Knapp J. H., Knapp C. C., Raileanu V., L. Matenco, Mocanu V., Dinu C. Crustal constraints on the origin of mantle seismicity in the Vrancea Zone, Romania: The case for active continental delamination // Tectonophysics. — 2005. — 410. — P. 311—323, doi:10.1016/j.tecto.2005.02.020.

Konerding C., Dinu C.,Wong H.K. Seismic sequence stratigraphy, structure and subsidence history of the Romanian Black Sea shelf. — Geological Society, London, Special Publications. — 2010. — V. 340. — P. 159—180.

Kopylova, M. G., Russell, J. K., Cookenboo, H. Petrology of peridotite and pyroxenite xenoliths from the Jericho kimberlite: Implications for the thermal state of the mantle beneath the Slave craton, northern Canada // J. Petrol. — 1999. — V. 40. — P. 79—104.

Kopylova, M., Garo, G. Mantle xenoliths from southeastern Slave craton: Evidence for chemical zonation in thick, cold lithosphere // J. Petrol. — 2004. — V. 45. — P. 1045—1067.

Korenaga, J. Scaling of stagnant-lid convection with Arrhenius rheology and the effects of mantle melting // Geophys. J. Int. — 2009. — V. 179. — P. 154—170.

Kostyuchenko S.L., Morozov A.F., Stephenson R.A., Solodilov L.N., Vedrentsev A.G., Popolitov K.E., et al., 2004. The evolution of the southern margin of the East European Craton based on seismic and potential field data. Tectonophysics 381, 101—118.

Kotarba, M. J. & Koltun, Y. V., (2006). The origin and habitat of hydrocarbons of the Polish and Ukrainian Parts of the Carpathian Province. In: Golonka, J. & Picha, F. J. (eds.), The Carpathians and their fore land: geology and hydrocarbon resources. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 84, 395—442.

Koulakov I., Zaharia B., Enescu B., Radulian M., Popa M., Parolai S., Zschau J. Delamination or slab detachment beneath Vrancea New arguments from local earthquake tomography // Geochemistry Geophysics Geosistems. — 2010. — 11, № 3. — Q03002, doi: 10.1029/g///c002811.

Kovač M., Nagymarosy, A., Oszczypko, N., S´ la˛czka, A., Csontos, L., Maruntenau,M., Marton, E., 1998. Palinspastic reconstruction of the Carpathian–Pannonian region during the Miocene. In: Raku´ s, M. (Ed.), Geodynamic Development of the Western Carpathians. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava, P. 189—217.

Kovač M., Marko F., Karoli S., Janočko J. 1995. The East Slovakian Basin — A complex back-arc basin. Tectonophysics. 232, 453—466.

Kováč M., Nagymarosy A., Oszczypko, N., S´la¸czka, A., Csontos, L., Maruntenau M., Márton E., 1998. Palinspastic reconstruction of the Carpathian–Pannonian region during the Miocene. In: Raku´s M. (Ed.), Geodynamic Development of the Western Carpathians. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava, P. 189—217.

Kral', J. (1977), Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians, Geologica Carpathica, 28, 269—276.

Kravchenko S.M. First estimate for the age of Mesoproterosoic paleomagnetic pole from the Volodarsk-Volynsky Massif, the Ukrainian Shield // Stud. Geophys. Geod. — 2005. — V. 49. — P. 177—190.

Krs M., Pruner P., Man O. Tectonic and paleogeographic interpretation of the paleomagnetism of Variscan and pre-Variscan formations of the Bohemian Massif, with special reference to the Barrandian terrane // Tectonophysics. — 2001. — № 32. — C. 93—114.

Kumar, P., Kawakatsu, H. Imaging the seismic lithosphere-asthenosphere boundary of the oceanic plate // Geochem. Geophys. Geosyst. — 2011. — V. 12. — Q01006, doi:10.1029/2010GC.

Kusznir N.J., Ziegler P.A. The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation: a simple-shear / pure-shear flexural cantilever model // Tectonophysics. — 1992. — V. 215. — P. 117—131.

Kutas R.I., Kobolev V.P., Tsvyashchenko V.A. Heat flow and geothermal model of the Black Sea depression // Tectonophysics. — 1998. — 291. P. 91—100.

Kutas R. I., Paliy S. I., Rusakov O. M., 2004. Deep faults, heat flow and gas leakage in the northern Black Sea. Geo-Mar Lett. 24, 163—168.

Lahtinen, R., A. Korja and M. Nironen, 2005. Paleoproterozoic tectonic evolution. In: Lehtinen, M., Nurmi, P., Rämö, O.T. (Eds.) Precambrian Geology of Finland– Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B.V., Amsterdam, Netherlands, 481—532.

Lamarche, J., Mansy, J.L., Bergerat, F., Averbuch, O., Hakenberg, M., Lewandowski, M., Stupnicka, E., Swidrowska, J., Waj-sprych, B., Wieczorek, J., 1999. Variscan tectonics in the Holy Cross Mountains (Poland) and the role of structural inheritance during Alpine tectonics. Tectonophysics 313, 171—186.

Landes M., Fielitz W., Hauser F., Popa, M., the CALIXTO Group 3-D upper crustal tomographic structure across the Vrancea seismic zone, Romania // Tectonophysics. — 2004. — 382. — P. 85—102, doi:10.1016/j.tecto.2003.11.013.

Lao-Davila D.A., Al-Salmi H.S., Abdesalam M.G., Atekwana E.A. Yierarchial segmentation of the Malawi Rift: The influence of inherited lithospheric heterogeneity and kinematics in the evolution of continental rifts. AGU Publications. 10.1002/2015TC003953. — P. 2399—2417.

Lazarov, M., Woodland, A. B., Brey, G. P. Thermal state and redox conditions of the Kaapvaal mantle: A study of xenoliths from the Finsch mine, South Africa // Lithos. — 2009. — V. 112S. — P. 913—923.

Lee, C.-T. A., Lenardic, A., Cooper, C. M., F., N., Levander, A. The role of chemical boundary layers in regulating the thickness of continental and oceanic thermal boundary layers // Earth Planet. Sci. Lett. — 2005. — V. 230. — P. 379—395.

Lee, C.-T. A., Luffi, P., Chin, E. J. Building and destroying continental mantle // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. — 2011. — V. 39. — P. 59—90, doi:10.1146/annurev–earth–040610–133505.

Lee, C.-T. A. Geochemical/petrologic constraints on the origin of cratonic mantle / In Archean Geodynamics and Environments. Geophysical Monograph Series, V. 164, Eds. K. Benn, J.-C. Mareschal K. C. Condie. AGU: Washington, DC. — 2013. — P. 89—114.

Lehtonen, M., O'Brien, H., Peltonen, P., Johanson, B., Pakkanen, L. Layered mantle at the Karelian Craton margin: P-T of mantle xenocrysts and xenoliths from the Kaavi-Kuopio kimberlites, Finland, Lithos. — 2004. — V. 77. — P. 593—608.

Lehtonen, M., O'Brien, H., Johanson, B., Pakkanen, L. Electron microprobe and LA-ICP-MS analyses of garnet, clinopyroxene, chromite and ilmenite from the Arkhangelskaya kimberlite pipe // Geological Survey of Finland. — 2008. — Open file M41.2/2008/51, http://arkisto.gtk.fi/m41/m41_2_2008_51.pdf.

Letouzey J., Bijou-Duval B., Dorkel A., Gonnard R., Kristchev K., Montadert L., Sungurlu O. The Black Sea: a marginal basin; geophysical and geological data. In: International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins (eds. Bijou-Duval B., Montadert L.), 1977. — Paris: Editions Technip. — P. 363—376.

Lewandowski, M., Werner, T. & Nowożyński, K., 1997. PDA — a package of FORTRAN programs for paleomagnetic data analysis. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. Manuscript. — P. 1—17.

Lewandowski M., M. Krobicki M., B.A. Matyja B.A., Wierzbowski A. Palaeogeographic evolution of the Pieniny Klippen Basin using stratigraphic and palaeomagnetic data from the Veliky Kamenets section (Carpathians, Ukraine).- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. — 216 (2005). — P. 53—72.

Li L., Clift P.D., Stephenson R., Nguyen H.T, Non-uniform hyper-extension in advance of seafloor spreading on the vietnam continental margin and the SW South China Sea // Basin Research. — 2014. — V. 26. — P. 106—134.

Linnemann Ulf, Pereira Francisco, Jeffries Teresa E., Drost Kerstin, Gerdes Axel. — The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diacrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). — Tectonophysics 461 (2008) 21–43

Linzer H.-G. Kinematics of retreating subduction along the Carpathian arc, Romania// Geology, 1996; V. 24; № 2; P. 167—170.

Lister, C. R. B., Sclater, J. G., Davis, E. E., Villinger, H., Nagahira, S. Heat flow maintained in ocean basins of great age: Investigations in the north-equatorial west Pacific // Geophys. J. Int. — 1990. — V. 102. — P. 603—630.

