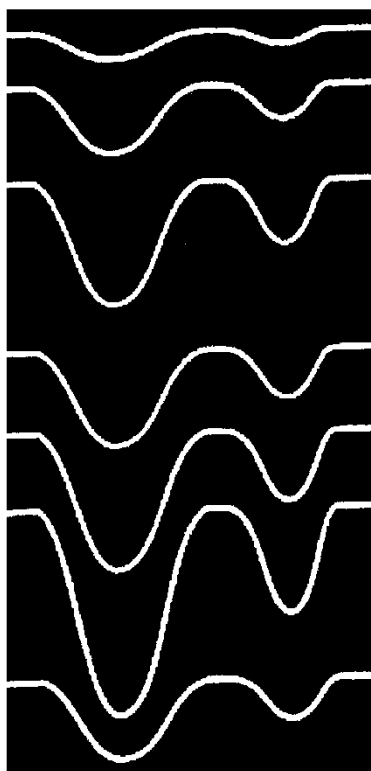


В.В. Гордиенко, И.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя, И.М. Логвинов, В.Н. Тарасов

**ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ, СКИФСКАЯ ПЛИТА, ЧЕРНОЕ МОРЕ
(ГЕОФИЗИКА, ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ)**



**Национальная Академия наук Украины
Институт геофизики им. С.И. Субботина**

**В.В. Гордиенко, И.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя,
И.М. Логвинов, В.Н. Тарасов**

**Южно-Украинская моноклираль,
Скифская плита, Черное море
(геофизика, глубинные процессы)**

Киев

2018

УДК 551. 24

**Рецензенты:
Л.И. Гонтовая, В.П. Коболев**

**Печатается по решению Ученого Совета Института геофизики
НАН Украины им. С.И. Субботина**

В.В. Гордиенко, И.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя, И.М. Логвинов, В.Н. Тарасов

Южно-Украинская моноклиналь, Скифская плита, Черное море (геофизика, глубинные процессы). – Киев. 2018. - с.131, ил. : 113, литература с.118-126.

В монографии рассмотрены результаты изучения и интерпретации физических полей на территории Южно-Украинской моноклинали, Скифской плиты и части Черноморской впадины и глубинные процессы, которые обусловили формирование современной строения регионов.

Анализируются сейсмические, геотермические, геоэлектрические, гравитационные и магнитные данные, информация о составе магматических пород, уровень литогенетических изменений пород, современные и молодые движения поверхности, изотопия гелия, нефтегазоносность, геознергетических ресурсы. Рассмотрены схемы эволюции тектоносферы регионов.

Предназначена для геологов и геофизиков, работающих в области региональных исследований как в Украине, так и за ее пределами.

V.V. Gordienko, I.V. Gordienko, O.V. Zavorodnyaya, I.M. Logvinov, V.N. Tarasov. South-Ukrainian monocline, Scythian plate, Black sea (geophysics, deep processes). - Kiev, 2018. - 131 p., Il. :113, Ref. p.118-126. Rus.

The monograph reviewed the results of the study and interpretation of physical fields in the territory of South-Ukrainian monocline, Scythian plate and western part of Black-sea basin and the deep processes that led to the formation of the recent structure of the region.

Analyzed seismic, geothermal, geoelectric, gravity and magnetic data, information on the composition of igneous rocks, level of lithogenetic changes of rocks, contemporary surface movements, helium isotopy, oil-and-gas content, geoenery resources. A schemes of evolution of regiones tectonosphere was examined.

Designed for geologists and geophysicists working in the field of regional studies both in Ukraine and abroad.

ISBN

Содержание

Введение (В.В. Гордиенко)	7
ЧАСТЬ I. Южно-Украинская моноклираль и Скифская плита	11
Глава 1. Геологическая история (В.В. Гордиенко)	12
1.1. Придобруджский прогиб	13
1.2. Ломоносовский массив	16
1.3. Крымско-Азовский сегмент	16
1.4. Горный Крым	18
1.5. Параметры мантийных магматических очагов	19
1.6. Современная активизация	21
Глава 2. Глубинные процессы (В.В. Гордиенко)	27
2.1. Требования к тектогенической гипотезе	27
2.2. Современная схема геосинклинального процесса по АПГ	30
2.3. Тепломассоперенос в тектоносфере Горного Крыма	32
2.4. Прогнозируемые тектоно-магматические последствия	35
2.5. Меловая и современная активизации	37
Глава 3. Скоростные модели тектоносферы (В.В. Гордиенко)	39
3.1. Скоростные модели мантии	39
3.2. Скоростные модели коры	42
3.3. Глубины скоростных границ в коре	45
3.4. Удельная упругая энергоёмкость пород коры и верхних горизонтов мантии	49
Глава 4. Тепловое поле (В.В. Гордиенко, И.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя)	53
4.1. Результаты нового изучения ТП	53
4.2. Карта теплового потока	55
4.3. Фоновый тепловой поток. Аномалии.	55
4.4. Интерпретация аномалий ТП. Тепловые модели	57
4.5. Геоэнергетические ресурсы региона	62
Глава 5. Геоэлектрические модели тектоносферы юга Украины (И.М. Логвинов, В.Н. Тарасов)	65
5.1. Глубинные геоэлектрические зондирования	65
5.2. Экспериментальные данные	66
5.3. Результаты моделирования. 1-D инверсия	67
5.4. Результаты моделирования. 2-D инверсия	72
5.5. Природа аномалий электропроводности	75

Глава 6. Гравимагнитные модели тектоносферы (В.В. Гордиенко)	77
6.1. Магнитные модели коры ЮУМ	77
6.2. Плотностные модели коры региона	80
6.3. Мантийная гравитационная аномалия	85
Глава 7. Современная активизация и нефтегазоносность (В.В. Гордиенко)	89
7.1. Контурсы зоны современной активизации	89
7.2. Активизация и нефтегазоносность	90
Часть II. Черное море (В.В. Гордиенко)	94
Глава 8. Геологическая история и глубинные процессы	95
8.1. Геологическая история	95
8.2. Глубинный процесс и тепловая модель тектоносферы	98
Глава 9. Физические поля Западно-Черноморской впадины	105
9.1. Эффект молодой интенсивной седиментации	105
9.2. Влияние изменений климата и процессов в слое газогидратов	107
9.3. Тепловой поток Западно-Черноморской впадины	110
9.4. Гравитационное поле	112
9.5. Скоростной разрез верхних горизонтов мантии	113
Заключение (В.В. Гордиенко)	116
Литература	118

Content

Introduction (V.V. Gordienko)	7
PART I. South-Ukrainian monocline and Scythian plate	11
Chapter 1. Geological history (V.V. Gordienko)	12
1.1. Predobrudzha basin	13
1.2. Lomonosov massif	16
1.3. Krym-Azov segment	16
1.4. Mountain Crimea	18
1.5. Options mantle magma chambers	19
1.6. Recent activizations	21
Chapter 2. Deep processes (V.V. Gordienko)	27
2.1. Requirements for the tectonic hypothesis	27
2.2. Modern circuit geosynclinal process APH	30
2.3. Heat and mass transfer in tectonosphere Mountain Crimea	32
2.4. Projected tectono-magmatic consequences	35
2.5. Cretaceous and recent activizations	37
Chapter 3. Velocity models of tectonosphere (V.V. Gordienko)	39
3.1. Velocity models of the mantle	39
3.2. Velocity models of the crust	42
3.3. Depth of velocity boundaries in the crust	45
3.4. The specific elastic energy of rocks consumption of the crust and upper horizons of mantle	49
Chapter 4. Thermal field (V.V. Gordienko, I.V. Gordienko, O.V. Zavgorodnjaja)	53
4.1. Results of a new study of HF	53
4.2. Map heat flow	55
4.3. Background heat flow. Anomalies.	55
4.4. Interpretation anomalies of HF. Thermal models	57
4.5. Geo-energy resources of the region	62
Chapter 5. Geoelectrical models of south Ukraine tectonosphere (I.M. Logvinov, V.N. Tarasov)	65
5.1. Deep geoelectrical soundings	65
5.2 Experimental data	66
5.3. Results of modelling. 1-D inversion	67
5.4. Results of modelling. 2-D inversion	72

5.5. Genesis of conductivity anomalies	75
Chapter 6. Gravity and magnetic models of tectonosphere	
(V.V. Gordienko)	77
6.1. The magnetic model of the SUM crust	77
6.2. Density models of the regions crust	80
6.3. Mantle gravity anomaly	85
Chapter 7. Recent activization and oil and gas deposits (V.V. Gordienko)	89
7.1. Contours of the recent activization areas	89
7.2. Activization and oil and gas deposits	90
PART II. Black sea (V.V.Gordienko)	94
Chapter 8. The geological history and the underlying processes	95
8.1. Geological history	95
8.2. Deep process and the thermal model tectonosphere	98
Chapter 9. Physical fields of the Western Black Sea Basin	105
9.1. The effect of intensive young sedimentation	105
9.2. Climate change and the processes in the layer of gas hydrates	107
9.3. Heat flow of the West Black Sea basin	110
9.4. The gravity field	112
9.5. Velocity section of the upper layers of the mantle	113
Conclusion (V.V. Gordienko)	116
References	118

ВВЕДЕНИЕ

В монографии объединены просто из-за удобства описания несколько расположенных рядом территорий геологически весьма разнородные регионы.

Южно-Украинская моноклираль (ЮУМ) по имеющимся в настоящее время данным представляется довольно простой структурой, возникшей в современном виде из-за наклона на юг окраины Восточно-Европейской платформы (ВЕП) под боковым влиянием опускания Черноморской впадины. В остальном она заметно не отличается от южного слона Украинского щита (УЩ). На моноклинали весьма вероятны зоны современной активизации, продолжающиеся и вне этого региона.

Скифская плита (СП) в современном ее понимании охватывает территорию от юго-восточного Предкарпатья на западе до Каспия на востоке. В Закаспии она продолжается далеко на восток под другими названиями. Западное продолжение плиты неизвестно. Мнение о резком повороте из района Добруджи на северо-запад нельзя признать обоснованным. Скифская плита состоит из трех существенно различающихся сегментов: Западного (Добруджского), Центрального (Крымско-Азовского) и Восточного (Предкавказского) (рис. В.1). В их пределах по-разному представлены этапы геологической истории СП.

Мнения о южной границе плиты не совпадают у разных авторов. В книге (Тектоника..., 1988) представлен, например, противоречивый вариант, согласно которому на западе она отделяется от байкальской Мезийской плиты, а на востоке – от киммерийского Горного Крыма. Хотя севернее киммерийские складчатые зоны встречаются среди герцинид. Поэтому ниже (без претензии на геологическую значимость, а просто для удобства анализа) Горный Крым включен в СП.

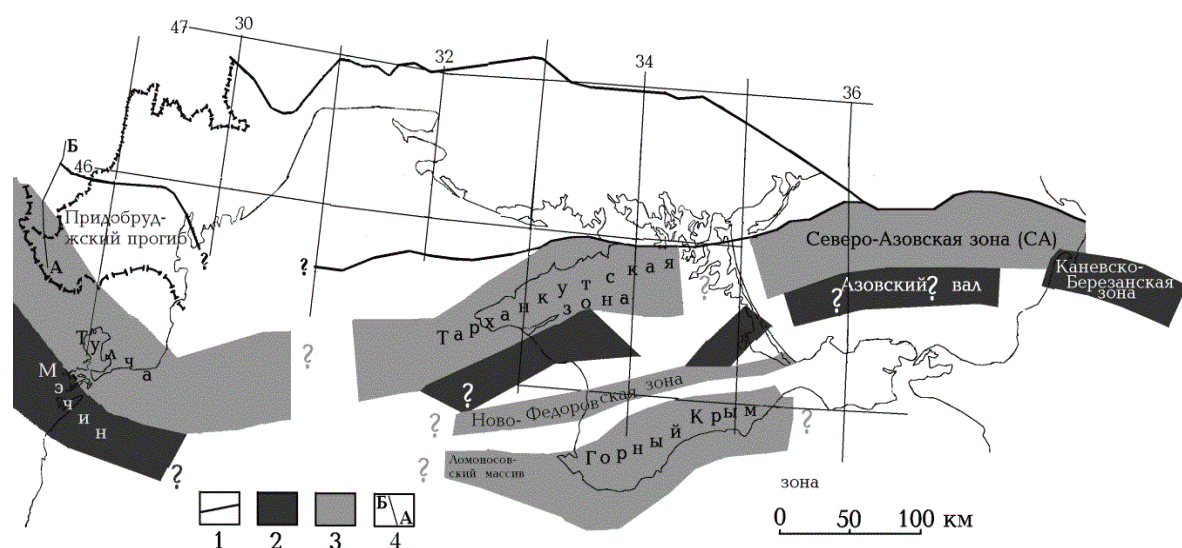


Рис. В.1. Схема основных разновозрастных элементов Скифской плиты.

1 – границы Южно-Украинской моноклинали, 2 – герциниды, 3 – киммериды, 4 – линия геологического разреза (см. рис. 1.1).

Черноморская впадина сформировалась вследствие двух последовательных сближенных во времени процессов – рифтогенеза и необычно активного образования синеклизы, приближающегося к океанизации – на протяженном массиве байкальской консолидации. По крайней мере, о таком возрасте можно говорить для фрагментов массива, где определено время последней геосинклинальной переработки. В него входят Мезийская плита западнее моря, собственно фундамент впадины, фундаменты Рионского и Куринского прогибов (и разделяющего их Дзирульского массива), Южно-Каспийской впадины, массив, расположенный между Туранской плитой и Копетдагом. Западное ограничение региона очевидно – это альпийская геосинклиналь Карпато-Балканид.

ВВЕДЕНИЕ

Показанные на рис. В.1 киммерийские фрагменты плиты часто не изучены по всей протяженности, однако, скорее всего, не образуют непрерывных зон по всей ее длине. По мнению (Хаин и др., 1971) такие «микрогоесинклинали» прослежены в Предкавказье в теле герцинской плиты. Киммериды Горного Крыма, оборванные на юге погружением Черноморской впадины, замыкаются на востоке перед Керченской зоной. Соответственно альпийская складчатая структура Большого Кавказа не достигает Горного Крыма, замыкаясь на меридиане Керченского пролива.

Во введении уместно привести схему профилей ГСЗ, вдоль которых изучена структура земной коры регионов (рис. В.2). Эти данные будут использоваться ниже в различных главах монографии.

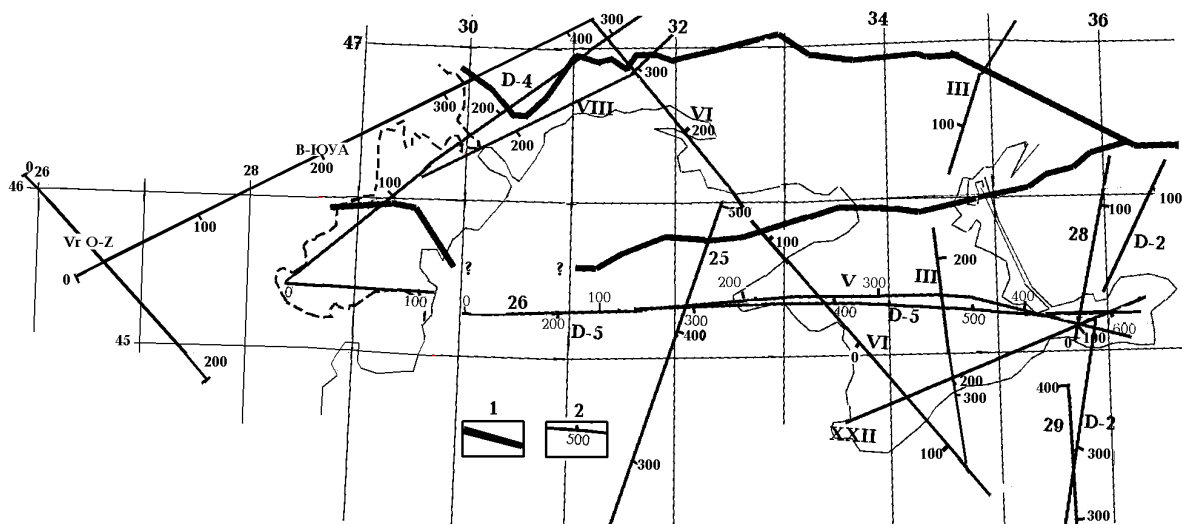


Рис. В.2. Расположение профилей ГСЗ на территории Южно-Украинской моноклинали и Скифской плиты. В-ЮУА – линия профиля Вранча – Южно-Украинская АЭС, Vr O-Z – сейсмологический профиль через зону Вранча.

1 – границы Южно-Украинской моноклинали, 2 – профили ГСЗ.

Сеть профилей ГСЗ на изучаемой территории сравнительно густая, хотя не во всех случаях построены скоростные разрезы коры качества, допускающего их использование в других методах глубинной геофизики с приемлемой погрешностью (см. ниже).

Имеет смысл привести здесь же и схему основных разломов (Карта..., 1988) регионов, которая также будет использована при интерпретации различных физических полей и анализе нефтегазоносности (рис. В.3).

Разломы не ранжированы по «значимости», так как такое деление априорно предполагает некоторую концепцию развития рассматриваемых регионов, что противоречит используемой методике анализа геолого-геофизической информации. Согласно ей роль разломов должна определяться не протяженностью или расположением (либо нерасположением) на границах тектонических единиц того или иного размера, а возникновением в ходе глубинного процесса и отражением в физических полях.

Глубинные процессы в Черноморской впадине происходят вне связи с предшествующим развитием окружающих разновозрастных регионов (рис. В.4). Быстрое опускание, седиментация, утонение коры не идентичны практически синхронным явлениям на срединных массивах альпийских геосинклиналей (Паннонском и др.). Складчатые зоны Карпато-Балканид, Балканид, Понтид обращены к упомянутому выше протяженному рифейскому массиву и вмещаемой им впадине фронтальными частями. Позицию Большого Кавказа и Аджаро-Триалетской зоны оценить сложнее, но все же имеющаяся информация о вергентности складчатости позволяет считать ее аналогичной.

ВВЕДЕНИЕ

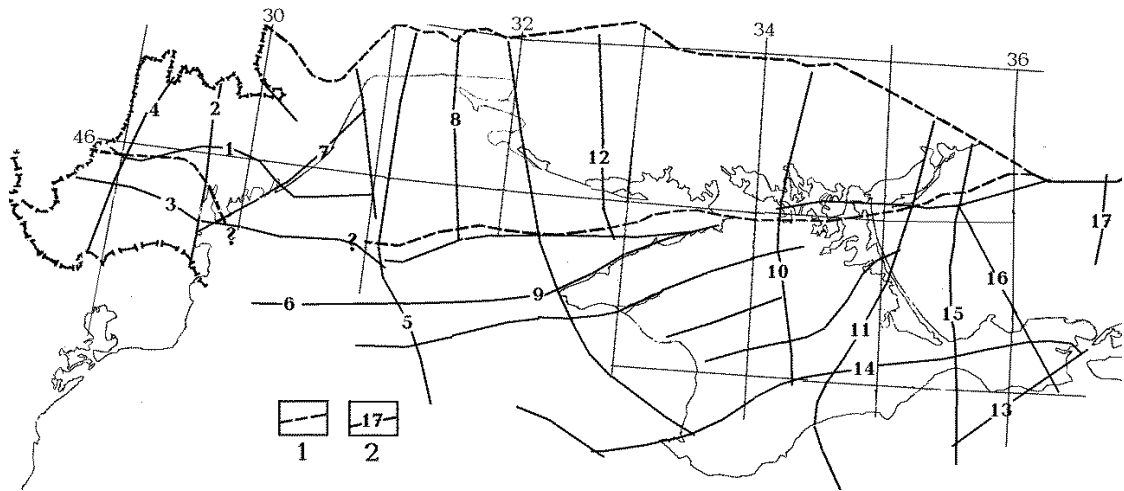


Рис. В. 3. Основные разломы Южно-Украинской моноклинали и Скифской плиты.

1 – границы Южно-Украинской моноклинали, 2 – разломы (1 – Чадыр-Лунгский, 2 – Саратовский, 3 – Болградский, 4 – Фрунзенский, 5 – Одесский, 6 – Сулинский, 7 – Аливсаский, 8 – Очаковский, 9 – Тарханкутский, 10 – Центрально-Крымский, 11 – Западно-Приазовский, 12 – Херсонский, 13 – Правдинский, 14 – Предгорный, 15 – Феодосийский, 16 – Горностаевский, 17 – Бердянский).

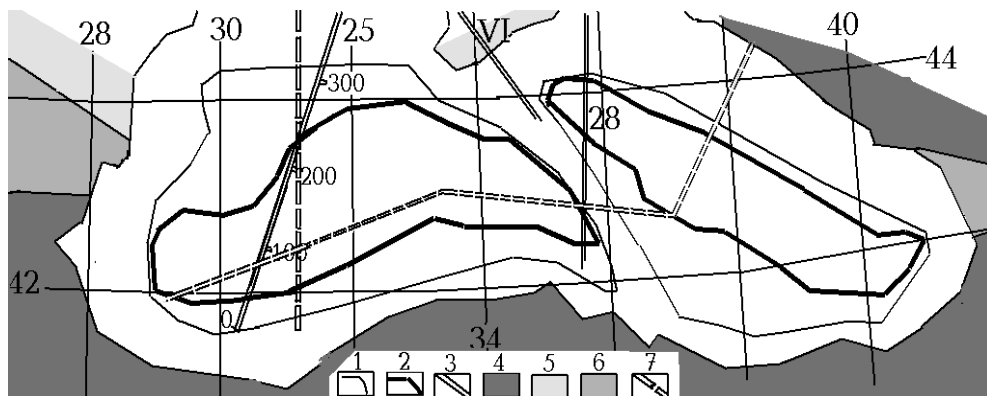


Рис. В. 4. Тектонические единицы района Черноморских впадин.

1 – границы глубоководных впадин, 2 – районов с тонкой корой (Геофизические..., 1996 и др.), 3 – профили ГСЗ, 4 – альпиды, 5 – киммериды, 6 – байкалиды, 7 – профили, вдоль которых построены разрезы осадочной толщи (гл. 8).

Разнородность изучаемых регионов привела к разделению монографии на две неравные части: большая освещает Южно-Украинскую моноклинали и Скифскую плиту, меньшая – Черное море.

В первую входят главы, посвященные описанию геологической истории и отвечающих ей глубинных процессов по представлениям принятой авторами адвекционно-полиморфной гипотезы (АПГ). Затем следует анализ сейсмологического материала, позволяющего представить структуру земной коры и в очень незначительной степени – верхней мантии. Данные о распределении скорости продольных сейсмических волн в коре используются для оценки удельной энергоемкости пород, необходимой для анализа сейсмичности. Отдельные главы включают результаты изучения и интерпретации теплового и электромагнитного полей, магнитного поля (используемого только как источник информации для уточнения плотностных моделей коры). В специальной главе вместе с данными о магнитном поле рассмотрены плотностные модели коры, основная цель этой работы – выделение мантийной гравитационной аномалии, предназначенной для диагностики типа современного активного процесса в регионах. На его комплексное геолого-

ВВЕДЕНИЕ

геофизическое изучение направлены материалы специальной главы, которая включает также сопоставление зон современной активизации с нефтегазоносностью Скифской плиты. Первая часть монографии включает также главу о природе сейсмичности регионов.

Во второй части собраны некоторые сведения о геологической истории Черного моря и результатах построения схемы глубинных процессов в регионе. Последние сопоставляются не только с геологическими фактами, но и с аномалиями изучаемых физических полей. Здесь значительное место (и отдельную главу) занимают данные по тепловому полю. В рассматриваемом случае особое внимание к нему обусловлено сложностью определения глубинного (неискаженного приповерхностными помехами) значения теплового потока (ТП) в почти изолированном морском бассейне (глубина моря на Босфорском пороге - около 30-40 м), где не выдерживаются стандартные температуры дна мирового океана. Довольно сложной задачей оказывается и гравитационное моделирование: из-за очень быстрой седиментации и сравнительно небольшой величины ТП процессы катагенеза меньше обычного влияют на плотность пород, связь ее со скоростью сейсмических приобретает нестандартный вид (Гордиенко, 1999 и др.).

Несмотря на перечисленные сложности, удается представить процесс формирования Черноморской впадины достаточно достоверно.

ЧАСТЬ I.

ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

Геологическая информация о домезозойской истории Южно-Украинской моноклинали весьма ограничена из-за значительной мощности осадочного чехла (северная граница моноклинали проведена по изолинии глубины фундамента 1 км – рис. I.1) и редкой сети скважин нужной глубины на ее территории.

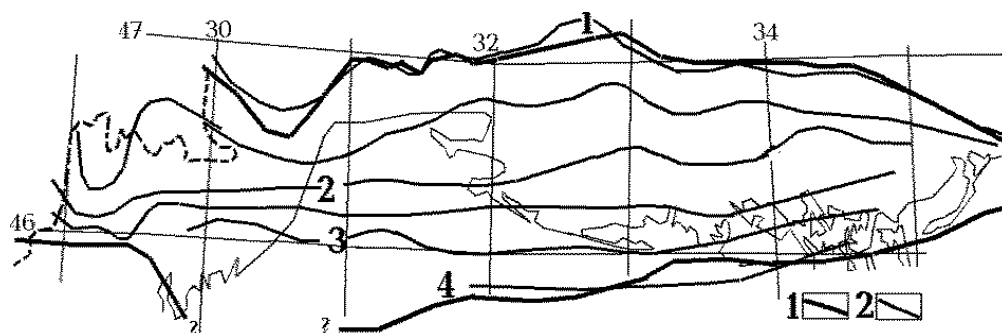


Рис. 0.1. Мощность осадочного чехла ЮУМ.

1 – границы моноклинали, 2 – глубина кристаллического основания в км.

Многие особенности тектонической позиции объединяют моноклиналь с Вольно-Подольской и Молдавской плитами. В работе (Тектоника..., 1988) они описаны в виде единой Вольно-Азовской плиты.

Близкое к меридиональному простирание тектонических единиц Украинского щита позволяет предполагать, что наблюдаемые в его пределах комплексы пород протягиваются с некоторыми изменениями ширины блоков вплоть до южной границы ЮУМ, где располагаются на глубине около 4 км (Атлас..., 2002). Поэтому события геологической истории региона до момента начала современной активизации можно представить по изученным (в частности – авторами (Гордиенко и др., 2005)) данным для УЩ.

Байкальско-герцинский фундамент Скифской плиты в некоторых районах обнажается, кроме того – вскрыт многочисленными скважинами, районы его глубокого опускания частично представляют собой киммерийские геосинклинальные комплексы. Поэтому здесь достаточно материала для восстановления геологической истории.

Процессы современной активизации можно рассмотреть совместно для обоих регионов. Очевидным исключением оказывается активизация Горного Крыма, отличающаяся экстремальным поднятием поверхности, и предполагаемым опусканием его южной и западной частей под уровень Черного моря и значительную по мощности толщю осадков.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

Доступные для изучения части складчатого фундамента СП представлены на рассматриваемой территории тремя довольно различными фрагментами: Придобруджским прогибом (и незначительной частью зоны Тузла Северной Добруджи), Ломоносовским массивом, Крымом и данными по скважинам, пробуренным на Азово-Черноморском шельфе (рис. В.1). При описании истории использованы материалы из работ (Багдасарян и др., 1967, Верховцев, 2006, Газизова, 2009, Глумов и др., 2014, Гордиенко и др., 2003, Иванов и др., 2014, Иванова, 2011, Карта..., 1988, Короновский, 1976, Лебединский, 1962, Литосфера..., 1994, Ляшкевич, 2008, Милановский и др., 1973, Озерный, 1981, Палиенко, 1992, Платформенные..., 1972, Спиридонов и др., 1990а,б, Туголесов и др., 1985, Хортов и др., 2006, Чайницкий, 1984, Чекунов, 1972, Шнюков и др., 1979, 1997, Шнюкова, 2011 и др.).

Докембрийская история регионов изучена пока слабо. В Добрудже часть докембрийских пород фундамента считается близкой к образованиям Криворожской серии (возрастом 2600 млн лет). Но это слишком неопределенная информация. Известны породы Ломоносовского массива и поднятия Андрусова (судя по галечным фрагментам в Горном Крыму), которые образовались или были метаморфизованы в докембрии (табл. 1.1). Имеющихся сведений мало, но и в них отражены активные периоды от раннего протерозоя до венда. На этом материале можно рассмотреть вопрос влияния различий теплогенерации (ТГ) в мантийных породах на частоту активизаций (Гордиенко, 2014б и др.). Перечисленные районы принадлежат Альпийскому геосинклинальному поясу, соответственно здесь должна быть повышенная по сравнению с платформенной радиогенная ТГ в мантийных образованиях и активные события могут происходить чаще, чем на докембрийской платформе. Размер региона невелик, поэтому практически исключено дублирование активизаций (Гордиенко, 2014 и др.), возникающее при небольших различиях в ТГ отдельных блоков. В результате могут появляться смещения в возрасте активизаций при сохранении их частоты.

Таблица 1.1. Сравнение возрастов активизаций Скифской плиты (СП) с результатами расчета для современных платформ (М) (Гордиенко, 2012 и др.).

М	СП	М	СП	М	СП	М	СП
2120	2100	1350		950	960	400	420
2060			1300		850		330
2000	2020	1250	1240	790			250
1850			1190		640	200	210
1800	1790		1130	600	600		170
1750	1750	1100	1100		560		120
1480	1500		1040				70
	1400		990			0-10	0-25

Как следует из данных табл. 1.1. активизации на Скифской плите случаются чаще, чем на платформе, по крайней мере, начиная с периода 1500 млн лет назад, т.е. принятая гипотеза находит подтверждение.

В работе (Шнюков и др., 1997) представлена информация, позволяющая сформулировать новый подход к определению возраста земной коры. Часто в этом качестве используются данные о возрасте образования пород, находящихся в настоящее время на поверхности фундамента. Это явное нарушение закона Стенсена (Стено), но для его выполнения необходимо «заглянуть» в самую нижнюю часть коры, что практически нереально. Однако на щитах всех континентов уже накоплен значительный материал (Balashov, 2009 и др.) по датировкам кластических цирконов, превышающим 4 млрд лет. Это дает возможность сформулировать представление об образовании всей земной коры в хаосе. «Наблюдаемые геологические свидетельства на Земле имеют возраст не более 3,8 млрд лет, хотя наличие зерен циркона с возрастом 4,1 млрд. лет указывает на существование более

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

древних пород коры» (Тейлор и др., 1988, с.343). В первично-обломочных породах части щитов (Украинского, Канадского, Африканского, Индийского и др.) встречены цирконы с возрастом 4,0-4,5 млрд. лет, отражающие период нестабильной коры, от которой к настоящему времени на эрозионном срезе не сохранилось заметных по объему образований. Представление о древности всей земной коры остается в силе вплоть до обнаружения противоречащих ему данных. Упомянутая информация (рис. 1.1) показывает, что к ответу на вопрос о возрасте коры можно приблизиться и другим способом. Можно предположить, что «мобилизованные» малой интрузией цирконы сохранили предшествующую датировку вследствие сравнительно быстрого охлаждения и начальной не очень значительной температуры магмы (около 1100⁰С – см. ниже).

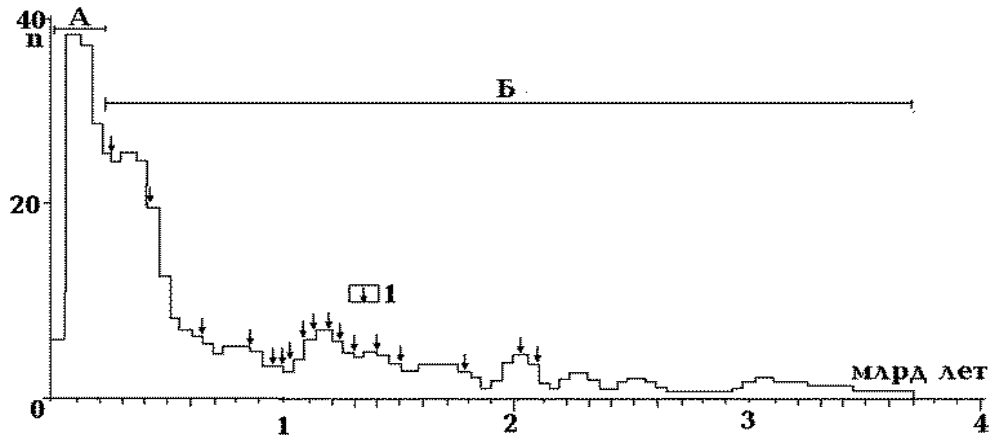


Рис. 1.1. Гистограмма распределения значений оценочного возраста цирконов из пород комплекса малых интрузий Горного Крыма. Гистограмма трехкратно сглажена методом парабол. Выделены группы цирконов магматического происхождения (А) и захваченных магмой из вмещающих осадочных пород (Б).

1 – датировки активных событий, приведенные в табл. 1.1 и др.

В ограниченной выборке датировок цирконов юрских малых интрузий Горного Крыма оказывается набор величин, отвечающий данным по наиболее изученным щитам мира, причем максимальные установленные значения наблюдаются далеко не на всех из них. При широком использовании такого «опробования» вполне возможно установить хадейский возраст коры и вне щитов.

Фанерозойская история региона изучена лучше, в ней практически отсутствуют сведения о каледонской активизации. Последующие события можно рассмотреть по отдельным частям Скифской плиты.

1.1. Придобруджский прогиб

На севере Придобруджский прогиб (ПП) отделен от пологого Молдавского склона южной части Вольно-Подольской плиты Чадыр-Лунгским разломом. Восточная (Причерноморская) часть этой границы малодостоверна из-за большой мощности осадков. На юге, по разлому Георгиевского гирла, прогиб граничит с герцинидами Северной Добруджи (зоны Тулча). На западе эта граница проходит к югу от Кагула по системе кулисных разломов.

Южный край юрского ПП перекрывает зону Тулча. Осевая зона юрского прогиба сдвинута к северу, и если в западной части он, как и палеозойский, простирается с запада на восток, то в восточной его простираение становится юго-восточным. В развитии Придобруджского прогиба четко выделяют два этапа: позднепалеозойский и юрский, разделенные в период от позднего триаса до лейаса относительным тектоническим затишьем, во время которого произошла перестройка структурного плана (Газизова, 2009, Иванов и др., 2014, Ляшкевич, 2008, Хаин и др., 1971 и др.).

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

По северному обрамляющему разлому раннебайкальский фундамент погружен на глубину 5–6 км (рис. 1.2). Северная Добруджа надвинута на структуры прогиба в ходе варисского и новокиммерийского этапов тектогенеза. Западное продолжение прогиба устанавливается на территории Румынии, а его восточная граница скрыта под водами Черного моря и, предположительно, контролируется зоной Одесского разлома. Образования фундамента представлены мигматитами, возникшими в результате послышной инъекции гранитной магмы в обломочные породы, разгнейсованными и катаклазированными гранитами и плагиогранитами. Разрез чехла начинается отложениями валдайской серии венда, представленной толщей переслаивания песчаников, алевролитов, туфоалевролитов и аргиллитов, в верхней части приобретающих ритмичный (флишоидный) характер. Мощность этих образований увеличивается к югу от 1 км вблизи Чадыр-Лунгского разлома до 1.5 км и более в центральной части прогиба. Породы серии деформированы с углами падения пластов 20–45°, а в приразломных зонах углы достигают значений 80–90°.

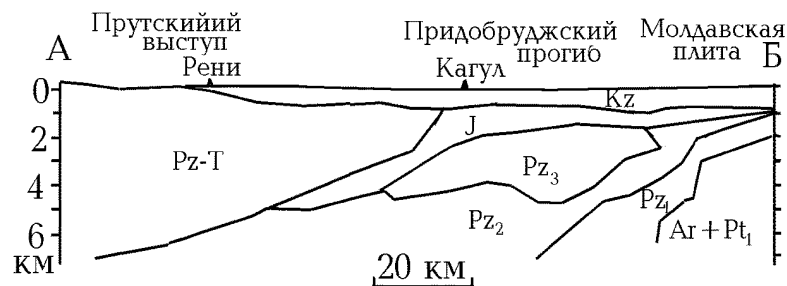


Рис. 1.2. Схематический геологический разрез по линии А-Б (рис. В.1).

Герцинский структурный этаж представлен двумя толщами. Нижняя (S-D₁) мощностью 1.5-1.8 км - терригены и карбонаты. Верхняя (D₂-C₁) – более 2 км – сульфато-карбонаты. Простирание структур – северо-западное (донецкое). Их можно рассматривать как серию надвигов, осложненных пликативными дислокациями.

Герцинское развитие Придобруджского прогиба завершается накоплением мощного комплекса молассовых образований: нижней сероцветной молассы серпуховского яруса-верхов визе и верхней красноцветной молассы верхнего карбона – нижнего триаса (340-250 млн. л. назад).

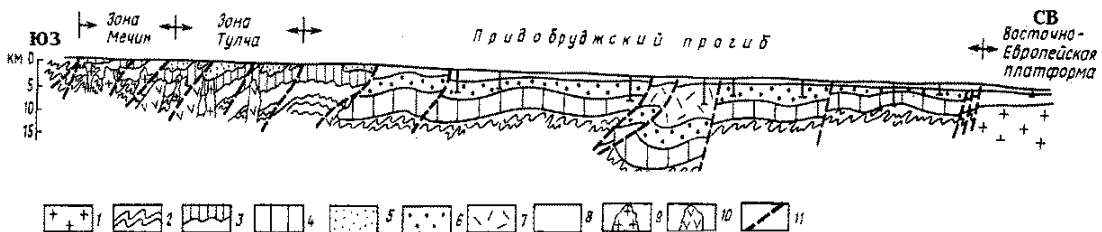


Рис. 1.3. Геологический разрез через Северную Добруджу и Придобруджский прогиб (Тектоника..., 1988, Cosma et al., 1983).

1 - комплекс основания Восточно-Европейской платформы; 2 - байкальский комплекс Добруджи; 3 - палеозойский комплекс Северной Добруджи; 4 - палеозойский комплекс Придобруджского прогиба; 5 - мезозойский комплекс Северной Добруджи; 6 - пермско-нижнетриасовый комплекс Скифской плиты; 7 - средне-верхнетриасовый комплекс Скифской плиты; 8 - чехол; 9 - интрузии кислого и среднего состава; 10 - интрузивные комплексы основных магматических пород; 11 - основные разломы.

В Северной Добрудже мощность нижнего девона – 0.9 км, среднего - 0.8 км, верхнего – 0.2 км, карбона – 0.15 км, примерно столько же – перми. Местами установлены угленосные аналоги болгарской формации Карапелит со вскрытой мощностью более 600 м. Возраст их

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

определяется как посттурнейский (моложе 350 млн. лет). На красноцветные образования верхней перми – нижнего триаса резко несогласно, с базальным конгломератом в основании, ложатся породы средней юры. Верхняя толща красноцветных аргиллитов и алевролитов доходит до Нижнепрутского выступа, где по разлому граничит со складчатыми породами палеозоя и триаса. По тектонической зоне смятия сланцы Центральной Добруджи надвинуты на палеозойские отложения и верхнеюрские известняки покрова Мэчин, а также на триасовые образования зоны Тулча. Описаны примеры дисгармоничного характера складчатости палеозойских отложений Придобруджского прогиба, сочетающейся с широким развитием пологопадающих разрывных дислокаций. В Северной Добрудже кислые вулканы появляются около 150 млн. лет назад, 240 и 250 млн лет назад – риолиты и сиениты.

Нижнепрутский выступ представляет собой аллохтонный блок, надвинутый на Придобруджский прогиб, в пределах которого толща отложений палеозоя, триаса и юры достигает 8 км и где известны нефтяные скопления в девоне и карбоне (Восточно-Саратское месторождение и др.).

В пределах ПП в Румынии выделяется элемент небольшой киммерийской складчатой зоны, наложенной на герциниды (рис. 1.3 (Cosma et al., 1983)). Она близка по структуре зоне Тулча. Ширина ее составляет около 40-45 км (возможно, часть уничтожена эрозией), ширина зоны Тулча – 50-60 км. В целом создается впечатление наложения меньших по размеру киммерийских геосинклинальных зон на большие герцинские (возможна аналогия с крымской и предкавказской частями плиты). Герцинский цикл сопровождается интрузивным и эффузивным магматизмом гомодромной последовательности.

По сведениям из различных публикаций не удастся построить достоверные картины изменения мощности осадочного слоя в рамках герцинского и киммерийского циклов в Придобруджском прогибе.