Lobach-.Zhuchenko S.B Precambrian Research, 252 (2014) 71-87. doi:10.1016/j.precamres.2014.06.027The Orekhov–Pavlograd Zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models S.B. Lobach-Zhuchenkoa, V.V. Balaganskyb, Sh.K. Baltybaeva, E.V. Bibikovac,V.P. Chekulaeva, A.V. Yurchenkoa, N.A. Arestovaa, G.V. Artemenkod, Yu.S. Egorovaa,E.S. Bogomolova, S.A. Sergeeva, S.G. Skublova, S.L. Presnyakov Institute.

Lobkovsky L.I., Ismail-Zadeh A.T., Krasovsky S.S.,Kuprienko P.Ya.,Cloetingh S. Gravity anomalies and possible formation mechanism of the Dnieper-Donets Basin. — 1996. — 268. — P. 281—292.

Lov A.E.H. Some problems of geodynamics. — Cambridge UP, 2011.

Luguet, A., Jaques, A. L., Pearson, D. G., Smith, C. B., Bulanova, G. P., Roffey, S. L., Rayner, M. J., Lorand, J.-P. An integrated petrological, geochemical and Re-Os isotope study of peridotite xenoliths from the Argyle lamproite, Western Australia and implications for cratonic diamond occurrences // Lithos. — 2009. — V. 112S. — P. 1096—1108.

Mahel, M. (1974) Tectonics of the Carpathian Balkan regions: explanations to the tectonic map of the Carpathian Balkan regions and their foreland. Bratislava: Geological Institute of Dionyyz Stur. 453 p.

Man P., 2007. Global catalogue, classification and tectonic origins of restraining — and releasing bends on active and ancient strike-slip fault systems. In: Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends. Eds. Cunningham W. D., Mann P. London. Geol Soc Spec Publ. 290, 13—142.

Martin M., Ritter J. R. R., the CALIXTO Working Group High resolution teleseismic body wave tomography beneath SE Romania, I. Implication for three-dimensional versus one-dimensional crustal correction strategies with a new crustal velocity model // Geophys. J. Int. –2005. — 162. — P.448– 460, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02661.x.

Martin M., Wenzel F., the CALIXTO Working Group Hig resolution teleseismic body wave tomography beneath SE Romania, II. Imaging of a slab detachment scenario // Geophys. J. Int. –2006. — 164. — P. 579—595, doi:10.1111 /j.1365-246X.2006.02884.x.

Márton E. Paleomagnetism and tectonics in the Mediterranean region. — Journal of Geodynamics 7, 33-57 (1987).

Márton, E., 1984. Tectonic implications of palaeomagnetic results for the Carpatho-Balkan and adjacent areas. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geol. Soc. London, Spec. Publ., vol. 17, P. 645—654.

Márton, E., Mastella, L., Tokarski, A.K., 1999. Paleomagnetic results from the Paleogene Podhale flysch, Inner Carpathians, Poland. Phys. Chem. Earth 24, 645—649.

Maruyama S. Plume tectonics// J. Geol.Soc. — Japan. — 1994. — V. 100, № 1. — P. 24—49.

Matenco, L., Bertotti, G., Dinu, C., Cloetingh, S., 1997[1]. Tertiary tectonic evolution of the external Southern Carpathians and adjacent Moesian platform (Romania)// Tectonics 16 (6), 896—911.

Matenco, L., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., Dinu, C., 1997[2]. Lateral variations in mechanical properties of the Romanian external Carpathia : inferences of the flexure and gravity modelling// Tectonophysics 282, 147—166.

Matenco, L., and G. Bertotti (2000), Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania), Tectonophysics, 316, 255 — 286, doi:10.1016/ S0040-1951(99)00261-9.

Mather, K. A., Pearson, D. G., McKenzie, D., Kjarsgaard, B. A., Priestley, K. Constraints on the depth and thermal history of cratonic lithosphere from peridotite xenoliths, xenocrysts and seismology // Lithos. — 2011. — V. 125. — P. 729—742.

Maystrenko Y., Stovba S., Stephenson R., Menyoli E., Gajewski D., Huebscher C., Rabbel W., Saintot A., Starostenko V., Thybo H., Tolkunov A. Crastal-scale pop-up structure in cratonic lithosphere: DOBRE deep seismic reflection study of the Donbas fold belt, Ukraine //Geology. — 2003. — V. 31, N 8. — P. 733—736.

Mazzini A., Ivanov M.K., Nermoen A., Sveden H. Complex plumbing systems in the near subsurface: geometrics of authigenic carbonates from Dolgovskoy mound (Black Sea) constrained by analogue experiments // Mar Pet Geol. — 2008. — № 6. — P. 457—472.

Mazzoli, S., Jankowski, L., Szaniawski, R., & Zattin, M. (2010). Low-T thermochronometric evidence for post-thrusting (< 11 Ma) exhumation in the Western Outer Carpathians, Poland. Comptes Rendus de Géoscience, 342(2), 162—169.

McKenzie, D. P. Some remarks on heat flow and gravity anomalies // J. Geophys. Res. — 1967. — V. 72. — P. 6261—6273.

McKensie, Dan P. Dan. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses// Bull. Seism. Soc. Amer. — 1969. — 59, № 2. — P. 591—602.

McKenzie D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. № 1. P. 25—32.

McKenzie, D., Jackson, J., Priestley, K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. — 2005. — V. 233. — P. 337—349.

McKenzie, D., Priestley, K. The influence of lithospheric thickness variations on continental evolution // Lithos. — 2008. — V. 102. — P. 1—11, doi:10.1016/j.lithos.2007.05.005.

McFadden, P.L. & McElhinny, M.W., 1990. Classification of the reversal test in paleomagnetism,Geophys. J. Int.,103,725—729.

McGinnis D.F., Lorke A., Kipfer R. Upward flux of methane in the Black Sea: Does it reach the atmosphere? // Environmental Hydraulics and Sustainable Water management. — London: Tailor & Francis Group. — 2005. — P. 423—429.

Meert J.G. and Torsvik T.H. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited Tectonophysics. — 2003. — 375. — P. 261—288.

Meijers M. J., Kaymakci N., van Hinsbergen D. J. J., Langereis C.G., Stephenson R. A., Hippolyte J-C., 2010. Late Cretaceous to Paleocene oroclinal bending in the central Pontides (Turkey). Tectonics. (29) TC4016, doi:10.1029 /2009TC002620, 2010.

Meijers M.J.M., Vrouwe B., van Hinsbergen D.J.J., Kuiper K.F., Wibrans J., Davies G.R., Stephenson R.A., Kaymakci N., Saintot A. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): Implications for the paleo-subduction zone configuration f the Black Sea region // Lithos. — 2010. — 119. — P. 412—426.

Meijers, M, M.F. Hamers, D. van Hinsbergen, D. van der Meer,. Kitchka, Langereis A. C. and R. Stephenson R. New late Paleozoic paleopoles from the Donbas Foldbelt (Ukraine): implications for the Pangea A vs. B controversy // Earth Planet. Sci. Lett. — 2010. — 297. — P. 18—33.

Meisner A., Krylov O., Nemčok M., 2009. Development and structural architecture of the Eastern Black Sea. The Leading Edge 28, 1046—1055.

Menzies, A., Westerlund, K., Grütter, H., Gurney, J., Carlson, J., Fung, A., Nowicki, T. Peridotitic mantle xenoliths from kimberlites on the Ekati Diamond Mine property, N.W.T., Canada: Major element compositions and implications for the lithosphere beneath the central Slave craton // Lithos. — 2004. — V. 77. — P. 395—412.

Meredith D.J., Egan S.S. The geological and geodynamic evolution of the eastern Black Sea basin: insights from 2-D and 3-D tectonic modeling // Tectonophysics. –2002. –350. –P. 157-179.

Mertanen, S. and L.J. Pesonen, 1992. Palaeomagnetism of the Early to Middle Proterozoic mafic intrusions in northern Finland. In: International Symposium, IGCP Project 275 — Deep Geology ofthe Baltic (Fennoscandian) Shield and IGCP Project 257 — Precambrian Dike Swarms, Petrozavodsk 1992, Abstracts, 57—59.

Mertanen, S., Pesonen, L. Preliminary-results of a paleomagnetic and rock magnetic study of the proterozoic Tsuomasvarri intrusions, Northern Fennoscandia // Precambrian Research. — 1994. — 69. — P. 25—50.

Mertanen, S. and L.J. Pesonen, 2005. Drift history of the shield. In: M. Lehtinen, P. Nurmi and O.T. Rämö (Eds.), Precambrian Geology of Finland — Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier Science B.V., 645—668.

Mileyev, V.S., Baraboshkin, E.Y., Nikitin, M.Y., Rozanov, S.B., Shalimov, I.V., 1996. Evidence that the Upper Jurassic deposits of the Crimean Mountains are allochthon. Trans. Russ. Acad. Sci. Earth Sci. Sect. 342, 121—124.

Molnar P., 2015. Plate Tectonics. A very Short Introduction. Oxford: Oxford University Press,136 p.

Morgan, W. J. Convection plumes in the lower mantle // Nature, **230**, 5288 (5 March), 1971. — P. 42—43. — DOI:10.1038/230042a0.

Morosanu, I., Romanian continental plateau of the Black Sea. Ntctonic-Sedimentary evolution and hydrocarbon potential — Bucuresti: Oscar Print, 2007. — 176 p.

Morosanu, I., 2013 The hydrocarbon potential of the Romanian Black Sea continental plateau Romanian Journal of Earth Sciences, vol. 86 (2012), issue 2, P. 91—109

Moser, F., Hann, H. P., Dunkl, I., & Frisch, W. (2005). Exhumation and relief history of the Southern Carpathians (Romania) as evaluated from apatite fission track chronology in crystalline basement and intramontane sedimentary rocks. International Journal of Earth Sciences, 94(2), 218—230.

Mucuta, D. M., C. C. Knapp, J. H. Knapp, V. Mocanu, and V. Raileanu (2005), Neotectonic southeast Carpathian foreland deformation and genetic association with the Vrancea Seismogenic Zone, Eos Trans. AGU, 86(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T51C-1358.

Mulder, F.G., 1971. Paleomagnetic research in some parts of central and southern Sweden // Sveriges Geol. Undersökn. Ser C 653, Avhandl. Uppsätser, — P. 1—56.

Muller B., Heidbach O., Negut M., Sperner B., Buchma T. Attached or not atached evidence from crustal stress observations for a weak coupling of the Vrancea slab in Romania// Tectonophysics 482 (2010) 139—149.

Munteanu I, Willingshofer E, Sokoutis D, Matenco L, Dinu C, Cloetingh S, Transfer of deformation in back-arc basins with a laterally variable rheology:Constraints from analogue modelling of the Balkanides–Western Black Sea inversion. Tectonophysics. · March 2013. DOI: 10.1016/j.tecto.2013.03.009.

Muttoni, G., Kent, D. V. and Channell, J. E. T. Evolution of Pangea, paleomagnetic constraints from the Southern Alps // Earth Planet. Sci. Lett. — 1996. — 140. — P. 97—112.

Muttoni, G., D.V. Kent, E. Garzanti, P. Brack, N. Abrahamsen and M. Gaetani. Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A' // Earth Planet. Sci. Lett. — 2003. — 215. — P. 379—94.

Muttoni, G.,et al., Opening of the neo-tethys ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian // GeoArabia, 2009,14,17—48.

Mychak S.,Farfuljak L. Strain state and crustal deformation in the central part of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield according to structural data on the Novoukrainka massif and the Subbottsi-Moshorjno fault zone // Geophjs. J. — 2010. — 32, № 4. — P. 112—115.

Nataf, H., Richter, F. Convection experiments in fluids with highly temperature-dependent viscosity and the thermal evolution of the planets // Phys. Earth Planet. Inter. — 1982. — V. 29. — P. 320—329, doi:10.1016/0031–9201(82) 90020–6.

Natal`in B.A. & Şengör A.M.C., 2005. Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the prehistory of the Palaeo-Tethyan closure, Tectonophysics, 404, 175—202.

Nawrocki J., Boguckij A., Kitinas V., 2004. New Late Vendian palaeogeography of Baltica and the TESZ // Geological Quarterly, 48(4): 309—316.

Nawrocki, J., Fanning, M., Lewandowska, A., Polechonska, O. & Werner, T. Palaeomagnetism and the age of the Cracow volcanic rocks (S Poland) // Geophys. J. Int. — 2008. — 174. — P. 475—488.

Nemčok, M., Schamel S., Gayer R. A. Thrustbelts: structural architecture, thermal regimes and petroleum systems. — Cambridge: Cambridge University Press, 2005. — 541 p.

Neprochnov Y.P., Kosminskaya I.P. Malovitsky Ya.P. Structure of the crust and upper mantle of the Black and Caspian Seas // Tectonophysics. 1970. v. 10. — P. 517—538.

Neugebauer J., Greiner B., Appel E. Kinematics of the Alpine–West Carpathian orogen and palaeogeographic implications // J. Geol. Soc. (Lond.). — 2001. — V. 158. — P. 97—110.

Neuvonen, K.J., K. Korsman, O. Kouvo and J.Paavola, 1981. Paleomagnetism and age relations of the rocks in the Main Sulphide Ore Belt in central Finland. Bull. Geol. Soc. Finland 53, 109—133.

Nikishin A.M., Cloetingh S., Brunet M.F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., & Ershov A.V., 1998. Scythian Platform, Caucasus and Black Sea region: Mesozoic-Cainozoic evolution tectonic and dynamics, in: Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and evolution of Peri-Tethys Platforms, pp. 163-176, eds. Crasquin-Soleau, S. & Darrier, E., Mémoires du Musée National d'Histoire Naturelle.

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I., Nazarevich B.P., Brunet M.-F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., Korotaev M.V. & Tikhomirov P., 2001. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain. In: Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F. & Crasquin-Solau S. (eds), Peri-Tethys Memoir 6. PeriTethyan Rift /Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires du Musée National d'Histoire Naturelle, 186, 296—346.

Nikishin A. M., Korotaev M. V., Ershov A. V., Brunet M. F., 2003. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene - Quaternary rapid subsidence modelling. Sediment Geol. 15, 149—168.

Nikishin A. M, Zieger P., Bolotov S. N., Fokin P. A., 2011. Late Palaeozoic to Cenozoic Evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A View from the Russian Platform. Turkish J Earth Sci. 20, 571—634.

Nikishin A. M., Khotylev A. O., Bychkov A. Yu., Kopaevich L. F., Petrov E. I , Yapaskurt V. O., 2013. Cretaceous Volcanic Belts and the Evolution of the Black Sea. Mosc Univ Geol. Bull. 68, 141—154.

Nikishin A. M., Wannier M., Alekseev A. S.,Almendinger O. A., Fokin P. A., Gandullin R. R., Khudoley A. K., Kopaevich L. F., Mityukov A. V., Petrov E. I., Rubtsova E. V. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region / Sosson, M., Stephenson, R.A. &Adamia, S. A. (eds) // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Geological Society, London, Special Publications. 2015. № 428. http://doi.org/10. 1144/SP428.1.

Nikishin A.M., Okay A.I., Tüysüz O., Demirer A., Wannier M., Amelin N., Petrov E. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography // Marine and Petroleum Geology. — 2015. — 59. — P. 656—670.

Nimis, P., Taylor, W. R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx thermometer // Contrib. Miner. Petrol. — 2000. — V. 139. — P. 541—554.

Nimis, P., Zanetti, A., Dencker, I., Sobolev, N. V. Major and trace element composition of chromian diopsides from the Zagadochnaya kimberlite (Yakutia, Russia): Metasomatic processes, thermobarometry and diamond potential // Lithos. — 2009. — V. 112. — P. 397—412.

Nimis, P., Grütter, H. Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxenites // Contrib. Mineral. Petrol. — 2010. — V. 159. — P. 411—427.

Nyblade, A. A., Pollack, H. N. A global analysis of heat flow from Precambrian terrains: implications for the thermal structure of Archean and Proterozoic lithosphere // J. Geophys. Res. — 1993. — V. 98. — P. 12207—12218.

Ogawa, M., Schubert, G., Zebib, A. Numerical simulations of three- dimensional thermal convection in a fluid with strongly temperaturedependent viscosity // J. Fluid. Mech. — 1991. — V. 233. — P. 299—328.

Okay A.I., Şengör A.M.C. & Görür N., 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. Geology, 22, 267—270.

Okay, A.I., Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen" (Eds. Durand B., Jolivet L., Horvath F., Seranne M.). Okay, A.I., Tansel, I., Tüysüz, O. Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous–Lower Eocene sedimentary record of western Turkey // Geological Magazine. — 2001. — 138 (2). — P. 117—142.

Geological Society, London, Special Publications, 156, 475—515.

Okay A.I., Akdoğan R., Sunal G., Tüysüz O., Altiner D., Kylander-Clarck A. R., Sherlock S., 2014. Lower Cretaceous Turbidites of the Pontides and the Opening of the Black Sea. AAPG Datapages/Search and Discovery Article #51045 (2014).

Okay A. I, Nikishin A. M., 2015. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. Int Geol Rev. 57, 1051—1076.

Olugboji, T. M., Park, J., i. Karato, S., Shinohara, M. Nature of the seismic lithosphere-asthenosphere boundary within normal oceanic mantle from high-resolution receiver functions // Geochem. Geophys. Geosyst. — 2016. — V. 17. — doi:10.1002/2015GC006214.

Oncescu M.-C., Bonjer K.-P. A note on the depth recurrence and strain release of large Vrancea earthquakes // Tectonophysics. — 1997. — 272. — P. 291—302.