В породах прогиба довольно детально изучен палеогеотермический градиент по уровню катагенеза на глубинах, отвечающих толщам герцинского и киммерийского циклов седиментации (Иванова, 2011). Для герцинского времени получены очень высокие (и выдержанные на территории примерно 30x20 км) величины – около 70-75 °С/км. Следует отметить, что эта величина относится к самой верхней части герцинского комплекса (карбоновой молассе) мощностью порядка 0,5 км. В киммерийском комплексе градиент значительно меньше – 35-40°С. Выше по современному разрезу (в поздней юре, мелу и кайнозое) градиент сокращается до 15-20°С. Конечно, оценка последней величины существенно затруднена неточностью информации о мощности срезанных эрозией молодых пород. Однако можно уверенно говорить о существовании в это время платформенного режима с пониженным тепловым потоком. Последняя величина геотермического градиента оказывается часто ниже наблюдаемого в настоящее время, во всяком случае – в зоне современной активизации прогиба.

Изолинии катагенетических изменений пород в герцинском комплексе не согласуются со стратиграфическими границами. Это указывает на их постскладчатое происхождение, т.е. максимальные палеогеотермические градиенты получены (как и в Донбассе) на стадии активизации, дополняющей собственно геосинклинальный процесс.

Магматизм в зонах Тулча и Мэчин, представлен инициальными диабазами границы силура и девона, туфами, порфиритами и диабазами в раннем карбоне (Мэчин) или перми-раннем триасе (Тулча) и орогенным комплексом гранитов, диоритов и сиенитов судетской и астурийской фаз (начало и конец среднего карбона) – Мэчин.

В киммерийскую фазу в Тулче (240 млн лет назад) образовались долериты, потом – флиш, складчатость в начале юры. В ПП завершение геосинклинального процесса датируется началом триаса. Здесь тоже мощный магматизм. Складчатость в средней юре. Т.е. по сумме имеющихся данных Придобруджский прогиб этого времени – не краевой при Добруджской геосинклинальной складчатой зоне, а ее равноценная часть с несколько смещенным периодом развития.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

1.2. Ломоносовский массив

Ломоносовский подводный массив (ЛПМ) площадью около 550 км², расположенный в акватории Черного моря в 30-40 км к юго-западу от Севастополя, сложен вулканическими и плутоническими породами, обнажения которых протягиваются на 40 км вдоль континентального склона на глубинах от 500 до 1800 м. По мнению авторов (Шнюков и др., 1997) ЛПМ представляет собой фрагмент палеоостровной дуги, простирающейся с юго-запада на северо-восток, то есть субпараллельно структуре Горного Крыма. Среди вулканических пород ЛПМ были выделены три островодужные (Шнюков и др., 1997) серии: высокомагнезиальная (ВМ), умеренномагнезиальная (УМ) и шошонитовая. Первые две серии распространены в центральной и восточной частях ЛПМ и представлены полным набором пород нормального ряда: базальт – андезитобазальт – андезит – дацит – плагиориодацит – плагиориолит; третья, субщелочная серия занимает западную часть ЛПМ и здесь детально не рассматривается. Плутонические образования также охватывают полный набор пород: габбро – диорит – кварцевый диорит – тоналит – плагиогранит (трондьемит) и комагматичны УМ вулканической серии.

Доступный наблюдению разрез начинается с предположительно нижнекарбоновых черных сланцев, дополненных туфами. Достоверно выделяется толща среднего триаса – средней юры, внутри которой выявлены породы, очень близкие таврической серии Крыма, включающие магматиты карадагского типа. Мел представлен глинами и известняками до сеномана включительно. Выше располагаются породы майкопа и миоцена.

Распределение проявлений магматизма во времени своеобразно: наиболее древние породы совпадают по возрасту с финальной серией Горного Крыма (160-170 млн лет), следующие проявления – с вулканитами Каркинитского прогиба (120 млн лет назад), после чего следуют по крайней мере 4 возрастные разновидности пород (100, 80, 50 и 30 млн лет назад) не имеющие аналогов в других частях плиты. Исключение составляет Форосский блок шельфа юго-западнее Горного Крыма, где представлены верхнеальбские магматиты (около 100 млн лет назад).

Можно «выделить два всплеска усиленной магматической активности Ломоносовского массива: раннемеловой (с максимумом около 125 млн лет) и позднемеловой-палеогеновой (с максимумом около 65 млн лет)» (Шнюкова, 2013).

Таким образом, очевидно, что ЛПЦ является составной частью отдельного, обособленного от Горного Крыма блока, наиболее характерные черты — проявления верхнеюрского (как в Северной Добрудже) и палеогенового вулканизма. Особенно интересно внедрение шошонитовой серии в узком временном интервале - верхний мел-палеоцен. В эти эпохи активные тектонические события в Горном Крыму не происходили, а условия были близки к платформенным.

1.3. Крымско-Азовский сегмент

Как и в случае ПП в пределах сегмента на границе с Южно-Украинской моноклиной фиксируется резкое многокилометровое опускание поверхности протерозой-архейского комплекса. Фундамент плиты представлен рифей-вендскими породами в зеленосланцевой фации, сильно дислоцированными, включающими различные интрузивные образования.

Герцинский комплекс включает породы от девона до перми, но предполагается и наличие силура. Силур - низы девона: базальты (толеиты), аспидные сланцы до 1200 м мощностью. Средний девон – ранний карбон: известняки, терригены, конгломераты (флиш и моласса) – 800 м. Выше неповсеместный средний и поздний карбон, пермь, иногда – нижний триас. Последние две разновидности – верхняя моласса. Интрузивы и эффузивы кислого и среднего состава. Встречаются и небольшие интрузии габбро. Возраст этого магматического комплекса - 330-250 млн. лет, как и в Добрудже и Предкавказье. Попадаются омоложенные значения - 120-210 млн лет, относимые за счет вторичных преобразований. Признаки

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

герцинского магматизма кроме показанных на рис. 1.4 отмечены по керну скважин и в южной (прикерченской) части Индольского прогиба (Глумов и др., 2014).

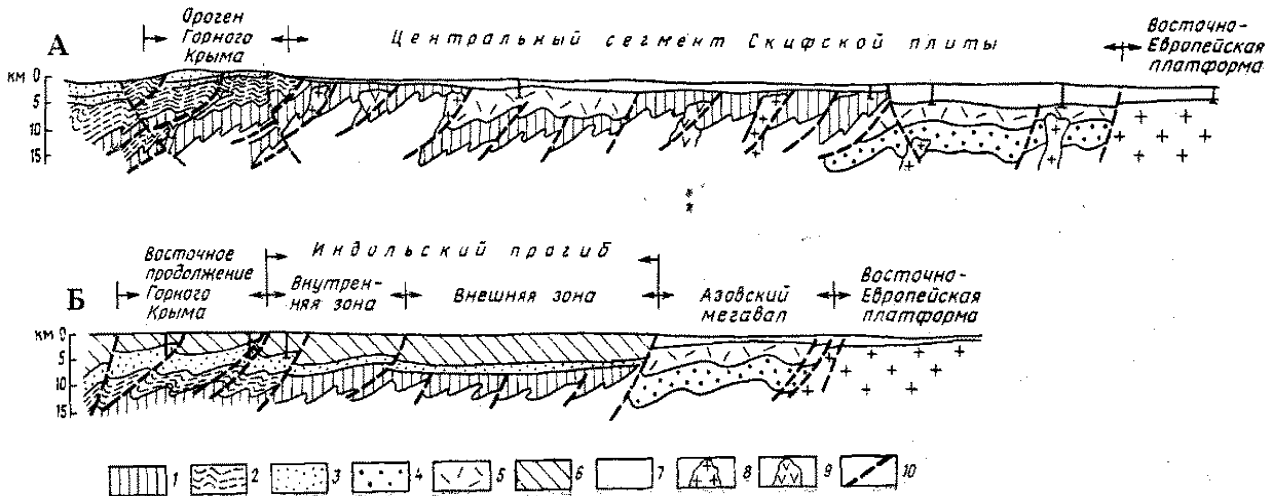


Рис. 1.4. Геологические разрезы через Горный Крым и центральный сегмент Скифской плиты (А) и восточное погружение Горного Крыма, Индольский прогиб и Азовский мегавал (Б).

1 - палеозойский комплекс центрального сегмента Скифской плиты, 2 - таврическая серия Горного Крыма, 3 – мезозойский комплекс Горного Крыма, 4 - пермско-нижнетриасовый комплекс Скифской плиты, 5 – средне-верхне триасовый комплекс Скифской плиты, 6 – олигоцен-миоценовый комплекс Индольского прогиба, 7 - чехол, 8 - кислые и средние интрузии, 9 - основные интрузии, 10 - основные разломы.

Киммерийский комплекс формируется на плите севернее Горного Крыма в виде двух зон среднетриасово-среднеюрских отложений (рис. В.1). Одна – в южной части Каркинитско-Северокрымского прогиба, уходящая в район севернее Азовского вала. Вторая (Ново-Федоровская) протягивается южнее герцинского массива. Вполне вероятным представляется ее единство с геосинклиалью Горного Крыма. Два этих прогиба (блок между которыми содержит проявления киммерийского магматизма) могли быть разделены в процессе последующего неравномерного поднятия и эрозии (рис. 1.4). Мощность толщ оценивается (как и в ПП Румынии) примерно в 2-4 км. Часть разреза имеет облик флиша. Начальный вулканизм близок по составу к толеитовому, как в Северной Добрудже и в спилито-диабазовом комплексе Горного Крыма. Здесь обнаружена дайка пикрита, по концентрации окислов магния (27.5%) и алюминия (7.5%) глубина источника – 185 ± 15 км, $T = 1630 \pm 50^\circ\text{C}$ (Шнюков и др., 1997).

Завершается процесс развития этих прогибов очень разнообразной по составу серией интрузивных, эффузивных и дайковых пород, включающей габбро-диорит-гранитные комплексы и андезиты. В Предкавказье близкие по характеру образования удастся разделить на этапы, на Скифской плите для этого недостаточно данных.

Выше располагается платформенный чехол плиты, несогласно лежащий на древние образования от рифейских до киммерийских. Он начинается нижним мелом и завершается антропогеном. В Каркинитском прогибе платформенный характер процесса нарушен образованием в апт-альбское (около 120 млн. лет назад) время трога с андезитом-базальтовым магматизмом (рис. 1.5).

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

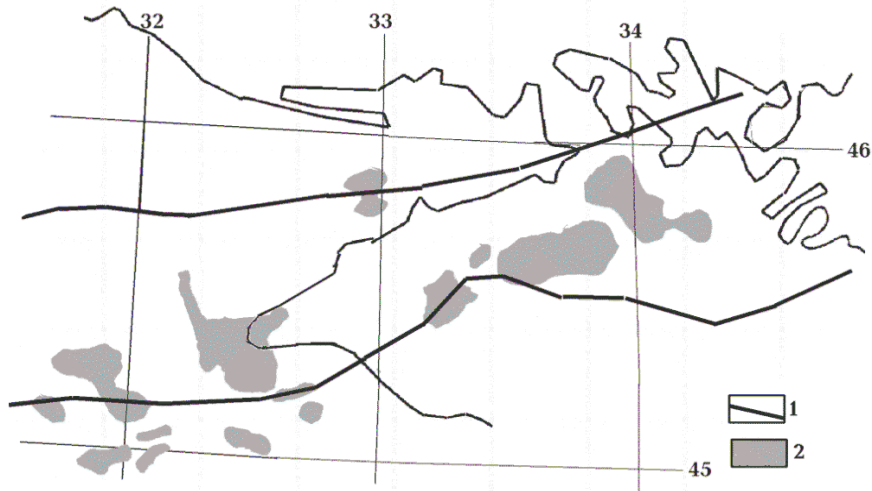
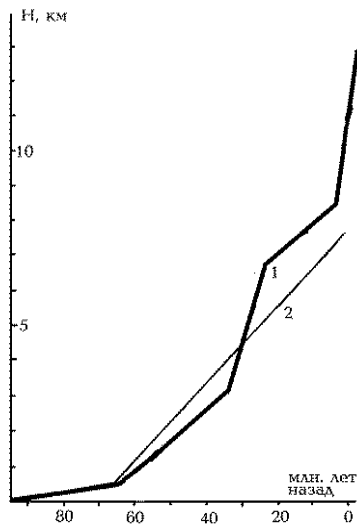


Рис. 1.5. Каркинитско-Северо-Крымский верхнемеловой грабен (Тектоника..., 1988).
1 – краевые разломы грабена, 2 – магматические проявления (в том числе – установленные по магнитным данным).



Своеобразным элементом рассматриваемой части СП является Индоло-Кубанский прогиб. Существует несколько мнений о его природе, здесь нет смысла на них останавливаться. Отметим только большое сходство в возрасте и темпе накопления осадков с основной стадией формирования седиментационного слоя Черноморской впадины (рис. 1.6 по (Хортов и др., 2006)).

Рис. 1.6. Изменение мощности осадочного слоя в Западно-Черноморской впадине (1) и центральной части Индоло-Кубанского прогиба (2).

Значимые различия обнаруживаются только в последние 5 млн лет.

1.4. Горный Крым

Наиболее полно события в киммерийской геосинклинали можно описать по материалам Горного Крыма. По характеру и интенсивности протекавших в киммерийских зонах событий (прежде всего - по отсутствию повсеместной голоморфной складчатости осадочной толщи) тип режима можно диагностировать как парагеосинклинальный (Платформенные..., 1972 и др.).

Размеры киммерийских складчатых зон установлены более достоверно, чем герцинских. Их ширина составляет в среднем около 50 ± 5 км, известная длина - примерно в 4 раза больше. Не исключено, что эти величины несколько занижены для зоны Горного Крыма (учитывая погруженную в море часть структуры) есть оценки ширины $60 \div 65$ км (Геология..., 1987 и др.). В литературе встречаются упоминания о срезании части киммерийских складчатых зон во время последующих перемещений блоков коры (Геология..., 1987 и др.). Во всяком случае, размеры киммерийских зон близки к размерам квантов тектонического действия (КТД) – минимальных объемов вещества, способных к перемещению в тектоносфере (Гордиенко, 2012 и др.). Таким образом, подтверждается один из параметров процесса, прогнозируемых адвекционно-полиморфной гипотезой.

Существенным является вопрос о том, охватывали ли киммерийские процессы только складчатые зоны или геосинклиналь этого времени включала срединный массив между ними. Сведения о вергентности складчатости в зонах отсутствуют или противоречивы, но

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

все же более вероятным для Горного Крыма кажется первое предположение. На пространстве между Тарханкутской зоной и Горнокрымской не проявился финальный магматизм, характерный для срединных массивов.

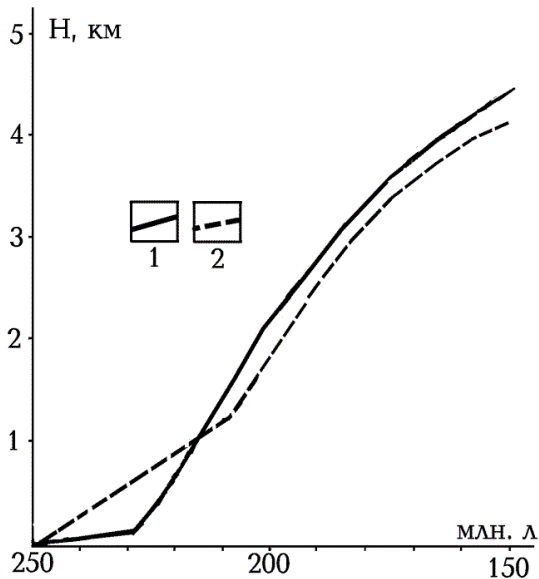


Рис. 1.7. Изменение мощности осадочного слоя в киммерийской геосинклинали во времени. 1 – экспериментальное, 2 – расчетное.

Момент начала геосинклинали процесса в киммериадах Скифской плиты оценивается неточно. Наиболее вероятной представляется дата 240-250 млн. лет назад. Завершающая складчатость датируется неодинаково в разных зонах. Для зоны Тулча - около 180-190 млн. лет, для Тарханкутской по разным данным от менее 180 до 160 млн. лет. На большей части территории Горного Крыма складчатость произошла около 160÷180 млн. лет назад.

Примерно через 40 ± 10 млн. лет после складчатости на части территории Крыма и западнее, на современном шельфе, имела место активизация - магматизм и (в Крыму и северной части шельфа) трогообразование. Она представляется "проявлением магматической деятельности послескладчатого этапа развития" (Шнюков и др., 1997, с.204), перед которым уже произошла кратковременная платформенная стабилизация.

Приведенные выше данные позволяют описать эволюцию осадочного слоя в период функционирования киммерийской геосинклинали (рис. 1.7).

Для анализа глубинного процесса начало геосинклинали активизации принято 250 млн. лет назад, окончание - около 150 млн. лет назад. Естественно, последний КТД должен был сформироваться раньше складчатости, его появление на подкоровых глубинах логично связать с периодом перед проявлениями корового магматизма. Вторые и третьи КТД вероятно образовались до формирования очагов магматизма, имевшего место примерно 210 и 180÷120 млн. лет назад.

Возраст предшествующей геосинклинали активизации на территории Горного Крыма остается проблемой. Скорее всего, следует выбирать между герцинской (примерно за 100 млн лет перед началом киммерийской) и позднебайкальской (за 300 млн лет). Более вероятным кажется второй вариант, но в его пользу можно привести лишь косвенные аргументы.

1.5. Параметры мантийных магматических очагов

Для изучения параметров очагов магматизма был разработан подход, базирующийся на результатах работ (Николаев и др., 2005, Светов и др., 2003, Ariskin, 1999 и др.). Расчет удалось ограничить использованием концентраций двух окислов. Вычисления глубины кровли очага магмы (Н) и температуры (Т) в нем проведены для пород с содержанием SiO_2 не более 52% (т.е. для основных и ультраосновных), не рассматривались карбонатиты и образования с большой концентрацией нефелина (т.е. не анализируются не только нефелиновые сиениты, но и фонолиты и пр.). Использовались содержания Al_2O_3 и MgO . Как было показано на тысячах примеров определений РТ-параметров для выплавки из мантии, эти величины наиболее точно отражают их. Использовались выражения: $T = -0,365(\text{MgO})^2 + 32,903(\text{MgO}) + 1060$ и $T = -0,133(\text{Al}_2\text{O}_3)^2 - 32(\text{Al}_2\text{O}_3) + 1824$ и $H = 0,319(T-1050)$, где Н – в км, Т – в $^\circ\text{C}$. Связь температуры с глубиной оказывается практически линейной: около $H=0,33(T-1060)$ и в рассматриваемом диапазоне глубин очень близкой к установленной ранее: $T = 1013 + 3,914H - 0,0037H^2$ (Гордиенко, 2012). Принятое выражение при больших

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

значениях концентраций Al_2O_3 дает явно заниженные величины температур и, соответственно, глубин очагов. Поэтому при концентрациях 22% и более применялась постоянная величина $T=1070^\circ\text{C}$, что для практически встречающихся концентраций не могло заметно повлиять на результаты. Не использовались, соответственно и данные с концентрацией MgO менее 1,5%.

Предпринимались попытки использовать для расчетов связь с глубиной и температурой очага магматизма концентрацию окисла кальция в изверженных породах мантийного происхождения. Они оказались менее удачными, чем для окислов алюминия и магния.

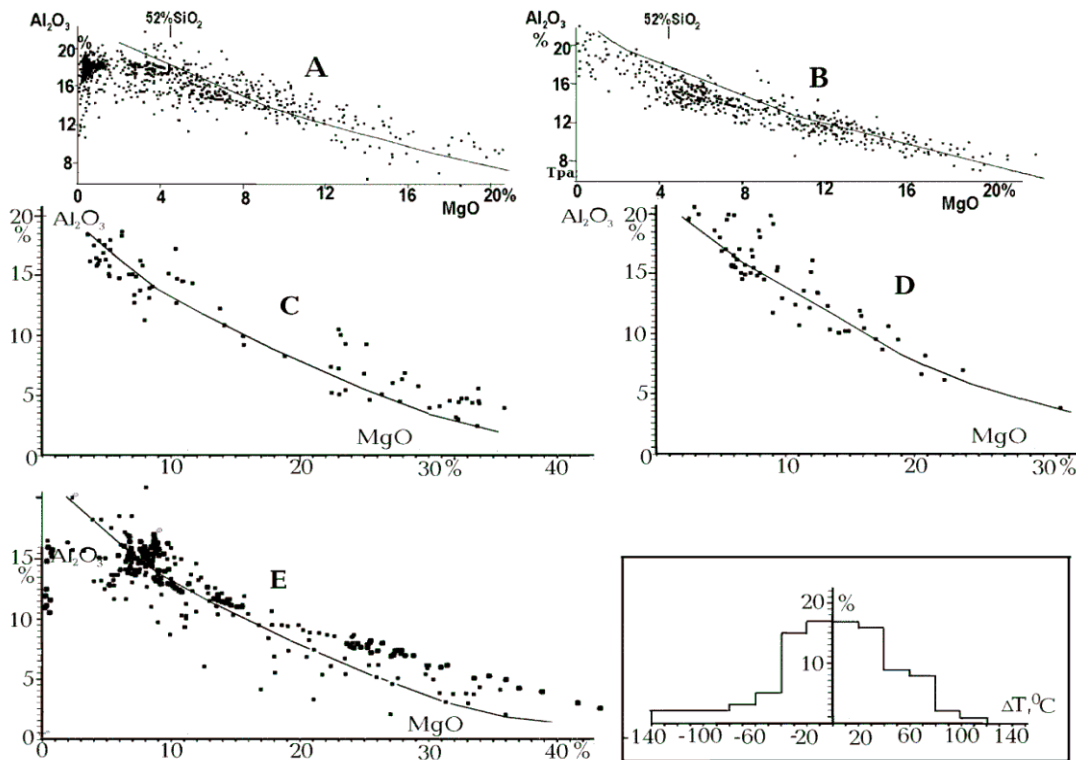


Рис. 1.8. Иллюстрация отклонений связи Al_2O_3 и MgO в реальных породах разного возраста нескольких регионов океанов и континентов (точки) от предполагаемой принятыми расчетными формулами (линия). А - Острова Азорские, Ян-Майен, Реюньон, Б - Полинезия, В - Камчатка, Г - Урал, Д - Балтийский щит. На врезке - гистограмма отклонений от средней расчетных T по данным рис. 1.8 и др..

Сравнение рассчитанных параметров с установленными для тех же пород детальным минералогическим анализом для известных в литературе геотермометров и геобарометров (Доусон и др., 1997, Николаев и др., 2005, Светов и др., 2003, Славинский, 1994, Ariskin, 1999, Bryant et al., 2006, Ocean... и др.) показывает, что ошибки сопоставляемых методик близки. Недостатком используемого подхода следует признать привязку результатов фактически к принимаемой линии солидуса. Это приводит к заметному сокращению вариаций температур на одной расчетной глубине. Получается интервал глубин, растянутый на несколько лишних километров. Ниже отмечен и специфический вариант такого «растягивания».

Реальные погрешности, составляющие для пород мантийного происхождения - несколько десятков градусов и около 10 км, заметно превосходят вносимые собственно методикой расчета. Об их величине можно судить, например, по результатам сравнения связи концентраций окислов магния и алюминия, полученной из расчетных формул и наблюдаемой в реальности (рис. 1.8). Полученные значения ΔT представляют собой

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

различия между температурами, вычисленными по концентрациям каждого из окислов. Приводимые ниже результаты – средние из этих величин (характерная величина отклонений от них – около 40⁰С). Этот разброс концентраций окислов характеризует его величину, близкую к оптимальной. В значительных массивах использованных данных он меньше или больше.

Несмотря на перечисленные помехи, значительное количество использованного материала и разнообразие эндогенных режимов дают возможность получать достоверные результаты (табл. 1.2 и 1.3).

Таблица 1.2. Параметры очагов магматизма Ломоносовского массива

Возраст, млн л	n	Глубина, км	Температура, ⁰ С
50	2	90±10	1320±40
75	3	90±5	1320±20
90	2	30±10	1140±20

Датировка проявлений магматизма в Горном Крыму не может быть признана абсолютно точной. Скорее всего, последние из приведенных в таблице 1.3 пород следует приписать временному интервалу 160-180 млн лет, отметив нереальность детализации внутри него.

Таблица 1.3. Параметры очагов магматизма киммерийской геосинклинали Горного Крыма

Возраст, млн л	n	Глубина, км	Температура, ⁰ С
250(?)	3	185±15	1630±50
210	8	55±5, 80, 190	1220±10, 1300, 1650
170	2	120±3	1430±10
160	35	90±7	1320±30
160	20	55±5	1210±10
160	2	20	1110

Для кислых и средних пород используемая методика неприменима, но их магмы и формируются в коровых очагах. Источник основной магмы в коре установлен только под Ломоносовским массивом. В этом районе после завершения киммерийского геосинклинального процесса и альб-аптской активизации возник набор пород, характерный для рифтогенеза: со стабильной глубиной очагов в довольно узком интервале глубин с центром около 100 км. Ситуация напоминает существовавшую в герцинское время в Днепровско-Донецкой впадине (Гордиенко и др., 2006). В Горном Крыму последовательность формирования разноглубинных очагов магм в мантии близка к обычной для геосинклинального процесса (Гордиенко, 2012 и др.).

1.6. Современная активизация

Диагностика этого глубинного процесса основана на комплексе геолого-геофизических критериев. Значительная часть будет рассмотрена в последующих главах, здесь остановимся только на геологических данных. В их перечень входят:

1. Молодые и современные движения поверхности. В регионе они довольно хорошо изучены и могут быть рассмотрены для настоящего времени (сравнения результатов нивелировок), в виде суммарных эффектов за последние 3 млн лет и 25 млн лет (неоген-четвертичные).

Наблюдаемая изменчивость параметра практически выводит его за рамки сопоставления с изучаемыми геологическими процессами. Вероятно, есть смысл привлекать его к анализу сейсмичности (механизмов землетрясений?).

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

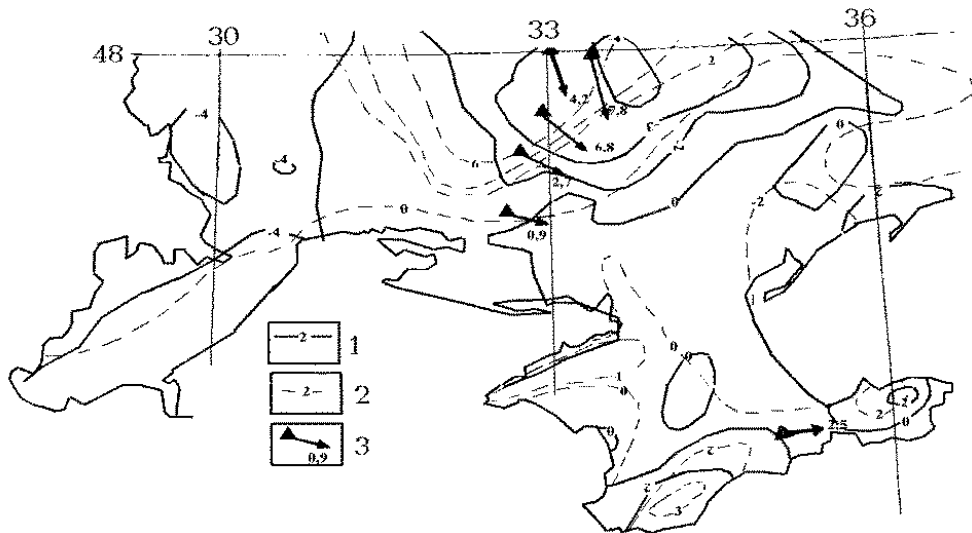


Рис. 1. 9. Современные движения на юге Украины (Національний..., 2007).
Вертикальные перемещения (мм/год): 1 – эпоха 1972г, 2 – эпоха 1986г; 3 - вектор наклона по данным приливных наблюдений, угловых сек/год.

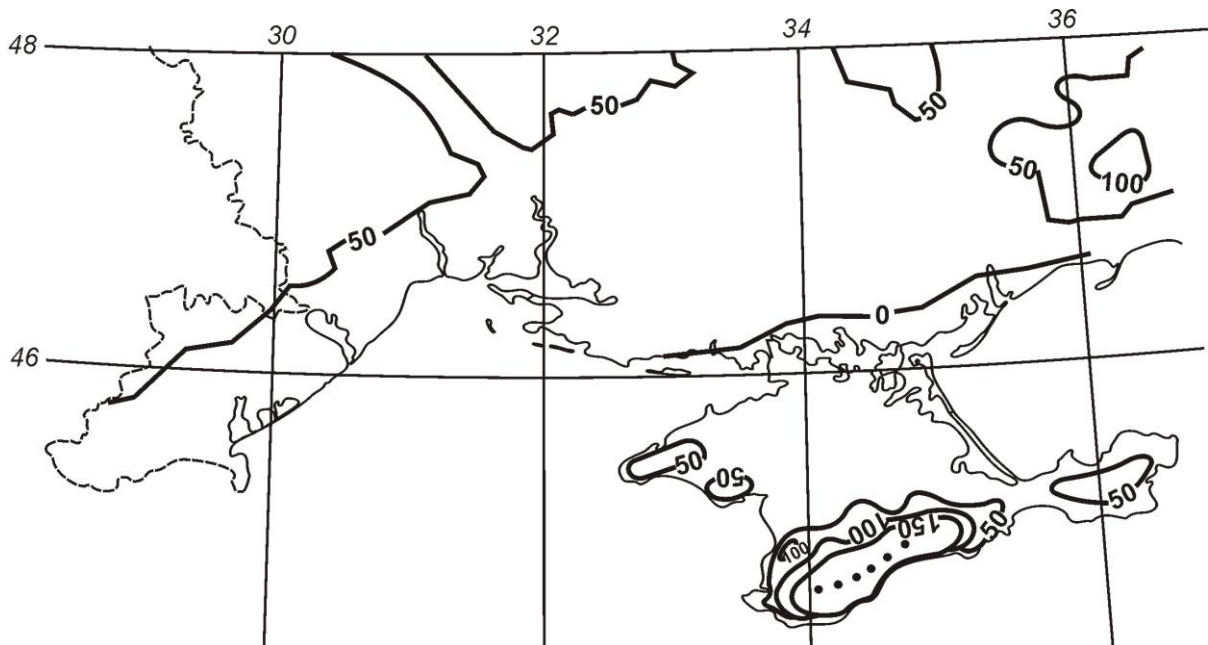


Рис. 1.10. Перемещения поверхности (в м) юга Украины за последние 3 млн. лет (Верховцев, 2006). Точки – аномальное поднятие Горного Крыма, достигающее 700 м.

Поднятия поверхности за последние 3 млн. лет обнаруживают на юге континентальной части Украины явную суперпозицию результатов двух процессов: поднятия на основной территории и опускания впадины Черного моря. На юге континентальной Украины влияния уравниваются, на Черноморо-Азовском шельфе преобладает опускание.

Примерно такая же картина обнаруживается и при рассмотрении движений поверхности за последние 5 млн. лет (рис. 1.11). Сохраняется расположение основных зон наиболее интенсивных поднятий и опусканий, обнаруживается аномальное поднятие большей части Крымского полуострова на фоне опусканий северного Причерноморья и Черноморо-Азовского шельфа.

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

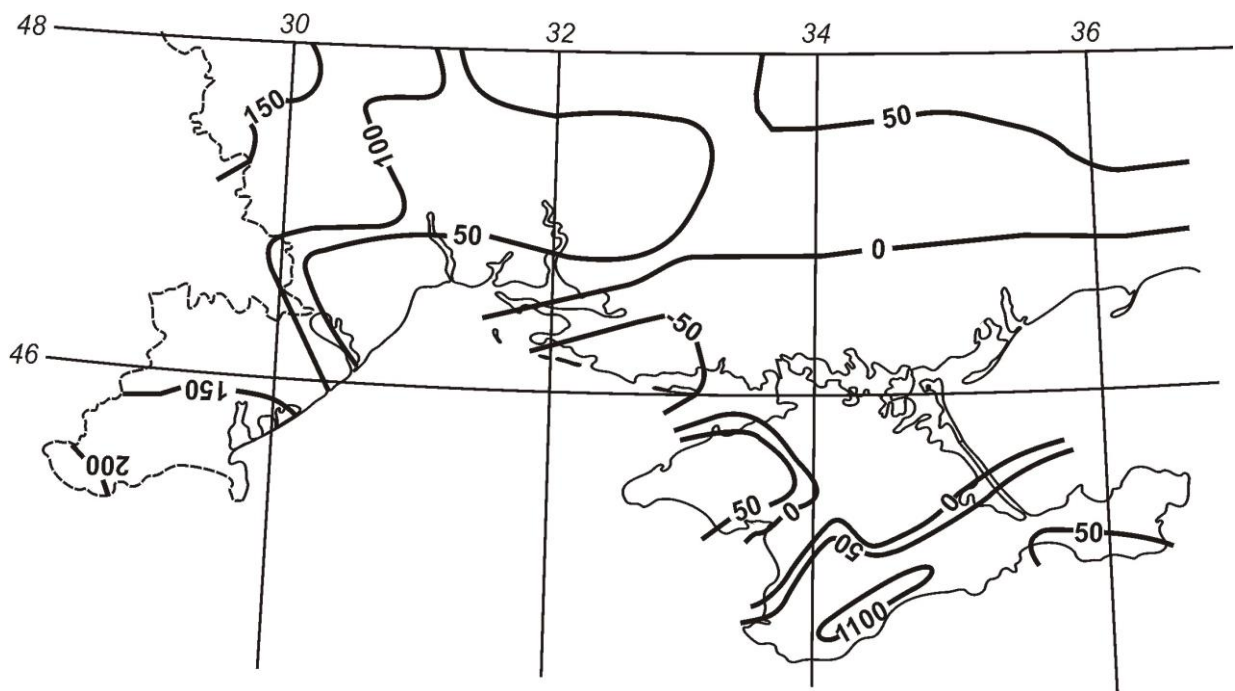


Рис. 1.11. Перемещения поверхности (в м) юга Украины за последние 5 млн лет по данным (Палиенко, 1992)

Ситуация, которую обнаруживает распределение амплитуд неоген-четвертичных движений (рис. 1.12) заметно сложнее, кроме перечисленных составляющих в этом случае заметен минимум еще один район, испытывающий поднятие, компенсирующее влияние погружения Черного моря, – Приазовский массив Украинского щита. Сопоставляя приведенные данные, можно видеть, что погружение Альминской впадины и Индоло-Кубанского прогиба в последние миллионы лет существенно замедлилось. Точнее – поднятие Крыма с центрами в Горном Крыму и на Тарханкуте значительно усилилось и оказывает влияние на соседние районы. По-видимому, Горный Крым поднимается в самый последний период геологической истории со значительной скоростью (по данным (Иванов и др., 2014) – около 1.0-1.5 млн лет назад). Она вполне сопоставима с наблюдаемой во время «дополнительной» фазы складчатости в Украинских Карпатах (Дослідження..., 2005) около 10-15 млн лет назад. Для полноты картины следует учитывать синхронное опускание южной части орогена.

2. Землетрясения довольно широко распространены в пределах Скифской плиты (рис. 1.13) (Пустовитенко и др., 2006, Сафронов, 2005 и др.). На Южно-Украинской моноклинали их мало, изучение Украинского щита и его южного слона показало, что здесь встречаются относительно узкие зоны современной активизации. Для плиты характерна глубины очагов, заметно превышающие зафиксированные в других частях Украины. Здесь встречаются в том числе и землетрясения, которые можно отнести к верхним горизонтам мантии.

Магнитуды землетрясений, как правило, незначительны, катастрофические землетрясения известны только в южной части Крыма. Тем не менее, активизация региона не вызывает сомнений уже по одному этому признаку. Однако нельзя говорить о полном охвате всей территории активизацией. Возникающие в ее пределах напряжения и смещения по разломам могут выходить за пределы источников напряжений. Более того, в перегретых глубинных объектах, возникающих при активизации, могут формироваться линзы частично расплавленных пород, где не накапливаются напряжения и не может быть землетрясений.

Впрочем, последнее утверждение не обязательно верно. Оно не оправдывается при достаточно большой скорости накопления напряжений (см. ниже).

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

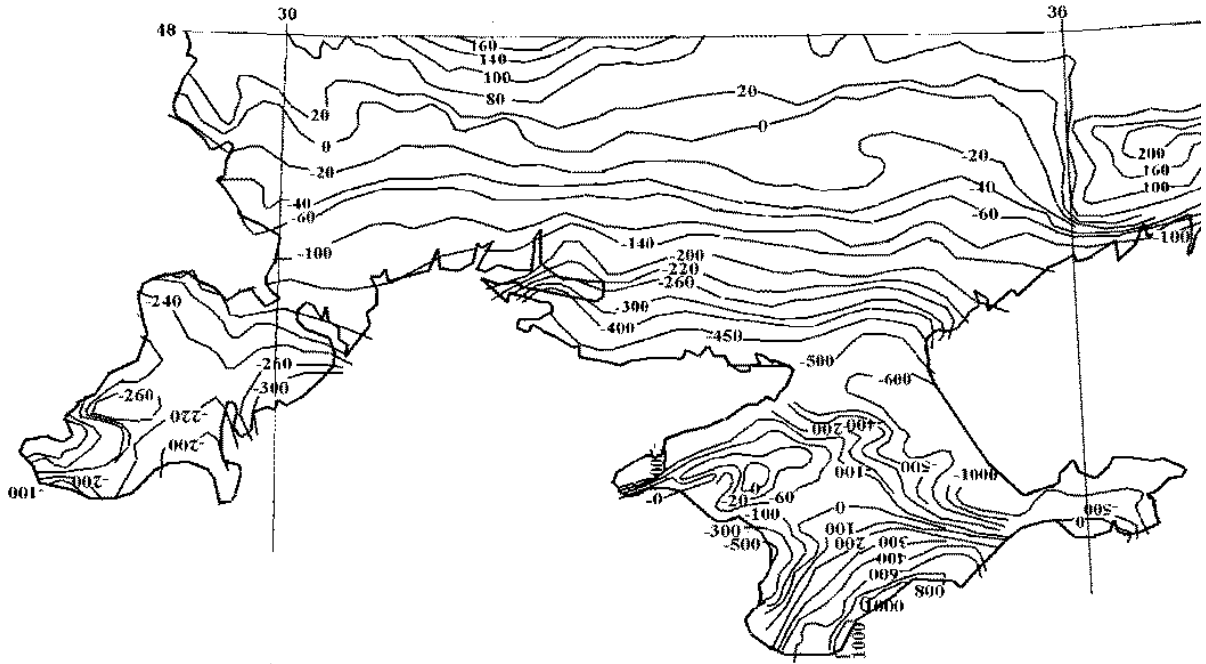


Рис. 1.12. Перемещения поверхности (в м) юга Украины за последние 25 млн лет (Національний..., 2006).

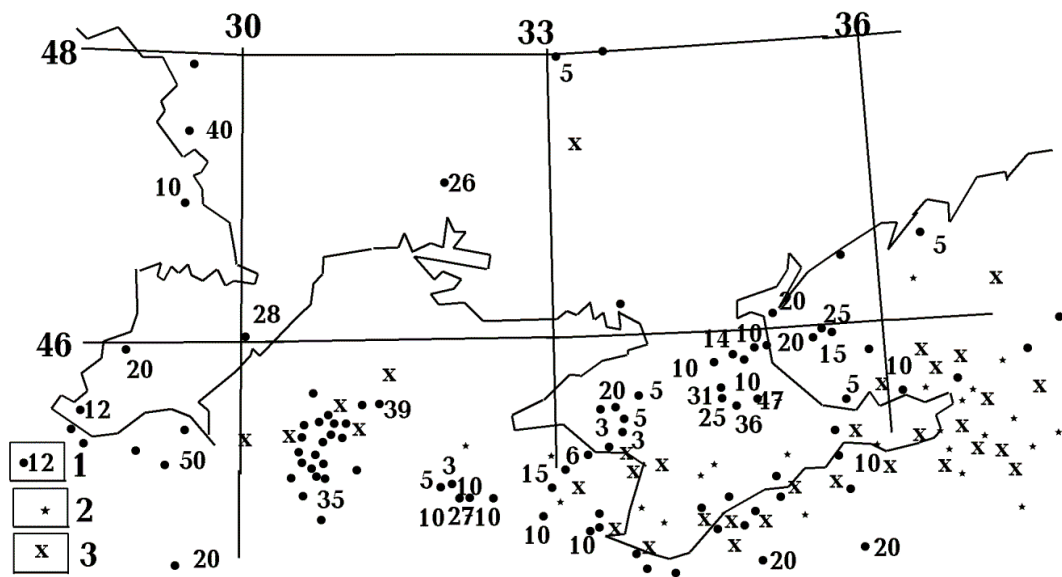


Рис. 1.13. Распределение эпицентров землетрясений в регионе.

Эпицентры землетрясений: 1- цифры – глубины гипоцентров в км, 2 – глубины гипоцентров 0-20 км, 3 - 20-70 км.