Oszczypko, N., Slaczka, A., 1989. The evolution of the Miocene basin in the Polish outer Carpathians and their foreland. Geol. Zb. Carpathica 40, 23—36.

Oszczypko, N., (2006), Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). Geological Quarterly 50, 169—194.

Özkan Z., Okay A I., Özkan E., Hakyemez A., Özkan-Altiner S., 2012. Late Cretaceous–Eocene Geological Evolution of the Pontides Based on New Stratigraphic and Palaeontologic Data Between the Black Sea Coast and Bursa (NW Turkey**).** Turkish J Earth Sci. 21, 933—960.

Panea I., Stephenson R., Knapp C. et al. 2005. Near-vertical seismic reflection image using a novel acquisition technique across the Vrancea Zone and Foscani Basin, south-eastern Carpathians (Romania). Tectonophysics — volume — 410, issues 1—4, P. 293—309.

Parker R.L., Oldenburg D.W. Thermal model of ocean ridges // Nature Phys. Sci. — 1973. — V. 242, № 122. — P. 137—139.

Parsons, B., Sclater, J. G. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // J. Geophys. Res. — 1977. V. 82. — P. 803—827.

Parsons, B., McKenzie, D. Mantle convection and the thermal structure of the plates // J. Geophys. Res. — 1978. — V. 83. — P. 4485 4496.

Paul A., Cattaneo M., Thouvenot F., Spallarossa D., Béthoux N., Fréchet J. A three-dimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography // Journal of. Geophysical Research. 2001. v. 106. — P. 19 367—19 387.

Pavlenkova N.I. Crust and Upper Mantle Structure in Northern Eurasia from Seismic Data. Advances in Geophysics (R. Dmovska, B.S. Altman Eds)). Academic Press Inc., 1996. — v. 37. — P. 3—133.

Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I. Upper mantle structure of Northern Eurasia from peaseful nuclear explosion data. Tectonophysics. 2006, 416. — P. 33—52.

Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.F. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008) // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2012. v. 117, B04406, doi: 10.1029/2011JB008916.

Pearson, D., Carlson, R., Shirey, S., Boyd, F., Nixon, P. Stabilisation of Archaean lithospheric mantle: A Re-Os isotope study of peridotite xenoliths from the Kaapvaal craton // Earth and Planetary Science Letters. — 1995. V. 134. — P. 341—357, doi:10.1016/0012–821X(95)00125–V.

Pearson, N. J., Griffin, W. L., Doyle, B. J., O'Reilly, S. Y., Van Achterbergh, E., Kivi, K., Xenoliths from kimberlite pipes of the Lac de Gras area, Slave craton, Canada. — In Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference, P.H. Nixon ed. Gurney, J., Capetown: Red Roof Design. — 1999. — V. 2. — P. 644—658.

Pearson, D., Canil, D., Shirey, S. Mantle samples included in volcanic rocks: Xenoliths and diamonds / In The mantle and core. Treatise on Geochemistry. Vol. 2. Elsevier-Pergamon: Oxford. — 2003. — P. 171—276.

Pease P., Daly J.S. et al. Baltica in the Crygenian, 850-630 Ma. In: bogdanova C.V., Li X.X., Moores E.M., Pisarevsky S.A. (Eds). Testing the Rodinia Hypothesis: Records in its Building Blocks // Precambrian Research. — 2008. — 160. — P. 46—65.

Peckmann J., Reimer A., Luth U. Methane-derived carbonates and authigenic pyrite from the northwestern Black Sea // Marine Geology. — 2001. — № 1-2. — P. 129—150.

Pegrum, R.M., 1984. Structural development of the southwestern margin of the Russian — Fennoscandian Platform. In: Spencer, A.M., et al. (Eds.), Petroleum Geology of the North European Margin. Graham and Trotham, London, P. 359—369.

Pesonen, L.J. and E. Stigzelius, 1972. On petrophysical and paleomagnetic investigations of the gabbros of the Pohjanmaa region, Middle-West Finland. Geol. Surv. Finland Bull. 260, 1—27.

Pesonen L.J., S. Mertanen, and T. Veikkolainen. Paleo-Mesoproterozoic Supercontinents — A Paleomagnetic View. Geophysica(2012), 48(1–2), 5–47.

Pesonen, L.J. and K.J. Neuvonen, 1981. Paleomagnetism of the Baltic Shield — Implications for Precambrian Tectonics. In: A. Kröner (editor), Precambrian Plate Tectonics, Elsevier, Amsterdam, 623—648.

Pharaoh T. C, Winchester J. A., Verniers J, Lassen A.& Seghedi A.The Western Accretionary Margin of the East European Craton in GEE, D. G. & STEPHENSON, R. A. (eds) 2006. European Lithosphere Dynamics.Geological Society, London, Memoirs, 32, 291—311.

Piese V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. Arctic lithosphere — A review// Tectonophysics. 2014. — V. 628. — P. 1—25.

Piper J.D.A. Palaeomagnetic evidence for a Proterozoic supercontinent // Philos. Trans. R. Soc. — 1976. — A 280. — P. 469—490.

Piper, J.D.A., 1980. A palaeomagnetic study ofSvecofennian basic rocks; middle Proterozoic configuration of the Fennoscandian, Laurentian and Siberian shields. Phys. Earth Plan. Int. 23, 165—187.

Pisarevsky S.A., McElhinny M.E.(2003) Global Paleomagnetic visual data base developed into its visual form. EOS. 2003. Vol. 84. N 20.

Pisarevsky, S.A. and S.J. Sokolov, 2001. The magnetostratigraphy and a 1780 Ma palaeomagnetic pole from the red sandstones of Vazhinka River section, Karelia, Russia. Geophys. J. Int. 146, 531—538.

Pollack, H., Chapman, D. On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness // Tectonophysics. — 1977. — V. 38. — P. 279—296.

Popadyuk, I.V., Smirnov, S.Y., 1996. The problem of the structure of the Crimean Mountain region: traditional ideas and reality. Geotectonics 25, 489—497.

Popadyuk I.V., Khriachtchevskaia O., Stovba S. Geology of the Crimean Mountains in the context of petroleum exploration in the Black Sea // AAPG European Region Conference and Exhibition 2010. Kyiv, Ukraine. Guidebook to field trip n 1, Ukraine, 50 p.

Popadyuk, I.V., Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I. The new geological map of the Crimea Mountains by SPK // Geoservice as a new approach to understanding the Black Sea Region. Abstracts of Darius Programme, Eastern Black Sea — Caucasus Workshop, 24—25 June, 2013 Tbilisi, Georgia. P. 48—50.

Poprawa, P., Malata, T., 2006. Model of late Jurassic to early Miocene tectonic evolution of the Western Outer Carpathians (in Polish with English summary). Polish Geological Review, 54, 1066—1080.

Price R.A The southeastern Canadian Cordillera: thrust faulting, tectonic wedging. and delamination of the lithosphere // Journal of structural geology.- 1986 — V. 8, № 3/4. — P. 239—254.

Priestley, C. H. B. Turbulent Transfer in the Atmosphere. — University of Chicago Press: Chicago and London. — 1959.

Rangin C., Bader A. G., Pascal C., Ecevitoğlu B., Görür N., 2002. Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS cruise). Mar Geol. 182, 265—278.

Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P. & Cobbold, P. (1991a). Lateral extrusion in the Eastern Alps; Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. Tectonics 10(2), 245—256.

Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H.G. & Merle, O. (1991b). Lateral extrusion in the Eastern Alps; Part 2: Structural analysis. Tectonics 10(2), 257—271.

Reitner J., Packmann J., Reimer A. et al. Methane-derived carbonate build-ups and associated microbial communities at cold seeps on the Lower Crimean shelf (Black Sea) // Facies. — 2005 — № 1. — P. 66—79.

Reynolds, R.L., Goldhaber, M.B. & Snee, L.W. Paleomagnetic and 40Ar/39Ar results from the Grant intrusive breccia and comparison to the Permian Downeys Bluff Sill: evidence for Permian igneous activity at Hicks Dome, southern Illinois Basin // USGS Bulletin, — 1997. — 2094-G.

Richter, F. M., Nataf, H.-C., Daly, S. F. Heat transfer and horizontally averaged temperature of convection with large viscosity variations // J.Fluid Mech. — 1983. — V. 129. — P. 173—192.

Richter F.M. Regionalized models for thermal evolution of the Earth. Earth and Planet. Sci Lett.1984, 68. — P. 471—484.

Ritzwoller, M. H., Shapiro, N. M., Zhong, S. Cooling history of the Pacific lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. — 2004. — V. 226. — P. 69—84.

Robertson A. H F., Ustaomer T., 2004. Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey. Tectonophysics. 381, 175—209.

Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles, R.L.F. Petroleum geology of the Black Sea // Marine and Petrolem Geology. 1995. v. 12(8). — P. 821—835.

Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L.F. Petroleum geology of the Black Sea // Mar. Petrol. Geol. 1996. V. 13. — P. 195—223.