3. Зоны гидрохимической инверсии и аномально высоких пластовых давлений (АВПД) довольно широко распространены в пластовых водах залежей углеводородов (УВ) региона. Инверсия, указывающая на вторжение в коллектор глубинных флюидов с химизмом, отличным от имеющегося в автохтонных водах, отмечена как на Скифской плите так и на Южно-Украинской моноклинали.

В Причерноморско-Крымской нефтегазоносной области залежи нефти и газа в основном расположены в Каркинитско-Северо-Крымском и Индоло-Кубанском прогибах. Залежи в большинстве случаев характеризуются нормальными, а иногда и аномально низкими пластовыми давлениями. Наряду с этим наблюдается зональное развитие аномально высоких пластовых давлений (рис. 1.14). Прямые замеры пластовых давлений (всего их произведено 429) распределяются по стратиграфическим комплексам следующим образом: протерозойскому - 2, палеозойскому - 11, юрскому - 8, нижнемеловому - 76, верхнемеловому

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

- 48, майкопскому - 100, среднемиоценовому -39 (Озерный, 1981). В цитируемой работе еще нет данных по результатам бурения на северо-западном шельфе Черного моря. Сейчас известно, что и там присутствуют структуры с АВПД (Атлас..., 1998).

Конечно, зоны АВПД могут формироваться только при наличии экрана выше залежи, в случае ее неглубокого залегания система часто оказывается открытой и не может удерживать высоких давлений.

Приведенные результаты в целом подтверждают распространение нагнетания высоконапорных флюидов в залежи УВ многих частей региона.

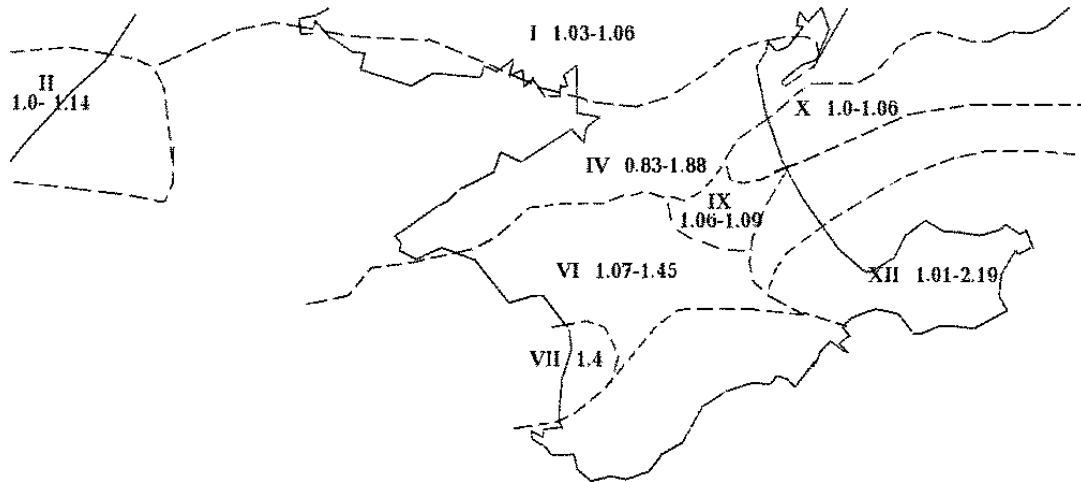


Рис. 1.14 Распределение зон различных пластовых давлений в регионе (Озерный, 1981).

Тектонические элементы (I – Южно-Украинская моноклираль, II - Придобруджский прогиб; IV - Каркинитско-Северо-Крымский прогиб; VI - Каламитско-Крымское поднятие; VII - Альминская впадина; IX - Нижнегорская седловина; XII - Индоло-Кубанский прогиб); Цифры – коэффициенты аномальности пластовых давлений.

4. Изотопия гелия, растворенного в водах восходящих источников или входящего в состав газовых залежей, изучена в регионе по довольно детальной (для этого метода) сети (рис. 1.15). Показано, что фоновая величина R ($R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He} \cdot 10^8$), составляющая около 2, указывает на чисто коровое происхождение газа (Гордиенко и др., 2001). Помехи довольно значительны и, возможно, еще не полностью изучены. Поэтому достоверной считается аномалия, в которой R составляет 6 и более. В этом случае можно уверенно говорить о наличии у процесса активизации мантийного этажа.

Опробование проведено в основном на территории Крымского полуострова, в нескольких пунктах газ отобран на ЮУМ и в трех скважинах на западно-черноморском шельфе (в одном случае – на границе плиты и ЮУМ). Результаты приведены на рис. 1.15).

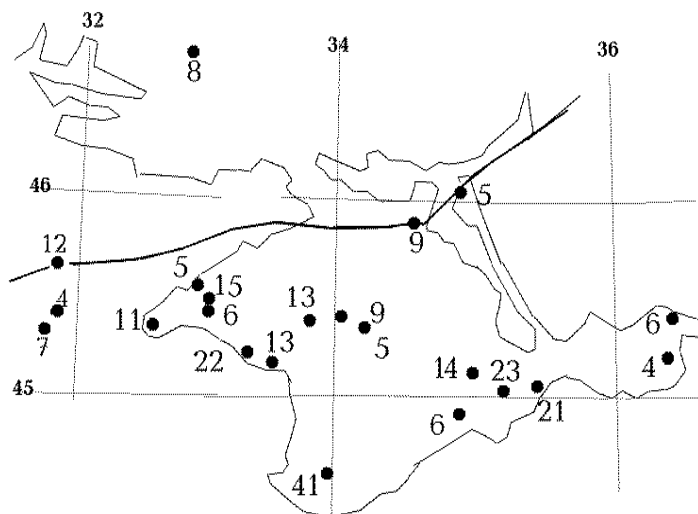


Рис. 1.15. Пункты отбора проб и значения R.

В регионе широко распространены аномальные величины изотопии гелия. Это служит весомым аргументом в пользу современной активизации практически всей

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

изученной этим методом территории Скифской плиты и указанием на возможность этого процесса в недрах какой-то части ЮУМ.

5. Проявления магматизма могут служить прямым указанием на активизацию. Однако единственное достоверно установленное место его проявления – на границе между ЮУМ и Карпатским регионом. Насколько можно судить по имеющимся данным это плейстоценовые туфы, образовавшиеся в районе Предкарпатского прогиба с докембрийским фундаментом (Милановский и др., 1973). Есть подобные породы и на Мезийской плите. Здесь они приурочены к разлому, секущему кроме байкальской плиты и складчатую зону альпийской геосинклинали. На западном шельфе Черного моря в керне скважины встречен туф, перекрытый только осадочными образованиями плейстоцена. Однако в этой породе отмечены следы пребывания на поверхности в условиях суши, поэтому возраст ее по стратиграфическому положению не установлен.

6. Активизация разломов в последние 3 млн. лет широко представлена не только в регионе, но и за его пределами (рис. 1.16) (Верховцев, 2006). Не вызывает сомнений, что их «оживление» указывает на молодую активизацию. Но место источника поднятий, в процессе которых и активизируются нарушения, по их расположению установить явно невозможно. Они выходят за пределы районов, в недрах которых находятся их источники.

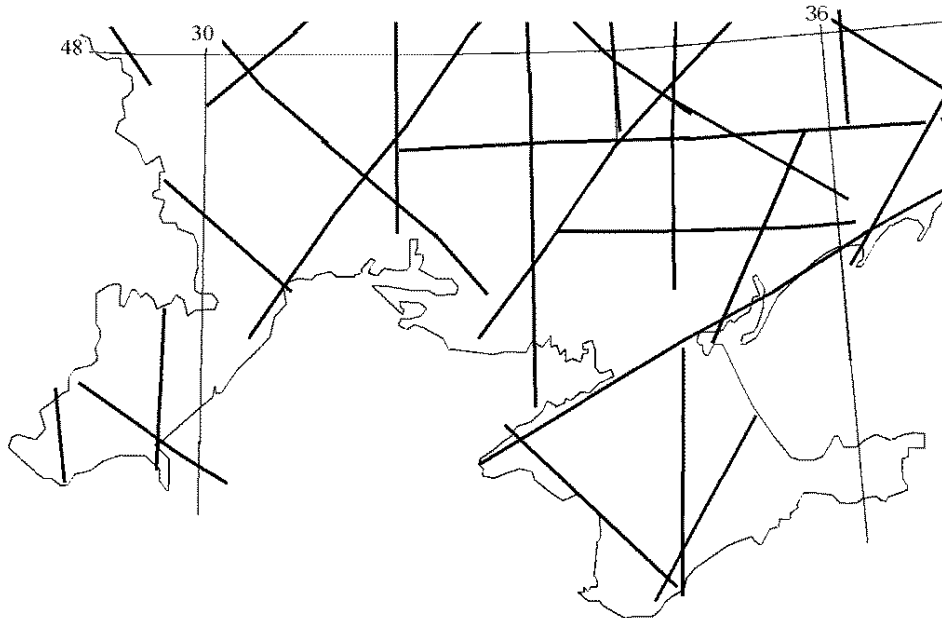


Рис. 1.16. Схема расположения разломов, активизированных в последние 3 млн. лет (Верховцев, 2006).

Приведенная в этом разделе информация позволяет установить несколько экспериментальных количественных характеристик процессов, происходивших в изучаемом регионе в герцинскую и киммерийскую эпохи, что создает надежную основу для контроля правильности выбора схем глубинного теплопереноса, объясняющих эти явления. Не вызывает сомнений и проявление современной активизации, границы зон развития которой и дополнительные критерии будут рассмотрены при анализе аномалий физических полей.

ГЛАВА 2. ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Для анализа глубинных процессов автор использовал адвекционно-полиморфную гипотезу (АПГ), представленную, в частности, в работах (Гордиенко, 2012, Gordienko, 2015 и др.). Выбор определяется тем, что включает количественное описание источника энергии глубинных процессов, в ее рамках выполняется закон сохранения энергии и с ее помощью удается на количественном уровне объяснить все известные геологические события.

2.1. Требования к тектогенической гипотезе

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 на качественном уровне далеко не всех изучаемых геологических явлений,

Последнее осложнение устраняется использованием представления об эндогенных режимах, каждый из которых характеризуется набором последовательных «элементарных явлений» геологической 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:

1. Обеспечить формулирование представлений о физически реальном механизме глубинного процесса, отвечающем современному уровню знаний о составе, структуре и энергетике тектоносферы Земли. Прежде всего, это относится к определению источника энергии процесса и построению энергетического баланса Земли. Необходимой характеристикой источника является сокращение его мощности от хадея до фанерозоя примерно в 5 раз.

2. 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).

3. Продемонстрировать количественное согласование расчетных и наблюдаемых 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 наблюдаемыми. 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 наблюдаемым данным. В этом случае собственно тип режима и является целью исследования (Гордиенко, 2007 и др.).

4. 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..

ГЛАВА 2. ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ

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, минералогии пород и глубинных температур. 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 эксталяционно-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 киммерийскими актами тепломассопереноса, обнаруживает положительную аномалию T в интервале глубин 45-180 км не более 50°C . Глубже располагается сопоставимая по интенсивности (около 70°C) отрицательная аномалия. Температура солидуса превышает 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 дегидротации 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 T разного знака в центральной части региона составит в среднем на глубинах 45-180 км $-0,007$, на глубинах 180-450 км $+0,004$ г/см³. 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 не достигает в центре Донбасса 10 мГл, 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 мГл). Расчетный аномальный глубинный тепловой поток вдоль профиля от центра Донбасса к его периферии, связанный с процессами герцинского и киммерийского возрастов, менее 3 мВт/м², что

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

меньше погрешности определения теплового потока 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.

Согласно ей распределение T на глубине в первые километры на момент завершения герцинского процесса должно отвечать ТП в центре региона около $70-75 \text{ мВт/м}^2$ 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 T можно сопоставить с данными о палеотемпературах в соответствующих частях Донбасса, установленными по степени метаморфизма углей и литогенетическим изменениям осадочных пород. Результаты сравнения иллюстрирует рис. 2.1.

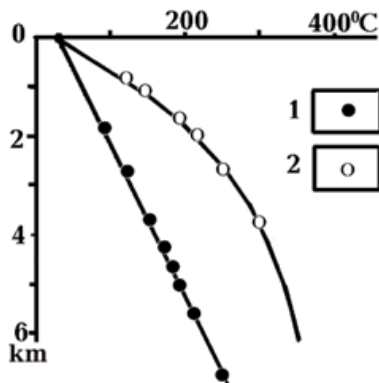


Рис. 2.1. Сравнение расчетных тепловых моделей (линии) с экспериментальными данными о палеотемпературах (точки) инверсионной стадии герцинской геосинклинали (1) и после дополнительного локального прогрева постинверсионной активизацией (2).

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.

Различия в глубинах кровли очагов составляют в среднем 17 км, в температурах -70°C . Учитывая погрешности обоих вариантов установления параметров, можно считать, что и этот вид контроля прошел успешно. Если к приведенным результатам добавить еще подробное восстановление скорости седиментации на всех этапах эволюции геосинклинали и величины эрозионного среза, то следует признать, 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,

ГЛАВА 2. ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ

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 уверенно выделяются на территории части бассейна зоны современной активизации. Внутри них на небольших глубинах получены распределения Т, близкие к приведенным на рис. 2.1 (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.

Для решения перечисленных задач принята 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.

2.2. Современная схема геосинклинального процесса по АПГ

В серии монографий авторов, посвященных различным регионам Украины (Варенцов и др., 2013, Гордиенко и др., 2003, 2005, 2006, 2011, 2012), и в других их работах при рассмотрении глубинных процессов в геосинклиналях фанерозоя и позднего рифея предполагалось, что непосредственно под активизируемыми регионами в верхней мантии не выделяется достаточно радиогенной энергии, чтобы обеспечить необходимый энергетический баланс. Нужно было на начальном этапе подключать латеральный тепломассоперенос, позволяющий использовать энергию, накопленную в недрах соседних регионов.

Эта часть схемы процесса базировалась на представлении об уровне теплогенерации – $0,04 \text{ мкВт/м}^3$ для настоящего времени (фанерозоя), который был выбран по большому массиву геохимических данных и позволил полностью описать геологическую историю регионов, в настоящее время представляющих собой докембрийские платформы (Гордиенко, 2012). В массиве данных почти отсутствовали сведения о ТГ в мантии фанерозойских геосинклиналей и океанических регионов. Обобщение пока еще небольшого объема информации показало, что средние величины теплогенерации пород мантии в этих двух случаях заметно выше, чем в мантии под платформами (рис. 2.2).

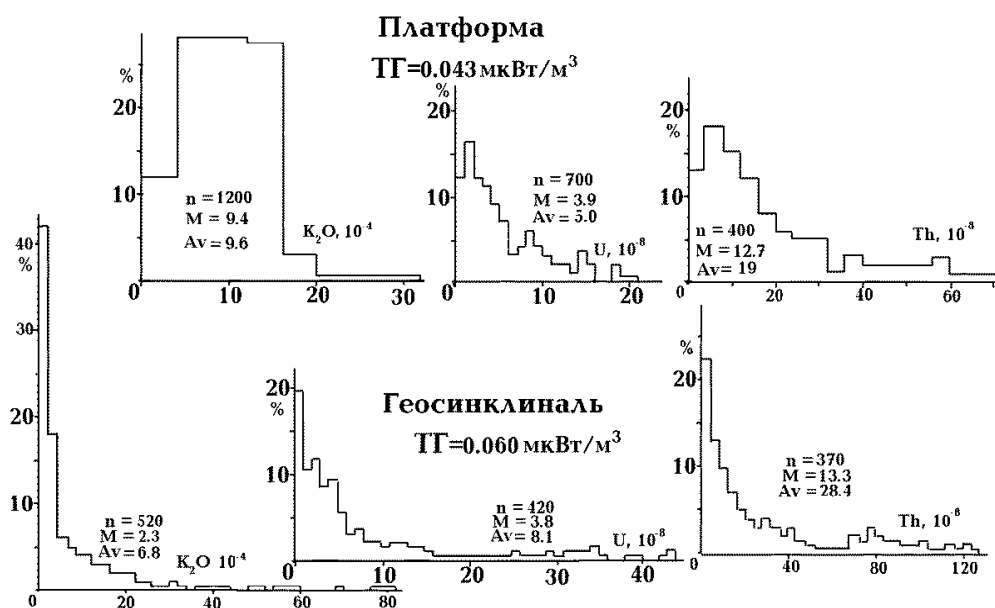


Рис. 2.2. Гистограммы распределений концентраций калия, урана и тория в породах верхней мантии платформ и геосинклиналей фанерозоя.

n – число анализов, *M* – медианное значение, *Av* – среднее значение.

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

Отметим, что вклад калия (связанного с породообразующими минералами) в общую ТГ остается примерно тем же. Растут приуроченные к аксессуарам концентрации урана и тория, именно за их счет увеличивается выделение тепла. Конечно, накопление материала по мантии геосинклиналей необходимо продолжать, но на достигнутом этапе исследований можно констатировать заметное превышение ТГ в мантии геосинклиналей фанерозоя, которое позволяет построить схему глубинного процесса без привлечения латерального теплопереноса в тектоносфере.

Фиксируемое различие (примерно в полтора раза) может быть обосновано и в рамках предположения о примерном равенстве количества радиогенных источников тепла во всех блоках тектоносферы (коры и верхней мантии) Земли.

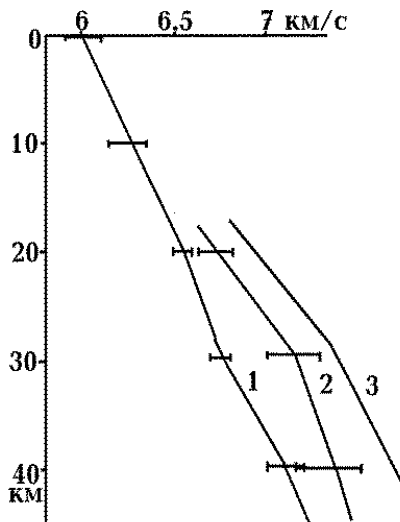


Рис. 2.3. Сравнение скоростных разрезов коры щитов и фанерозойских геосинклиналей.

1 – средний скоростной разрез Украинского, Балтийского, Канадского, Индийского, Алданского, Аравийского, Австралийского щитов (Трипольский и др., 2004 и др.), 2 – средний скоростной разрез герцинид Донбасса, альпид Карпат, киммерид Крыма, Рено-Герцинской и Молданубской зон герцинид Европы, каледонид Англии, герцинид Тянь-Шаня, Урала, альпид и киммерид Камчатки, Кордильер и Анд (Гордиенко, 2012 и др.), 3 – средний скоростной разрез коры геосинклиналей, исправленный с учетом высоких температур.

Тогда на повышение концентрации источников в верхней мантии может указывать соответствующее сокращение в коре. Естественно, предполагается, что мощность коры принципиально не изменяется. Кора геосинклиналей должна оказаться более основной и «высокоскоростной». Повышенной скорости не следует ожидать в верхнем слое осадков, накопившихся во время первой части геосинклинального цикла за счет эрозии приповерхностных пород соседних блоков. Поэтому сравнение нужно вести для интервалов глубин, где скорости выше, чем в осадках и метапелитах. Действительно, оказывается, что на глубинах более 15-20 км скорости сейсмических волн в коре под многими геосинклиналями выше платформенных (рис. 2.3).

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 $TГ = 1,28 \exp 1,54 (6-V_p)$ при платформенном распределении температур. Замена средней коры платформы геосинклинальной позволяет увеличить теплогенерацию в верхней мантии на $0,012 \text{ мкВт/м}^3$, что сравнимо с полученной выше величиной. Несколько увеличивает эту разницу и появление слоя метапелитов геосинклиналей (на глубинах более 10 км) на месте пород нижней части «гранитного» слоя платформ (Гордиенко, 2012) (табл. 2.1). Теплогенерация в этом интервале глубин сокращается еще и включением в состав его пород основно-ультраосновного комплекса инициального магматизма.

Таким образом, представляется вполне вероятным повышение ТГ в верхней мантии под геосинклиналями примерно на $0,015-0,020 \text{ мкВт/м}^3$. Именно такое значение и использовалось ниже.

Схема перемещения вещества тектоносферы в ходе геосинклинального процесса в связи с обнаружением повышенной радиогенной теплогенерации в верхней мантии была несколько изменена по сравнению с использовавшейся ранее (Гордиенко, 2012 и др.). В ее

ГЛАВА 2. ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ

современном варианте отсутствует латеральный тепломассоперенос, считавшийся необходимым на первом этапе процесса: без этого «заимствования» тепла на периферии в недрах региона оказывалось недостаточно энергии.

Таблица 2.1. Теплогенерация (мкВт/м^3) коровых пород и скорости продольных сейсмических волн (V_p , км/с) в них.

V_p	ТГ	V_p	ТГ	V_p	ТГ
Осадочный слой и верхняя (метапелитовая) часть фундамента					
2,0	1,2	3,5	1,07	5,0	0,87
2,5	1,16	4,0	1,02	5,5	0,74
3,0	1,11	4,5	0,95	6	0,50
Консолидированная кора					
5,9	1,52	6,4	0,69	6,9	0,32
6,0	1,28	6,5	0,59	7,0	0,27
6,1	1,08	6,6	0,51	7,1	0,23
6,2	0,94	6,7	0,44	7,2	0,20
6,3	0,81	6,8	0,37		

2.3. Тепломассоперенос в тектоносфере Горного Крыма

По данным, приведенным в главе 1, можно представить те части геологической истории и параметры изученных явлений, которыми могут быть проконтролированы схемы тепломассопереноса, построенные в соответствии с представлениями адвекционно-полиморфной гипотезы. Для геосинклиналей герцинского возраста отсутствуют количественно охарактеризованные параметры кроме палеогеотермического градиента на постинверсионной стадии. В киммерийской геосинклинали Горного Крыма есть сведения о накоплении осадочной толщи, возрастах и РТ-условиях очагов магматизма, для инверсионной стадии этого же геосинклинального цикла изучен палеогеотермический градиент, но только в Придобруджском прогибе. Данные о магматических очагах вулканитов Ломоносовского массива и эволюции мощности осадочного слоя Индоло-Кубанского прогиба по возрасту и характеру описываемых явлений есть смысл рассматривать вместе с информацией о развитии Черноморской впадины. Для мелового рифтогенеза в Крыму и на северо-западном шельфе Черного моря можно изучить вопрос о пригодности условий в мантии для начала этого процесса и о возможности формирования в связи с этим магматических очагов в верхней мантии.

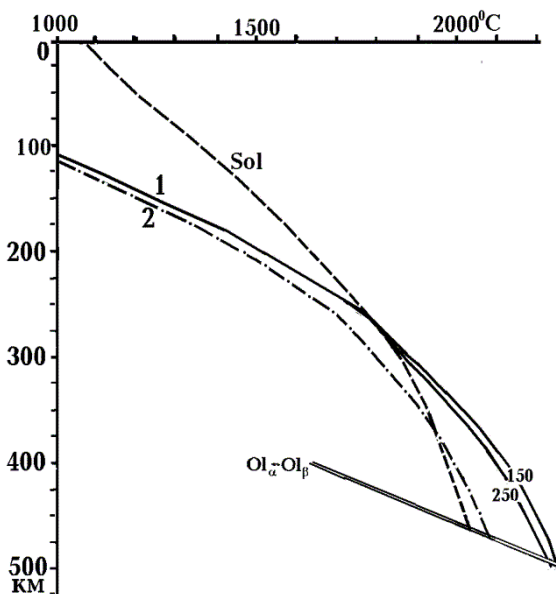


Рис. 2.4. Фоновое распределение температуры в тектоносфере Горного Крыма. 1 – для геосинклинальной ТГ в верхней мантии, 2 – для платформенной ТГ. Цифры у кривых – возраст в млн лет (для начала и конца развития киммерийской геосинклинали Горного Крыма).

В соответствии с принятой в главе 1 схемой последовательности геосинклинальных событий были проведены расчеты для установления распределения Т, предваряющего киммерийский процесс. В качестве стартовых условий в момент окончания действия байкальской (вендской) геосинклинали около 550 млн лет назад было принято типичное распределение аномалий Т, отвечающее, например, установленному в конце герцинского цикла Донбасса (Гордиенко и др., 2015).

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

При расчете учитывались охлаждение через поверхность всей толщи тектоносферы (включая аномалии разного знака, оставшиеся после тепломассопереноса) и теплогенерация в коре и верхней мантии региона. Вычисления проведены для длительностей 300 и 400 млн лет, т.е. для начала и конца киммерийского геосинклинального процесса (рис. 2.4).

Фоновое распределение до точки пересечения с солидусом практически неизменно в течение всего киммерийского цикла. Глубже температуры несколько (на десятки градусов) растут к его завершению. Очевидно существование мощной (240 км) астеносферы, которой достаточно для начала именно геосинклинального процесса. В случае платформенной теплогенерации к этому моменту образовалась бы только незначительная зона частичного плавления, недостаточная для начала такой энергоемкой процедуры (рис. 2.4).

Сведения о размерах киммерийской геосинклинали Горного Крыма (рис. В.1) не очень точны, но все же можно допустить, что вместе с расположенной севернее Ново-Федоровской полосой предположительно киммерид ширина зоны превышает 110 км, т.е. близка к размерам 2 КТД. Длина региона также точно не известна. Ограничивая его на западе Одесским разломом, получим размер около 350- 400 км, что также можно считать кратным размеру КТД. Эти данные, конечно, нельзя расценивать как подтверждение постулируемой АПГ схемы глубинного процесса, но они ей и не противоречат.

Первые КТД формируются в слое частичного плавления (250-490 км) вероятно с участием внутриастеносферной конвекции, которая практически уравнивает температуру в этом объеме (перепад между кровлей и подошвой определяется адиабатой и составляет не более 150⁰С). Длительность периода формирования можно оценить по времени перемещения вещества между кровлей и подошвой, определив скорость по мощности слоя, начальному перепаду Т и эффективной вязкости. Для определения последней больше других подходит формула Роско, описывающая параметр для минимального (5% и более) содержания жидкости (Персиков, 1984). $\eta_c = \eta_j / C_j^{-2.5}$, где С – концентрация, индексы «с» и «ж» означают смесь и жидкость. Экспериментально установленные изменения параметра достигают 2000 раз, но для реальных в нашей задаче температур давлений η расплавов ограничена 0.1-1 Па·с достигается вязкость смеси с С 1% не более 10⁵ Па·с. Сравнивая показатели степени в формуле Роско и Гатчека (для С 10% и более) можно предположить, что с уменьшением концентрации расплава они достигают по крайней мере 5 (экспериментальные данные по понятным причинам в этом диапазоне отсутствуют) получим 10¹⁰ Па·с. С другой стороны, оценки вязкости флиша, проведенные по скорости его деформаций, составляют 10¹⁷ Па·с при наличии в породах первых процентов воды с η 0.001 Па·с (Encyclopedia..., 2005 и др.). Из этого следует показатель степени в формуле расчета вязкости смеси на уровне 10. Несмотря на огромную неопределенность оценки можно считать, что скорость перемещения элемента вещества в конвектирующей астеносфере будет достаточной для формирования КТД в течение геологически краткого времени. Соответственно фиксация этого события в виде, например, скоростной аномалии в нижней половине верхней мантии, отвечающей адиабатическому распределению температуры, сомнительна. В момент, когда появляется информация о совершении акта перемещения КТД, конвекция и скоростная аномалия уже отсутствуют.

Первые КТД 250 млн лет назад поднимаются в интервал глубин 180-250 км с аномальной температурой 360⁰С из интервала глубин 250-490 км. На смену им опускается порция вещества, понижающая температуру на глубине формирования всплывающего астенолита на 100⁰С. Соответствующие распределения Т после подъема первых КТД и перед стартами вторых показано на рис. 2.5. Температуры представляют собой средние по рассматриваемым объемам величины.

Очевидно существенное изменение мощности астеносферы в результате произошедшего тепломассопереноса. Второй астенолит может формироваться уже в другом интервале глубин и продвигаться выше предыдущего. Кровлю конвектирующего слоя можно разместить на глубине около 325 км. Однако возможен и другой вариант развития событий. При размещении кровли на глубине 200 км в предположительно конвектирующий слой

ГЛАВА 2. ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ

включается интервал глубин (275-325 км) с температурой незначительно ниже солидуса. Отличие от солидуса не превышает погрешности расчета, возможно, им стоит пренебречь. Кроме того, определяя число Рэлея для обоих вариантов, убеждаемся, что увеличение мощности слоя приводит к большему его значению, несмотря на повышение вязкости на 1-2 порядка в части рассматриваемого интервала глубин. Поэтому расчет проведен для варианта с максимальной мощностью астеносферы.

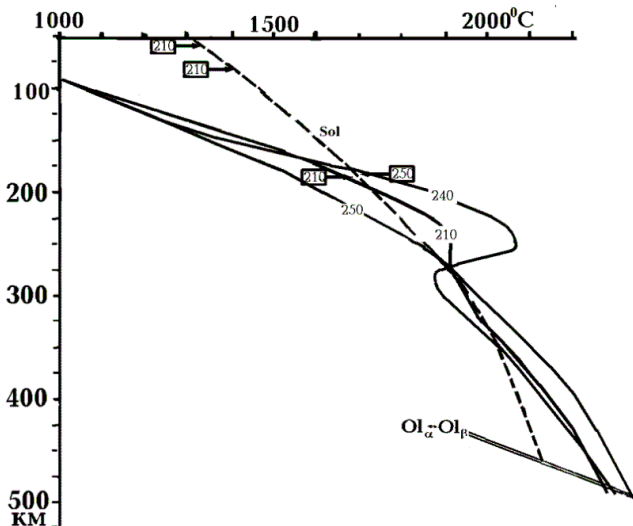


Рис. 2.5. Распределение T в тектоносфере после поднятия первых КТД. Цифры при кривых – возраст в млн лет, в рамках – возраст пород, образовавшихся из магмы очагов на соответствующих глубинах.

Распределение T (рис. 2.5) для возраста 210 млн. лет представляет ситуацию перед стартом вторых КТД. Оно естественно объясняет вынос магмы из очага на глубине 190 км. Но относящиеся примерно к этому же возрасту другие магматические очаги следует сравнивать по

глубине с точками пересечения солидуса в ближайшие по времени последующие моменты геологической истории, когда кровля астеносферы оказалась максимально близко к поверхности. Очаги появляются на существенно меньшей глубине, чем это следует из построенных моделей как до старта астенолита 210 млн лет назад, так и непосредственно после него (рис. 2.5 и 2.6). Наличие среди возникающих в этот период пород образований с явно коровой составляющей (андезитов, диоритов (Гордиенко и др., 2003)) указывает на возможность нетипичного развития процесса: выноса части материала из очага на глубине около 100 км ближе к разделу М и в кору. Оценки показывают, что при небольшом количестве магм это событие существенно не искажает тепловой модели (аномалии быстро сглаживаются) и при дальнейших расчетах оно не учитывалось.

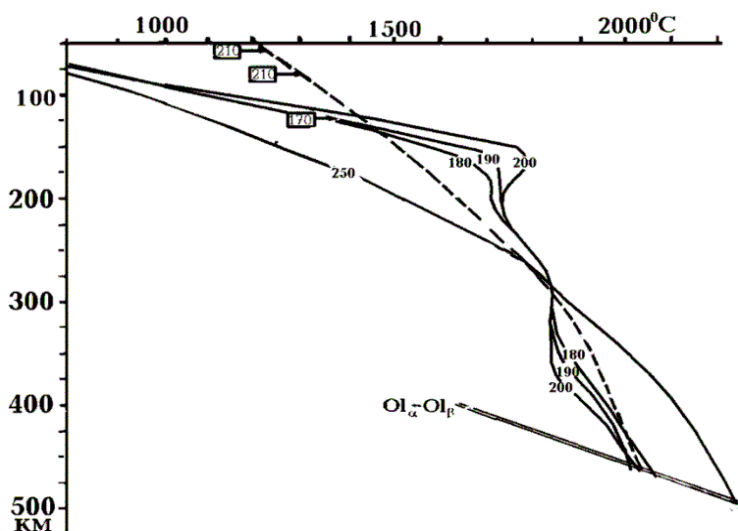


Рис. 2.6. Распределение T в тектоносфере после поднятия вторых КТД. Цифры при кривых – возраст в млн лет, в рамках – возраст пород, образовавшихся из магмы очагов на соответствующих глубинах.

210 млн л назад перегретое и частично расплавленное вещество из интервала глубин 200-480 км поступило на глубины 110-180 с аномальной температурой 500°C. Опустившиеся на его место относительно холодные породы понизили T в нижней части адвекционной ячейки на 120°C. Результаты расчета теплового эффекта показаны на рис. 2.6.

Действие КТД на втором этапе процесса приводит к окончательной ликвидации астеносферы в нижней половине верхней мантии. На протяжении оставшейся части геосинклинального цикла отсюда больше не будет поступать вещество в верхние горизонты тектоносферы. Его возможным источником для продолжения активного процесса

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

оказывается только слой частичного плавления на глубинах около 130-300 км. Вещество из этого интервала поступает на глубины 40-110 км (т.е. непосредственно под раздел М) с аномальной температурой 730⁰С. Опустившиеся массы понижают температуру источника вещества на 300⁰С (рис. 2.7).

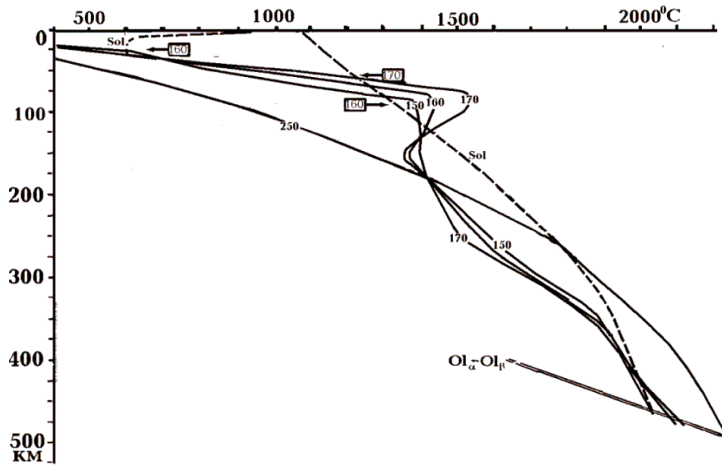


Рис. 2.7. Распределение T в тектоносфере после поднятия третьих КТД. Цифры при кривых – возраст в млн лет, в рамках – возраст пород, образовавшихся из магмы очагов на соответствующих глубинах.

Через некоторое время из подкоревой астеносферы происходит вторжение мантийных выплавов в кору. На глубинах 20-30 км они занимают около четверти объема, повышая температуру в среднем на 200⁰С. Под влиянием прогрева и принесенных расплавом флюидов «размораживается» реакция эклогитизации и тяжелое вещество опускается в мантию. На глубинах 30-40 км таким же образом заменяется половина вещества. Нагрев достигает 300⁰С. Источник в подкоревой мантии охлаждается на 40⁰С. Эти события приписываются моменту около 160 млн лет назад. Их результатом оказываются зоны частичного плавления в коре с кровлей на уровне 20 км. Отсюда происходят вторжения кислой и средней магмы в верхнюю часть коры.

2.4. Прогнозируемые тектоно-магматические последствия

Сравнивая расчетные эффекты от изменения температур в различных интервалах глубин мантии и коры с известными по геологическим данным можно констатировать следующие совпадения.

1. Расчетные глубины магматических очагов (к показанным на рис. 2.5-2.7 надо добавить и сведения о магматических продуктах коровых очагов, преимущественно возникающих на последнем этапе после вторжений подкорových выплавов) в основном согласуются с наблюдаемыми. Особенно, если учесть реальные величины погрешностей определения возрастов пород. Исключение – очаги на глубинах 50-60 и 80 км в период около 210 млн лет назад. Предложенное выше объяснение кажется небезосновательным, но для его уверенного использования необходимо изучить подобные глубины очагов на средней стадии геосинклинального цикла в других регионах.

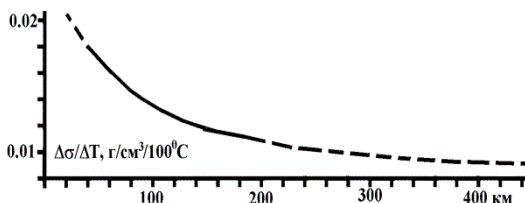


Рис. 2.8. Изменение плотности пород под влиянием вариаций температуры на разных глубинах. Штриховая линия – результат экстраполяции экспериментальных данных.

2. Расчетный геотермический градиент в верхней части коры (осадочном слое) на инверсионной стадии практически точно совпадает как с экспериментально установленным (37 ⁰С/км) в киммерийской складчатой зоне Добруджи так и с вычисленным для этих условий в герцинской геосинклинали Донбасса (рис. 2.1). В районах вторжений кислых и средних интрузий в верхнюю часть коры формируются зоны дополнительного прогрева, где в ограниченном интервале глубин и времен может возникать значительно более высокий градиент. Расчет показывает, что оптимальная глубина кровли таких интрузий – 5-10 км. Выше быстро растет температура солидуса, что затрудняет подъем значительных масс магмы (рис. 2.7). Так формируется

ГЛАВА 2. ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ

«термальный купол», интенсивность прогрева в котором поддерживается до кристаллизации вторгшегося расплава и некоторое время после – за счет циркуляции перегретого флюида над интрузией. Возникающий при этом градиент – около $75^{\circ}\text{C}/\text{км}$ – зафиксирован при постгерцинских активизациях Добруджи и Донбасса (рис. 2.1). В последнем случае глубина кровли интрузии кислого состава, поддерживающей циркуляцию горячих флюидов, определена как 6-7 км.

3. Появление и интенсивное изменение аномалий температуры обоих знаков в породах коры и верхней мантии влияет на вертикальное перемещение поверхности региона. Для его учета использовались сведения об изменении плотности пород с температурой, которая зависит от глубины (рис. 2.8). Практически на всем протяжении активного процесса несколько преобладает влияние положительных аномалий, однако соответствующее смещение поверхности даже в условиях одномерной задачи оказывается незначительным – порядка 100-200 м. Если учесть вероятное «размазывание» эффекта по территории, превосходящей собственно геосинклиналь, и погрешность расчета, то поднятие стоит считать малодостоверным. Примерно то же можно сказать о изменении количества расплава в тектоносфере и о происходящем на последнем этапе преобразовании гранатового лерцолита верхов мантии в шпинелевый и обратно.

4. Существенным фактором перемещения поверхности оказывается изменение положения кровли зоны полиморфных преобразований (преимущественно оливина α в оливин β и обратно) – рис. 2.5-2.7. Это процедура сопровождается изменением объема преобразованных пород на 8%. Глубины, на которых происходит пересечение текущей геотермой кровли переходной зоны, показаны на рис. 2.9.

Реакция пород у подошвы верхней мантии на изменение температуры в виде изменения минералогии, естественно, не мгновенна. Некоторое представление о темпах перехода могут дать сведения, приведенные в работе (Королюк и др., 2004) (табл. 2.2).

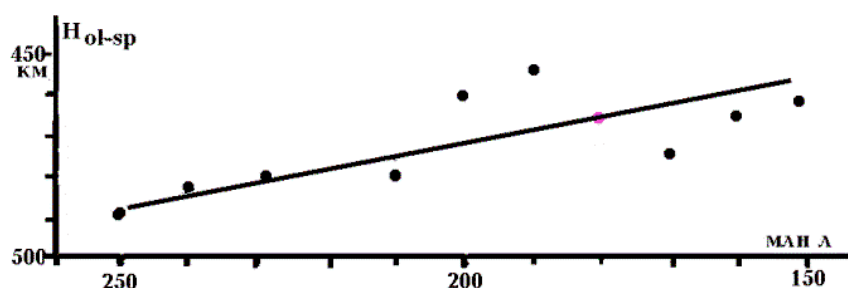


Рис. 2.9. Изменение глубины кровли зоны полиморфных преобразований в киммерийской геосинклинали Горного Крыма.

Таблица 2.2. Время (годы), необходимое для выравнивания химической неоднородности гранатов при погружении и эксгумации породы (Королюк и др., 2004).

Т, $^{\circ}\text{C}$	Р, ГПа	Размер зерна, мм		
		0,05	0,5	5
Погружение				
500-600	0,56-0,67	$3 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^9$	$3 \cdot 10^{11}$
500-700	0,56-0,78	$1,3 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^8$	$1,3 \cdot 10^{10}$
500-800	0,56-0,89	10^5	10^7	10^9
500-900	0,56-1,00	10^4	10^6	10^8
500-1000	0,56-1,11	$1,3 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^7$
Эксгумация				
1000-900	1,11-1,00	$4 \cdot 10^2$	$5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^6$
1000-800	1,11-0,89	10^4	$1,4 \cdot 10^6$	10^8
8100-700	1,11-0,78	$3 \cdot 10^5$	$4 \cdot 10^7$	$5 \cdot 10^9$
1000-600	1,11-0,67	$1,8 \cdot 10^7$	$2 \cdot 10^9$	$2 \cdot 10^{11}$

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

1000-500	1,11-0,56	$2 \cdot 10^9$	$2 \cdot 10^{11}$	$2 \cdot 10^{13}$
----------	-----------	----------------	-------------------	-------------------

Они относятся к области давлений и температур, существенно отличающихся от необходимых для решения поставленной задачи. Можно предположить, что с ростом РТ-параметров процесс преобразования пойдет быстрее. Но все же кажется вероятным, что для полного преобразования могут оказаться необходимыми (кроме обязательного, как подчеркивают авторы, участия в процессе флюидов) миллионы или первые десятки миллионов лет. В связи с этим на первом этапе (250-210 млн лет назад) возможна значительная неравномерность опускания поверхности в связи с полиморфным переходом: вначале она малозаметна, потом растет. Этот эффект может быть усилен максимальным в начале процесса влиянием положительной температурной аномалии в верхнем этаже адвекции. В таком виде расчетная кривая погружения будет лучше отвечать экспериментальной (рис. 1.7). Для последующих этапов будем считать погружение довольно равномерным в соответствии с данными рис. 2.9.

Дополнительным источником опускания представляется упоминавшаяся выше эклогитизация основных пород коры. Общий объем преобразованных пород отвечает слою мощностью около 7.5 км, уплотнение достигает 19%, смещение поверхности – 1.4 км. Кроме того, часть эклогитизированных блоков нижней коры не достигает плотности, необходимой для отрыва от нее и погружения в мантию. Их можно диагностировать по аномально высокой скорости сейсмических волн в соответствующем интервале глубин. Ниже (см. гл. 3) будет показано, что существование такого слоя в земной коре Горного Крыма весьма вероятно. Его образование приводит к дополнительному опусканию поверхности на 0.7 км.

Описанные события в геосинклиналях обычно приурочены к последнему этапу их развития, в нашем случае – 180-150 млн лет назад, когда возникают подкоровая и коровая зоны частичного плавления. Но, как отмечено выше, в Горном Крыму они появляются и на втором этапе развития. Поэтому эффект опускания был разделен между вторым и третьим этапами. Построенная кривая изменения мощности осадочного слоя (рис. 1.7) согласуется с экспериментальной. Отличия составляют не более первых сотен метров. Они могут быть объяснены неточным определением экспериментальных величин за счет неполного учета вариаций мощности различных стратиграфических горизонтов региона.

Таким образом, все известные параметры процесса, поддающиеся количественной оценке (мощность осадочного слоя и ее изменение во времени, большая часть данных об основном магматизме, о палеогеотермическом градиенте), согласуются без подбора с расчетными в пределах реальных погрешностей.

2.5. Меловая и современная активизации

Событиям меловой активизации, описанным в гл.1, предшествует кратковременная стабилизация территории киммерийской геосинклинали Крыма и прилегающей части современного черноморского шельфа. Примерно через 40 млн лет после складчатости начинается одноактный магматизм с явной коровой составляющей. Такое развитие событий характерно для первого этапа рифтогенеза, но в этом случае за первым магматическим комплексом должен формироваться второй другого состава (Гордиенко и др., 2006 и др.). Происходящее в Крыму больше похоже на одноактную активизацию.

К моменту ее начала в нижней части верхней мантии восстановилась зона частичного плавления мощностью около 100 км. Она могла послужить источником вещества и энергии как для рифтогенеза так и для одноактной активизации. В последнем случае следовало предпочесть «двухэтажный» процесс, способный не только вынести вещество под кору, но и генерировать магму из глубинного промежуточного источника. Эта особенность заметно не проявляется в Крыму, но была включена соответствующую модель тепломассопереноса (рис. 2.10).

Из приведенных данных очевидно восстановление астеносферы к моменту начала активизации, создание подкоровой зоны частичного плавления, которая обеспечивает

ГЛАВА 2. ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ

материалом вторжение в кору, возникновение в ней расплава и т.д. Т.е. расчетные параметры согласуются с наблюдаемыми. После завершения теплопереноса глубинная астеносфера исчезает. К настоящему времени она восстанавливается, обеспечивая, таким образом, возможность современной активизации.

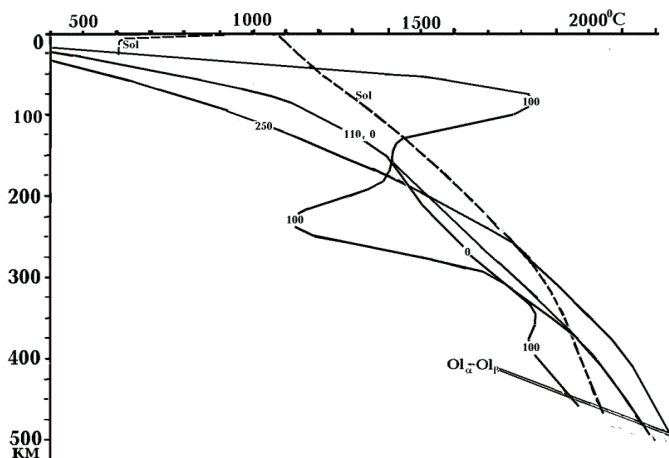


Рис. 2.10. Распределение T в тектоносфере зоны меловой одноактной активизации северного Крыма и черноморского шельфа 110-100 млн лет назад и в настоящее время. Цифры при кривых – возраст в млн лет.

Последняя может происходить по той же схеме, что и меловая, так как современная тепловая модель практически совпадает с имевшейся 110 млн лет назад. Но и в этом случае неизвестны магматические продукты из очагов большой глубинности, представлены только (за пределами рассматриваемого региона – см. выше) породы, образовавшиеся из подкоровой магмы. Такие проявления новейшего магматизма располагаются на эпибайкальской плите, т.е. распределение глубинных температур может в этих районах быть иным.

Верхний коровый этаж современной активизации по результатам расчетов заметно не отличается от описанного выше для постинверсионной активизации. В зонах максимального приближения к поверхности магматических вторжений из очагов в средней коре, тепловой эффект которых дополняется влиянием циркуляции нагретых флюидов над интрузиями, формируются «термальные купола» с резко повышенным геотермическим градиентом. Такие аномалии выявляются по результатам исследований современного теплового потока в различных районах Крыма. Они сопровождаются возмущениями других изучаемых физических полей той же (тепловой) природы (см. ниже).

Совпадение тепловых моделей перед меловой и современной активизациями позволяет говорить и о близкой схеме теплопереноса. Достоверно рассчитать его тектонические последствия в настоящее время не удастся. В идеализированной схеме (когда для вычисления смещений поверхности коры используются полные величины аномалий температуры) можно ожидать поднятия за счет влияния аномальных T обоих знаков примерно на 10 км и погружения около 8.5 км (в том числе - под влиянием полиморфного уплотнения у подошвы верхней мантии). Следует учесть и плавление в подкоровой мантии и уплотнение пород при дополнительной эклогитизации в коре. Необходимо также включить в расчет «боковое» влияние погружения Черноморской впадины. По данным работ (Туголесов и др., 1985, Хортов и др., 2006 и др.) за последние примерно 5 млн лет Черноморо-Азовский шельф погрузился на 0,6 км, хотя на его территории тоже происходит современная активизация (возможно, с некоторым смещением по возрасту).

Темпы перечисленных процессов практически неизвестны, поэтому можно лишь предполагать что в пределах Крыма восходящие движения преобладают, обгоняя движения на шельфе на величину порядка сотен метров или километра.

Несколько специфична ситуация в Горном Крыму. На ее рассмотрении рационально остановиться после построения современной тепловой модели коры и верхних горизонтов мантии полуострова.

ГЛАВА 3. СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Исследуемый регион крайне неравномерно охарактеризован сейсмологическими данными. Здесь имеется одна из самых подробных сетей профилей ГСЗ на Украине, но очень мало достоверных сейсмологических сведений (из области невзрывной сейсмологии) о распределении скоростей в верхней мантии. Данные из двух этих источников практически не совмещаются, при попытке сравнить информацию о значениях скорости продольных волн ниже раздела Мохо (М) по ГСЗ с сейсмологической обнаруживаются расхождения в 0.20-0.25 км/с (рис. 3.1).

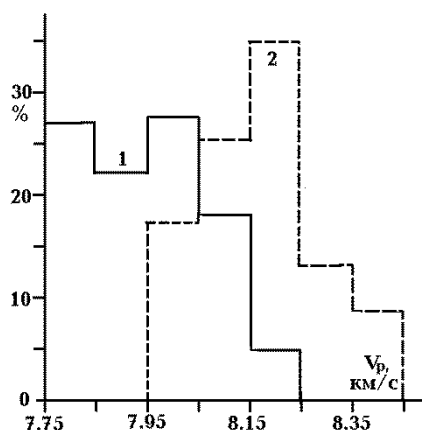


Рис. 3.1. Гистограммы распределения значений скорости продольных сейсмических волн под разделом М по сейсмологическим данным (1) (Гордиенко и др., 2012, Гейко и др., 1993, 1998, Гинтов и др., 2014, Харитонов и др., 1993, Zaharia et al., 2009 и др.) и по данным ГСЗ (2) (Баранова и др., 2011, Гинтов и др., 2014, Hauser et al., 2001, Starostenko et al., 2015 и др.).

При выборе значений V_p под Мохо на профилях ГСЗ к рассмотрению не привлекались граничные значения скорости. Обобщение сейсмологических данных в работе (Hauser et al., 2001, Zaharia et al., 2009) приводит авторов к величинам скорости в интервале глубин 70-100 км 7,90-8,00 км/с для региона Вранча и прилегающих территорий вплоть до побережья Черного моря.

Указанное различие заставляет рассмотреть скоростные модели мантии и коры отдельно.

3.1. Скоростные модели мантии

Если сконцентрироваться на собственно мантийных данных, то прежде всего необходимо оценить достоверность выделяемых ими аномалий, способных указывать на протекание активных процессов. Как правило, это оказывается нелегким делом, так как авторы не определяют само понятие погрешности построения результативных скоростных моделей. В этом смысле показательно утверждение, касающееся данных наибольшего по охваченной площади исследования. «Численным тестированием установлено, что... максимальные различия определения скорости не превышают ± 0.015 км/с... Указанная точность... оправдана только в рамках... модели, в которой параметры жестко связаны и взаимно обусловлены.» (Гейко и др., 1998, с.69). Как продолжение этого утверждения постулируется возможность проводить достоверные изолинии скорости через 0.05 км/с (на самом деле изолинии проводятся вдвое чаще, промежуточные именуются «вспомогательными»).

Естественно, такая погрешность «с точностью до модели» не может полностью характеризовать ошибку значения скорости. В этом легко убедиться, сравнив результаты авторов в публикациях (Гейко и др., 1993, 1998, Гинтов и др., 2014, Zaharia et al., 2009), приведенные на рис. 3.2.

Они представляют собой двумерные модели вдоль профилей по меридиану $26,5^{\circ}$ и 33° , протягивающихся от широты 50° до 40° . Первый профиль пересекает сейсмическую зону Вранча, для которой по методике И. Кулакова построена скоростная модель до глубины около 150 км на протяжении профилей Vг О-Z и В-ЮУА (рис. В.2). При сравнении скоростных разрезов обнаруживаются существенные расхождения. Не вдаваясь в их причины, сравним приведенные значения в пунктах пересечений изолиний скорости. Результаты представлены на рис. 3.3. Типичные величины расхождений составляют 0.12 км/с. В случае зоны Вранча расхождения могут быть обусловлены детальностью

ГЛАВА 3. СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

исследований. Разные размеры моделей не позволяют характеризовать ситуацию в целом. Но и здесь средние значения V_p на каждой из глубин не совпадают.

Не вызывает сомнений, что рассмотренный источник погрешностей не единственный. Приводимый авторами перечень процедур предварительной обработки первичного материала достаточно обычен, поэтому можно утверждать, что кроме вариаций модельных представлений авторов (судя по результатам существенно изменяющихся со временем) необходимо считаться и с сопоставимыми погрешностями в значениях времени прихода волн, координат и глубин источников и т.п. (Назарова и др., 2010, Отчет..., 2008 и др.).

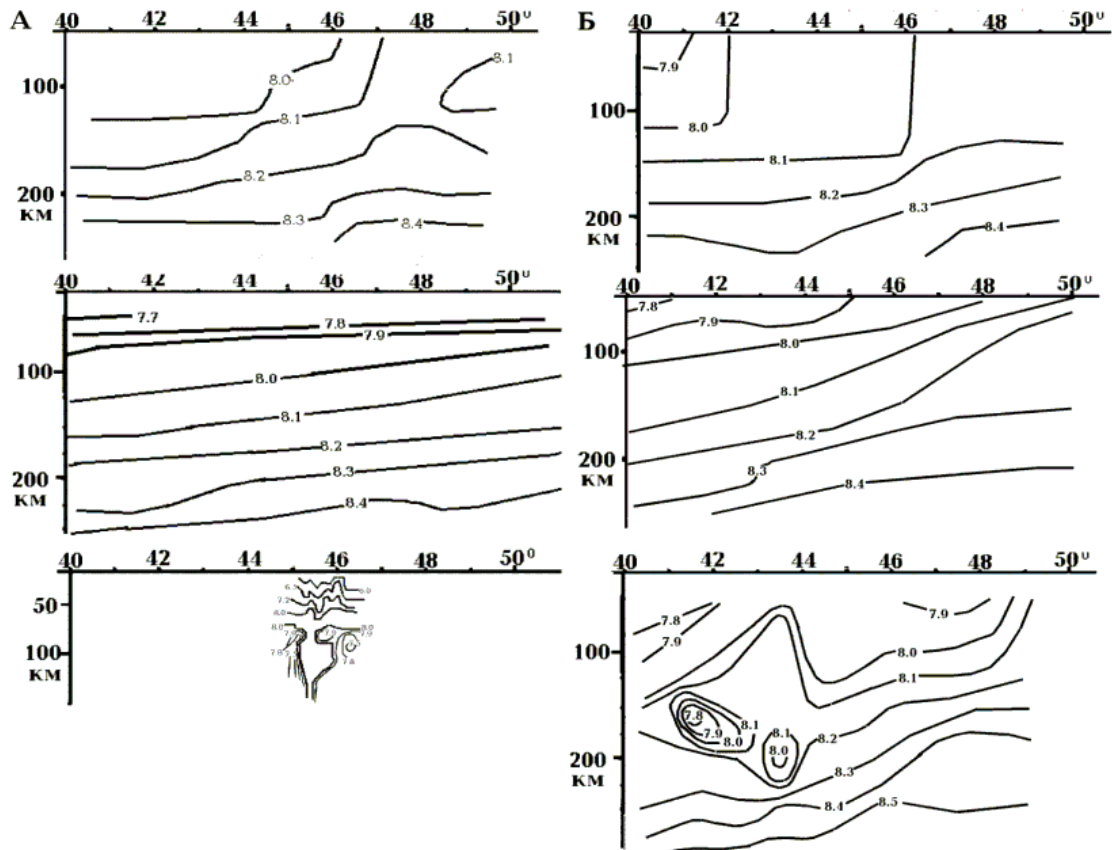


Рис. 3.2. Скоростные разрезы вдоль меридианов $26,5^{\circ}$ (А) и 33° (Б). Верхние разрезы по (Гинтов и др., 2014), средние – по (Гейко и др., 1998), левый нижний – по (Zaharia et al., 2009), правый – по (Гейко и др., 1993).

При сравнении скоростных разрезов, полученных вдоль 33 меридиана разными авторами (рис. 3.2 и 3.3) типичные различия составляют уже 0.2 км/с, что при одинаковой погрешности каждого из методов может говорить о ее величине 0.14 км/с. Утроенная величина 0,4 км/с, т.е. на всех разрезах отсутствуют достоверные аномалии. Можно лишь на качественном уровне утверждать, что в верхних горизонтах мантии изучаемых регионов распространены зоны пониженных (по сравнению с неактивизированной платформой) скоростей. Вероятная интенсивность может достигать нескольких десятых долей км/с. Об этом говорят и некоторые примеры, в частности, разрез под зоной Вранча.

В принципе для оценки качества скоростных моделей могут служить тесты, использующие как исходную информацию результаты решения прямой задачи от достаточно сложной скоростной конструкции. В нашем случае (вероятности распространения в коре и верхней мантии зон частичного плавления) она должна включать зоны пониженных скоростей, так как уже 1% расплава понижает скорость Р-волн на 0,07 км/с. Близкое по смыслу тестирование проведено в работе (Zaharia et al., 2009), поэтому наличие в зоне Вранча интервалов глубин с пониженной скоростью представляется реальным.

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

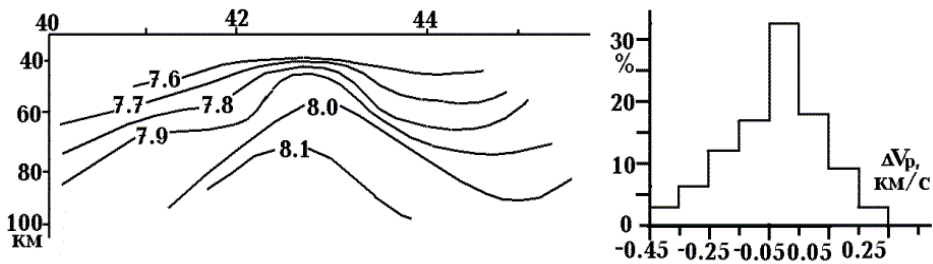


Рис. 3.3. Скоростной разрез верхних горизонтов мантии вдоль 33° в.д. по данным (Яновская и др., 2016) и гистограмма различий между скоростями в совпадающих пунктах разрезов на рис. 3.2 и 3.3.

В работе (Гордиенко и др., 2012) рассмотрены времена распространения Р-волн от Берегового землетрясения 1965 г. Для ряда станций в Карпатах, Богемском массиве и Крыму (все они располагаются в областях современной активизации) подобрана скорость в верхних горизонтах мантии решением прямой задачи по программе SEIS-83 И. Пшенчика и В. Червени. На трассе Берегово – Алушта для примерно 25% ее длины можно предполагалось отсутствие современной активизации (Гордиенко и др., 2012). В настоящее время выяснилось, что активизация распространена вдоль всей трассы. В этом случае скорость в интервале глубин 45-70 км оказалась около 7.95-8.05 км/с, т.е. примерно на 0.2 км/с ниже платформенной.

Именно при таком допущении удастся согласовать наблюдаемое и расчетное время пробега волны между источником и сейсмостанцией.

Попытки построить индивидуальные скоростные модели верхних горизонтов мантии были предприняты и по данным о землетрясениях, происходивших непосредственно на Скифской плите и в Черноморской впадине. В обоих случаях угловые расстояния между сейсмостанциями и источниками колебаний не превышали нескольких угловых градусов, построение протяженных годографов, необходимых для освещения значительных глубин, оказалось невозможным. Все же можно констатировать, что полученные данные не противоречат заметному понижению скорости по сравнению с характерной для докембрийской платформы на небольшой глубине под разделом М. Аномалии примерно отвечают выявленной в верхах мантии на трассе Берегово – Алушта.

Вдоль профиля В-ЮУА построена двумерная скоростная модель с использованием модификации упомянутой программы (Харитонов и др., 1993). Она приведена на рис. 3.5. Фиксируются заметные аномалии на пикетах примерно до 300.

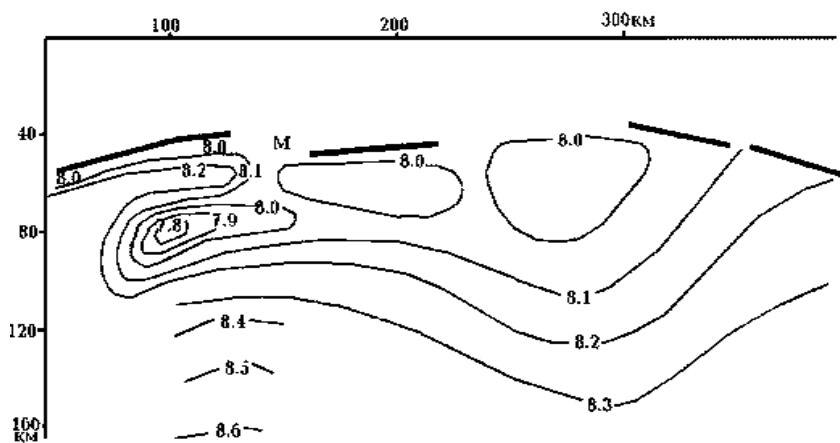


Рис. 3.4. Распределение скорости Р-волн в верхней мантии вдоль профиля В-ЮУА.

На профиле Бухарест – ЧАЭС (Харитонов и др. 1995) несколько севернее приведенного на рис. 3.4 интенсивность аномалий существенно выше.

На скоростных разрезах вдоль субмеридиональных профилей ГСЗ, пересекающих Скифскую плиту и Черноморскую впадину, по данным А.П. Ермакова (Ермаков, 2005 и др.) в верхних горизонтах мантии выделяются зоны резко пониженных скоростей, в частности, у южной границы плиты. На профиле ГСЗ Вранча-99 (Hauser et al., 2001) скорость под разделом М понижена до 7.9 км/с.

ГЛАВА 3. СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Таким образом, на качественном уровне можно говорить о некоторой отрицательной аномалии в верхних горизонтах мантии под, по крайней мере, частью ЮУМ и Скифской плиты.

Если собрать всю имеющуюся информацию о распределении V_p в верхних горизонтах мантии активизированной Скифской плиты (добавив к приведенным выше данным сведения из гл. 9), то обнаружим чрезвычайное разнообразие положительных и отрицательных аномалий. Эта картина встречается и во многих других регионах, охваченных молодой активизацией (Гордиенко, 2014а и др.). Она обусловлена присутствием на фоне пониженных скоростей, связанных с аномальным прогревом изучаемого интервала глубин линз частичного плавления и блоков высокоскоростных эклогитов, опустившихся в мантию из коры. Такие нюансы не может учесть расчетная скоростная модель, в основе которой лежит тепловая. Поэтому для сравнения с ней использовались средние экспериментальные значения скорости (рис. 3.5).

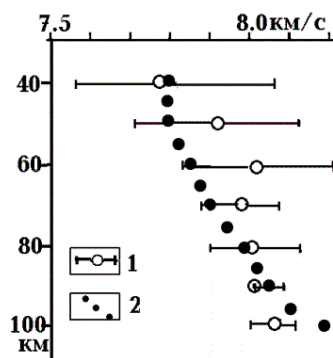


Рис. 3.5. Сравнение распределений экспериментальных (1) и расчетных скоростей в мантии под активизированной частью Скифской плиты.

Скорости определяются по фоновому разрезу под докембрийской платформой. При расчете V_p на каждой глубине они изменяются в соответствии с аномальными температурами. На глубинах до 100 км эти изменения составляют 0.060-0.055 км/с на 100°C .

Сопоставление обнаруживает довольно близкие значения скоростей, установленных обоими методами. Расхождения составляют в среднем менее 0.1 км/с. Большого нельзя ожидать при имеющихся погрешностях.

3.2. Скоростные модели коры

Скоростные разрезы коры вдоль профилей ГСЗ, построенные несколько десятилетий назад и в последние годы – серия «Добре») заметно различаются. Это видно при их близком расположении (рис. В.2). На рис. 3.6 - 3.12 приведены соответствующие данные по работам (Баранова и др., 2011, Гинтов и др., 2014, Гобаренко и др., 1991, Гордиенко, 1999, Литосфера..., 1994, Соллогуб, 1986, Соллогуб и др., 1977, Хортов и др., 2006, Чекунов, 1972, Starostenko et al., 2015 и др.).

Первая такая пара профилей протягивается широтно по западному шельфу Черного моря и Крыму (D-5 и V) – рис. 3.6. Вероятно, что в районе резкого утолщения коры (пр. V) за счет слоя коро-мантийной смеси (КМ) и в низах коры на других участках профиля к коре отнесены верхние горизонты мантии. При внесении соответствующего исправления скоростной разрез на этом профиле будет несущественно отличаться от среднего разреза на профиле D-5, но последний много детальнее и протягивается на вдвое большее расстояние. Поэтому далее использовались сведения о распределении скоростей Р-волн именно по этому профилю. Он представляет довольно типичную континентальную кору, местами несколько сокращенной или увеличенной мощности.

На профиле III информация местами фрагментарна, приведенный разрез – результат некоторого компромисса между известными в литературе вариантами. Южнее Горного Крыма очевидна резкая смена структуры коры, характерная для впадин Черного моря. Это, прежде всего, отсутствие «гранитного» и переходного слоев и, вероятно, самой нижней части консолидированной коры. Учитывая наличие в кластических образованиях киммерийского осадочного слоя следов привноса с юга кислых и средних пород зеленосланцевой и амфболитовой фаций метаморфизма следует предположить очень значительное поднятие поверхности и эрозионное срезание верхней половины коры перед опусканием поверхности. Вероятна и подкоровая эрозия, уничтожившая значительную часть

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

«базальтового» слоя. Эти процессы не обязательно были синхронны и генетически взаимосвязаны.

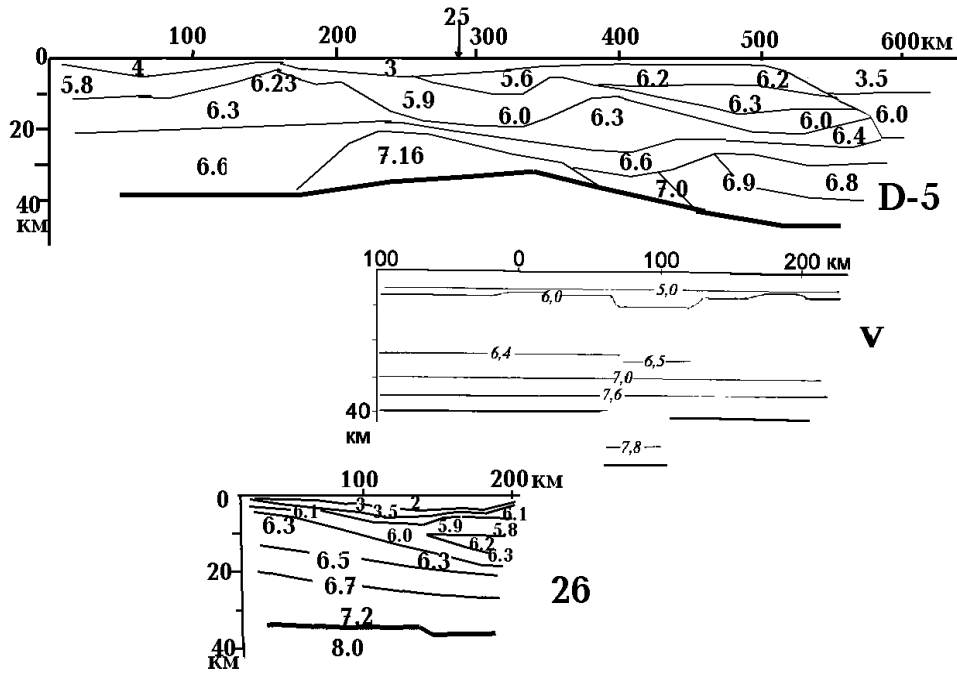


Рис. 3.6. Скоростные модели земной коры вдоль профилей ГСЗ D-5, V и 26.

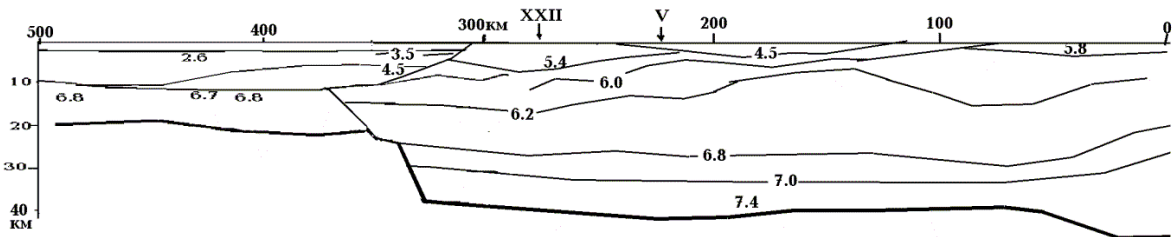


Рис. 3.7. Скоростная модель земной коры вдоль профиля ГСЗ III.

Скоростной разрез вдоль профиля XXII, показанный на рис. 3.8, лишь в небольшой степени обоснован данными о V_p по собственно модели на самом профиле. В основном значения скорости привлечены с секущих профилей, изоскорости протянуты по структурным особенностям коры Горного Крыма. Соответственно точность представленного разреза неопределенна, скорее всего, невысока. При построении разреза был исключен вариант с резкими колебаниями мощности коры, он не мог быть согласован с данными по всем секущим профилям.

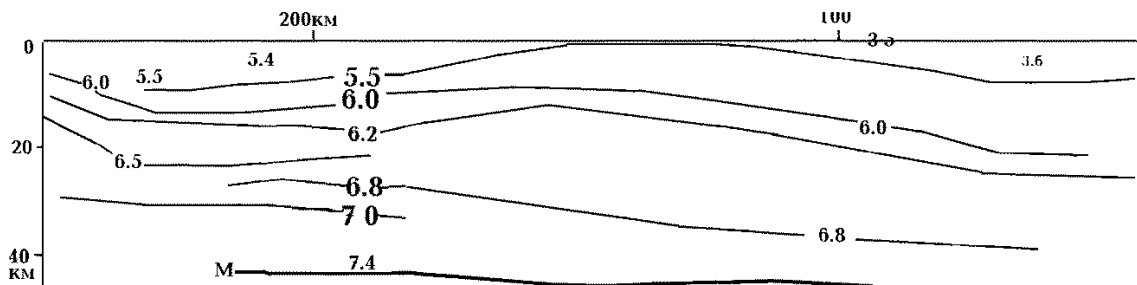


Рис. 3.8. Скоростная модель земной коры вдоль профиля ГСЗ XXII.

ГЛАВА 3. СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

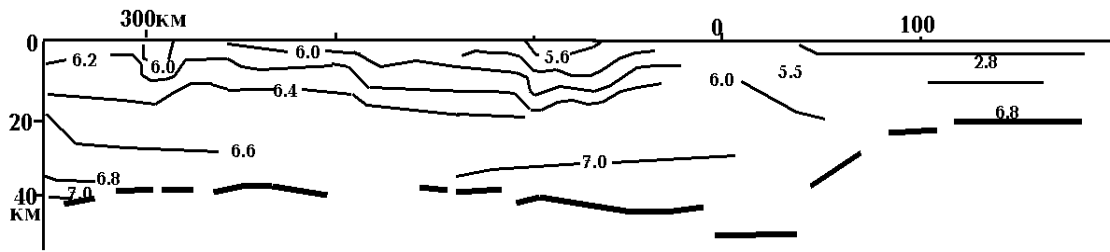


Рис. 3.9. Скоростная модель земной коры вдоль профиля ГСЗ VI.

Значения V_p в коре вдоль профиля VI неплохо согласуются с полученными на пересекаемых профилях D-5 и VIII, совпадает и мощность коры. Южнее, в Крыму, информативность разреза падает. Он не противоречит модели на профиле D-5, но материала для сравнения мало (рис. 3.9). В море разрез приобретает типичный для Черного моря вид.

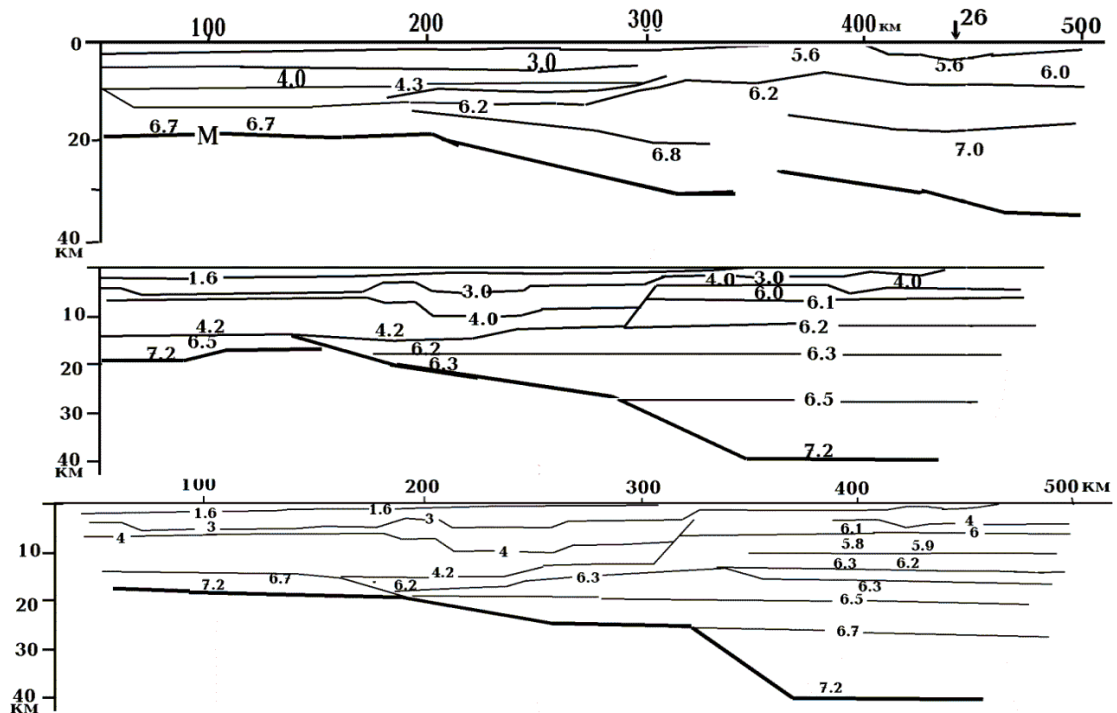


Рис. 3.10. Скоростные модели земной коры вдоль профиля ГСЗ 25.

На рис. 3.10 представлены скоростные разрезы коры вдоль профиля 25, построенные по одному экспериментальному материалу в разное время с использованием несколько различных методик. Различия не принципиальны, но вполне заметны. При использовании разрезов для построения плотностной модели коры вдоль профиля учитывались все варианты. Впрочем, их (за исключением верхней части) трудно согласовать с разрезами, построенными по тому же экспериментальному материалу А.П. Ермаковым (Ермаков, 2005). Сравнение полученных им скоростных разрезов коры в точках пересечения обнаруживает среднее различие на 0.2 км/с.

Впрочем, остается неясной возможность построения по одному экспериментальному материалу скоростных разрезов с мощностью коры, различающейся до 10 км. Расчет гравитационного корового эффекта в такой ситуации должен быть признан для части профиля качественным.

В паре профилей D-4 и VIII (рис. 3.11) следует предпочесть первый из-за большей длины и отсутствия очень интенсивного погружения раздела М, в целом не характерного для платформенных структур. В других частях профиля расхождения между моделями находятся на обычном уровне.

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

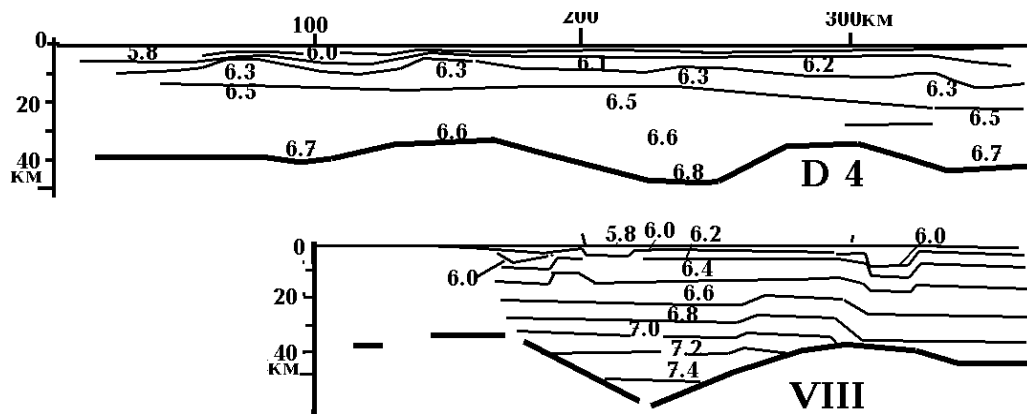


Рис. 3.11. Скоростные модели земной коры вдоль профилей ГСЗ D-4 и VIII.

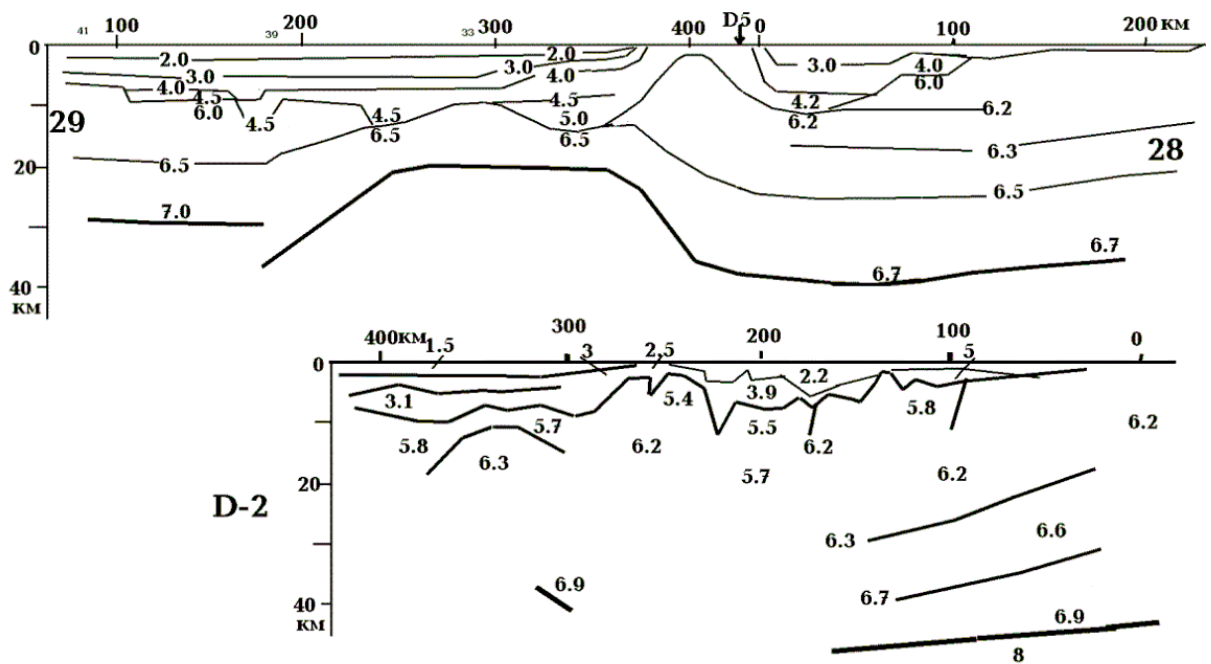


Рис. 3.12. Скоростные модели земной коры вдоль профилей ГСЗ 28, 29 и D-2.

В центральной части модели (рис. 3.12) скоростной разрез имеет оценочный характер (Гинтов и др., 2014). Большие вариации мощности коры в Черном море отчетливо коррелируют с молодыми структурами – поднятиями и впадинами.

Оценка вариаций скорости, устанавливаемых в коре морской части изучаемого региона, возникающих при построении разрезов вдоль пересекающихся профилей ГСЗ, проведена в работе (Ермаков, 2005). Отметим, что речь идет о построениях одного автора в рамках используемой им методики. Вывод звучит так: «Таким образом, невязка в точках пересечения шести профилей ГСЗ составляет в среднем 0.2 км/с».(Ермаков, 2005, с. 12).

3.3. Глубины скоростных границ в коре

Выше уже шла речь о погрешностях скоростной модели, приводящих к расхождениям между вариантами разных авторов в десятые доли км/с. В частности, по данным работы (Вольвовский и др., 1973), обобщившей большой фактический материал по различным регионам СССР, погрешность определения скорости достигает 0.25 км/с. Естественно, если эта величина распространена на всю мощность коры, использование скоростных моделей для решения основных задач ГСЗ – определения глубин скоростных уровней в коре и ее мощности – теряет смысл. Вероятно, речь все же идет о знакопеременном параметре, но тем не менее ситуация может быть охарактеризована как весьма неопределенная.

ГЛАВА 3. СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Это обстоятельство в полной мере проявляется в рассогласовании глубин Мохо на пересекающихся профилях. В глубинах вышележащих разделов оно в такой мере не заметно. Разницы, как правило, не превышают первых км. Тем не менее, сечения изолиний на приводимых ниже схемах разделов на скоростных уровнях нельзя признать кондиционными. Сеть профилей неравномерна, на разрезах иногда наблюдаются очень большие скачки глубины на незначительных расстояниях, которые не коррелируют по профилям. Поэтому изолинии, проведенные в предположении плавного изменения параметра, оказываются довольно условными (рис.3.13 - 3.16).