Robinson, A., Kerusov, E., 1997. Stratigraphic and structural devel-opment of the Gulf of Odessa, Ukrainian Black Sea: implica-tions for petroleum exploration. In: Robinson, A.G. (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Mem. 68, P. 53—62.

Roebben. G., Derbyshire M., Ingelbrecht C., Lamberty A. (2006). Certification of uranium mass fraction in IRMM-540R and IRMM-541 uranium-doped oxide glasses. European Commission, Directorate-General, Joint Research Centre, Institute for Reference Materials and Measurements, Report EUR 22111 EN. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, 27 p.

Roure F. Roca E., Sassi W.The Neogene evolution of the Outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland/fold-and-thrust belt system. — Sedimentary Geology. — 1993. — Vol. 86, № 1–2. — P. 177—201.

Roure, F., Kusmierek, J., Bessereau, G., Roca, E., Strzetelski, W., 1996. Initial thickness variations and basement-cover relation-ships in the western outer Carpathians (southeastern Poland). In: Roure, F., Ellouz, N., Shein, V.S., Skvortsov, I.I. (Eds.), Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins. Technip, Paris, pp. 255 — 279. Royden, L.H., 1993. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. Tectonics 12, 303—325.

Rudnick, R. L., McDonough, W. F., O'Connell, R. J. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere // Chem. Geol. — 1998. — V. 145. — P. 395—411.

Rusakov O.M., Pashkevich I.K. The decisive role of the crystalline crust faults in the Black Sea opening // Геофизический журнал. — 2017. — 39.

Rychert, C. A., Shearer, P. M. Imaging the lithosphere-asthenosphere boundary beneath the Pacific using SS waveform modeling // J. Geophys. Res. — 2011. — V. 116. — P. B07307, doi:10.1029/2010JB008070.

Sęngör, A.M.C., 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Euroasia. Spec. Pap.-Geol. Soc. Am. 195, 82 p.

Sa˘ndulescu, M., 1994. Overview on Romanian geology. In: Berza, T. (Ed.), Alcapa II Field Guidebook: Geological Evolution of the Alpine — Carpathian — Pannonian System. Rom. J. Tecton. Reg. Geol. 74, P. 3—15.

Sage, R. P. Kimberlites of the Attawapiskat area, James Bay Lowlands, northern Ontario, Ontario Geological Survey Open File Report 6019. — 2000. — 341 p.

Saintot, A., Angelier, J., Chorowicz, J., 1999. Mechanical significance of structural patterns identified by remote sensing studies: a multiscale analysis of tectonic structures in Crimea. Tectonophysics 313, 187—218.

Saintot A., Brunet M.-F., Yakovlev F., Sébrier M., Stephenson R., Ershov A., Chalot-Prat F., McCann T. The Mesozoic-Cenozoic evolution of the Greater Caucasus. In: European Lithosphere Dynamics (eds. Gee D., Stephenson R.) // Geological Society, London, Memoirs. — 2006b. — 32. — P. 277—289.

Saintot A., Stephenson R., Stovba S., Brunet M.-F., Yegorova T., Starostenko V. The evolution of the southern margin of the Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous (Eds. D. Gee, R. Stephenson). The European Lithosphere Dynamics, Geological Society, London, Memoirs, 2006, 32, P. 481—505.

Saintot A., Stephenson R.A., Chalot-Prat F. The position of Crimea and Greaye Caucasus along the active margin of Eurasia (from early Jurassic to present. Abstract Volume, International symposium on the Middle east Basins Evolution, 2007, Paris, December 4—5, p. 69.

Salminen, J., L.J. Pesonen, S. Mertanen, J. Vuollo and M.-L. Airo, 2009. Paleomagnetism of the Salla Diabase Dyke, northeastern Finland and its implications to the Baltica–Laurentia entity during the Mesoproterozoic. In: Reddy, S.M., Mazumder, R., and Evans, D.A.D., (Eds.) Paleoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Geological Society Special Publication 323, 199—217.

Sand, K. K., Waight, T. E., Pearson, D. G., Nielsen, T. F. D., Makovicky, E., Hutchison, M. T. The lithospheric mantle below southern West Greenland: A geothermobarometric approach to diamond potential and mantle stratigraphy, Lithos. — 2009. — V. 112S. — P. 1155—1166.

Sanders, C. AE, P. A. M. Andriessen, and S. A. P. L. Cloetingh. (1999). Life cycle of the East Carpathian orogen: erosion history of a doubly vergent critical wedge assessed by fission track thermochronology. Journal of Geophysical Research: Solid Earth B12, 29095—29112.

Săndulesku M. The Moesian Platform and the North Dobrogean orogen. In: Geological atlas of Alpine Europe and adjoining areas (ed. Lemoine M.), 1978. — Amsterdam: Elsevier. — P. 427—460.

Săndulescu, M., 1988. Cenozoic tectonic history of the Carpathians. In: Royden, L.H., Horva´th, F. (Eds.), The Pannonian Basin. A Study in Basin Evolution. AAPG Mem. 45, P. 17—25.

Săndulescu, M., 1989. Structure and tectonic history of the northern margin of the Tethys between the Alps and the Caucasus. Me´m. Soc. Ge´ol. Fr. 154, 3—16.

Săndulesku M. Overview on Romanian geology. In: Alcapa II Field Guidebook: Geological Evolution of the Alpine-Carpathian-Pannonian System (ed. Berza T.) // Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology. — 1994. — 74. — P. 3—15.

Scafidi D., Solarino S., Eva C. Structure and properties of the Ivrea body and of the Alps-Apennines system as revealed by local earthquake tomography // Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata. 2006. v. 47. — P. 497—514.

Schettino, A. and E. Turco. Breakup of Pangea and plate kinematics of the central Atlantic and Atlas regions. // Geophys. Jour. Intern. — 2009. — 178. — P. 1078—1097.

Schleder Z., Krezsek C., Turi V., Tari G., Kosi W., Fallan M., 2015. Regional Structure of the western Black Sea Basin: Constraints from Cross — Section Balancing. In: 4th Annual GCSSEPM Foundation Perkins-Rosen Research Conference "Petroleum Systems in Rift Basins" Post P. J., Coleman, Jr J. L., Rosen NC, Roberts-Ashby T, Kahn P, Rowa M, Eds. Houston, TX, USA, 13-16 December, 509—520.

Schmid S., Bernoulli D., Fügenschun B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K. 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. Swiss J. Geosci., 101, 139—183.

Schmidberger, S., Francis, D. Nature of the mantle roots beneath the North American craton: mantle xenolith evidence from Somerset Island kimberlites // Lithos. — 1999. — V. 48. — P. 195—216.

Schreiber D., Lardeaux J.-M., Martelet G., Courrioux G., Guillen A.. 3-D modelling of the Alpine Mohos in Southwestern Alps // Geophysical Journal International. 2010.v. 180(3). — P. 961—975.

Schroeder, W. The empirical age-depth relation and depth anomalies in the Pacific ocean basin // J. Geophys. Res. — 1984. V. 89. — P. 9873—9883.

Schutt, D. L., Lesher, C. E. Effects of melt depletion on the density and seismic velocity of garnet and spinel lherzolite // J. Geophys. Res. — 2006. V. 111. — P. B05401, doi:10.1029/2003JB002950.

Sclater, J. G., Jaupart, C., Galson, D. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth // Rev. Geophys. — 1980. — V. 18. — P. 269—311, doi:10.1029/RG018i001p00269.

Scott C. L., 2009. Formation and evolution of the eastern Black sea basin: Constraints from wide angle seismic data. PhD, University of Southampton, Southampton.

Scott C.L., Shillington D.J., Minshull T.A., Edwards R.A., Brown P.J., White, N.J. Wide-andle seismic data reveal extensive overpressures in the Eastern Black Sea Basin // Geophys. J. Int. —2009. — 178. — P. 1145—1163

Seghedi A., 2001. The North Dobrogea orogenic belt (Romania): a review, in Peri-Tethys Memoir 6: Peri Tethyan Rift /Wrench Basins and Passive Margins, 186, P. 237—257, eds. Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.F.H. & Crasquin-Soleau, S., Memoires du Museum national d'Histoire naturelle.

Seghedi A., 2012. Palaeozoic formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea — An Overview, Turkish J. Earth Sci., 21, 669—721.

Seghedi A., Oaie G. Tectonic setting of two contrasting types of pre-alpine basement: North versus Central Dobrogea // Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology. — 1994. — 75. — P. 56—57.

Seghedi, I., Szakacs, A., 1994. A model for Mesozoic volcanism and tectonic evolution in north Dobrogea, Romania. St. Cerc. Geol. 39, 21—34.

Seghedi, A. 2001. The North Dobrogea orogenic belt (Romania): areview. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.F.H. & Crasquin-Soleau, S. (eds), Peri-Tethys Memoir 6: PeriTethyan Rift /Wrench Basins and Passive Margins.