Обнаруживается достаточно сложная структура коры региона. Районы достижения максимальных глубин разных границ раздела не полностью согласуются. Встречаются места практического «выпадения» (кроме упоминавшегося выше скорее всего эродированного «гранитного») переходного слоя. Такая ситуация в общем характерна для существенной перестройки коры при ее базификации, после которой не было процессов, способствующих стратификации по составу (и, соответственно, физическим свойствам).

На всем протяжении профиля D-4 и начальных пикетах профиля D-5 создается впечатление отсутствия «базальтового» слоя (т.е. интервала глубин со значениями скорости 6.8 км/с и более). На проходящем рядом с D-4 профиле VIII он фиксируется. Такая «безбазальтовая» кора – довольно редкое явление (Бурьянов и др., 1987 и др.). То же можно сказать и о профиле 28, выходящим северным концом на Приазовский массив, где «безбазальтовый» блок продолжается. Скорее всего, это – кажущаяся аномалия. Во всех перечисленных районах по геологическим данным можно предположить современную активизацию (гл. 1). Отвечающие ей повышенные T в нижней части коры (в отличие от верхней и средней частей) способны заметно понизить скорость P -волн. Как минимум – на 0.10-0.15 км/с (влияние температуры составляет 0.06 км/с на $100^{\circ}C$, одному проценту плавления отвечает понижение V_p на 0.07 км/с). Введение такой поправки позволяет предположить наличие хотя бы маломощного «базальтового» (основно-гранулитового) слоя.

Его «исчезновение» в зоне утонения коры под профилем 25 связано, скорее всего, с чрезмерно упрощенным (строго горизонтальным) распределением изолиний скорости (рис. 3.10).

На рис. 3.13 показана мощность осадочного слоя (включая воду) на территории Скифской плиты. Выше (рис. 0.1) представлен этот параметр для ЮУМ, преимущественно по данным бурения. Для плиты в основном используются сейсмические данные, только в Придубруджском прогибе преобладают сведения по керну скважин.

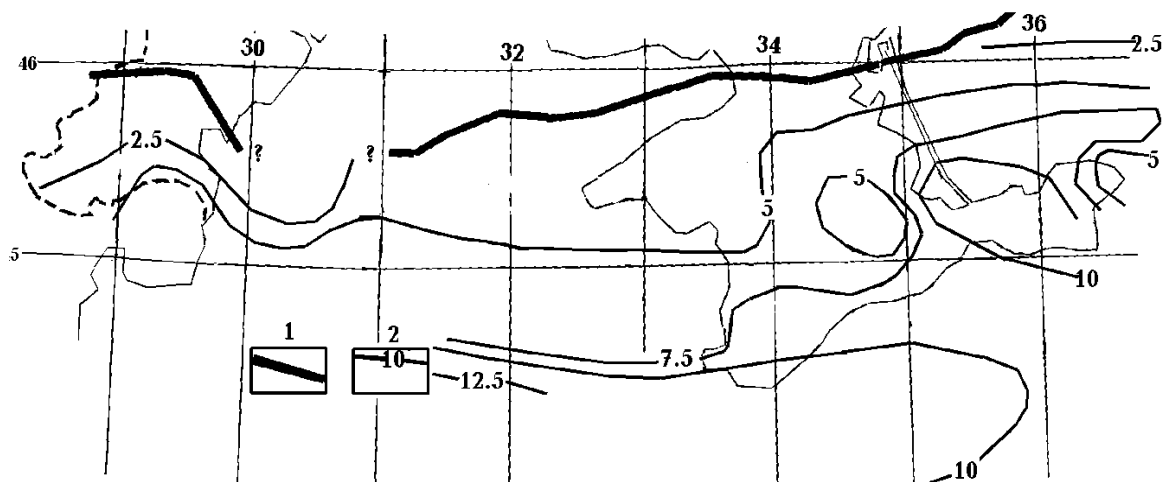


Рис. 3.13. Глубина подошвы осадочного слоя на Скифской плите и северной части Черного моря.

1 – граница плиты, 2 – изолинии глубины подошвы осадков в км.

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

В регионе на суше нет значений глубин рассматриваемой границы, существенно превосходящих 10 км, поэтому практически исключена возможность отождествления осадочного слоя с интервалом глубин, где понижение скорости сейсмических волн связано с влиянием сильного прогрева, а не с отличием скорости в осадках от скорости в породах консолидированной коры (Гордиенко, 1999 и др.). Поэтому приведенные на рис. 3.13 величины представляются реальными. Под дном моря (и на суше в Индоло-Кубанском прогибе) мощности осадочного слоя местами превосходят 10 км, но уровень наблюдаемых скоростей отвечает не перегретой и частично расплавленной метаморфической породе, а осадкам, не успевшим пройти значительных катагенетических преобразований (Гордиенко, 1999). Можно предположить, что эти породы сформировались в последний период очень быстрого некомпенсированного опускания дна моря.

Подошва «гранитного» слоя охарактеризована для всей изучаемой территории и акватории (рис. 3.14). Из сопоставления с рис. 3.13 видно, что мощность верхнего слоя консолидированной коры везде (за исключением «безграничной» коры части моря) находится в обычных пределах $10 \pm 2,5$ км.

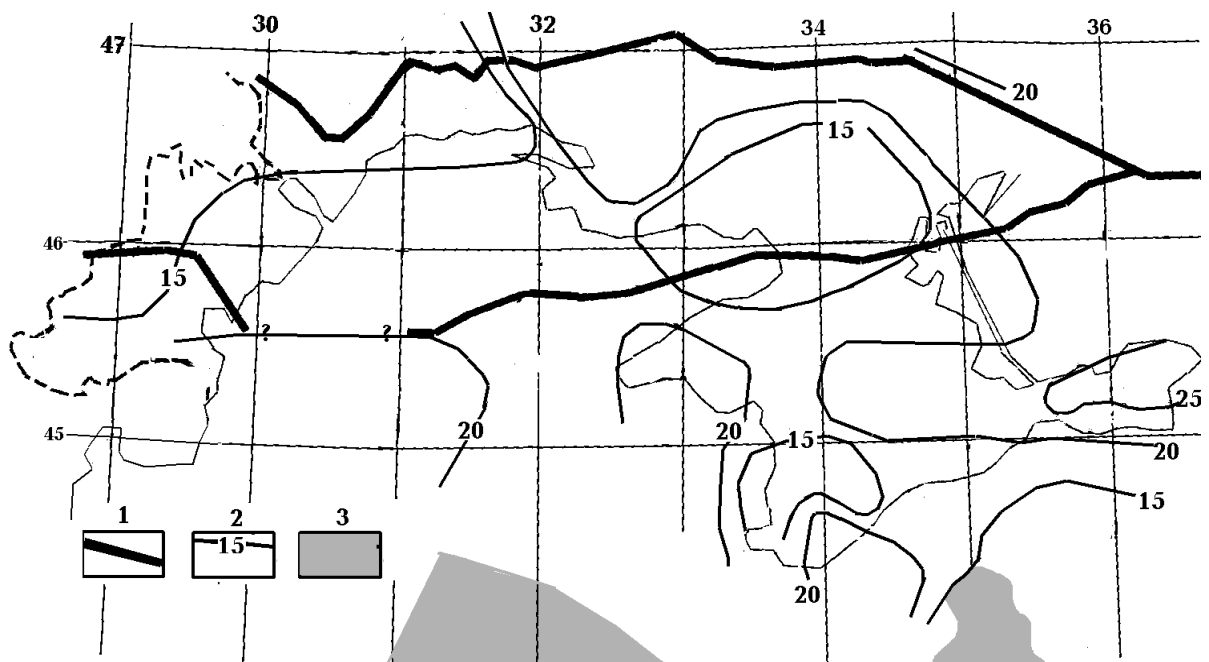


Рис. 3.14. Глубина подошвы «гранитного» слоя (скоростного уровня 6.4 км/с) на ЮУМ и Скифской плите.

1 – границы ЮУМ, 2 – изолинии глубины подошвы слоя в км, 3 – «безграничная» кора.

Таким образом, предполагаемое очень значительное поднятие и эрозия, приведшие к формированию современной структуры коры моря, не затронули большую часть Скифской плиты.

Мощность переходного слоя изменяется в обычных пределах для континентальной коры (10-20 км) вплоть до зоны субокеанической коры Черноморской впадины, где переходный слой в обычном для континента понимании утончается и исчезает.

Раздел Мохо на большей части изучаемого региона выражен довольно отчетливо, «многоэтажность» фиксируется только под Горным Крымом с увеличенной мощностью коры (рис. 3.16)

ГЛАВА 3. СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

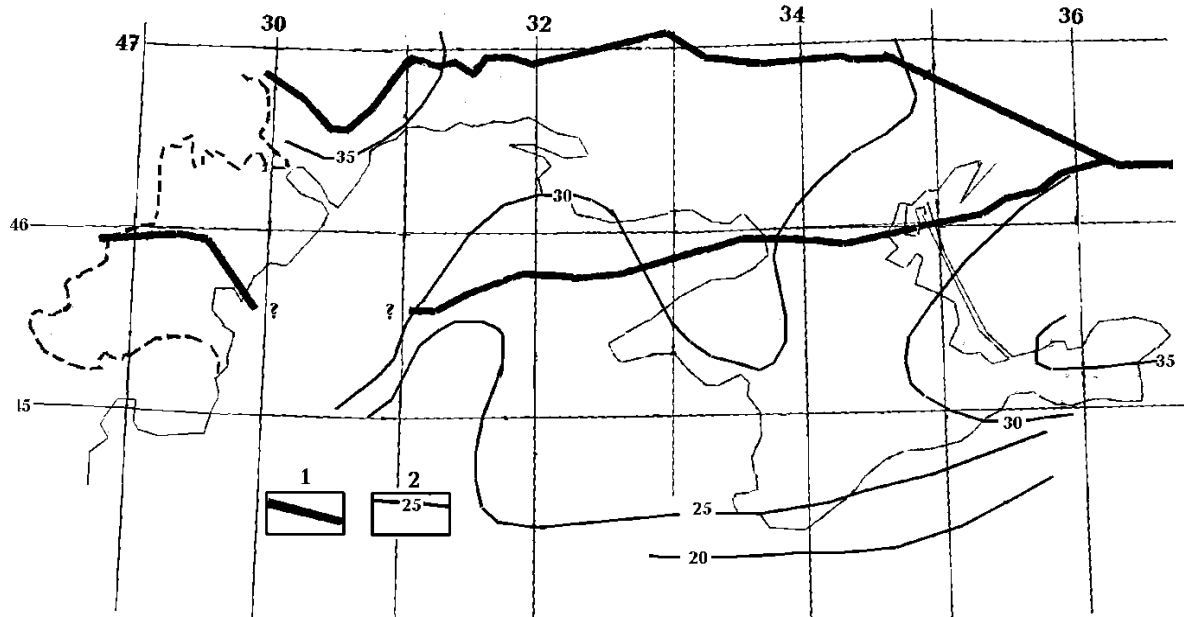


Рис. 3.15. Глубина подошвы переходного слоя (скоростного уровня 6.8 км/с при платформенной температуре) на ЮУМ и Скифской плите.

1 – границы ЮУМ, 2 – изолинии глубины подошвы слоя в км.

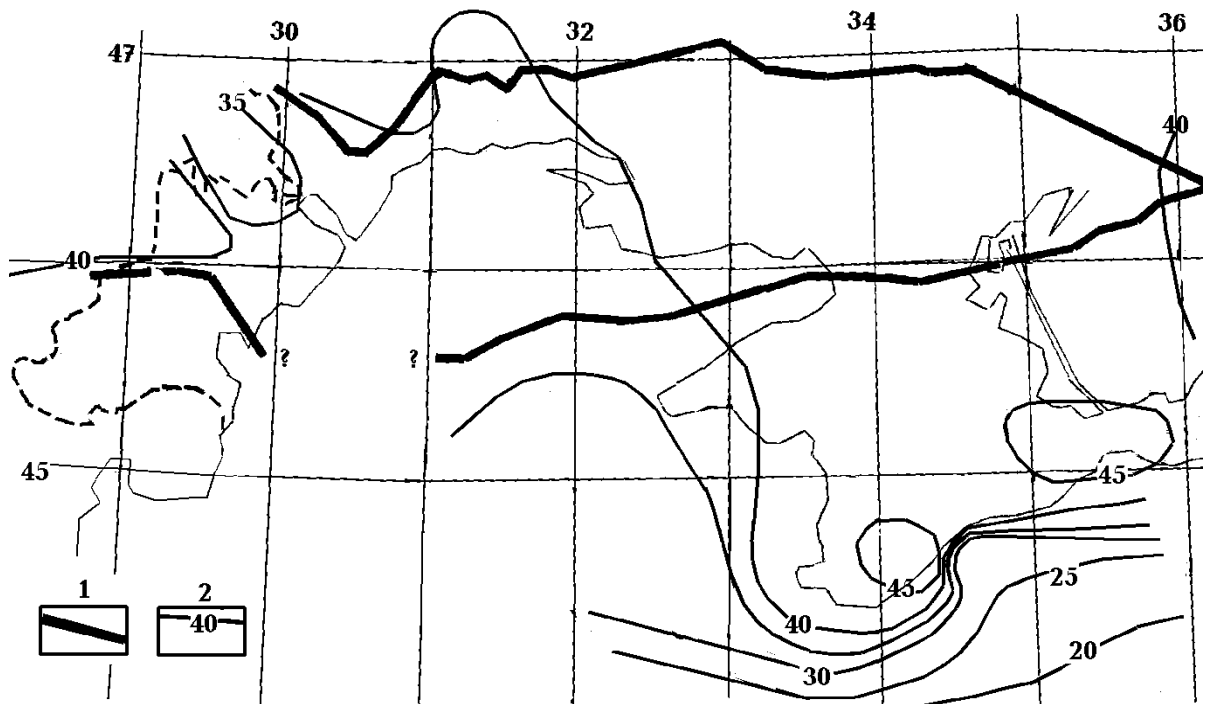


Рис. 3.16. Глубина раздела М на ЮУМ и Скифской плите.

1 – границы ЮУМ, 2 – изолинии глубины раздела Мохо в км.

Наблюдаемое на рис. 3.16 распределение изопакит коры обрисовывает, по существу, только одну структуру – поднятие Крымского полуострова, сохранившего полную мощность континентальной коры. На остальном пространстве она в той или иной степени редуцирована.

В работах авторов прошлых лет распределение глубин коровых границ использовалось для сравнения с молодыми перемещениями поверхности. Это давало возможность предполагать участие или неучастие изменений глубин в процессе поднятий. Для рассматриваемого региона очевидно очень сильное влияние перестройки коры на значительной части территории. Другая часть также активизирована, но иным по характеру глубинным процессом. Это различие очевидно, не требует специальной процедуры

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

диагностики. Некоторую корреляцию можно рассмотреть только внутри каждой из частей региона. Отчетливо она видна в Крыму. С максимальной мощностью коры совпадает максимальное поднятие за последние миллионы лет (рис. 1.10).

Интересно отметить, что заметные поднятия (более 50 м) на Тарханкутском и Керченском полуостровах подстилаются корой несколько различной мощности, а максимальное поднятие собственно Горного Крыма и Керченского полуострова – одинаковой. Вероятно, в поднятиях играет роль не только процесс прогрева коры и подкоровой мантии.

Перечисленные особенности структуры коры можно рассматривать как указания на ее современную активизацию. Впрочем, время формирования таких признаков остается неопределенным, они (или их часть) могут быть связанными с активизациями киммерийского или более раннего возраста. Более определенно указывают именно на очень молодой процесс зоны пониженных скоростей в коре, которые можно трактовать как следствия частичного плавления и/или флюидизации коры. После прекращения привноса в кору мантийного расплава, остывания вторичных зон частичного плавления и циркуляции горячих растворов скоростные аномалии должны нивелироваться.

Согласно используемой гипотезе глубинных процессов зоны пониженных скоростей должны располагаться на глубинах 20 ± 5 км и локально выше, в некоторых случаях до 5-10 км. Детальность скоростных разрезов вдоль большей части рассмотренных профилей ГСЗ не позволяет судить о наличии или отсутствии таких зон. Только на профилях 25 и 26 они диагностируются (Баранова и др., 2008, 2011) – рис. 3.6 и 3.10. Интервал глубин (одного или двух слоев пониженной скорости) 6-18 км (пр. 26) и 6-16 км (пр. 25). На дублирующих вариантах скоростных разрезов вдоль тех же профилей понижения скорости не видны.

3.4. Удельная упругая энергоёмкость пород коры и верхних горизонтов мантии

Параметр упругой энергоёмкости рассматривается в гл. 3 в связи с тем, что при вычислении его величины применяются данные о распределении скоростей сейсмических волн. Его есть смысл анализировать для интервала глубин, где возможны очаги землетрясений в изучаемом регионе. Соответствующая информация представлена на рис. 1.13. Очевидно, что глубины весьма разнообразны – от приповерхностных в коре до верхних горизонтов мантии. Наиболее существенно различающиеся глубины гипоцентров землетрясений в локальных районах повышенной сейсмичности обнаружены в южном Крыму на контакте с погружающейся впадиной Черного моря (Гинтов и др., 2014, Пустовитенко и др., 2006, Сафронов, 2005, и др. – рис. 1.13, 3.17).

В сущности, необходимо рассмотреть условия на всех глубинах в интервале 0-50 км, не делая каких-либо исключений.

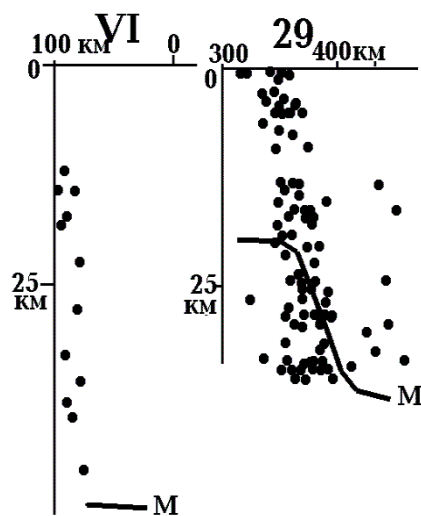


Рис. 3.17. Распределение по глубине очагов землетрясений в районах пересечения профилями ГСЗ Южно-Крымской сейсмической зоны.

В работе (Крылов и др., 1996) предложен вариант изучения условий накопления энергии, проявляющейся в землетрясениях, в виде расчета удельной упругой энергоёмкости коровых блоков, определяемой как $w = \tau^2/2G = \tau^2/2\sigma V_s^2$, где τ – прочность на сдвиг (разрушающее касательное напряжение), сама по себе представляющая интерес в качестве характеристики сейсмогенерирующей среды, G – модуль сдвига, σ – плотность. Параметр w («потенциальная упругая энергия, которая накапливается в единичном объеме среды в результате ее сдвигового деформирования вплоть до момента разрушения» (Крылов и др., 1996, с. 57)) явно не

ГЛАВА 3. СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

отражает всей сложности процесса наращивания напряжений. На первый взгляд его нельзя напрямую сравнивать с реальными источниками напряжений и таким образом определять, например, время накопления предельной энергии, так как отсутствует учет релаксации (если процесс накопления существенно превосходит время релаксации). При значительной энергоемкости крупного блока в целом энергия накопившихся в нем напряжений может выделяться (не сохраняться) при подвижках по локальным ослабленным межблоковым зонам. И все же оценки удельной упругой энергоемкости представляют интерес в качестве предельного значения реального энергосодержания, возможного при данном давлении и температуре в коре.

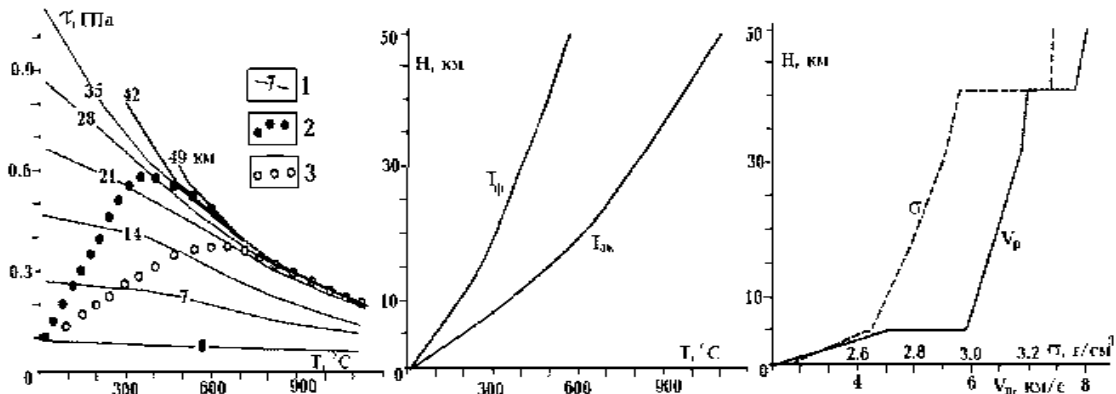


Рис. 3.18. А - Зависимость прочности на сдвиг от РТ-условий (Крылов и др., 1996, Петрофизика, 1992, Справочник..., 1969, Физические..., 1988), Б - оценки распределений температур в коре региона вне и внутри зон современной активизации и В – средние распределения плотности и скорости в коре региона.

1 – зависимости τ от температуры для разных глубин, 2,3 – изменения τ для вариантов распределения T с глубиной в регионе (2 – фонового, 3 – аномального).

Для расчетов w были определены средний скоростной и плотностной разрезы коры ЮУМ и Скифской плиты. Скорости поперечных волн рассчитаны по скоростям продольных делением на 1.72. Оценки возможных вариаций вычисляемого параметра в связи с изменениями V_p от блока к блоку дают величины, едва ли превосходящие реальные погрешности расчета. Т.е. практически изменения удельной энергоемкости на фиксированной глубине определяются принадлежностью к блоку с фоновой или аномальной (из-за современной активизации) тепловой моделью. По имеющимся предварительным данным (см. выше) вне зон активизации в рассматриваемом регионе может оказаться лишь меньшая (преимущественно – восточная) часть ЮУМ. Поэтому основным оказывается вариант разреза с пониженными величинами w (рис. 3.19).

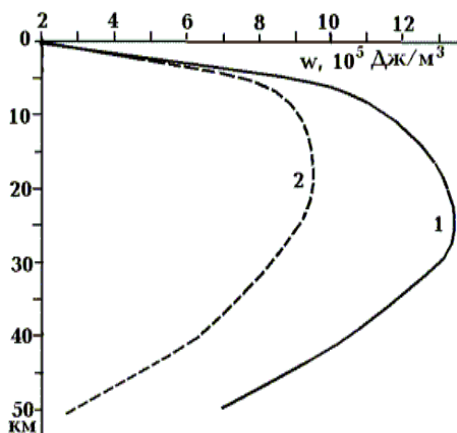


Рис. 3.19. Распределение w (в 10^5 Дж/м³) в коре и верхних горизонтах мантии региона.

1 – при фоновом распределении T , 2 – при аномальном распределении.

Имеющиеся данные об энергетических классах землетрясений Украины (Сафронов, 2005 и др.) позволяют установить типичную энергию, выделяемую при этих событиях как $10^{9\pm4}$ Дж. При реальной величине объемов вещества коры или мантии, в которых снимаются напряжения при таких событиях, их «энергетические потребности» на создание колебаний в окружающей среде на много порядков меньше, чем может быть запасено при выявленной упругой

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

энергоёмкости. Можно посчитать, что для землетрясения достаточно накопления в среде очень маленьких напряжений (на уровне 0,1 Па), при которых потенциальная энергоёмкость совершенно не используется, но такая величина слишком далека от реальной прочности горных пород. На глубинах порядка 10 км в зонах современной активизации вблизи недавних вторжений перегретого материала температура может измениться на 1-10⁰С за 100 тыс. лет. Расчет показал (Гордиенко, 2014а): в сплошной среде на глубинах, сопоставимых с рассматриваемыми, изменение температуры на 1⁰С генерирует напряжения на уровне 1 МПа. Для нагрева на 1⁰С объема пород при реальной объемной теплоемкости необходимо не менее 2.5·10⁶ Дж/м³. Часть этой энергии, перешедшая в упругие напряжения, должна быть вполне сопоставимой.

По данным о сильных и хорошо изученных землетрясениях полная энергия образования разлома (разрушения пород) превышает возникающую при этом сейсмическую в 10-100 раз (Голицын, 2010, Яновская, 2006). Величину полной энергии дает возможность оценить сейсмический момент. Оказывается, что в объеме очага выделилась сконцентрированная прежде упругая энергия с плотностью около 10⁶ Дж/м³ (речь идет о землетрясениях с небольшими глубинами очагов, практически совпадающими с большей частью установленных в рассматриваемом регионе и окрестностях). Находит соответствие рассчитанной энергоёмкости и снятое напряжение.

Таким образом, параметр w представляет собой вполне реальную характеристику среды, отражающую предельно возможную концентрацию энергии. Именно при ее достижении происходит землетрясение, расходуя всю накопленную энергию. В рассмотренной схеме практически нет места для существенной релаксации напряжений. Следовательно, их накопление связано с очень быстрыми процессами и влияние ослабленных зон, способствующих перемещению блоков при меньших напряжениях, не играет принципиальной роли.

Приуроченность большей части землетрясений, в том числе наиболее глубоких, к разлому на южной границе Горного Крыма, скорее всего, связана с добавлением в этом районе к термоупругим напряжениям обусловленных изостатическим поднятием горного блока. Оно может происходить из-за деэклогитизации пород нижней части коры (Гордиенко, 1998 и др.).

В работе (Геотраверс..., 2002) на основании данных по полигону АСТРА сделан вывод о приуроченности очагов землетрясений к зонам с высоким значением модуля упругости: $K = \sigma (V_p^2 - 1.33V_s^2)$ (Сейсморазведка, 1981), в нашем случае (при $V_p/V_s = 1.74$) $K = 0.56 \cdot \sigma \cdot V_p^2 = 0,85 \cdot \tau^2 \cdot w^{-1}$. Т.е. при одной величине τ (на одной глубине) максимум модуля упругости отвечает минимуму удельной энергоёмкости. Такое заключение представляется не очень обоснованным даже по материалу, приведенному в монографии (Геотраверс..., 2002). Если использовать большее количество данных (привлекая все очаги землетрясений, известные в настоящее время в пределах полигона) уверенно обнаружим отсутствие такой приуроченности, по крайней мере, для имеющейся изменчивости параметра.

Естественно, сделанные выводы едва ли можно считать окончательными, полностью обоснованными. Но полученные данные позволяют представить направление необходимых исследований параметров сейсмогенерирующих объектов. Кажется необходимым прежде всего сосредоточиться на массовых определениях величин снимаемых напряжений. Это поможет использовать рассмотренные в данном разделе параметры среды и увязать сейсмичность с реальным ходом глубинных процессов в недрах региона.

ГЛАВА 4. ТЕПЛОВЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

В составе изучаемой территории объединены существенно различные по геотермической изученности площади – от одной из самых исследованных в Украине (Крым) до почти лишенной определений теплового потока северо-западной части Южно-Украинской моноклинали. Фрагментарно представлен и Черноморо-Азовский шельф. Поэтому актуальной представлялась попытка выполнения новых определений теплового потока, возможность которых обеспечивалась новым подходом к использованию результатов температурных измерений в нефтяных и газовых скважинах.

Измерения сосредоточены в основном в Крыму и на западном шельфе Черного моря, где они существенно дополняют сеть в сложно построенном фрагменте плиты и ее контакта с моноклиной. Новые ТП позволяют более обоснованно утверждать, что процессы современной активизации распространены по обе стороны границы указанных тектонических единиц.

4.1. Результаты нового изучения ТП

Тепловой поток рассчитывался с использованием геотермического градиента, установленного в отличие от прежних исследований (Гордиенко и др., 2002) не по забойным температурам (Т), а по полученным при испытаниях скважин (Гордиенко и др., 2015). Обоснованность этой методики уже неоднократно рассматривалась для других регионов Украины (Гордиенко и др., 2006, 2011 и др.), в регионе для такого анализа недостаточно материала, можно лишь утверждать, что полученные данные не противоречат полученным ранее. При расчете геотермического градиента (Г) в глубинные температуры вносились поправки, учитывающие влияние палеоклимата. Теплопроводность пород (Λ) в интервалах глубин расчета ТП вычислена по многочисленным данным, полученным при участии авторов. Имеющаяся информация позволила представить изменение величины теплопроводности с глубиной для типичных случаев как: до 1,5 км - 1,6, до 3 км - 2,05, до 4,5 - 2,5, глубже - 2,65 Вт/м.⁰С.

Результаты получены в 56 скважинах на 33 месторождениях нефти и газа (таблица 4.1).

Таблица 4.1. Новые определения ТП.

Скважина	С.ш.	В.д.	Т, °С	Н, м	Г, °С/100м	Λ, Вт·м/°С	ТП	ТП _{ст}
							мВт/м ²	
Желтоярская 1	45 58	30 06	78	3150	2,15	2,4	52	52
Голицынская 3	45 45	31 45	27	510	3,70	1,45	54	
Голицынская 5	45 45	31 44	30	570	3,85	1,45	56	
Голицынская 7	45 44	31 46	33	590	4,25	1,5	64	
Голицынская 9	45 43	31 47	112	2170	4,80	1,65	79	68
Юж.Голицынская 2	45 43	31 57	39	590	5,25	1,45	76	
Шмидтовская 3	45 31	32 14	40	660	5,00	1,45	72	
Шмидтовская 5	45 31	32 15	43	700	5,15	1,45	75	
Шмидтовская 7	45 32	32 16	43	710	5,05	1,45	73	
Крымская 2	45 17	32 00	39	870	3,70	1,5	55	
Оленевская	45 27	32 40	32	500	4,40	1,45	64	
Черноморская 2	45 30	32 44	108	2120	4,65	1,7	79	73
Краснополянская 5	45 28	32 52	65	1110	5,05	1,5	76	71
Краснополянская 9	45 30	32 50	58	1070	4,55	1,5	68	
Зап.Октябрьская 29	45 27	32 56	110	3000	3,35	1,78	60	
Октябрьская 2*	45 26	33 05	95	2530	3,35	1,6	54	56
Кировская 5	45 31	33 02	67	1040	5,55	1,5	83	

ГЛАВА 4. ТЕПЛОВЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Глебовская 10	45 29	32 59	68	995	5,90	1,5	88	
Карлавская 10	45 31	32 54	70	1180	5,20	1,55	81	
Ярылгачская 3	45 25	32 55	19	220	3,65	1,45	53	
Задорненская 2	45 35	33 12	30	580	3,45	1,45	50	
Серебрянская 16	45 40	33 30	70	1800	3,40	1,8	61	
Татьяновская 13	45 45	33 42	130	3840	3,10	2,0	62	
Татьяновская 11	45 44	33 43	150	4470	3,10	2,0	62	
Джанкойская 3	45 45	34 15	26	335	4,80	1,45	70	
Джанкойская 4	45 43	34 14	33	540	4,25	1,45	62	
Джанкойская 5	45 44	34 15	38	570	4,90	1,45	71	
Джанкойская 6	45 46	34 15	48	690	5,65	1,5	84	
Приазовская	46 40	35 45	20	780	1,70	2,3	39	
Стрелковая 5	45 50	35 00	31	430	4,90	1,45	71	
Стрелковая 7	45 49	35 01	32	490	4,50	1,45	62	
Стрелковая 8	45 48	35 02	34	530	4,50	1,45	62	
Морская 2	46 16	36 10	27	630	3,20	1,45	46	
Сев.Керченская 3	45 36	36 35	41	1120	3,05	1,5	46	
Юж.Сивашская 1	45 15	35 30	87	2250	3,40	1,65	56	55
Юж.Сивашская 2	45 14	35 29	89	2330	3,40	1,65	56	47
Юж.Сивашская 3	45 15	35 30	87	2220	3,45	1,65	57	70
Юж.Сивашская 4	45 16	35 32	92	2370	3,45	1,65	57	56
Семеновская 2	45 23	35 50	22	220	5,00	1,45	72	
Куйбышевская 18	45 10	35 47	80	1660	4,25	1,65	70	63
Куйбышевская 16	45 12	35 47	95	1770	4,85	1,65	80	
Алексеевская 6	45 15	36 10	142	3110	4,25	1,75	74	
Поворотная 2	45 20	36 08	151	3910	3,60	1,9	68	61
Фонтановская 6	45 13	36 08	131	2650	4,55	1,7	77	62
Фонтановская 7	45 13	36 09	133	2740	4,50	1,7	76	
Фонтановская 830	45 13	36 09	35	730	3,55	1,5	53	
Фонтановская 10	45 13	36 10	135	2980	4,20	1,7	71	71
Фонтановская 12	45 14	36 09	143	3140	4,25	1,75	74	
Фонтановская 8	45 14	36 09	132	3180	3,85	1,75	67	63
Фонтановская 11	45 14	36 10	140	3350	3,90	1,80	70	
Придорожная 2	45 15	36 18	187	4820	3,65	2,0	67	
Приозерная 3	45 08	36 18	30	450	4,45	1,45	65	
Приозерная 4	45 08	36 17	33	510	4,50	1,45	65	
Горностаевская 7	45 13	36 09	141	3410	3,85	1,8	69	
Слюсаревская 1	45 15	35 55	153	3820	3,70	1,85	68	60
Кореньковская 1	45 05	37 27	161	4880	3,05	2,1	64	

В колонке $ТП_{ст}$ показаны данные прежних определений теплового потока с использованием традиционной методики. Измерения были проведены в тех же или соседних скважинах. Их отличие от новых составляет в среднем 9%, что кажется вполне приемлемой величиной, свидетельствующей об индивидуальной погрешности каждого из сравниваемых $ТП$ около 6%. Поскольку на схему распределения теплового потока в регионе выносятся значительное количество осредненных значений, их ошибки должны быть еще ниже. При средней величине $ТП$ на большей части территории около 60 мВт/м^2 абсолютное значение погрешности – около 3 мВт/м^2 . Это позволяет проводить на схеме достоверные изолинии через 10 мВт/м^2 .

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

4.2. Карта теплового потока

В сухопутной части Южно-Украинской моноклинали установлено только два новых значения ТП, поэтому в известном ранее распределении ТП не произошло изменений. По прежним данным здесь фиксируется интенсивная (до 70 мВт/м^2) Ренийская аномалия ТП (отчасти расположенная на окраине Скифской плиты) и менее значительное возмущение севернее западного Крыма (до 60 мВт/м^2), которые уверенно связываются с процессом современной активизации (Гордиенко и др., 2002).

Новые определения теплового потока на шельфовой части моноклинали (рис. 4.1) вместе с данными по прилегающей акватории Скифской плиты позволяют документировать пересечение аномалиями границы. Средняя величина теплового потока на площади Крыма и шельфа составляет около 60 мВт/м^2 , что существенно больше (примерно на 20 мВт/м^2) значений, характерных для платформенных регионов Украины.

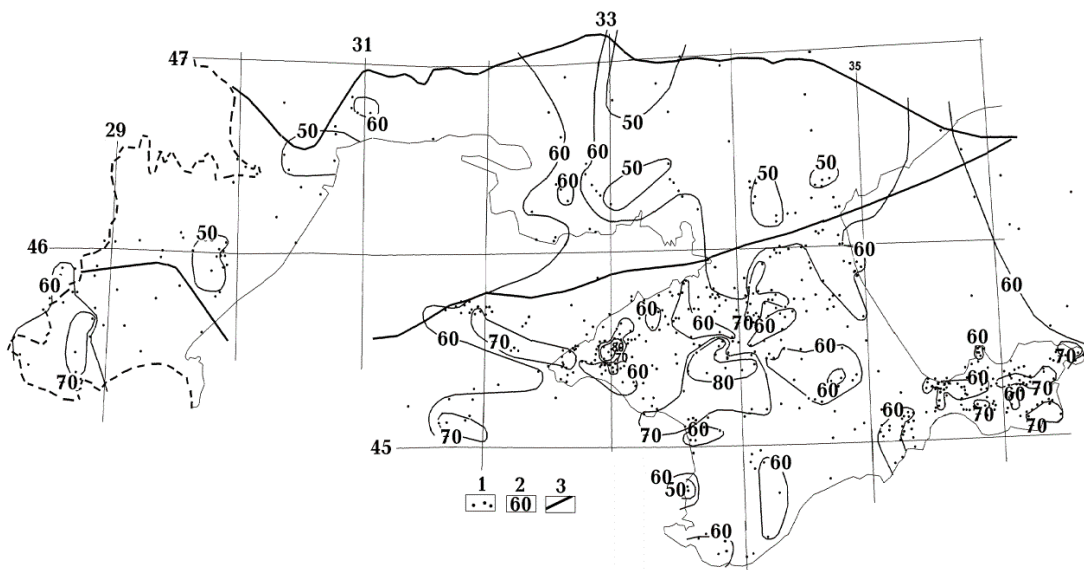


Рис. 4.1. Карта глубинного ТП Южно-Украинской моноклинали и Скифской плиты. 1 - пункты определения ТП, 2 - изолинии ТП (в мВт/м^2), 3 – границы моноклинали.

Карта глубинного теплового потока Крыма (рис. 4.1), дополненная новыми значениями ТП, обнаруживает несколько положительных аномалий (которыми считались районы развития значений ТП более 70 мВт/м^2). Это Тарханкутская на западе полуострова ($82 \pm 6 \text{ мВт/м}^2$), Новоселовско-Евпаторийская ($78 \pm 7 \text{ мВт/м}^2$) - в центре, Керченская ($74 \pm 5 \text{ мВт/м}^2$) - на востоке. Севернее центральной группы можно выделить еще относительно небольшое по площади возмущение ТП - Сивашскую аномалию ($74 \pm 5 \text{ мВт/м}^2$).

Сравнение положительных аномалий и относительных понижений ТП с сеткой основных разломов полуострова (рис. В.3) позволяет предположить, что здесь (как и в Днепровско-Донецкой впадине и Донбассе) возмущения теплового поля тяготеют к нарушениям. Хотя перенос тепла вместе с флюидами вверх и вниз едва ли можно признать единственной причиной возмущений. Часть положительных аномалий Тарханкутской и Новоселовско-Евпаторийской групп располагается на заметном удалении от Тарханкутского, Донузлавского, Евпаторийского и Центрально-Крымского разломов. По-видимому, в этих случаях заметную роль играет и кондуктивный перенос тепла. Приуроченность аномалий Сивашской и Керченской групп к Центрально-Крымскому, Донузлавскому, Предгорному, Правдинскому и Горностаевскому разломам кажется более очевидной.

4.3. Фоновый тепловой поток. Аномалии.

Исследуемый регион неплохо обеспечен профилями ГСЗ (рис. В.2), вдоль которых можно провести расчет радиогенной теплогенерации пород коры по скоростным разрезам.

ГЛАВА 4. ТЕПЛОВЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Предварительные оценки (расчет коровой радиогенной составляющей в нескольких блоках с различным скоростным разрезом с добавлением к результатам обычного ТП из неподвижной платформенной мантии) приводит к таким величинам. Средняя величина оказывается на уровне 47 ± 2 мВт/м². На большей части территории эти значения больше на 1-2 мВт/м², в Горном Крыму – ниже примерно на 5 мВт/м², в северо-восточной части – выше на 3-4 мВт/м². Выявленные вариации незначительны, нельзя ожидать, что влиянием переменной радиогенной теплогенерации можно объяснить аномалии.

Для более детального расчета привлечены данные о связи теплогенерации (ТП) коровых осадочных и кристаллических пород со скоростью продольных сейсмических волн в них (рис. 4.2).

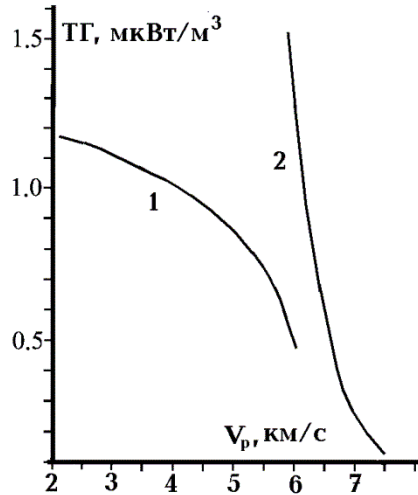


Рис. 4.2. Связь теплогенерации в осадочных (1) и кристаллических (2) породах коры со скоростью сейсмических волн в них.

Вдоль профилей ГСЗ, скоростные разрезы для которых описаны в гл. 3, с использованием данных рис. 4.2 построены теплогенерационные модели. По ним проведен расчет коровой составляющей стационарного ТП. На ЮУМ нормальный ТП из верхней мантии, не учитывающий влияния современной активизации, считался отвечающим платформенному уровню – 20 мВт/м². На Скифской плите при расчете соответствующего мантийного теплового потока была учтена тепловая история верхней мантии (см. гл. 2). Она заметно различна в разных частях плиты, но к моменту начала современной активизации (первые миллионы лет назад) температурные аномалии заметно сгладились и вариации ТП невелики. Средняя величина близка к 25 мВт/м².

Вычисленные в результате фоновые ТП региона представлены на рис. 4.3.

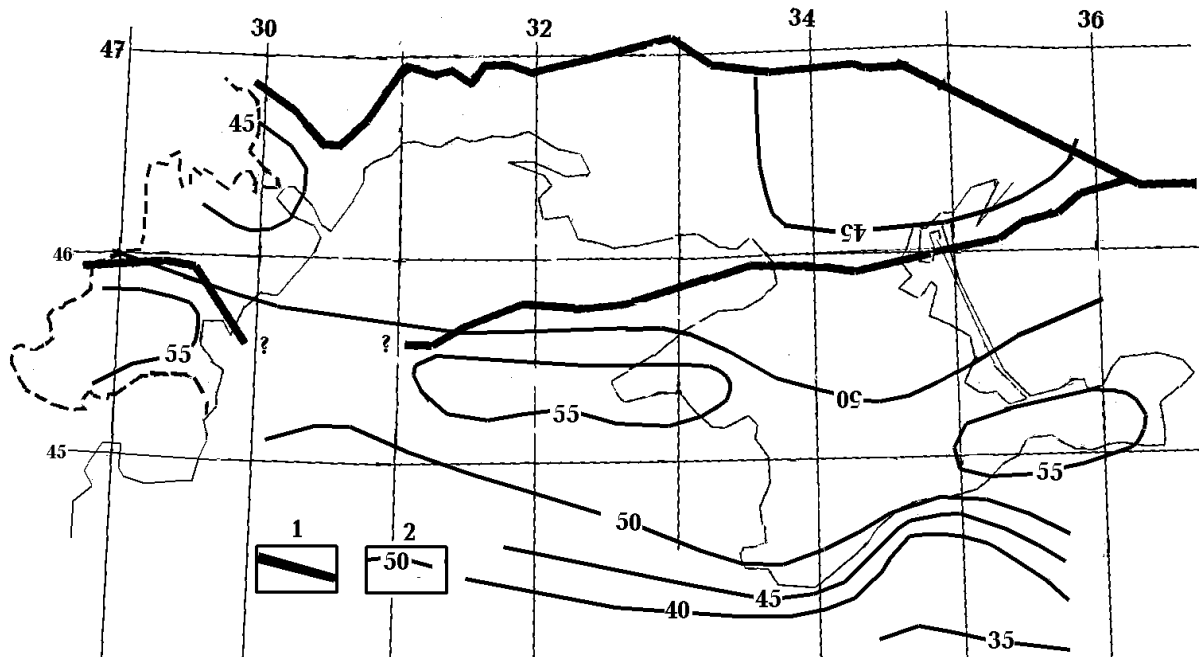


Рис. 4.3. Распределение фонового ТП (в мВт/м²) на Южно-Украинской моноклинали и Скифской плите.

1 – границы ЮУМ, 2 – изолинии фонового ТП.

На южной периферии региона в области начала субокеанической коры Черноморской впадины глубинные процессы представлены, скорее всего, байкальской и современной

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

активизациями. Фоновый коровый ТП резко сокращен из-за уменьшения мощности консолидированной коры. Мантийный – заметно не отличается от платформенного (см. гл. 2). Поэтому расчетный фоновый ТП понижен по сравнению с плитой (рис. 4.3). На большем расстоянии к югу от плиты параметр рассматривается ниже (см. Часть II).

Наличие аномалий (отличий от фона) ТП в изучаемом регионе очевидно. Более подробно они рассмотрены при сравнении рис. 4.1 и 4.3. Результаты – на рис. 4.4. Прежде всего следует отметить практическое отсутствие отрицательных аномалий значащей величины. Имеется только одно небольшое по площади такое возмущение на западном побережье Крыма, в окрестностях которого нет представительной сети наблюдений. В пределах моноклинали основная территория занята значениями около нуля. Положительные аномалии не превышают 10 мВт/м^2 и мало распространены. Очевидно, что в основном это продолжение на юг кировоградской аномалии, изученной на Украинском щите и его склоне, и менее значительных возмущений ТП на юге Подольской плиты и склоне Приазовского массива (Гордиенко и др., 2002, 2005 и др.).

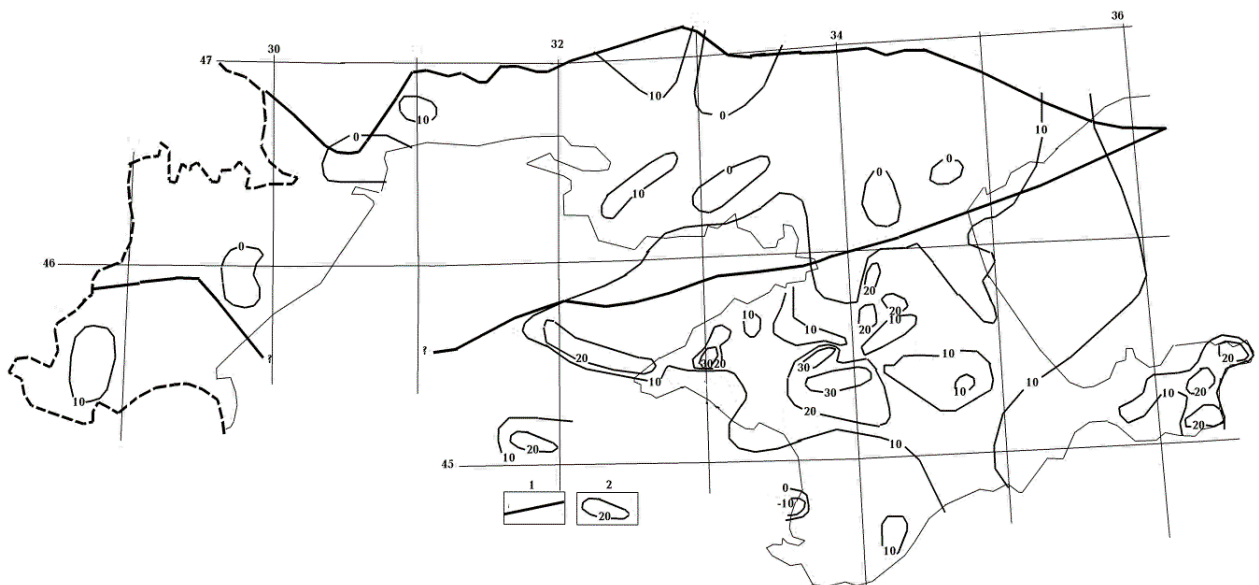


Рис. 4.4. Распределение аномальных ТП в изучаемом регионе.
1 – границы ЮУМ, 2 – изолинии аномального ТП.

На изученной части плиты (включая Черноморо-Азовский шельф) больше половины территории охвачено аномалией ТП интенсивностью около 10 мВт/м^2 . Возможным исключением может оказаться основная территория Горного Крыма, где изученность ТП низка.

4.4. Интерпретация аномалий ТП. Тепловые модели

Скорее всего, аномалия ТП на плите не во всех пунктах достоверна, но все же следует признать широкое распространение повышенных (по сравнению с фоном) тепловых потоков, что не укладывается в гипотезу приуроченности аномалий только к каналам переноса тепла флюидами в верхней части коры. Вероятно, источник, сформированный современной активизацией, в большинстве районов Скифской плиты существует достаточно долго для достижения теплом поверхности кондуктивно. Оценка возраста формирования его коровой части на обычной для этого процесса глубине дает примерно 5 млн. лет и более. Распространение источника (судя по геологическим данным – гл. 2) возможно практически на всей плите.

На фоне описанной малоинтенсивной аномалии довольно широко распространены меньшие по площади возмущения с суммарной амплитудой $20\text{-}30 \text{ мВт/м}^2$ (рис. 4.4). Вполне обосновано предположение об их приуроченности к проницаемым разломным каналам (рис.

ГЛАВА 4. ТЕПЛОВЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

В.3), выводящим к поверхности нагретые флюиды с глубин, на которых располагаются кровли молодых интрузий, внедрившихся в верхнюю часть коры. Такие конструкции подробно рассмотрены, например, для Донбасса (Гордиенко и др., 2015).

Для проверки высказанных предположений были построены тепловые модели зон современной активизации. Предполагалось, что глубинный процесс принципиально не отличается от имевшего место в меловое время (см. гл. 2). На рис. 4.5 приведено распределение температур в тектоносфере Скифской плиты через 5 млн. лет после перемещения КТД. Принято, что из резервуара частичного плавления в нижних горизонтах верхней мантии (на глубинах 370-480 км) вещество вынесено в интервал глубин 200-250 км. А затем – под кору (на глубины 40-90 км). Вскоре произошло вторжение в кору из зоны частичного плавления под Мохо. Сформировался интервал частичного плавления на глубинах 20-40 км.

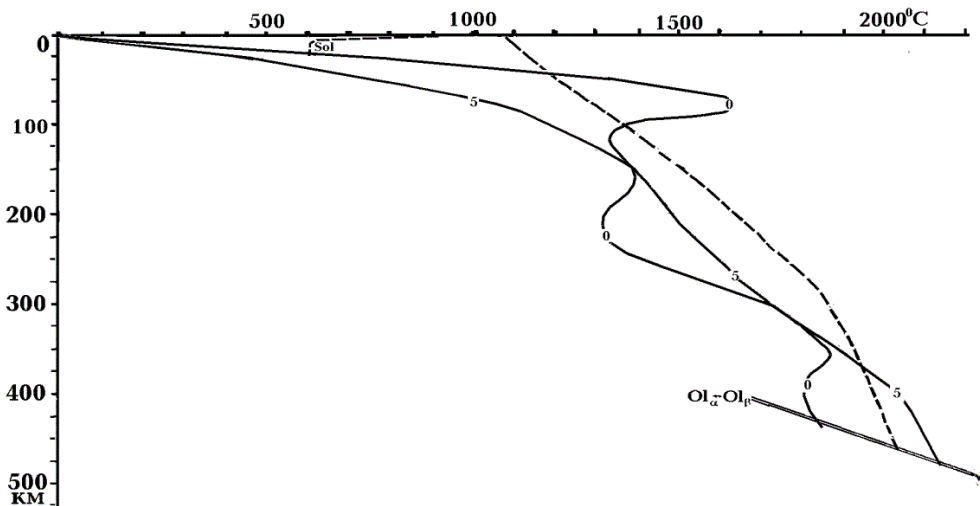


Рис. 4.5. Распределение температуры в области современной активизации Скифской плиты.

Усл. обозначения см. на рис. 2.4-2.7.

В интервале глубин 20-30 км (где весьма вероятно присутствие пород амфиболитовой фации метаморфизма) сохраняется температура около $700 \pm 100^\circ\text{C}$. Вполне возможно образование линз расплава и вторжений средней и кислой магмы в верхние горизонты коры, предпочтительней – на глубину (кровля) 6-7 км. Последующие события – циркуляция нагретых флюидов над молодой интрузией – неоднократно моделировались (Гордиенко и др., 2015 и др.). Полученные результаты (сопоставленные с экспериментальными данными) приведены, в частности, на рис. 2.1.

Без учета последнего элемента – кислого интрузивного магматизма и флюидного теплопереноса – построенная модель демонстрирует увеличение теплового потока примерно на 10 мВт/м^2 (что отвечает экспериментальным данным). Однако, варьируя возраст коровых вторжений в диапазоне от 3 до 5 млн. лет не удастся определить наиболее вероятное время их возникновения. Различия расчетного ТП слишком невелики. При меньших временах действия этого источника тепла начинается быстрое сокращение расчетной аномалии ТП.

Учитывая вторжения в верхнюю кору и флюидный теплоперенос вплоть до поверхности, получаем дополнительные аномалии, близкие по величине к максимальным наблюдаемым.

Построенная современная тепловая модель коры и верхней мантии позволяет дать некоторые оценки перемещений поверхности в ходе современной активизации. Скорее всего, полиморфное преобразование пород у подошвы верхней мантии еще не успело произойти, несмотря на существенное изменение температуры (см. рис. 4.5). Изменения плотности под влиянием аномальных Т без преобразований минералогии пород происходят

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

мгновенно. Сравнивая влияние положительных и отрицательных аномалий, устанавливаем вероятность подъема поверхности примерно на 0,5 км. Примерно на такую же величину (или несколько меньше) опустились под влиянием погружения впадины моря прилегающие к Крыму территории Черноморо-Азовского шельфа, Поэтому и сформировался полуостров. Дополнительное поднятие может быть связано с возникшей при активизации областью частичного плавления под корой. По данным рис. 4.5 и сведениям об изменении плотности при плавлении и степени плавления при превышении солидуса (Гордиенко, 2012) получим величину около 0,2 км. Она едва ли фиксируется достоверно.

Сложно оценить влияние процесса преобразования основных коровых пород в эклогит и обратно. Выше отмечено, что на предыдущем (киммерийском или герцинском) этапе активизации кора значительной части Скифской плиты испытала эклогитизацию. Достигнутое в настоящее время распределение глубинных температур, скорее всего, исключает повторный такой процесс, если даже в коре в нужном интервале глубин сохранился материал, пригодный для него. Сравнение тепловых моделей в зоне современной активизации и вне нее (на посткиммерийской платформе) (рис. 4.6) с параметрами минеральных преобразований и частичного плавления (Бутвина, 2006, Добрецов и др., 2010 и др.) показывает, что под активизированными участками эклогитизация невозможна. В низах коры и верхних горизонтах мантии породы частично расплавлены независимо от минералогии. В коре под неактивизированными районами плиты, к которым может относиться большая часть Горного Крыма (см. выше). ситуация иная. Здесь в течение длительного времени существуют температуры, весьма близкие к граничным для преобразования (показанная на рис. 4.6 разница пренебрежимо мала, да и температура приведена для центра плиты, а Горный Крым находится недалеко от ее края). Незначительный боковой прогрев с севера, со стороны зоны современной активизации и с юга, со стороны зоны рифтогенеза Черноморской впадины, может привести к деэклогитизации и, соответственно, поднятию поверхности. Это возможно при значительных «запасах» эклогита в коре Горного Крыма. Последнее кажется вероятным в связи с значительной положительной гравитационной аномалией в этой части региона.

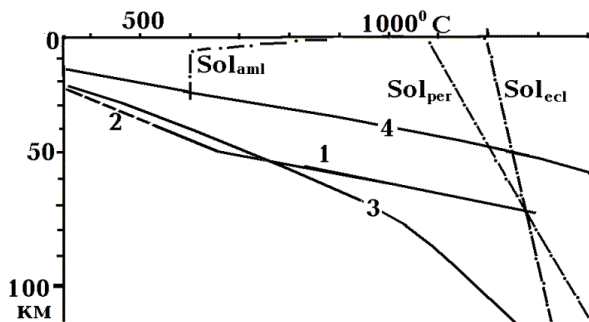


Рис. 4.6. Тепловые модели и параметры преобразований пород коры и верхней мантии Скифской плиты.

1 — условия перехода гранатовый гранулит — эклогит, 2 — то же — экстраполяция в область низких T , 3 — температуры под Скифской плитой вне зоны современной активизации, 4 — в зоне активизации.

Расчет показывает, что на расстоянии порядка 10 км от края перегретого интервала глубин 30-50 км температура изменяется за 1 млн. лет на 10-150С. Этого достаточно для смещения фронта эклогитизации на 1-1,5 км и поднятия поверхности на 100-200 м. Естественно, такие вычисления дают только порядок возможных изменений, но все же указывают на реальность высказанного предположения о природе поднятия Крымских гор.

Построенные модели дают возможность оценить трехмерное распределение глубинных температур в регионе. Его есть смысл рассматривать до глубин порядка 70-80 км, т.е. до современного максимума аномалии T . Вычисления выполнены для определенных представлений о форме и размерах источника тепла, отвечающего современной активизации. Конечно, сведений о нем недостаточно для подробного описания этого объекта. Поэтому приводимые карты-срезы, иллюстрирующие распределение T , должны восприниматься как качественные. Больше доверие могут вызывать значения температур, форма и

ГЛАВА 4. ТЕПЛОВЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

расположение изотерм гораздо менее точны. Модели базируются на данных о распространении зон активизации по комплексу геолого-геофизических методов (см. ниже).

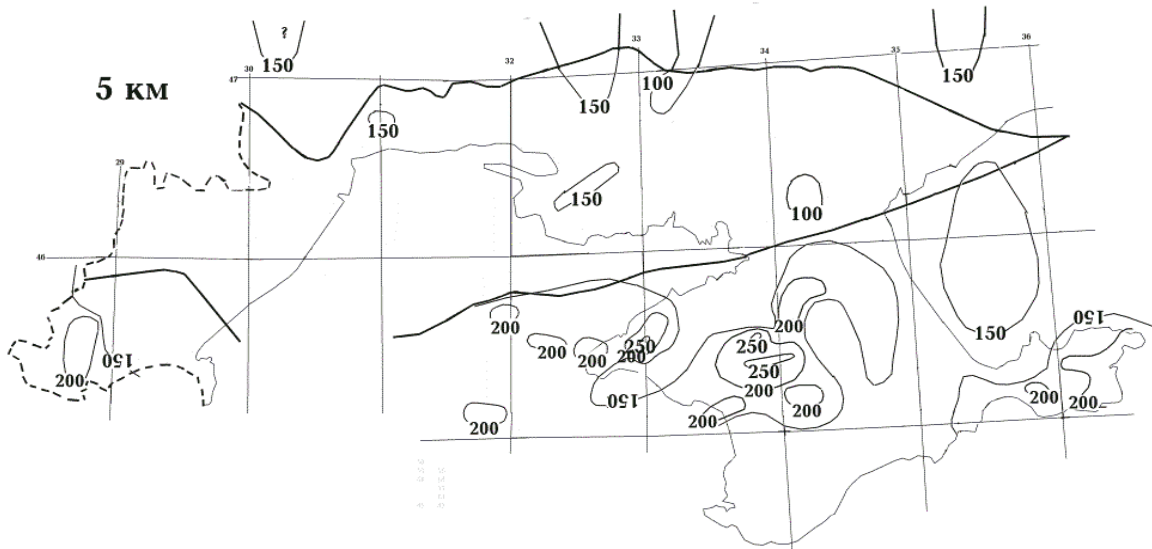


Рис. 4.7. Распределение температур в регионе на глубине 5 км.

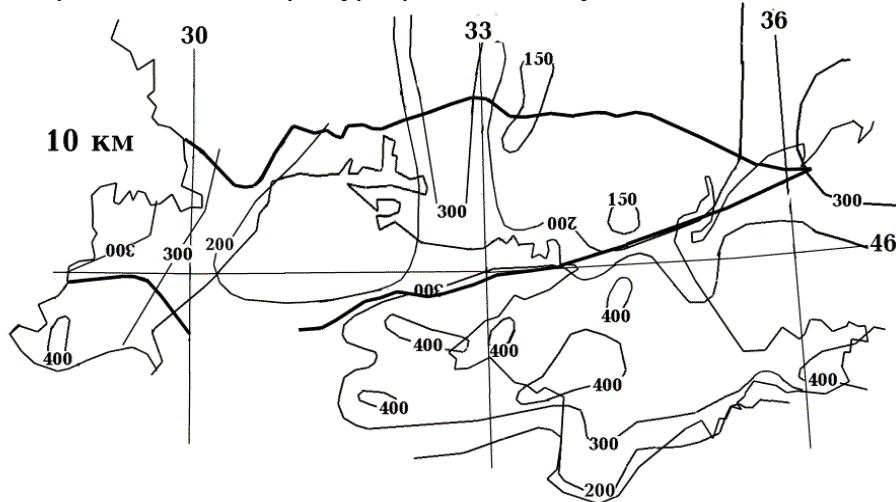


Рис. 4.8. Распределение температур в регионе на глубине 10 км.

На северо-западной периферии региона определения ТП отсутствуют. Тем не менее на рисунках показана здесь положительная температурная аномалия (рис. 4.7-4.11). Дело в том, что севернее встречены единичные пункты повышенных тепловых потоков и по расположению активизированных разломов можно предположить, что зона активизации протягивается на юг.

Результаты, приведенные на картах-срезах, ограничены на юге таким образом, чтобы в них не проявлялось влияние глубинных процессов в зоне рифтогенеза Черного моря.

Построенная трехмерная тепловая модель указывает на широкое распространение частичного плавления в подкоровом слое мантии Скифской плиты. Вероятными представляются и линзы частично расплавленных пород в средней части коры. Хотя они едва ли целиком занимают те значительные площади, на которых, судя по данным рис. 4.9, температура превышает 600-700⁰С. Ундуляции глубины скоростных уровней значительны (см. гл. 3).

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

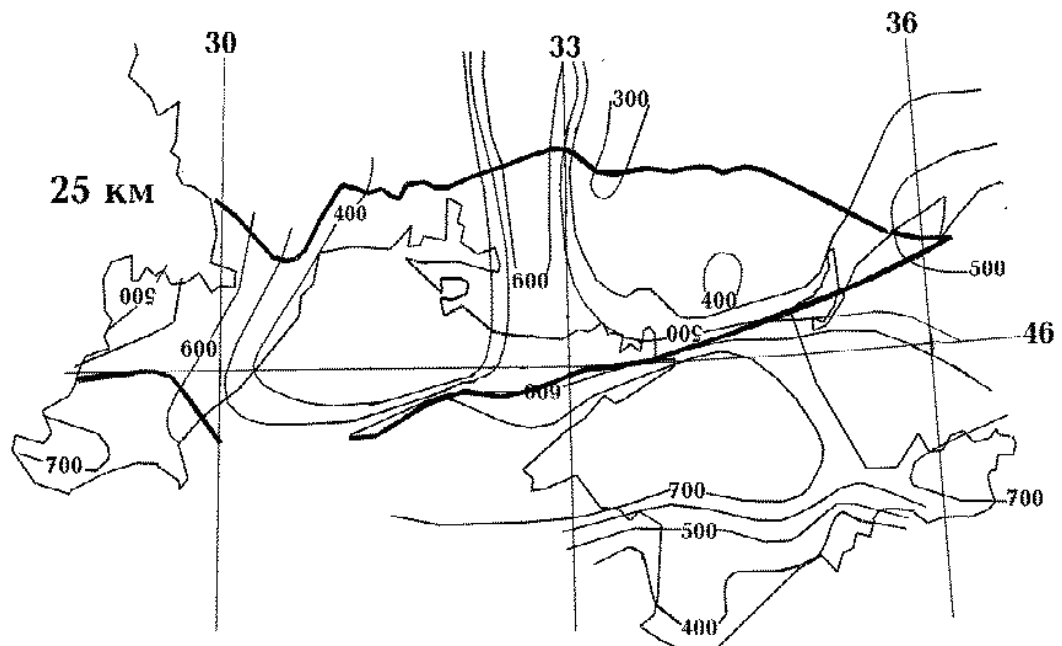


Рис. 4.9. Распределение температур в регионе на глубине 25 км.

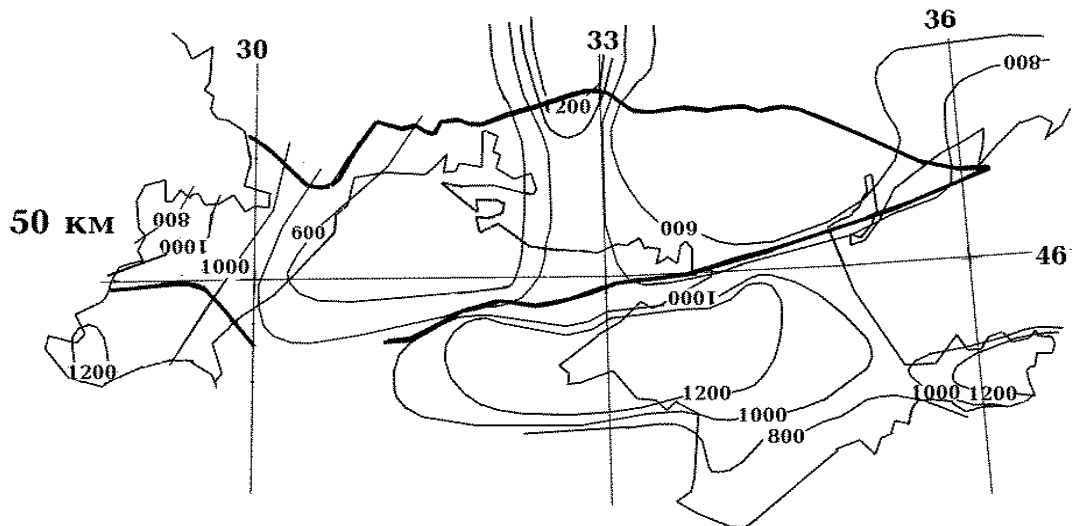


Рис. 4.10. Распределение температур в регионе на глубине 50 км.

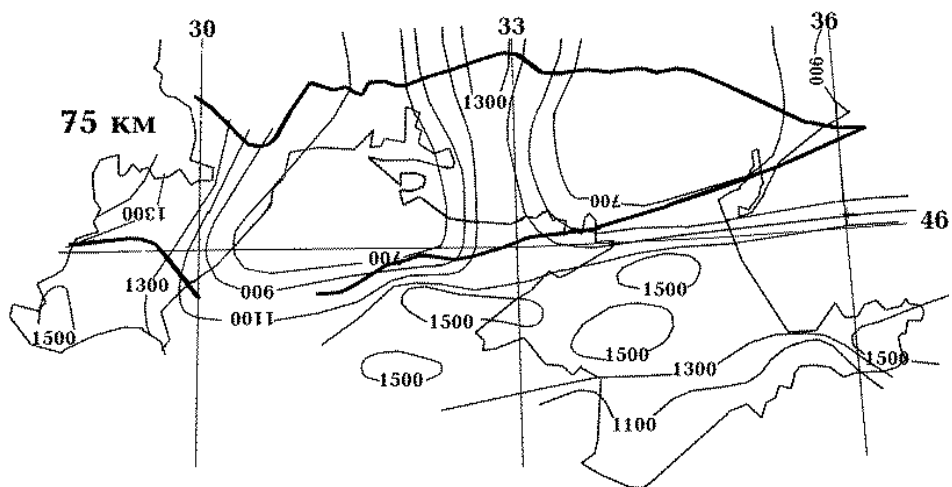


Рис. 4.11. Распределение температур в регионе на глубине 75 км.

ГЛАВА 4. ТЕПЛОВЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

4.5. Геоэнергетические ресурсы региона

По карте теплового потока удобно получить данные о геоэнергетических ресурсах региона. Соответствующие сведения неоднократно публиковались (здесь они будут лишь незначительно дополнены и детализованы) (Гордиенко и др., 2002 и др.). Поэтому ограничимся кратким изложением сути дела.

Речь идет об исследованиях регионального характера, направленных на оценку плотности ресурсов (W) для циркуляционной технологии извлечения тепла из сухих пород (Дядькин и др., 1991 и др.). Для нее и будут проведены расчеты, которые при необходимости могут быть пересмотрены с учетом требований других технологий. Вычисления ведутся для реальных сейчас глубин бурения (до 6 км), учитываются требования разных потребителей энергии к температуре входа теплоносителя в теплообменник и его сброса. Рассматриваемые нами перспективные ресурсы S_3 учитывают еще и экономическую целесообразность использования земного тепла, что выражается в ограничении их плотностями, при которых получаемая энергия может конкурировать с поставляемой традиционными источниками (Tester, Herzog, 1990 и др.). При этом будем ориентироваться на ресурсы, пригодные для использования в теплоснабжении, т.е. для добычи из гециркуляционной системы (ГЦС) воды при температуре $\geq 60^\circ\text{C}$ и сброс ее при 20°C . Это - максимальные ресурсы, так как для обогрева и получения электроэнергии (пара для турбин) нужны $100-40^\circ\text{C}$ и $210-70^\circ\text{C}$ соответственно. Рентабельность получения геотермальной энергии ГЦС для наиболее совершенных технологий достигается при уровне геотермического градиента $2,0-2,5^\circ\text{C}/100$ м.

Расчет плотности тепловых ресурсов выполняется так (Дядькин и др., 1991 и др.):

$W = N \cdot K \cdot C \cdot \Delta T (H_z - H_b)$, где N - норма расхода топлива на товарное тепло - $0,34 \cdot 10^{-10}$ т у.т./Дж (т у.т. - тонна условного топлива: в 1 т нефти - 1,47 т у.т., в 1 т каменного угля - 0,9 т у.т., 1 т конденсата - 1.54 т у.т., 1000 м^3 газа - 1,25 т у.т., 1 т бурого угля - 0.49 т у.т.), K - коэффициент температурного извлечения (принят в (Дядькин и др., 1991) равным 0,125), C - объемная теплоемкость пород, ее можно считать практически постоянной - $2,5 \cdot 10^6$ Дж/м³·°C, ΔT - разница в температуре теплоносителя и сброса - 40°C , H_z - глубина забоя, на которой определена нижняя T . Соответственно $W = 0,000425(H_z - H_b)$ в т у.т./м² при H в м. Глубина H_b это та, температура на которой обеспечивает среднюю T в интервале $H_z - H_b$, равную 60°C . Она определяется как $(T_z - T_t)/0,5\gamma$, где T_t - температура теплоносителя, γ - средний геотермический градиент в интервале.

При высокой T в нижней точке оказывается, что верхняя точка попадает выше поверхности. Для недопущения этой ситуации для T в верхней точке вводится ограничение: она должна быть на 10°C выше температуры сбрасываемой воды, т.е. 30°C . В этом случае надо учесть разницу в средней T добываемой воды и стандартной величиной 60°C . Она создает дополнительный множитель в формуле расчета W , составляющий $(T_{cp} - 20)/40$.

Таким образом, задача сводится к расчету T для данного региона (данного распределения теплопроводности с глубиной) при разных реальных для региона ТП и последующему расчету W для глубины бурения 6000 м (проведены и вычисления для 4500 и 3000 м). Учет конкретной температуры поверхности в месте расчета глубинных T дает вариации значений W до $\pm 4\%$ (например, при замене 8°C на $6 \div 10^\circ\text{C}$). Поэтому в принципе можно во всем регионе ввести одну T_0 при расчете T по ТП.

Очевидно, что коэффициент температурного извлечения - не константа. Его необходимо определить, ориентируясь на реальные условия рассматриваемой процедуры. Он установлен для градиентов ($^\circ\text{C}/\text{м}$): 0,02 - 0,108, 0,03 - 0,127, 0,04 - 0,136, 0,05 - 0,141.

Оценены значения ТП (мВт/м²), при которых достигается определенный уровень W_6 (т у.т./м²). 50 - 3, 59 - 4, 68 - 5, 77 - 6 на ЮУМ и 56 - 4, 64 - 5, 73 - 6, 81 - 7, 90 - 8 на Скифской плите.

Убеждаемся, что плотности ресурсов, отвечающие категории S_3 , сравнительно широко распространены (рис. 4.12), в том числе - и на акваториях, где перспективы их использования сомнительны.

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

Представляет некоторый интерес сравнение величин W с данными по месторождениям углеводородов. Рассмотрим плотность запасов энергии, которую можно получить в виде товарного тепла из крупного нефтяного месторождения в ДДВ (без учета затрат энергии на транспортировку нефти и при к.п.д. преобразования в полезное тепло 0,8). Примем такие реальные параметры месторождения: мощность продуктивного слоя - 180м, пористость пород коллектора - 0,15, коэффициент заполнения пор - 0,75, коэффициент извлекаемости - 0,37, плотность нефти - 0,8 т/м³. Получаем 8,8 т у.т./м². На мелком месторождении (которое в условиях Украины считается рентабельным эксплуатировать при наличии готовых скважин) плотность запасов на порядок меньше. Таким образом, даже по концентрации геотермальная энергия сопоставима в ряде районов с сосредоточенной в традиционно используемых месторождениях углеводородов. Площади распространения ее несопоставимо больше. Фонд законсервированных скважин значителен во многих регионах, в том числе – в рассматриваемом.

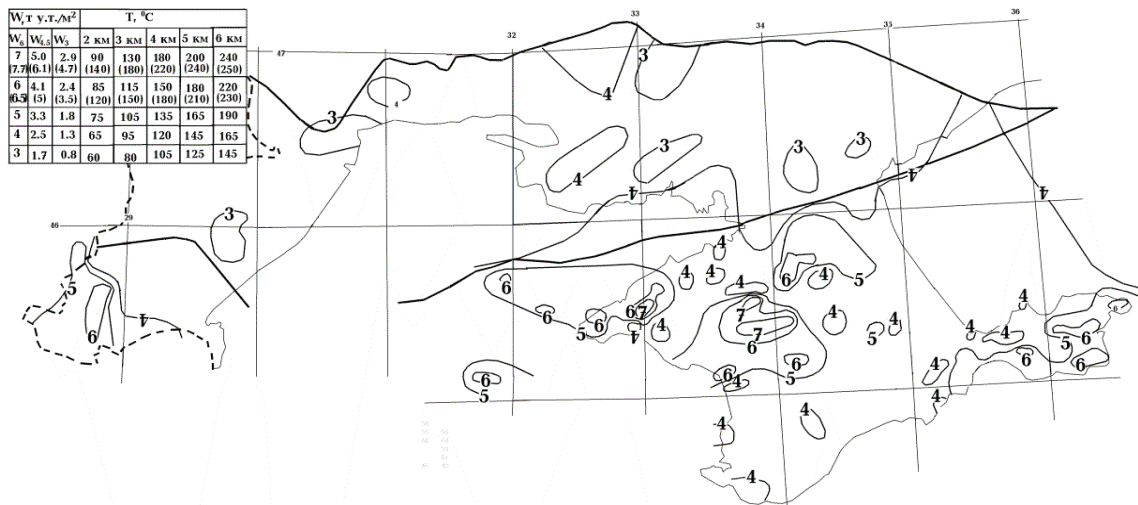


Рис. 4.12. Распределение геотермических ресурсов и температур на глубинах 2-6 км на территории Южно-Украинской моноклинали и Скифской плиты.

Для вычислений использовались значения средних теплопроводностей в интервалах глубин 0-1,5, 1,5-3, 3-4,5 и 4,5-6 км, 1,8, 2,2, 2,65, 2,65 Вт/м.°С. на Южно-Украинской моноклинали и 1,6, 2,05, 2,5 2,65 – на Скифской плите.

Приведенный выше расчет K предусматривает "одноразовую" методику добычи тепла. В этом смысле величина W (W_6) представляется резко заниженной. Понятно, что извлечение энергии можно продолжать и после исчерпания ее источника на глубине 5,5-6 км (не исключено, что без бурения дополнительных скважин). Возможным представляется получение энергии с глубин не менее 2,5-3 км при геотермическом градиенте 2°С/100 м. Проведя соответствующие вычисления для других глубин подошвы эксплуатируемого интервала (H , в км), получим значения $W = (0,427H - 0,07)(\gamma - 2,7 + 0,3H)$. Например, при типичном в ДДВ тепловом потоке 45 мВт/м², "полная" величина W увеличится по сравнению с W_6 в 4,5 раза. Отметим, кстати, что, используя данные по регионам, для которых характерны различные значения W_6 , легко получить (для диапазона W_6 2,5-10) $W_3 = 0,53(W_6 - 1,5)$ и $W_{4,5} = 0,78(W_6 - 0,8)$.

В основе расчета глубинных температур для оценки геотермических ресурсов лежит представление о кондуктивном теплопереносе в рассматриваемом интервале глубин. Выше было высказано предположение о наличии в верхней коре под интенсивными аномалиями ТП существенной конвективной составляющей. Отметим, что при включении этого компонента W и T при тех же ТП существенно увеличатся. Соответствующие оценки сделаны для наиболее прогретых (сравнительно мало распространенных в регионе) районов

ГЛАВА 4. ТЕПЛОВЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

с W_6 6 и 7 т у.т./м². Результаты приведены в скобках в таблице на рис. 4.12. Они говорят о существенном увеличении плотности геотермических ресурсов и глубинных температур.

В рассмотренных районах возможно получение теплоносителя с температурой $\geq 210^{\circ}\text{C}$, т.е. производство пара, пригодного для выработки электроэнергии без догрева извлекаемой воды. Причем такая процедура осуществима не только на максимальной глубине, но и на глубинах 3 и 4.5 км. Это уникальная ситуация для территории Украины, подобная существует еще только на части Закарпатского прогиба и Донбасса.

Использование современных технологий ГЦС с введением во внутренний контур жидкостей с температурой кипения значительно меньше, чем у воды, позволяет вырабатывать электроэнергию с использованием скважин существенно меньшей глубины (поставляющих воду с температурой порядка $120\text{-}130^{\circ}\text{C}$). Это резко расширяет территорию, где возможно строительство рентабельных геотермальных электростанций на Скифской плите.

Максимально перспективным представляется (если исключить сжигание минерального топлива как экологически неприемлемое) комплексное использование на электростанциях Скифской плиты нагретого флюида и метана из законтурных скважин газовых месторождений. К последним можно отнести и скважины на месторождениях, выработанных до нерентабельности добычи газа. Естественно, возможен и предварительный нагрев воды перед ее использованием на обычных тепловых станциях Крыма, что позволит существенно экономить топливо.

На всей площади региона суммарные ресурсы категории C_3 составляют около 0,3-0,4 трлн. т у.т. (без учета площади акватории), что почти на порядок больше всех запасов горючих ископаемых (которые более чем на 95% состоят из каменного угля Донбасса) Украины (Гордиенко и др., 2002). Напомним, что при использовании тепла не только на максимальной глубине, но и на промежуточных, ресурсы увеличиваются в несколько раз.

ГЛАВА 5. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЮГА УКРАИНЫ

В современной геоэлектрической литературе можно встретить довольно различные представления о содержании используемых методов изучения Земли и об их возможностях (в частности, глубинности). Поэтому рассмотрение результатов исследований (охватывающих большую территорию, чем изученная другими методами глубинной геофизики в данной работе) рационально предварить кратким описанием используемого авторами подхода.

5.1. Глубинные геоэлектрические зондирования

Магнитовариационные зондирования (МВЗ). Физическая сущность МВЗ состоит в том, что при индукционном возбуждении ионосферными и магнитосферными токами импеданс или кажущееся сопротивление (ρ_k) оценивается из соотношения вертикальной и горизонтальных компонент вариаций МТ-поля на поверхности Земли. Для зондирования используют спокойные солнечно-суточные Sq-вариации и Dst-вариации (мировые геомагнитные бури).

На территории Украины для получения индукционных кривых МВЗ имелась возможность использовать наблюдения на обсерваториях Киев (KIV), Львов (LVV), Одесса (ODE) и Ястребовка (ЯСТ). Обсерватория KIV расположена в центре юго-западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Обсерватория ODE находится в пределах ЮУМ, а ЯСТ - в центре крымской части Скифской плиты.

Кривые МВЗ в KIV, ODE и LVV опубликована в монографии В.Ю. Семенова (Semenov, 1998) и с учетом сферичности в (Semenov et al., 1999), а в ЯСТ в (Logvinov et al., 2001). Для анализа были взяты среднечасовые данные по обс. ОДЕ за период с 1962 г. по 1992 г., по обс.ЯСТ среднестичасовые значения магнитных компонент за период 1992-1994 гг.

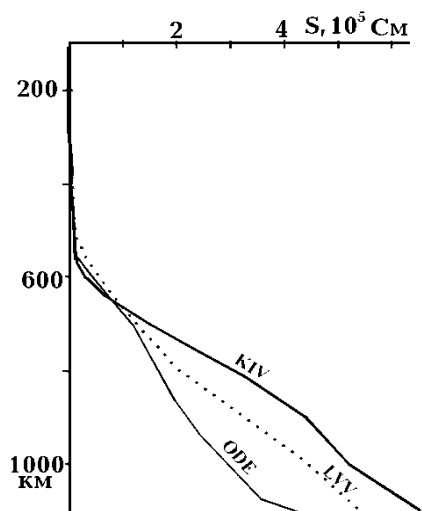


Рис. 5.1. Распределение интегральной проводимости ($S\Sigma$) с глубиной в обсерваториях Украины.