Memoires du Museum national d'Histoire naturelle 186, 237–Seghedi Antoneta. Paleozoic Formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea. Turkish Journal of Earth Sciences (2011) doi: 10.3906/yer-1101-20

Seghedi Antoneta. Paleozoic Formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea. Turkish Journal of Earth Sciences Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 21, 2012, P. 669—721.

Semenov V.Yu. 1998. Regional conductivity structures of the Earth's mantle // Publish. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. C-65(302). — 122 p.

Sheremet Ye., Sosson M., Muller C., Gintov O., Murovskaya A., Yegorova T. Key problems of stratigraphy in the Crimea Peninsula, some insights from new dating and structural data. / Sosson, M., Stephenson, R.A., Adamia, S. A. (eds) // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Geological Society, London, Special Publications. 2015. v. 428 (in press).

Shillington D.J., Scott C.L., Minshull T.A., Edwards R.A., Brown P.J., White N. Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea // Geology. –2009. — 37/1. — P. 7—10.

Shreider A. A., Kazmin V. G., Lygin V. S., 1997. Magnetic anomalies and the problem of an age of the Black Sea Basin. Geotectonics. 3, 54—64.

Shumlyanskyy, L., Ellam, R.M., Mitrokhin, O., 2006. The origin of basic rocks of the Korosten AMCG complex, Ukrainian shield: Implication of Nd and Sr isotope data. Lithos 90, 214—222.

Silvester A. G., 1988. Strike — slip faults. Geol Soc Am. Bull. 100, 1666—1703.

Sinclair, H.D., Juranov, S.G., Georgiev, G., Byrne, P., Mountney, N.P., 1997. The Balkan thrust wedge and foreland basin of eastern Bulgaria: structural and stratigraphic development. In: Rob-inson, A.G. (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Mem. 68, P. 91—114.

Simon, N., Irvine, G., Davies, G., Pearson, D., Carlson, R. The origin of garnet and clinopyroxene in 'depleted' Kaapvaal peridotites // Lithos. — 2003. — V. 71. — P. 289—322.

Simon, N. S. C., Carlson, R. W., Pearson, D. G., Davies, G. R. The origin and evolution of the Kaapvaal cratonic lithospheric mantle // J. Petrol. — 2007. — V. 48. — P. 589—625.

Sizova E., Gerya T., Brown M., Perchuk L.L. Subduction styles in the Precambrian: Insight from numerical experiments// Lithos. — 2010. — 116. — P. 209—229.

Smethurst M. A., Khramov A.N. A new Devonian paleomagnetic pole for the Russian platform and Baltica, and related apparent polar wander // Geophys. J. Int.. — 1992. — № 108. — P. 179—192.

Smith, W. H. F., Sandwell, D. T. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // Science. — 1997. — V. 277. — P. 1956—1962.

Smith, M. K. Thermal convection during the directional solidification of a pure liquid with variable viscosity // J. Fluid Mech. — 1988. — V. 188. — P. 547—570.

Smith, C. B., Pearson, D. G., Bulanova, G., Beard, A. D., Carlson, R., N., W., Sims, K., Chimuka, L., Muchemwa, E. Extremely depleted lithospheric mantle and diamonds beneath the southern Zimbabwe craton // Lithos. — 2009. — V. 112S. — P. 1120—1132.

Sobolev S., Zeyen H., Stoll G. et al. 1996.Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central. Earth Planet. Sci. Lett. 139. — P. 147—163.

Solomatov, V. S. Scaling of temperature- and stress-dependent viscosity convection, Phys. Fluids. — 1995. — V. 7. — P. 266—274.

Spadini G., Cloeting S., Bertotti G. Thermo-mechanical modeling of the Tyrrhenian Sea: lithosphere necking and kinematics of rifting // Tectonics. 1995. V. 14. N 3. — P. 629—644.

Spadini G, Robinson A, Cloetingh S (1996). Western versus Black Sea tectonic evolution: pre- rift lithospheric controls on basin formation. Tectonophysics. 266: 139—154.

Spadini G., Robinson A. G., Cloetingh S., 1997. Thermo — mechanical modeling of Black Sea basins formation, subsidence and sedimentation. In: Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. Robinson AG, Ed. AAPG Mem. 68, 291—312.

Sperner B., Lorenz F., Bonjer K., Hettel S, Müller B., Wenzel F. Slab break-off — abrupt cut or gradual detachment? New insights from the Vrancea Region (SE Carpathians, Romania) // Terra Nova. — 2001. — № 13. — P. 172—179.

Sperner B., Ratschbacher L., Nemčok M. (2002). Interplay between subduction retreat and lateral extrusion: Tectonics of the Western Carpathians. Tectonics, 21(6), 1—24.

Sperner B., Jonckheere, R., Pfänder J. A. (2014). Testing the influence of high-voltage mineral liberation on grain size, shape and yield, and on fission track and 40Ar/39Ar dating. Chemical Geology, 371, 83—95.

Spiegel, E. A. Convection in stars. I. Basic Boussinesq convection // Ann. Rev. Astron. Astrophys. — 1971. — V. 9. — P. 323—352.

Środa P., Czuba W., Grad M., Guterch A., Tokarski A., Janik T., Rauch M., Keller G.R., Hegedűs E., Vozar J., CELEBRATION 2000 Working Group. Crustal structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL01 ans CEL04: seismic models and geological implications.// Geophys. J. Int., 2006, 167, P. 737—760.

Środoń J., Paszkowski M., Drygant D. et al.]. Thermal history of Lower Paleozoic rocks on the Peri-Tornquist Margin of the East European Craton (Podolia, Ukraine) inferred from combined XRD, K-Ar, and AFT data // Clays and Clay Minerals. — 2013. — № 61. — P. 107—132.

Stacey, F. D. Theory of thermal and elastic properties of the lower mantle and core. Phys. Earth Planet. Inter. 89, 219±245 (1995).

Stacey, F. D. Thermoelasticity of a mineral composite and a reconsideration of lower mantle properties. Phys. Earth Planet. Inter. 106, 219±236 (1998).

Stadnitskaia A., Ivanov M.K., Poludetkin E.N. et al. Sources of hydrocarbon gases in mud volcanoes from the Sorokin Trough, NE Black Sea, based on molecular and carbon isotopic compositions // Marine and Petroleum Geology. — 2007, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2007.08.001.

Stampfli G.M., Borel G.D. The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. In: Cavazza W., Roure F., Spakman W., Stampfli G.M., Ziegler P. (Eds). The TRANSMED Atlas: the Mediterranean Region from Crusy to Mantle. Springer Verlag, Berlin, P. 53—76.

Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. Earth Planet. Sci. Lett. 196, 17—33.

Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., & Sava C., 2004. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin, Tectonophysics, 381, 211—233.

Starostenko, V. I., Rusakov, O. M., Shnyukov, E. F., Kobolev, V. P., Kutas, R. I. Methane in the northern Black Sea: Characterization of its geomorphological and geological environments. // Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Geological Society, London, Special Publication, 340. 2010. P. 57—75.

Starostenko V. I., Gintov O. B., Kutas R. I., Pashkevich I. K. Geodynamics of lithosphere as one of the crucial factors of producing mineral deposits of Ukraine // Geophys. J. — 2010. — 32, № 4. — P. 162—165.

Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Tolkunov A., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Omelchenko V., Grad M., Kolomiyets K., Thybo H., Legostaeva O., 2012. Integrated seismic studies of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea-Crimea-Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect. In: The 15th Intrnational Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins. Programme and Abstracts. Beijing, China, September 16—20, 2012, p. 85.

Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Środa P., Grad M., Kovacs I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I., Omelchenko V., Gintov O, Kutas R., Gryn D., Guterch A.,Hegedüs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton // Tectonophysics, 2013a, v.608, P. 1049—1072.

Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D., Środa P., Czuba W., Kolomiyets K.,Gintov O., Omelchenko B., Komminaho K.,.Guterch A,.Tiira T, Gryn D., Legostaeva O., Thybo H., Tolkunov A. Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. — Geophysical Journal International; 2013[1], 195, 740—766.

Starostenko V.I., Dolmaz M.N., Kutas R.I., Rusakov O.M., Oksum E., Hisarli Z.M., Okyar M., Kalyoncuoglu U.Y., Tutunsatar H.E., Legostaeva O.V. Thermal structure of the crust in the Black Sea: comparative analysis of magnetic and heat flow data // Marine Geophysical Research. — 2014. — 35. — P. 345—359.

Starostenko V. I., Rusakov O. M., Pashkevich I. K., Kutas R. I., Makarenko I. B., Legostaeva O. V, Lebed T. V., Savchenko A. S., 2015. Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. Geophys J. 37 (2), 3—28.

Starostenko V.I., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2015. Seismic model of the crust and upper mantle in the 675 Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the 676 Crimean Peninsula, Geophys. J. Int., 201, 406–428, doi:10.1093/gji/ggv018.