По результатам интерпретации обобщенных кривых МТЗ и МВЗ, выполненной в рамках проекта CEMES (Semenov et al., 2008), обнаружилось изменение параметров геоэлектрического разреза мантии на обсерваториях Украины. В краевых частях ВЕП (обсерватории LVV, ODE) интегральная проводимость ($S\Sigma$) мантии на глубинах больших 600 км уменьшается по отношению к KIV (рис. 5.1). Трудно определить, где происходит смена разреза. Было принято, что восточнее Кировоградской аномалии электропроводности (КирАЭ) граница УЩ проходит вдоль широты 47.2° , а западнее

КирАЭ - 47.4° . Соответственно в качестве опорных использовались кривые МВЗ: для УЩ – Киев (KIV), для остальной территории – Одесса (ODE).

Метод магнитотеллурических зондирований (МТЗ) основан на представлении внешнего источника МТ-поля как плоской волн, падающей на горизонтально-слоистую Землю. Горизонтально-слоистая модель часто не соответствует реальному геоэлектрическому строению среды. В результате взаимодействия с МТ-полем геоэлектрических неоднородностей возникают различного рода эффекты, которые по-разному отражаются на магнитных и электрических компонентах поля. Наиболее значительными эффектами являются индукционный и гальванический.

ГЛАВА 5. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЮГА УКРАИНЫ

Индукционный эффект связан с перераспределением теллурических токов между вмещающей средой и аномалиями электропроводности. На кривых МТЗ он проявляется в виде слоев. Эффект зависит от частоты и исчезает с увеличением периода регистрации. В общем случае для его учета требуются площадные наблюдения с использованием специальных методик, которые могут частично решить эту задачу.

Гальваническое искажение МТ-поля приводит к смещению амплитудных кривых МТЗ (кривых кажущегося удельного электрического сопротивления ρ_k). Для исключения этого эффекта кривые МТЗ нуждаются в нормализации - восстановлении нормального положения низкочастотных ветвей, отражающих электропроводность нижних частей тектоносферы. Предполагается, что на глубинах, превышающих 400 км, горизонтальные изменения электропроводности малы и кривые МТЗ, полученные в различных районах, должны сливаться на периодах, превышающих 3 часа. Практически обычно нормализация заключается в смещении низкочастотных частей кривых ρ_k по вертикали до совмещения с кривой ρ_k , соответствующей региональному геоэлектрическому строению региона исследований (в случае согласия фазовых кривых МТЗ с опорной кривой).

5.2. Экспериментальные данные

В последние десятилетия XX в. на исследуемой территории были проведены многочисленные геоэлектрические наблюдения с использованием как аналоговой, так и цифровой (первого поколения) аппаратурой (электроразведочными станциями МТЛ-71 и ЦЭС-2) производственными организациями Украины (Дьяконова и др., 1986, Ингеров и др., 1987, 1988, 1993; Рокитянский И.И., Креймер, 1984, Свириденко и др., 1976, 1978, Baysarovich et al., 1988, Ingerov et al., 1999). Регистрация МТ-поля производилась сотрудниками Института геофизики НАН Украины (ИГФ) аналоговой магнитоэлектрической станцией МЭВС (Бурьянов и др., 1985; Гордиенко и др., 1982, Кулик и др., 1984; Burakhovich et al., 1995, 1998), а в последние годы с использованием цифровой аппаратуры последнего поколения (Гордиенко и др., 2005, Кулик и др., 2013, Логвинов, 2012, Рокитянский и др., 2012;).

Результаты МТЗ производственных организаций опубликованы в виде кривых МТЗ в направлении измерительных линий (которые ориентировались на север и восток), в основном, в диапазоне периодов от 0.1 до 1000-2000 с. В современных методах интерпретации требуются комплексные значения вертикальных магнитных переходных функций (vertical magnetic transfer function – $vTFs$ по (Egbert, 2002)). Т.к. записи МТ-поля с помощью ЦЭС-2 велись на магнитную ленту их невозможно использовать для переобработки с помощью современных программ. Поэтому при интерпретации пришлось использовать только имеющиеся кривые МТЗ. Параметры вертикальных магнитных переходных функций в результатах производственных организаций представлены только в виде амплитуд и поэтому не использовались для интерпретации.

Согласно принятой методике интерпретации (Гордиенко и др., 2005) для дальнейших исследований были отобраны кривые МТЗ, в которых обязательно имелись фазы импеданса. В результате такого подхода из анализа были исключены все данные, приведенные в (Бурьянов и др., 1985, Кулик, Бурахович, 1984; Свириденко и др., 1976, 1978;). Были проанализированы кривые МТЗ примерно в 400 пунктах производственных организаций и 70 пунктах ИГФ.

Индукционные зондирования, к которым относятся методы, использующие вариации МТ поля, в диапазоне периодов больше 1 с обладают плохой разрешающей способностью по отношению к породам с большим удельным электрическим сопротивлением. Поэтому задача индукционных зондирований заключается в поиске объектов пониженного сопротивления (ОПС), залегающих в толще пород, сопротивление которых в несколько раз превышает ρ ОПС.

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

5.3. Результаты моделирования. 1-D инверсия

В настоящей работе для оценки геоэлектрических параметров земных недр применялись методы одномерной (1D), двумерной (2D) и трехмерной (3D) инверсий результатов магнитотеллурических исследований.

1-D инверсия. Подбор параметров глубинного геоэлектрического разреза основывался на одномерной инверсии обобщенных кривых зондирования. Для этой цели использовались инверсия Паркера (Parker et al., 1981) (D+ алгоритм) и инверсия OCCAM (Constable et al., 1987). Первый метод основан на представлении разреза в виде слоев нулевой мощности, но конечной проводимости. По нему можно оценить суммарную продольную проводимость объектов, причем для построения разреза используется кривая ρ_k во всем наблюдаемом диапазоне периодов одновременно. Второй - заключается в подборе плавно изменяющихся по проводимости конечного числа слоев, аппроксимирующих экспериментальные данные. Инверсия OCCAM больший вес придает значениям фаз импеданса.

Для цели построения глубинного геоэлектрического разреза были построены интерпретационные кривые зондирования путем совмещения кривых МТЗ в отдельных пунктах с опорной кривой МВЗ. Так как опорные кривые начинаются с периода 21600 с. Для уменьшения неопределенности интерпретации разрыв в диапазоне периодов МТЗ и МВЗ должен быть минимальным. Но для большинства экспериментальных кривых имеются данные до 1000 с, по которым можно обосновано судить о геоэлектрическом разрезе в лучшем случае только для земной коры. Во всех случаях для интерпретации использовались только те МТЗ, фазовые кривые которых согласовывались с опорными кривыми МВЗ в пределах погрешности измерений фаз. Затем по мере надобности вводилась поправка в наблюдаемые амплитудные кривые МТЗ.

Результаты 1D инверсии использовались для решения двух задач. Первая - построение карты суммарной продольной проводимости осадочного слоя (S_{oc}) по кривым МТЗ в диапазоне периодов от 1-10 до 900-10000 с. Вторая - в построение площадных моделей геоэлектрического разреза на глубинах земной коры и мантии по кривым МТЗ в диапазоне периодов от 1-10 до 1600-10000 с.

Карта S_{oc} . В первую очередь был проведен анализ многочисленных данных вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) с разносами до 5000м, проинтерпретированных с использованием данных электрокаротажа (Ингеров и др., 1988, Креймер, 1984, Свириденко и др., 1976, 1978). Он показал, что трудно разделить по сопротивлению разновозрастные слои пород осадочной толщи. Поэтому построена карта S_{oc} , соответствующей всей толще пород над кристаллическим фундаментом.

Рассматриваемый регион включает южные части УЩ, для которых использовались известные карты S_{oc} (Ингеров и др., 1988, Трегубенко и др., 1994). Карта S_{oc} Южно-Украинской моноклинали для глубин порядка 1км построена на основании анализа данных электроразведочных методов на постоянном токе (ВЭЗ, ДЭЗ) и метода теллурических токов (Логвинов и др. 2005). Для южной части ЮУМ использовались данные одномерной инверсии кривых МТЗ. Максимальные значения S_{oc} наблюдаются в наиболее погруженной части ЮУМ. Карта в общих чертах согласуется с, представленной в (Ингеров и др., 1988). С юга к ЮУМ примыкают территории Придобруджского прогиба, Каркинитско-Северокрымского прогиба и акватория Черного моря (ЧМ). На территории Придобруджского прогиба и Северной Добруджи при построении карты S_{oc} были взяты значения, определенные по асимптотическим формулам в работе А.И.Ингерова (Ингеров и др., 1987). На территории Крыма, Придобруджского прогиба и Добруджи карта S_{oc} построена на основании одномерной инверсии кривых МТЗ с привлечением данных дипольных электрических зондирований и электрокаротажа. В настоящей работе схема S_{oc} акватории ЧМ построена с использованием методики определения суммарной продольной проводимости акватории, предложенной в (Логвинов, 2012).

В связи с имеющейся плотностью и неравномерностью распределения экспериментальных данных карта (рис. 5.2) соответствует масштабу 1:5000000. Карту можно

ГЛАВА 5. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЮГА УКРАИНЫ

считать соответствующей всей мощности осадков (S_{oc}). В связи с неравномерностью сети трудно оценить погрешность проведения изолиний S_{oc} . Учитывая неопределенности, возникающие при оценке S поверхностных отложений Черного моря, на карте изолинии проведены сугубо схематично.

Величины S осадочного чехла при переходе от УЩ к ЮУМ и далее к югу Украины изменяются от 10-40 См до нескольких сотен сименсов. Южнее УЩ изолинии протягиваются параллельно границе южного склона и согласуются с изолиниями мощности осадочных пород. S осадков Южно-Украинской моноклинали и Добруджи, в основном, не превышают 600-700 См. Отметим, что в центре Добруджи имеется небольшой район (который не может быть отражен на карте масштаба 1:5000000), где значения S_{oc} достигают 1000 См.

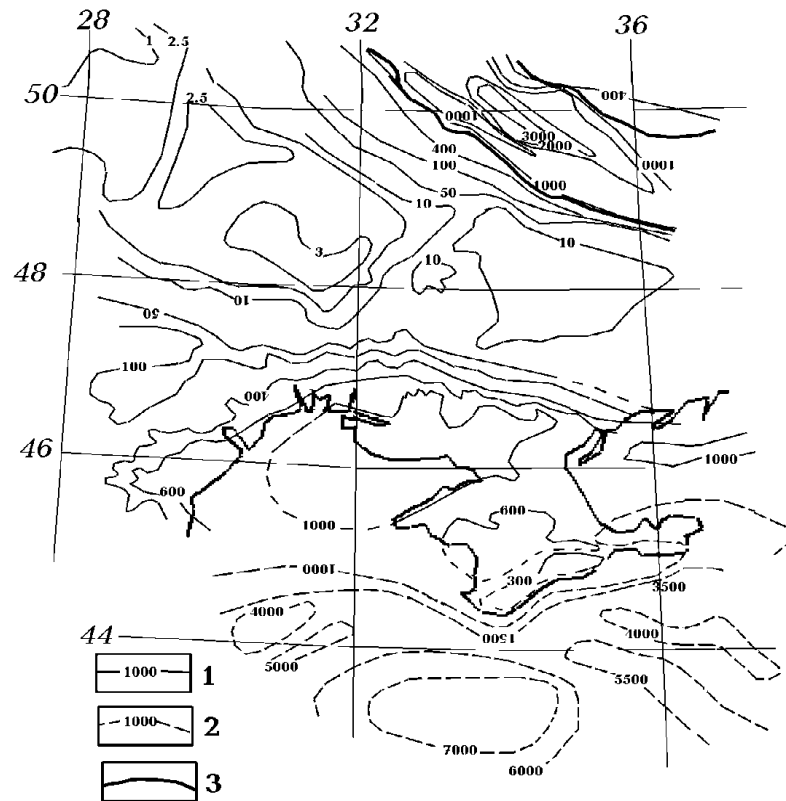


Рис. 5.2. Схема суммарной продольной проводимости осадочного чехла (S_{oc} , См) центральной и южной Украины. Изолинии S_{oc} : 1 – достоверные, 2 – предполагаемые. 3 – граница ДДВ.

Пестрота литологического состава пород и малая плотность пунктов наблюдений затрудняют корректное соотнесение с ними значений S_{oc} в переходной зоне от ЮУМ к Каркинитско-Северокрымскому прогибу. В этой области S_{oc} на континенте больше 800 См и такая же величина предполагается на территории Одесского залива. Территория Каламитского, Новоселовского и Симферопольского поднятий характеризуются значениями S_{oc} менее 600 См. В Горном Крыму значения S_{oc} не превышают 200-300 См.

Наименее представительные результаты имеются для территорий Азовского моря и Индоло-Кубанского прогиба. В центральной части Азовского моря (согласно данным дипольных зондирований на постоянном токе) значения S_{oc} превышают 1000 См. На территории прогиба пунктов наблюдений мало и их частотный диапазон не позволяет уверенно судить о значениях S всей мощности осадочной толщи.

Исследование мантии. В 1914 г. Дж. Барелл обозначил термином “астеносфера” (понятие “астеносфера” ввел в 1904 г. Ван-Хайз) слой пониженной вязкости, твердости и прочности, расположенный в верхней части мантии. В настоящее время термин все чаще

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

используется для обозначения зон частичного плавления пород мантии на разных глубинах. Подразумевается, что именно превышение солидуса и появление жидкости служит причиной значимой неустойчивости (пониженной вязкости) вещества. Возникающие при этом флюиды приводят к возникновению различных полезных ископаемых и могут способствовать сейсмичности. Многие геофизические данные говорят об отсутствии такой непрерывной геосферы в соответствующем интервале глубин, о распространении здесь спорадически возникающих (при прогреве поднявшимися астенолитами) и исчезающих (при их остывании после прекращения подпитки перегретым веществом снизу) линз частично расплавленных пород.

В середине XX столетия определился рубеж 670 км, который стал рассматриваться в качестве раздела верхней и нижней мантии; с ним связывается изменение свойств мантии, которые отражаются в геофизических полях. Терминология недостаточно устоялась, как вариант предлагается выделение верхней (30-670 км), средней (670-2200 км) и нижней (2200-2900 км) мантии, а также (Пушаровский и др., 2010) две зоны: в верхней и нижней частях средней мантии.

В (Гордиенко и др., 2011) рассматривается возможность существования “глобальной астеносферы”, имея в виду выделение объекта, охватывающего всю планету и занимающего верхнюю часть средней мантии (по определению в (Пушаровский и др., 2010)). Имеющаяся оценка связанной с ним аномалии скорости распространения сейсмических волн показывает, что сейсмологическими методами обнаружить его трудно. Выделение отвечающей “глобальной астеносферы” аномалии проводимости представляется вполне достижимым.

Рассмотрим результаты оценки распределения геоэлектрических параметров мантии – интегральной проводимости (S_{Σ}) и проводимости (σ) отдельных слоев - до глубин 900-1200 км на территории юга УЩ, ЮУМ и Крыма (рис. 5.3-5.4). Известно, что на оси двумерных аномалий электропроводности продольные кривые МТЗ дают реальные оценки геоэлектрического разреза. Поэтому были проинвертированы кривые МТЗ, расположенные в осевой зоне Кировоградской аномалии электропроводности (КирАЭ) шириной около 80 км.

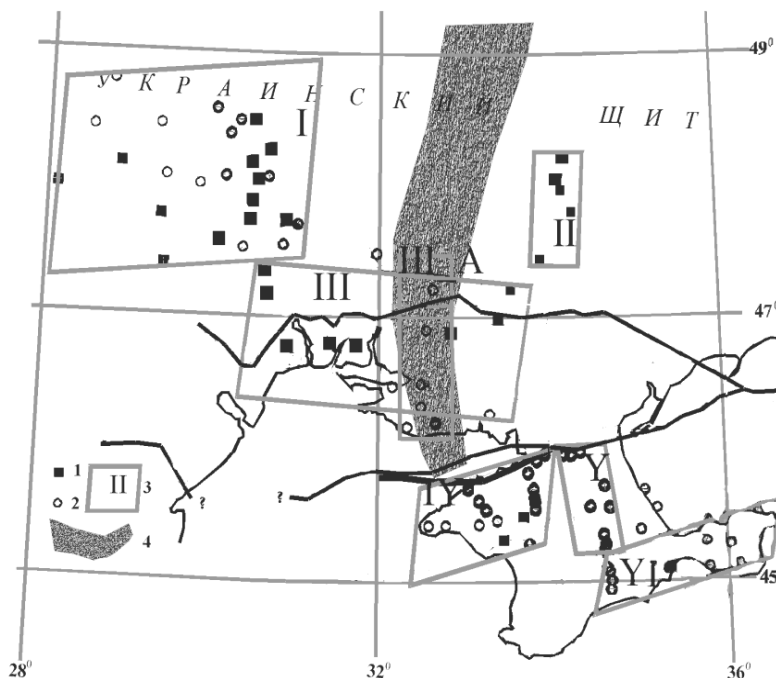


Рис. 5.3. Пункты наблюдений (1 – ИГФ, 2 – производственных организаций). Участки осреднения градиента S_{Σ} (3). Проекция объекта КирАЭ (4).

Анализ распределения σ по площади был проведен путем построения осредненных зависимостей σ для участков, пункты на которых расположены компактно. Оказалось, что на исследованной площади можно выделить 7 таких участков (рис. 5.3).

При представлении геоэлектрических параметров разреза в виде распределения интегральной проводимости ($S_{\Sigma} = \sum S_{in}$, где S_{in} суммарная продольная проводимость каждого слоя, полученного по инверсии ОССАМ) с глубиной резко уменьшается разногласие индивидуальных моделей (что было обосновано теоретически в работе (Berdichevsky et al., 2002)) и лучшим образом соответствует погрешностям экспериментальных данных. Поэтому для дальнейшего обсуждения было

ГЛАВА 5. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЮГА УКРАИНЫ

выбрано представление результатов на всех пунктах в виде зависимости S_{Σ} от глубины. Для выяснения характера изменения проводимости всей мощности пород в каждом пункте был вычислен градиент S_{Σ} (град. $S_{\Sigma} = (S_{\Pi} - S_{\text{К}})/N$, где S_{Π} , $S_{\text{К}}$ соответственно значения на подошве и кровле слоя мощности N). До глубины 500 км $N = 50000$ м (т.е. кратной средней мощности земной коры территории) и $N = 100000$ м для больших глубин (что соответствует мощности слоев, выделяемых при инверсии ОССАМ).

По существу градиент S соответствует продольной проводимости выбранного интервала глубин. Преимуществом предлагаемой методики является исключение влияния суммарной продольной проводимости земной коры в пунктах наблюдений.

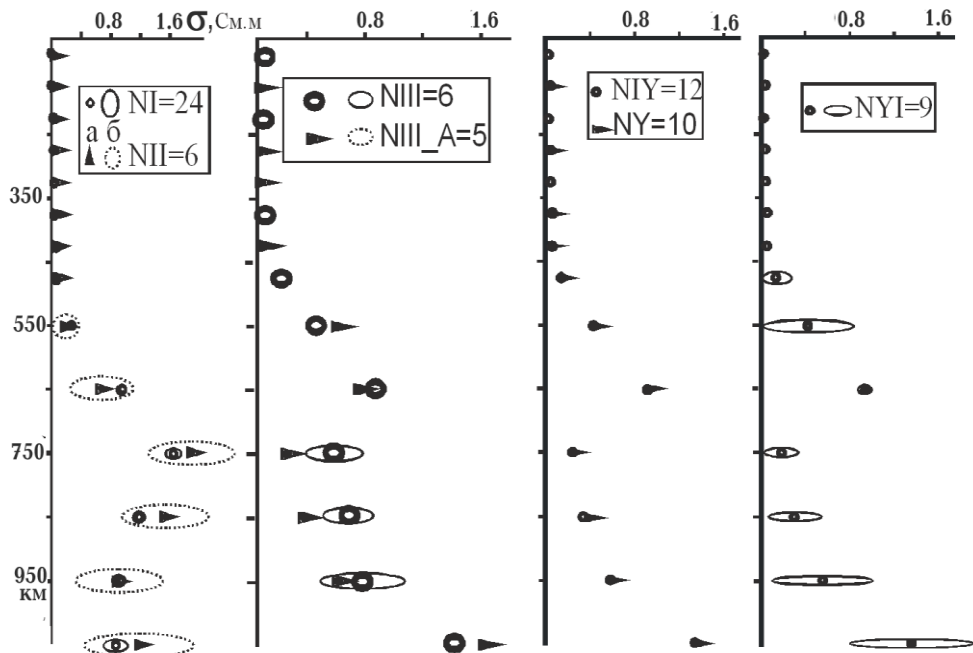


Рис. 5.4. Распределение с глубиной проводимости: $N(I)$ – количество пунктов и номер участка. Длинные оси эллипсов соответствуют величине среднеквадратичного отклонения.

На рис. 5.4 приведены графики распределения σ для каждого участка. На глубинах более 450 км видно резкое увеличение σ , появляется слой, центр (где достигаются максимальные значения σ) которого находится на глубине 750 км для УЩ и 650 км для расположенной южнее территории. В большинстве участков на глубинах более 350 км распределения σ не отличаются более чем на 20% от такового для геомагнитных обсерваторий. Оценки мощности очень приблизительны, но позволяют сопоставлять параметры слоя с другими геолого-геофизическими данными. Мощность слоя изменяется от 150 до 180 км на территории УЩ до 100-110 км южнее. Проводимость слоя на территории ЮУМ не отличается как в осевой зоне КирАЭ, так и в остальной части моноклинали. На глубинах больших 700 км проводимость в осевой зоне КирАЭ несколько меньше. На территории Скифской плиты и Горного Крыма проводимость одинакова и выше, чем на ЮУМ.

Используя результаты, приведенные в (Логвинов и др., 2015), можно рассмотреть изменения S_{Σ} и σ мантии на профиле от обсерватории Минск (МНК) до берега Черного моря (рис. 5.5). Распределение S_{Σ} приведено для глубин, интервалы между которыми были использованы для вычисления проводимости слоев. Распределение проводимости с глубиной для удобства изображения представлено в виде графиков продольных электрических сопротивлений (ρ) выбранных слоев.

По значениям S_{\square} и ρ наиболее четко выделяются 2 слоя. Верхний -100-450 км (соответствует верхней мантии). Интегральная проводимость увеличивается от кровли к подошве слоя на порядок, достигая величины $S = 10^4$ См и ρ около 10 Ом·м на подошве. К

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

нижнему слою, судя по графикам распределения ρ , можно отнести интервал глубин ниже 600 км. Значения S_{Σ} на глубине 700 км в 1.5 раз больше чем на подошве верхнего слоя, приближаясь к величине порядка 10^6 См на глубине 1250 км. Значения ρ толщи, в основном, менее 1 Ом·м. Наиболее низкие ρ характерны для интервала глубин 650-850 км.

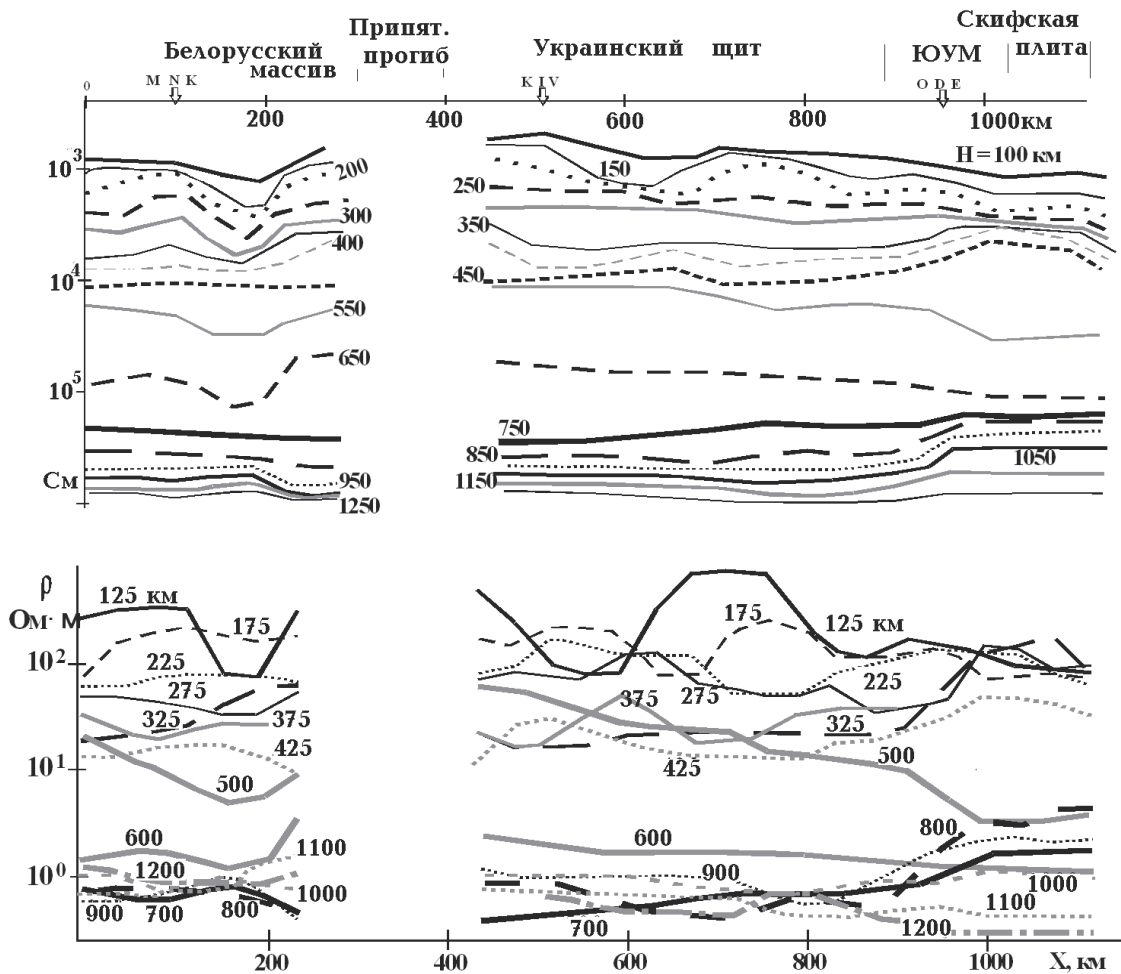


Рис. 5.5. Изменения параметров геоэлектрического разреза вдоль профиля Минск – Черное море (см. текст).

Приведенные величины геоэлектрических параметров характерны для ВЕП. При переходе от ВЕП к Скифской плите и далее к югу в интервале глубин 400-1050 км значения S_{Σ} уменьшаются, а ρ увеличиваются. На протяжении профиля можно выделить несколько участков значительных отличий геоэлектрических параметров. На территории Беларуси в интервале глубин 100-350 км наблюдается резкое увеличение S_{Σ} , но поведение ρ скорее указывает, что это явление вызвано объектом, расположенном на глубинах менее 100 км. Пространственно участок соответствует Бобруйскому погребенному выступу и характеризуется повышенными значениями S_{oc} (в частях Белорусского массива севернее, западнее и южнее S_{oc} в 5 раз меньше) (Астапенко, 2012). Следующий участок в интервале пикетов 600-800 (пространственно расположенный в Голованевской зоне) характеризуется повышенными значениями ρ в интервале глубин 100-150 км. Кроме рассмотренных участков ундуляции значений ρ на части профиля от MNK до ЮУМ укладываются в погрешности, связанные с точностью построений кривых МТЗ.

Таким образом, в общем виде разрез мантии в рассмотренном интервале глубин можно представить в виде трехслойного. Первый слой соответствует верхней мантии, характеризуется довольно плавным изменением ρ от нескольких сотен до нескольких десятков омметров (от кровли к подошве). Второй слой трудно охарактеризовать каким-то

ГЛАВА 5. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЮГА УКРАИНЫ

определенным значением сопротивления, он отражает резкий переход от ρ первого слоя к третьему. Третий слой, расположенный у подошвы верхней мантии, характеризуется наличием высокопроводящей зоны.

5.4. Результаты моделирования. 2-D инверсия

Экспериментальные данные оказались распределенными таким образом, что пункты наблюдений могут быть сконцентрированы вдоль нескольких профилей, пересекающих исследуемую территорию как в меридиональном, так и широтном направлениях (рис. 5.6).

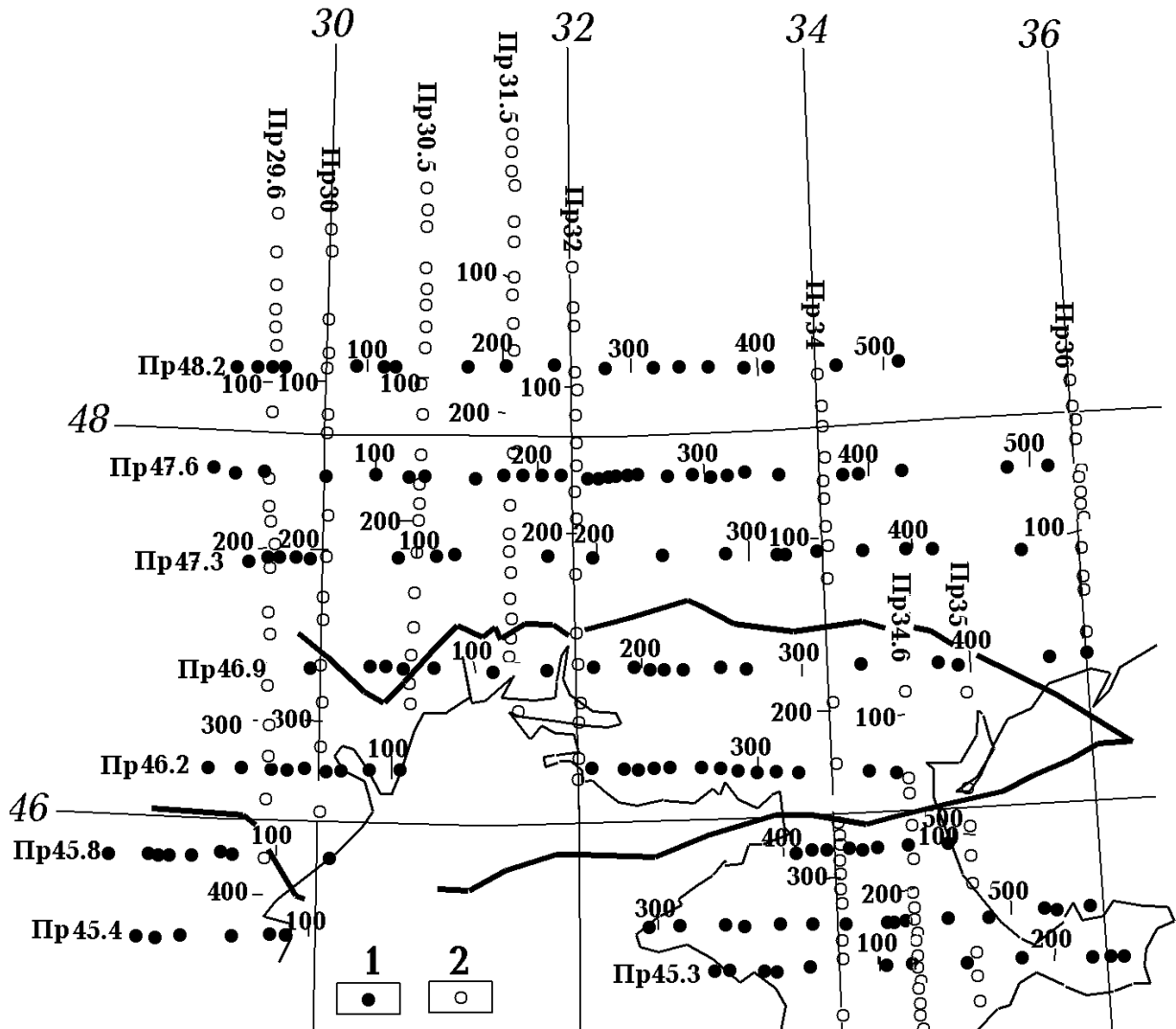


Рис. 5.6. Расположение профилей двумерного моделирования.

Пункты наблюдений, снесенные на профили: 1 – широтные, 2 – меридиональные.

Интерпретация всех данных выполнена по двум программам двумерного моделирования (обратная задача) – с использованием алгоритма REBOCC (Siripunvarorn et al., 2000). Особенностью применения программы REBOCC было использование ключей программы инверсии, которые позволяли учитывать реальное наличие экспериментальных данных для каждого параметра, в каждом пункте и на каждом периоде. Детальное описание методики использования программы дано в (Логвинов, 2012).

Имеющиеся экспериментальные данные позволили выполнить моделирование для меридиональных профилей в частотном диапазоне 4-3600 с и 1-1600 с для широтных профилей. Длина большинства профилей составила около 450 км. Используемый частотный диапазон и длина профилей дают основание строить геоэлектрические модели до глубин 70-80 км для меридиональных и до 50-60 км для широтных профилей. Для

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

составления первоначальной интерпретационной модели на всех профилях использовались априорная геолого-геофизическая информация.

Априорная информация. Для определения геоэлектрических параметров консолидированной земной коры необходимо как можно точнее учесть геоэлектрические параметры осадочных пород. Используя известные карты мощности осадочных пород (N_{oc}) (Карта..., 1988; Національний ..., 2014, Стратиграфія ..., 2006; Туголесов и др., 1985;) и построенную карту S_{oc} были вычислены значения продольного сопротивления ($\rho_l = N_{oc}/S_{oc}$) вдоль интерпретационных профилей. Получены Результаты 2D моделирования. На основании моделирования было выявлено несколько объектов пониженного сопротивления. В зависимости от простирания профилей моделирования наиболее уверенно выделяются ОПС, длинная ось которых перпендикулярна профилю. Для оценки геоэлектрических характеристик ОПС использовалась величина интегральной проводимости объекта $G = Q/\rho$ (где Q – площадь поперечного сечения блока пород постоянного сопротивления в m^2 , ρ – сопротивление блока пород в $Om \cdot m$), предложенной И.И.Рокитянским (Рокитянский, 1975). Основное влияние на величину G оказывают мощные проводники, поэтому на результирующих рисунках геоэлектрических моделей не показаны участки с ρ более 100 $Om \cdot m$, которые дают менее 10% вклада в величину G . Данные значения ρ_l были закреплены в стартовых моделях.

На рис. 5.7 представлена схема геоэлектрических разрезов вдоль широтных профилей. Рассмотрим наличие зон квазимеридионального простирания, соответствующих двумерной аппроксимации (где соотношение длины и ширины превышает 10). В центральной части территории вплоть до широты Горного Крыма прослеживается продолжение региональной Кировоградской аномалии электропроводности (КирАЭ), коррелирующей с Ингулеcko-Криворожско-Крупецкой зоной. Видно, что геоэлектрические параметры объекта изменяются от профиля к профилю. На территории ВЕП основной объект в контурах сопротивлений (ρ) менее 40 $Om \cdot m$ располагается в интервале глубин 10-70 км. В Крыму ширина объекта и величина G уменьшаются. Осевая часть ОПС вытянута вдоль 33⁰ в.д., ширина не превышает 50 км.

Результаты 2D моделирования. На основании моделирования было выявлено несколько объектов пониженного сопротивления. В зависимости от простирания профилей моделирования наиболее уверенно выделяются ОПС, длинная ось которых перпендикулярна профилю. Для оценки геоэлектрических характеристик ОПС использовалась величина интегральной проводимости объекта $G = Q/\rho$ (где Q – площадь поперечного сечения блока пород постоянного сопротивления в m^2 , ρ – сопротивление блока пород в $Om \cdot m$), предложенной И.И.Рокитянским (Рокитянский, 1975). Основное влияние на величину G оказывают мощные проводники, поэтому на результирующих рисунках геоэлектрических моделей не показаны участки с ρ более 100 $Om \cdot m$, которые дают менее 10% вклада в величину G .

Вторая зона (А на рис. 5.7) может быть протянута условно на всех профилях. На ВЕП зона простирается с ссз на ююв, а в Добрудже меняет простирание. Максимальные значения G восточной части зоны отмечаются от пр47.6 до пр46.9, сокращаясь к северу и югу. В Придобруджском прогибе снова выделяется ОПС с большими значениями G . Необходимо отметить, что южнее широты Одессы на профилях очень условно учтено влияние осадочного чехла Черного моря, поэтому оценки параметров ОПС в южной части зоны А менее достоверны.

Между двумя региональными зонами на профилях от 47.6 до 46.9 выделяются ОПС с малыми значениями G , которые расположены на одной линии. На Керченском полуострове в восточных краевых частях профилей выделяется ОПС с большим значением G . На современном этапе здесь имеются единичные пункты наблюдений, в которых есть кривые МТЗ с данными на периодах больше 900 с. При наличии в этой области мощных осадков для достоверного определения параметров ОПС здесь необходимы МТЗ с данными на периодах до 2-3 часов.

ГЛАВА 5. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЮГА УКРАИНЫ

Обратимся к схеме геоэлектрических разрезов вдоль меридиональных профилей (рис. 5.8) с целью определения, в первую очередь, наличия ОПС широтного простирания. Зона В протягивается от пр29.6 до 34, т.е. на расстояние около 200 км. Ширина зоны изменяется от 40-50 км до 100 км на пр30.5. Возможно, в зону входят две линейные подзоны, одна севернее 49° с.ш., другая – южнее. Восточнее 32° в.д. зона не прослежена ввиду отсутствия экспериментальных данных.

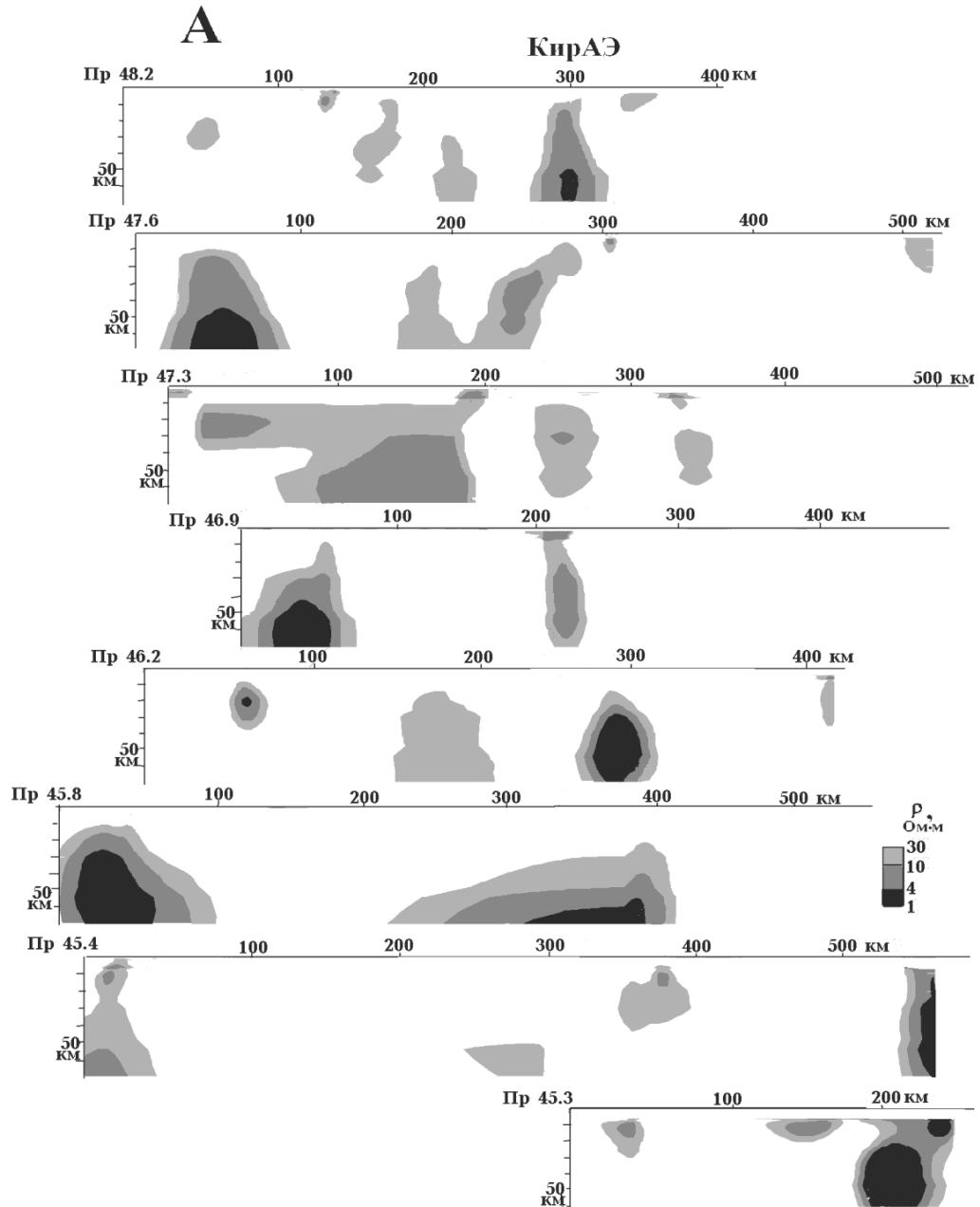


Рис. 5.7. Геоэлектрические разрезы вдоль широтных профилей.