Starostenko V., T. Janik, R. Stephenson, D. Gryn, O. Rusakov, W. Czuba, P. S´Roda, M. Grad, A. Guterch, E. Fluh, H. Thybo, I. Artemieva, A. Tolkunov, G. Sydorenko, D. Lysynchuk, V. Omelchenko, K. Kolomiyets, O. Legostaeva, A. Dannowski & A. Shulgin DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea // 2016/ — Geological Society London Special Publications.

Stefan M. Schmid Daniel Bernoulli Bernhard Fügenschuh2, Liviu Matenco3, Senecio Schefer\ Ralf Schuster, Matthias Tischler & Kamil Ustaszewski .The Alpine-Carpathian-Dinaridic Orogenic System: Correlation And Evolution Of Tectonic Units. — Swiss J. Geosci. 101. — 139—183 (2008) 139—183.

Stein, C. A., Stein, S. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age // Nature. — 1992. — V. 359. — P. 123—129.

Stengel, S. C., Oliver, D. C., Booker, J. R. Onset of convection in a variable-viscosity fluid // J. Fluid. Mech. — 1982. — V. 120. — P. 411—432.

Stephenson R.A. and the EUROHROBE Intraplate Tectonics and Basin Dynamics. Dnieper- Donets and Polish Through working groups. Continental rift development in Precambrian and Phanerozoic Europe: EUROPROBE and the Dnieper-Donets Rift and Polish Trough basins. Sedimentary Geology, 86, 1993. — P. 159—175.

Stephenson, R., Mart Y., Okay, A.I., Robertson, A., Saintot, A., Stovba, S. & Khriachtchevskaia, O., 2004. TRANSMED transect VIII: eastern European Craton-Crimea-Black Sea-Anatolia-Cyprus-Levant-Sea-Sinai-Red Sea, in The TRANSMED Atlas — The Mediterranean Region from Crust to Mantle: Geological and Geophysical Framework of the Mediterranean and the Surrounding Areas, pp. 141, eds Cavazza, W., Roure, F.M., Spakman, W., Stampfli, G.M. & Ziegler, P.A., Springer.

Stephenson R., Schellart W.P. The Black Sea back-arc basin: insights on its origin from geodynamic models of modern analogues. In: Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform (eds. Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R., Bergerat F, Starostenko V.) // Geological Society, London, Special Publicatons. — 2010. — 340. — P. 11—21.

Stephenson R.I, Stovba S.. Втшузук-Вщтуеі Кшае тв. The Dniepr-Donets Basin // Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift System and Sedimentary Basins / D.G.Roberts and A.W. Bally (Eds), 2012, London, 506. — P. 421—436.

Stille H. 1924. Grundfragen der vergleichenden tektonik. Berlin: Gebruder Borntraeger, 443 p.

Stixrude, L., Lithgow-Bertelloni, C. Influence of phase transformations on lateral heterogeneity and dynamics in Earth's mantle // Earth Planet. Sci. Lett. — 2007. V. — 263. — P. 45—55.

Stovba S.M., Khriachtchevskia O.I., Popadyuk I.V. Crimea and Ukrainian Eastern Black Sea as an inverted Early Cretaceous rift system. // DARIUS programme, Eastern Black Sea- Caucasus Workshop. 24—25 June 2013. Tbilisi, Georgia. P. 65—67.

Su, W. & Dziewonski, A. M. Simultaneous inversion for 3-D variations in shear and bulk velocity in the mantle. Phys. Earth Planet. Inter. 100, 135±156 (1997).

Suppe J. Principles of structural geology. — Englewood Cliffs, NJs Pretice-Hall, 1985. — 337.

Sydorenko G., Stephenson R., Yegorova T., Starostenko V., Tolkunov A., Janik T., Majdanski M., Voitsitskiy Z., Rusakov O., Omelchenko V. (2016). Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile. In: Sosson, M., Stephenson, R.A., Adamia, S. A. (eds) Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasusn // Geological Society, London, Special Publications, 428, http://doi.org/10.1144/SP428.15.

Tari, G., Dicea, O., Faulkerson, J., Georgiev, G., Popov, S., S¸ tefa˘-nescu, M., Weir, G., 1997. Cimmerian and Alpine stratigraphy and structural evolution of the Moesian Platform (Romania/Bul-garia). In: Robinson, A.G. (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Mem. 68, p. 63—90.

Tari G., (2015). Is the Black Sea Really a Back-Arc Basin? In: 4th Annual GCSSEPM Foundation Perkins-Rosen Research Conference "Petroleum Systems in Rift Basins" Eds. Post PJ, Coleman, Jr JL, Rosen NC, Roberts-Ashby T, Kahn P, Rowa M. December, 509—520.

Tassi F., Fiebig J., Nocentini M., Vaselli O. Origins of methane in volcanic and hydrothermal gas discharges as inferred from the chemical and isotopic signature of n-alkanes. — 1991. — 38. — P. S1189-S1210.

Tauxe, L. 2010. Essentials of paleomagnetism. Berkeley: University of California Press, 489 p.

Taylor, G.K., Tucker, C., Twitchett, R.J., Kearsey, T., Benton, M.J., Newell,A.J., Surkov, M.V. & Tverdokhlebov, V.P. Magnetostratigraphy of Permian/Triassic boundary sequences in the Cis-Urals, Russia: no evidence for a major temporal hiatus // Earth planet. Sci. Lett. — 2009. — 281. — P36—47.

Tesauro M., Kaban M.K., Cloetingh, A.P.L. EuCRUST-07: A new reference model for the European crust. Geophysical Research Letters. — 2008. — v. 35, L05313, doi:10.1029/2007/GL032244, 2008.

Thybo H., V. D. Omelchenko, M. Grad , R. G. Garetsky, A. A. Belinsky, G. I. Karatayev, G. Zlotski, M. E. Knudsen, R. Sand, J. Yliniemi, T. Tiira, U. Luosto, K. Komminaho, R. Giese, A. Guterch, C. -E. Lund, O. M. Kharitonov, T. Ilchenko, D. V. Lysynchuk, V. M. Skobelev and J. J. Doody. Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and the Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE'97 profile. Tectonophysics Volume 371, Issues 1-4, 14 August 2003, Pages 41—79.

Tommasi A., Vauchez A. Continental rifting parallel to ancient collisional belts: an effect to the mechanical anisotropy of the lithspheric mantle. Earth and Planetary Sci. Lett., 185, 2001. — P. 199—210.

Tondi R., Achauer U., Landes M., Davı R., Besutiu L. Unveiling seismic and density structure beneath the Vrancea seismogenic zone, Romania // J.Geophys. Res. — 2009. — 114, B11307, doi:10.1029/2008JB005992.

Torsvik, T.H., 1985. Paleomagnetic results from the Peterhead Granite, Scotland: implications for regional late Caledonian magnetic overprinting // Phys. Earth planet. Int., 39. — P. 108—116.

Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic — A tale of Baltica and Laurentia // Earth Sci. Rev. — 1996. — 40. — P. 229—258.

Torsvik T.H., Smethurst M.A. 1999. Plate tectonic modeling: virtual reality with GMAP // Computers & Geosciences. Vol. 25, N 4. — P. 395—402.

Torsvik T.H., Van der Voo R. Refining the paleogeography of Gondwana and Pangea: estimates of Phanerozoic non-dipole (octupole) fields // Geophys. J. I. — 2002. — 151. — P. 771—794.

Torsvik T. H., Cocks L.R. Earth geography from 400 to 250 million years: a palaeomagnetic, faunal and facies review // Journal Geol. Soc. Lond. — 2004. — № 161. — P. 555—572.

Torsvik, T.H., Müller, R.D., Van der Voo, R., Steinberger, B., Gaina, C., 2008a. Global plate motion frames: toward a unified model // Reviews of Geophysics 46, RG3004. http://dx.doi.org/10.1029/2007RG000227.

Torsvik, T.H., Steinberger, B., Cocks, L.R.M., Burke, K., 2008b. Longitude: linking Earth's ancient surface to its deep interior // Earth and Planetary Science Letters 276. — P. 273—283.

Torsvik T. H., Gaina C., Redfield T.F. Antarctica and Global Paleogeography: From Rodinia, through Gondwanaland and Pangea, to the birth of the Southern Ocean and the opening of gateways // Antarctica: A Keystone in a Changing World. — Washington, DC: The National Academies Press, 2008. — P. 125—140.

Torsvik, T., Van Der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, L.R.M., 2012. Phanerozoic polar wander, paleogeography and dynamics // Earth-Science Reviews 114. — P. 325—368.

Trifonov V.G.1, Ivanova T.P.2, Bachmanov D.M. Vrancea And Hindu Kush Areas Of Mantle Earthquakes: Comparative Tectonic Analysis/ 2010 — Scientific Annals, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece. — Special volume 99. — P. 51—56.

Trifonova P., Simeonova S., Solakov D., Metodiev M., 2012. Exploring seismicity in Bulgaria using geomagnetic and gravity data. CR Acad Bulg Sci. 65, 661—668.

Van Achterbergh, E., Griffin, W. L., Ryan, C. G., O'Reilly, S. Y., Pearson, N. J., Kivi, K., Doyle, B. J. Melt inclusions from the deep Slave lithosphere: implications for the origin and evolution of mantle-derived carbonatite and kimberlite // Lithos. — 2004. —V. 76. — P. 461—474.

Van der Voo R. The reliability of paleomagnetic data // Tectonophysics. — 1990. — T. 184. — № . 1. — P. 1—9.

Van der Voo R. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. -Univ. Press. UK: Cambridge. — 1993, — 411 p.

Van der Voo, R., and T.H. Torsvik. The Quality of European Permo-Triassic Paleopoles and its impact on Pangea Reconstructions // In: Timescales of the paleomagnetic field, J.E.T. Channell, Kent D.V., Lowrie W. and Meert J. G, Editors, AGU Geophysical Monograph, 145. — (2004). — P. 29—42.

Vasiliev I., Maţenco L., Krijgsman W. The syn- and post-collisional evolution of the Romanian Carpathian foredeep: New constraints from anisotropy of magnetic susceptibility and paleostress analyses// Tectonophysics 473 (2009) 457–465.

Verzhbitsky E., Kuzin I., Lobkovsky L. Age and thickness of the lithosphere within the Western and Eastern basins of the Black Sea according to Geophysical Data // Turkish Journal of Earth Sciences, — 2003, — 11. P. 231—242.

Vidal G., Moczydlovska M. The Neoproterozoic of Baltica — stratigraphy, palaeobiology and general geological evolution // Precambrian Res. — 1995. — № 2. — P. 197—216.

Viljoen, F., Dobbe, R., Smit, B. Geochemical processes in peridotite xenoliths from the Premier diamond mine, South Africa: Evidence for the depletion and refertilisation of subcratonic lithosphere // Lithos. — 2009. — V. 112S. — P. 1133—1142.

Visarion M., Săndulesku M., Roşca V., Stănică D., Atanasiu L. La Dobrogea dans le cadre l'avant-pays carpathique // Rev. Roum. Géophys. — 1990. — 34. — P. 55—65.

Volfman Y.M., Gintov O.B., Kolesnikova E.Ya., Murovskaya A.V. 2014. Tectonophysical interpretation of earthquake focal mechanisms of the Zagros system. Geodynamics & Tectonophysics 5 (1), 305—319.

Wang, H., van Hunen, J., Pearson, G., Allen, M. B. Craton stability and longevity: The roles of composition-dependent rheology and buoyancy // Earth Planet. Sci. Lett. — 2014. — V. 391. — P. 224—233.

Waples D.W. Time and temperature in petroleum formation: Application of Lopatin's method to petroleum exploration // AAPG Bulletin. — 1980. — 64. — P. 916—926.

Weidle C., Widiyantoro S., CALIXTO Working Group Improving depth resolution of teleseismic tomography by simultaneous inversion of teleseismic and global P-wave traveltime data — application to the Vrancea region in Southeastern Europe // Geophys. J. Int. — 2005. — 162. — P. 811—823.

Wenzel F., Sperner B., Lorenz F., Mocanu V. Geodynamics, tomographic images and seismicity of the Vrancea region (SE-Carpathians, Romania) // EGU Stephan Mueller Special Publication Series. — 2002. — 3. — P. 95—104.

White, R., McKenzie, D. Magmatism in rift zones: The generation of volcanic continnental margins and flood basalts // J. Geophys. Res. — 1989. — V. 94. — P. 7685—7729.

White, W., Klein, E. Composition of the Oceanic Crust / In Treatise on Geochemistry. Eds. Holland, H. D., Turekian, K. K. Elsevier: Oxford.— 2014. — P. 457—496, doi:10.1016/B978–0–08–095975–7.00315–6.

Whiticar M.J. Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane // Chemical Geology. — 1999. — 161. — P. 291—314;

Willingshofer, E., Andriessen, P., Cloetingh, S., & Neubauer, F. (2001). Detrital fission track thermochronology of Upper Cretaceous synorogenic sediments in the South Carpathians (Romania): inferences on the tectonic evolution of a collisional hinterland. Basin Research, 13(4), 379—395.

Wilson, J. T. A Possible Origin of the Hawaiian Islands // Canadian Journal of Physics, 41, 6, 1969. — P.863—870. — DOI:10.1139/p63-094.

Wilson M., Lyashkevich Z.M. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dniepr-Donets rift, East European Platform. Tectonophysics. — 1996. — 268. — P. 65—81.

Winchester J. A., Pharaon T. C., Verniers J., Ioane D., Seghedi A., 2006. Palaeozoic accretion of Gondwana-derived terranes to the East European Craton: recognition of detached terrane fragments dispersed after collision with promontories. In: European Lithosphere Dynamics. Eds. Gee D., Stephenson R. London, UK: Geol Soc Mem. 32, 323—332.

Wortel M., Spakman W. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. // Science. — 2000. — 290. — P.1910—1917.

Wybraniec S., Zhou S., Thybo H., Forsberg R., Perhuc E., Lee M.K., Demianov G.D., Strakhov V.N., 1998. New map compiled of Europe's gravity field. Eos, Trans Am. Geophys. Union, 79(37), 437—442.

Yegorova T., Gobarenko V. Structure of the Earth's crust and upper mantle of West- and East Black Sea Basins revealed from geophysical data and their tectonic implications// The Geological Society, London. Special Publication. 2010. v. 340. — P. 23—42.

Yegorova T.P., Baranova E.P., Omelchenko V.D. The crustal structure of the Black Sea from reinterpretation of Deep Seismic Sounding data acquired in the 1960s. In: Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform (eds Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R., Bergerat F., Starostenko V.) // Geological Society, London, Special Publicatons. — 2010. — 340. — P. 43—56.

Yegorova T., Gobarenko V., Yanovskaya T. Lithosphere structure of the Black Sea from 3D gravity analysis and seismic tomography // Geophys. J. Int. 2013. V. 193. P. 287—303.

Yuan, H., Romanowicz, B. Lithospheric layering in the North American craton // Nature. — 2010. — V. 466. — P. 1063—1068.

Yuan K., Van der Voo R., Bazhenov M.L., Bakhmutov V.G., Alekhin V.I., Hendriks B.W.H. Permian and Triassic paleolatitudes of the Ukrainian shield with implications for Pangea reconstructions // Geaphys.J.I. — 2011. — 184. — P. 595—610.

Zhong, S., Ritzwoller, M., Shapiro, N., Landuyt, W., Huang, J., Wessel, P. Bathymetry of the Pacific plate and its implications for thermal evolution of lithosphere and mantle dynamics // J. Geophys. Res. — 2007. — V. 112. — B06412.

Ziegler, D.A., 1981. Petroleum geology of the continental shelf of northwest Europe. Evolution of Sedimentary Basins in North-west Europe. London Institute of Petroleum, P. 3—39.

Ziegler P., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. SIPM, 187 p.

Ziegler, A.M. Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian Period, in Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. —1990. — Vol.12. — P. 363—379, eds McKerrow, W.S. & Scotese, C.R., Geol. Soc. Memoir.

Ziegler P.A., Cloetingh S. Dynamic processes controlling development of rifted basins // Earth-Science Review. — 2004. — 64, pp. 1—50. DOI: 10.1016/S0012-8252(03)00041-2.

Zijderveld J.D.A. 1967. Demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in Paleomagnetism / Eds. D.W.Collinson, K.M.Creer. — Amsterdam: Elsevier. — P. 254—286.

Zijderveld, J.D.A., 1967. The natural remanent magnetization of the Exeter volcanic traps (Permian, Europe) // Tectonophysics, 4. — P. 121—153.

Zonenshain L.P., Le Pishon X. Deep basins of the Black Sea and as Remnants of Mesozoic Back-arc Basins// Tectonophysics, 1986. — 123. No 1-4, P. 181—211.

Zugravescu D., Polonic G. Present-day stress field in the southeastern in the Vrancea region derived from seismicity data // The natural geodynamic laboratory Vrancea, a challenge for the 21st century (Ed. Zugravescu). — Bucharest, 2002. — P. 35—45.

Наукове видання

Нариси геодинаміки України

Монографія

За редакцією:

акад. НАН України *В.І. Старостенка*

член-кор. НАН України *О.Б. Гінтова*

(російською мовою)

Затверджено до друку
Вченою радою Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна
Національної академії наук України

Макет виготовлено в ІГФ НАН України
м.Київ, просп. Палладіна, 32

Надруковано в ТОВ «ПІДПРИЄМСТВО «ВІ ЕН ЕЙ»
Адреса: 04071, Україна, м Київ, вул. Кожум'яцька, 12 Ж, оф. 4

Підписано в друк 03.05.2018. Формат 297х210 мм
Папір офсет 80 г/м2, крейдований 115 г/м2
Друк цифровий
Замовлення NL-783 від 03.05.2018р.
Наклад — 300 примірників