Зона Г, расположенная между 47° и 48° с.ш., пересекает все профили, т.е. прослеживается на расстояние порядка 500 км. В интервале от 32° до 34° в.д. моделирование не проводилось в связи с присутствием здесь меридионального объекта КирАЭ, поэтому объединение в одну зону ОПС условно. Ширина зоны составляет от 50 до 100 км (в интервале от 30.5° до 31.5° в.д.). Возможно, она включает 2 или 3 подзоны.

Зона Д выделяется в Крыму только на профилях 34.6, 35 и не прослеживается в западном направлении. Возможно, она включает 2 подзоны. Для более достоверных выводов необходимы дополнительные экспериментальные данные как уплотняющие сеть наблюдений, так и в расширенном диапазоне периодов больших 1000 с.

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

В целом полученные результаты демонстрируют преобладание на территории южной и центральной Украины субмеридионально вытянутых объектов пониженного сопротивления. Такая их форма согласуется с вытянутостью тектонических зон Украинского щита. Возможно, следы подобных образований сохраняются в коре, несмотря на ее значительное преобразование в фанерозое, и под Скифской плиты.

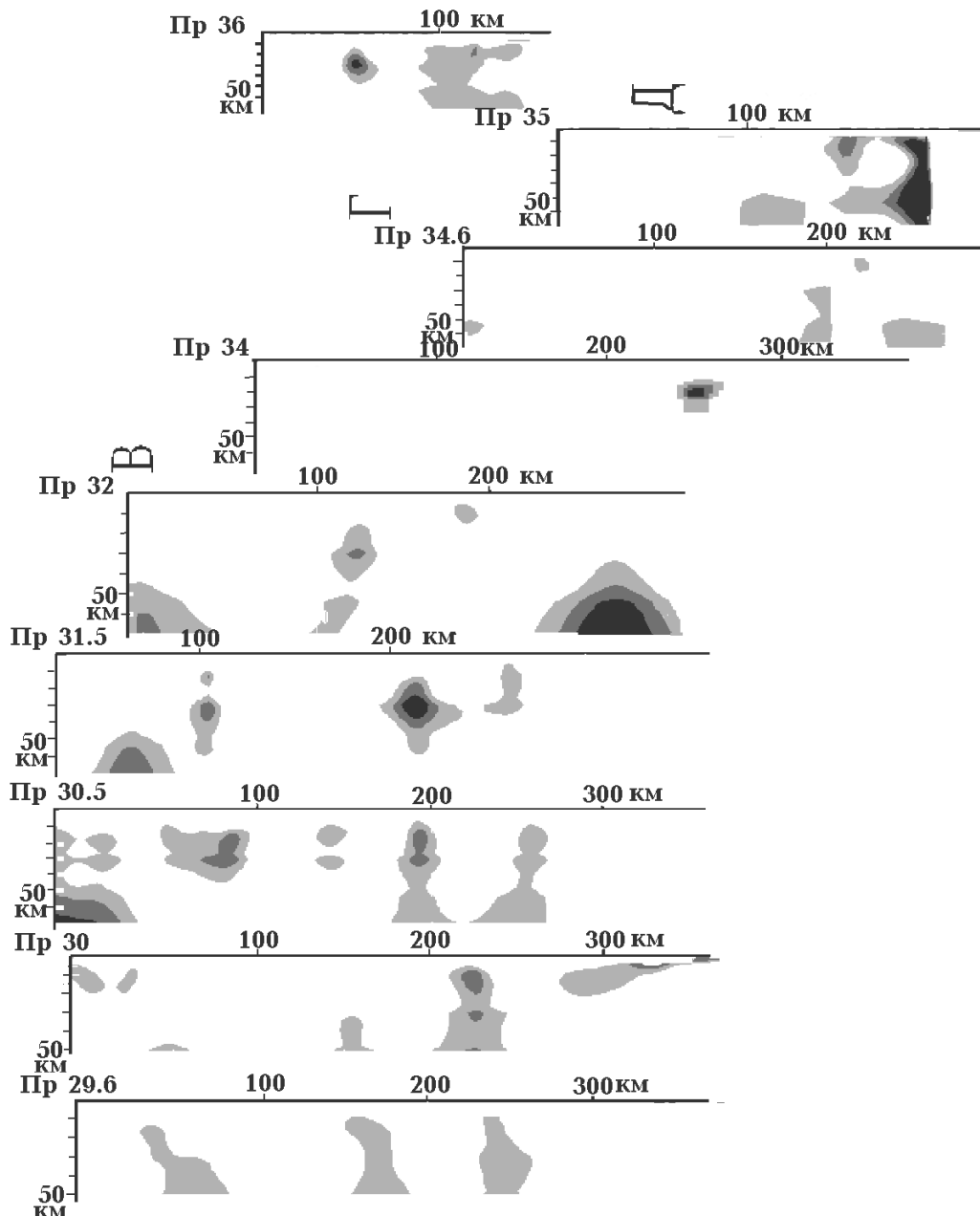


Рис. 5.8. Геоэлектрические разрезы вдоль широтных профилей.

5.5. Природа аномалий электропроводности

Можно сделать несколько замечаний о природе выявленных объектов пониженного сопротивления на разных глубинах.

Выше уже сказано о гипотетической связи проводящей зоны на глубинах более 600 км с небольшой степенью частичного плавления пород под переходной зоной от верхней мантии к нижележащим частям оболочки Земли.

Не вызывает сомнения влияние подземных вод разной концентрации и с разной минерализацией на проводимость пород осадочного чехла. Параметры таких объектов

ГЛАВА 5. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЮГА УКРАИНЫ

рассмотрены, в частности, в работе авторов (Гордиенко и др., 2006), посвященной ДДВ.

Реальность установленных при моделировании абсолютных величин электропроводности пород консолидированной земной коры неоднократно рассматривалась в работах авторов, посвященных, например, Кировоградской аномалии электропроводности (Гордиенко и др., 2005 и др.). Было показано, что влияние перегрева пород коры, небольшой степени частичного плавления и флюидизации пород (насыщения их растворами, возникающими при тепловой дегидротации образований амфиболитовой фации метаморфизма) в большинстве случаев достаточно для объяснения пониженных значений ρ . В экстремальных случаях привлекались представления о включениях графита (что на Украинском щите можно было аргументировать геологическими данными). Конечно, приведенные соображения нельзя считать окончательным ответом на вопрос о природе проводников. Исследования такой направленности необходимо продолжать. Но все же можно надеяться, что нарисованная картина в основных чертах реальна.

Однако для проводящих объектов в верхних горизонтах мантии такие же аргументы привести сложно. Прежде всего, это связано с отсутствием или скудностью информации по параметрам среды, важным для подобного расчета. В частности, кажется очевидным, что в мантии отсутствуют заметные концентрации графита. Кроме того, вынос магм из подкорового источника в кору должен существенно обеднить расплав летучими (или вообще сделать магму практически сухой). Второй фактор неопределенности – само определение величины ρ в рамках принятой (двумерной) модели. Вероятно, приблизиться к реальным величинам ρ проводящих объектов можно при построении полной трехмерной модели. Не исключено, что подобные построения станут реальными в будущем.

Если попытаться все же привести некоторые соображения в пользу того, что значения удельного электрического сопротивления, сопоставимые с приведенными на рис. 5.7 и 5.8, возможны в этом интервале глубин. Как показано в (Gordienko, 2016a и др.) формирование зон современной активизации сопровождается погружением в верхние горизонты мантии значительного количества коровых эклогитов. Возникает очень неоднородная по свойствам структура, фиксируемая, в частности, скоростными аномалиями (Pavlenkova et al., 2006). Для ряда изученных в этой работе регионов по данным о ксенолитах в кимберлитах доказано значительное распространение эклогитов в верхней мантии. Примерно для трети из них признано коровое происхождение, еще столько же не могут быть достоверно диагностированы.

Возможность частичного плавления пород увеличивается по сравнению с чисто перидотитовой мантией при тех же РТ-условиях. Не все образующиеся при этом флюиды могут быть вынесены магмой в кору. Часть растворится в магме. Расчет для реальных значений ρ и концентраций флюидов и магмы показывает, что значения удельного сопротивления могут достичь примерно 10 Ом·м.

Проведенная работа по изучению электропроводности тектоносферы южной и центральной частей Украины позволила существенно дополнить изученность ее территории данным методом. Это стало возможным в связи с использованием более плотной сети наблюдений. Используемые методы анализа экспериментальных данных могут быть применены и в других регионах Украины.

ГЛАВА 6. ГРАВИМАГНИТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Приводимая в этой главе информация прежде всего ориентирована на построение плотностной модели тектоносферы региона. Изучение региональных аномалий магнитного поля играет вспомогательную роль – магнитные модели коры применяются для уточнения плотностных. Но и такое применение магнитометрических данных оказывается довольно затруднительным в силу причин, рассмотренных ниже.

6.1. Магнитные модели коры ЮУМ

Построение магнитных моделей (распределений аномальной намагниченности пород коры) касается глубинных объектов, источники в приповерхностной зоне вызывающие возмущения размерами меньше нескольких десятков километров, не рассматриваются. Это связано с ориентировкой проводимых исследований на изучение глубинных процессов, по ходу которых перемещаются порции вещества указанных или кратных им размеров (см. гл. 2). Магнитное поле, обусловленное источниками в коре (точнее – в большей части коры) может отражать особенности состава ее пород, возникшие на протяжении всей геологической истории. Однако существенно намагничена только часть ортопород, поэтому указанное приложение магнитометрических данных очень ограничено и до настоящего времени не имеет отработанной методики (Печерский и др., 2002).

Построение моделей базируется на интерпретации региональных аномалий магнитного поля, которые в свою очередь выделяются при обработке наблюденного аномального поля. Этот процесс (сглаживание, пересчет на высоту, как правило, 10 км, вычитание из наблюденного поля эффектов малоглубинных источников) выполняется в работах разных авторов по-разному, с разной погрешностью. Ее оценки для некоторых случаев приводятся в работах (Бурьянов и др., 1987, Гордиенко, 2000, Крутиховская и др., 1982, Пашкевич и др., 1990 и др.) и составляют примерно $\pm 70-80$ нТл. Эта величина, скорее всего, может характеризовать вариации интенсивности аномалий при одной методике их выделения. Но и она показывает, что аномалии интенсивностью менее 200-250 нТл не могут считаться достоверно установленными.

На территории Южно-Украинской моноклинали разными авторами выделяются (или не выделяются) три региональные аномалии магнитного поля (РМА): с запада на восток – Одесская, Каховская и Западно-Приазовская. В последних случаях речь идет о довольно обычных по интенсивности и размерам небольших аномалиях, распространенных на Украинском и Балтийском щитах, их склонах и прилегающих участках Русской плиты. При такой величине возмущения оно может и не обнаружиться в качестве индивидуального объекта, значимо отличающегося от фона. Поэтому не удивительно, что аномалии присутствуют не на всех картах региональной составляющей магнитного поля.

Различия между картами на рис. 6.1 в достаточно полной мере характеризует отмеченные проблемы выделения РМА. Соответственно и результаты интерпретации аномалий следует воспринимать как приближенные. В то же время для Одесской аномалии явно будет получен источник с большой аномальной намагниченностью, т.е. большим содержанием магнитоактивных (и немагнитных рудных) минералов. Это приведет к весьма существенному изменению расчетного гравитационного эффекта коры (см. ниже). И такая правка не может быть полностью надежной.

С точки зрения проводимого исследования (в котором изучение источников в том числе и слабых возмущений является способом внесения поправок в расчетный гравитационный эффект коры) следует, вероятно, принять, что под восточными аномалиями в коре могут располагаться объемы пород с избыточной намагниченностью порядка 1,5 А/м. Это отвечает данным для источников аномалий примерно той же интенсивности, выделенных с большей определенностью (Гордиенко, 2000, Гордиенко и др., 2005, Крутиховская и др., 1982, 1986 и др.).

ГЛАВА 6. ГРАВИМАГНИТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

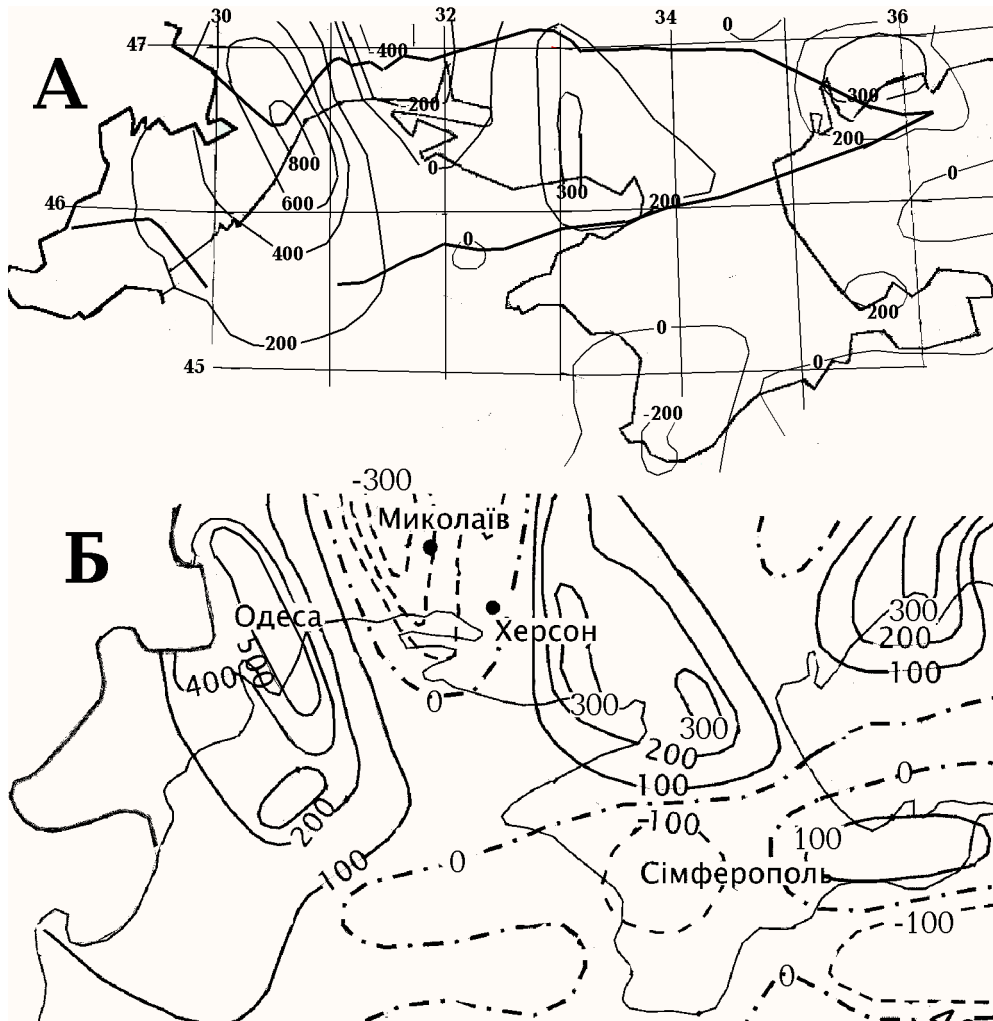


Рис. 6.1. Распределение региональной составляющей магнитного поля региона. А – по (Атлас..., 2002), Б – по (Орлюк, 2003). Изолинии поля – в нТл.

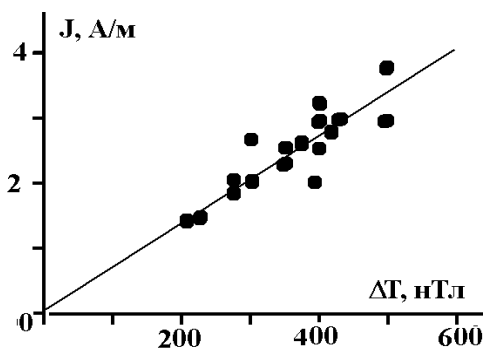


Рис. 6.2. Сопоставление интенсивности в максимуме и намагниченности источников некоторых РМА (Крутиховская и др., 1982, 1986).

Например, в восточной части Балтийского и на Украинском щите интерпретация региональных аномалий примерно подобного размера обнаруживает такую связь между их интенсивностью и намагниченностью пород источника (рис. 6.2).

Внешние границы источников располагаются, как правило, примерно на половине интенсивности аномалий. Глубины кровли и подошвы по данным разных авторов могут различаться очень существенно (Гордиенко и др., 2005, Печерский и др., 2002). Это связано, скорее всего, с неоднозначностью решения обратной задачи, но вполне может сказываться и неучет изменения намагниченности пород внутри источников. Основную роль в определении глубины подошвы играет температура. В регионе распространены зоны современной активизации, т.е. во многих случаях кора аномально прогрета. Согласно геотермометру Линдсли сростки ильменита и магнетита в породах Восточно-Европейской платформы образовались в интервале температур 1000-460°C при fO_2 , близком буферу QMF (Геншафт и др., 1997, Печерский и др., 2002). Основная намагниченность, как, в частности, и на Украинском щите, связана с магнетитом (Геншафт и др., 1997, 1999, Крутиховская и др., 1982), его температура Кюри на платформе севернее

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

ЮУМ (на Воронежском массиве) по данным работ (Геншафт и др., 1997, Соколов, 1978) составляет 575 ± 5 °С. Поэтому можно считать, что объекты аномалий полностью или на части площади ограничены глубиной около 20 км (см. гл. 4). Если последнее преобразование рудных минералов коровых пород в регионе завершилось достаточно давно, то можно ожидать (см. ниже) образования на этой и несколько меньшей глубинах максимальной концентрации магнетита (рис. 6.3).

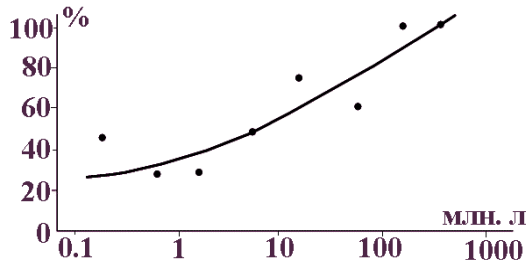


Рис. 6.3. Изменение относительной доли магнетита среди железосодержащих рудных в субэкральных базальтах фанерозоя (Печерский и др., 2002).

Предшествующая современной активизация прошла в регионе в киммерийское время или раньше (см. гл. 1, 2), поэтому можно предположить, что рассматриваемый интервал глубин содержит породы, в которых концентрация магнетита близка к максимально возможной для данного состава (и метаморфической предыстории), P-T-fO₂ – условий.

Изученные на образцах ВЕП магнитные восприимчивости (χ) пород (преимущественно – ортопород) обнаруживают и на поверхности значительное количество образований, пригодных для создания массива с намагниченностью (J) в 2 А/м и более (Геншафт и др., 1997) – рис. 6.4. Минимальные восприимчивости относятся к ортопородам древних складчатых зон, кумулятивного ряда и части дифференциатов платформенных разновидностей магматизма. Такое деление сохраняется и на разных уровнях метаморфизма, при смещении абсолютных величин.

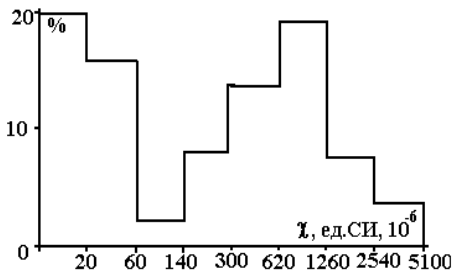


Рис. 6.4. Гистограмма распределения магнитной восприимчивости пород ВЕП (Печерский и др., 2002). % - от общего количества изученных образцов пород.

Исключение – относительно малораспространенные метасоматиты больших глубин, намагниченность которых резко варьирует и может достигать очень больших значений (Печерский и др., 2002).

Первично-магматические магнитные титаномagnetиты стабильны на глубинах до 40-50 км, слой максимально благоприятной кристаллизации – до 30 км. Их температуры Кюри – менее 300°С, в нижней коре они немагнитны и при платформенных Т. Но могут стать источником магнетита при перекристаллизации, именно такие образования реальны как источники РМА.

Согласно АПГ над линзой частичного плавления в зоне активизации формируется относительно низкотемпературная оторочка, насыщенная восходящими флюидами (в зонах современной активизации она фиксируется данными геоэлектрики). По крайней мере часть активного периода эти флюиды щелочные. Этот интервал глубин (примерно 10-20 км) вполне подходит для создания зоны максимальной концентрации магнетита. Именно поэтому размеры источников региональных магнитных аномалий отвечают по размерам КТД или кратны им (Гордиенко, 2000). Естественно, для создания современной РМА зона с повышенным содержанием магнетита должна быть по крайней мере киммерийского возраста.

Из приведенных соображений не следует, что глубже 20 км при Т выше температуры Кюри магнетита в породах коры отсутствуют повышенные концентрации рудных минералов, способные повлиять на связь скорости и плотности (Гордиенко и др., 2005 и др.). Судя по скоростным разрезам вдоль профилей ГСЗ на склоне Воронежского массива такая ситуация возможна в пределах выделенных аномалий, но в обоих восточных возмущениях изучаемого

ГЛАВА 6. ГРАВИМАГНИТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

региона трудно ожидать существенных плотностных аномалий (отличий плотности от вычисленной по скорости сейсмических волн).

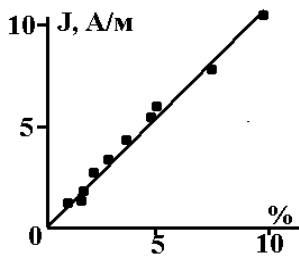


Рис. 6.5. Связь намагниченности пород гранулитовой фации метаморфизма Украины с содержанием магнетита.

При фоновом распределении плотности и скорости в кристаллической коре на глубине 15 км они составят $\sigma = 2,83 \text{ г/см}^3$, $V_p = 6,4 \text{ км/с}$, свойства магнетита - $\sigma = 5,05 \text{ г/см}^3$, $V_p = 7,45 \text{ км/с}$. Скоростная аномалии для названных содержаний минерала достигнет 0,015 и 0,025 км/с соответственно, что меньше точности построения скоростного разреза. Если ее учесть по обычным формулам связи σ и V_p , получим аномалии плотности 0,003 и 0,006 г/см^3 , на самом деле плотность увеличится на 0,033 и 0,055 г/см^3 , т.е. гораздо существеннее. При обычном соотношении магнитных и немагнитных рудных минералов в породах гранулитовой фации метаморфизма в нижней половине коры для Одесской аномалии получим увеличение плотности по сравнению с вычисленным по скорости на 0,105 г/см^3 , для Каховской и Западно-Приазовской аномалий – на 0,045 г/см^3 . Предполагаемый интервал глубин с такими аномальными плотностями для районов ЮУМ с расположением изотермы Кюри магнетита ниже Мохо по принятым представлениям составляет 15-40 км. Специально для рассматриваемых аномалий уточнить его не удастся.

6.2. Плотностные модели коры региона

Гравитационное поле региона (аномалия Буге, Δg) представлено на рис. 6.6 по данным (Національний..., 2007). Наблюдаемое в различных частях Украины несоответствие полей на разных картах здесь достигает совершенно неприемлемых величин. При сравнении представленного вида распределения Δg с более старыми картами (Сажина, 1982 и др.) можно предположить, что при построении новых карт был использован некий дополнительный экспериментальный материал (хотя у авторов нет такой информации), то сравнение с примерно синхронными построениями (Атлас..., 2002 и др.) такое объяснение не работает. А разница достигает в максимуме 50 мГл, расхождения порядка 10-20 мГл довольно широко распространены.

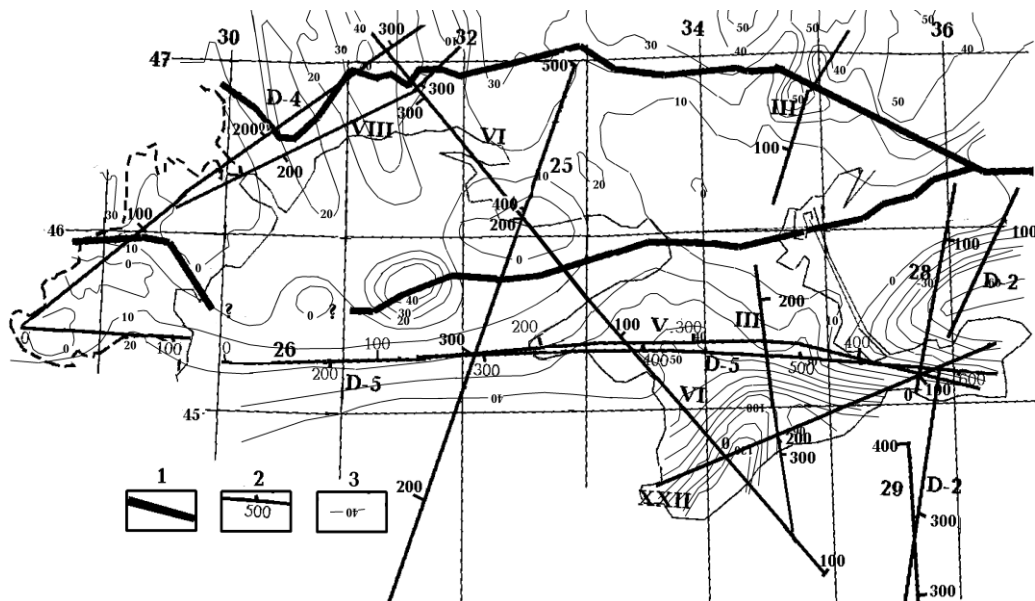


Рис. 6.6. Распределение Δg на Южно-Украинской моноклинали и Скифской плите (Національний..., 2007).

1 – границы ЮУМ, 2 - профили ГСЗ, 3 – изолинии в мГл.

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

Уместно привести еще один вариант карты гравитационного поля региона (на акватории – аномалия Фая), представляющей несколько сглаженную картину распределения Δg и охватывающей море практически полностью. Она будет использована и во второй части монографии (рис. 6.7).

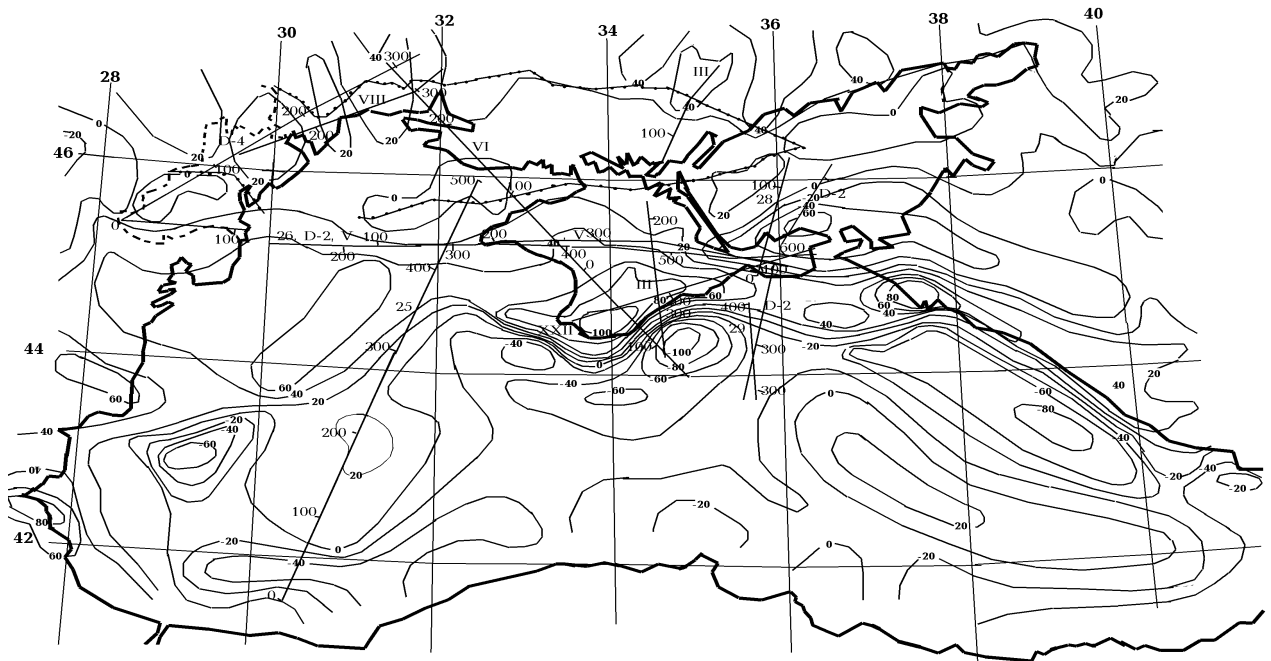


Рис. 6.7. Карта гравитационного поля изучаемого региона. Изолнии – в мГл.

В сложившейся ситуации нельзя говорить о получении количественно достоверных характеристик искомой мантийной гравитационной аномалии. Получаемые ниже результаты следует воспринимать как качественные.

Тем более, что решение поставленной задачи осложнено еще одним обстоятельством. Как видно на рис. 6.6 в Горном Крыму и на прилегающей с севера территории располагается интенсивная положительная аномалия Δg . Она распространена и далеко на запад от полуострова вдоль континентального склона, почти до западного берега Черного моря. Такие возмущения встречаются во многих местах у берегов Черного моря. Их выделению и интерпретации посвящены специальные исследования (Геофизические..., 1996, Гобаренко и др., 1991 и др.). Установлена связь аномалий с объектами высокой плотности в верхней и средней частях коры.

Выбор пород, которые могли бы образовать подобные тела, довольно ограничен. В районе одной из аномалий в прибрежной части Болгарии обнаружены выходы пород основного по составу комплекса, вероятно, слагающих экструзию в окружающие образования. Не исключено, что она возникла в связи с формированием Черноморской впадины. В скоростном разрезе коры (весьма неполном в Горном Крыму) соответствующая плотному телу аномалия достоверно не обнаруживается. Поэтому рассчитать ее эффект и включить его в общий эффект коры при поисках мантийной аномалии не удастся. Необходимо дополнительно ограничить район более или менее достоверного расчета мантийной аномалии территориями вне описанного возмущения.

Приведенные выше сведения о параметрах аномальных плотностных объектов в коре ЮУМ, возникших за счет рудной вкрапленности, позволяют рассчитать связанную с ними часть гравитационного эффекта коры. Результаты вычислений приведены на рис. 6.8.

ГЛАВА 6. ГРАВИМАГНИТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

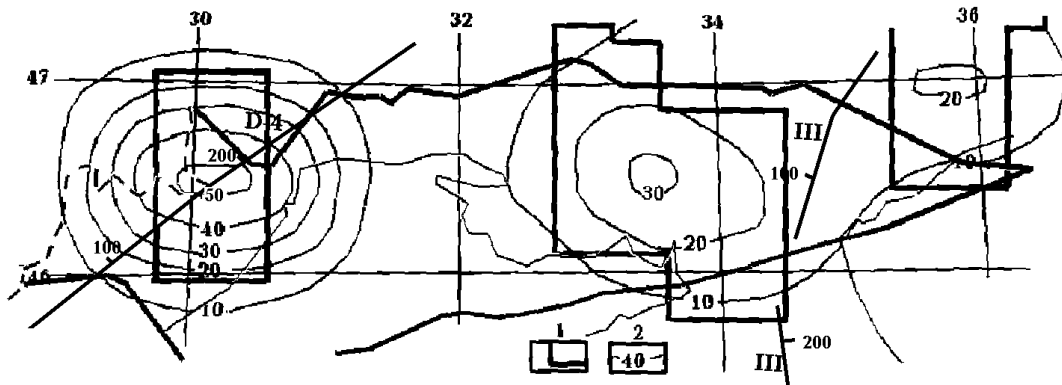


Рис. 6.8. Расчетные эффекты аномальных по плотности тел в коре под РМА на Южно-Украинской моноклинали.

1 – контуры аномальных тел, 2 – изолинии расчетного поля в мГл.

Был проведен расчет гравитационного эффекта коры и нормальной мантии региона, при помощи нормы он сопоставлен с наблюдаемым полем (Гордиенко, 1999 и др.). При расчете плотности пород определялись по скоростям распространения продольных сейсмических волн вдоль профилей ГСЗ (см. гл. 3), включая части профилей, проходящие по территории за пределами региона. Использовалась формула пересчета $\sigma = 2,69 + 0,26(V_p - 6)$ для пород кристаллического фундамента со значениями скорости менее 7,2 км/с. При больших значениях $\sigma = 3,015 + 0,28(V_p - 7)$. В первично-осадочном слое использовалась зависимость, рассмотренная в (Гордиенко, 1999) – рис. 6.9.

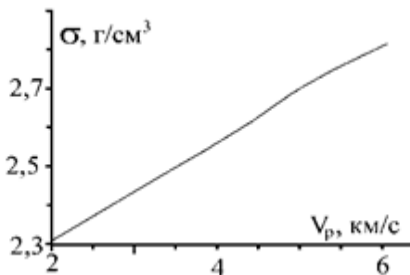


Рис. 6.9. Связь скорости распространения продольных сейсмических волн и плотности первично-осадочных пород.

Внесены поправки в значения плотности, связанные с аномально высокими температурами в коре предполагаемых зон современной активизации. Положительная поправка к плотности составляет $0,0015 \text{ г/см}^3$ на каждые 100°C аномальной температуры (аномалии T достигают $200\text{--}300^\circ\text{C}$ – см. гл. 4), при появлении слоя частичного плавления в его пределах поправка к расчетной плотности возрастает на $0,013 \text{ г/см}^3$ на каждый процент расплава. При реальной точности расчета значений плотности именно последняя поправка представляется значимой. Типичное количество жидкости в зоне частичного плавления в коре области современной активизации – около 2%. Мощность линзы – до 5 км, ширина единичного объекта (оцениваемая примерно по ундуляции скоростных уровней – см. гл. 3) – 20 км, длина – в несколько раз больше, поправка расчетного поля может достигать 4-5 мГл. Впрочем, приведенные в гл. 4 данные указывают на необязательность существования частичного плавления в зонах современной активизации.

Расчеты проводились для трехмерных плотностных объектов вдоль профилей ГСЗ, для которых построены плотностные модели. Вариант вычислений для случая предварительного построения трехмерной плотностной модели и последующего расчета эффекта по площади не использовался. Тестовые расчеты для него (Гордиенко и др., 2005) показали существенно большие отличия расчетного поля от наблюдаемого, чем полученное в использованном варианте для районов, где можно было допустить отсутствие мантийной гравитационной аномалии.

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

Расчеты для профиля XXII не выполнялись, так как скоростная модель вдоль него – сугубо качественная, изменчивость коры – максимальна, наблюдаемое поле осложнено очень интенсивной аномалией, созданной приповерхностным объектом (см. выше).

Полученные плотностные разрезы, расчетные эффекты и их сравнение с наблюдаемым полем показаны на рис. 6.10 - 6.15.

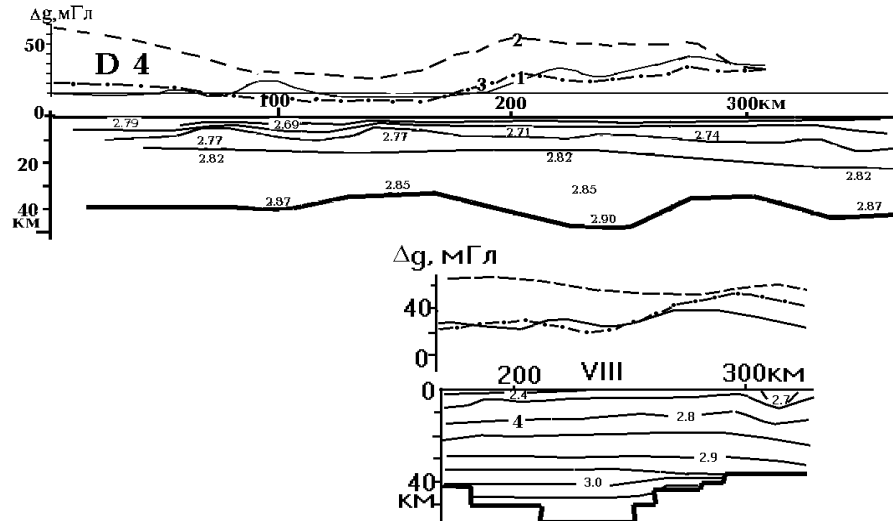


Рис. 6.10. Плотностные разрезы и гравитационное поле вдоль профилей ГСЗ D-4 и VIII.

Гравитационное поле (в мГл): 1 – наблюдаемое, 2,3 – расчетное (2 - эффект коры и нормальной мантии, 3 – эффект с учетом аномальности плотностей пород мантии), 4 - изоденсы (в $г/см^3$).

Расчетные эффекты (включающие значительную поправку- см. рис. 6.8) довольно близки на рядом расположенных профилях D-4 и VIII, несмотря на заметно различную конструкцию плотностной модели, в том числе – мощность коры, на участке, где такое сопоставление возможно. Отличие наблюдаемого поля от расчетного невелико.

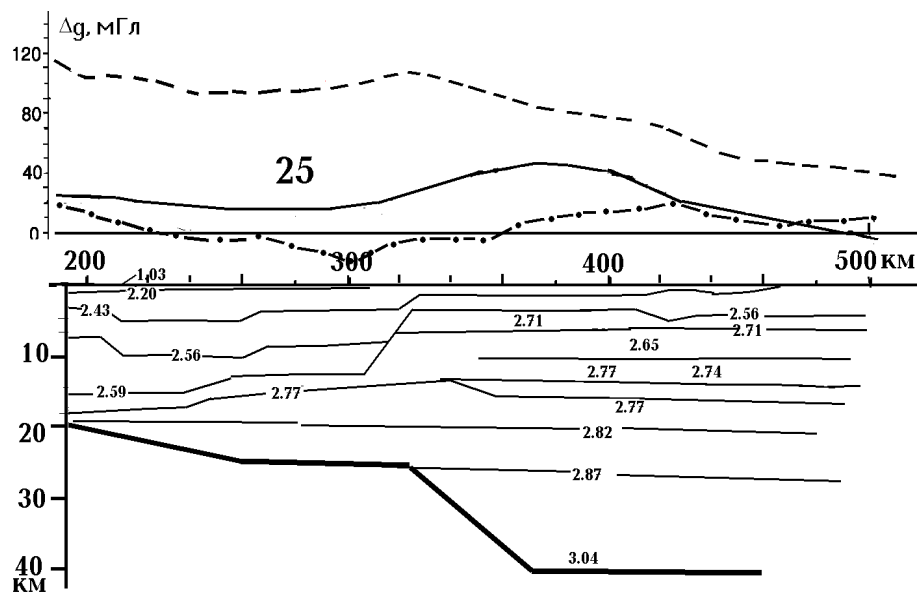


Рис. 6.11. Плотностной разрез и гравитационное поле вдоль профиля 25.

Представленный на рис. 6.11 плотностной разрез построен по скоростному из работы (Баранова и др., 2011), но для получения расчетной кривой привлечены и результаты

ГЛАВА 6. ГРАВИМАГНИТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

моделирования по другим вариантам (Баранова и др., 2008, Геофизические..., 1996, Гинтов и др., 2014, Гордиенко, 1999, Ермаков, 2005, Лыгин, 2005 и др.). В южной части профиля различия между вариантами расчетного поля незначительны, здесь сохранены данные по приведенной на рис. 6.11 модели. Севернее, на шельфе, различия велики, поэтому применено осредненное расчетное поле. Следует также отметить, что повышение наблюдаемого поля в районе пк 350-400 связано, скорее всего, с аномально плотным объектом в верхней части коры (одним из упоминавшихся выше). в модели он отсутствует, поэтому расхождение между расчетным и наблюдаемым полем не следует приписывать ошибке исходного скоростного разреза или увеличенной погрешности расчета.

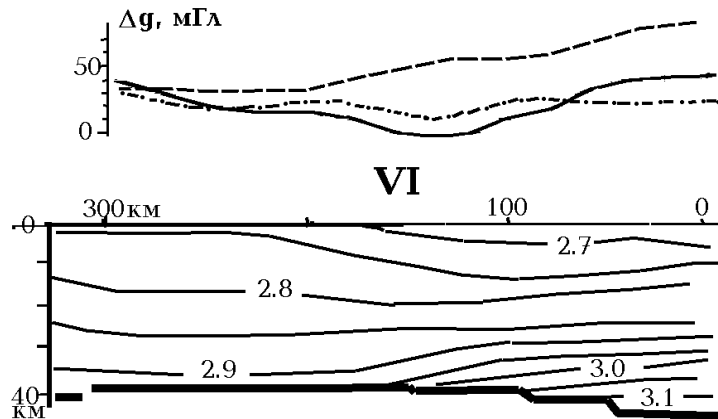
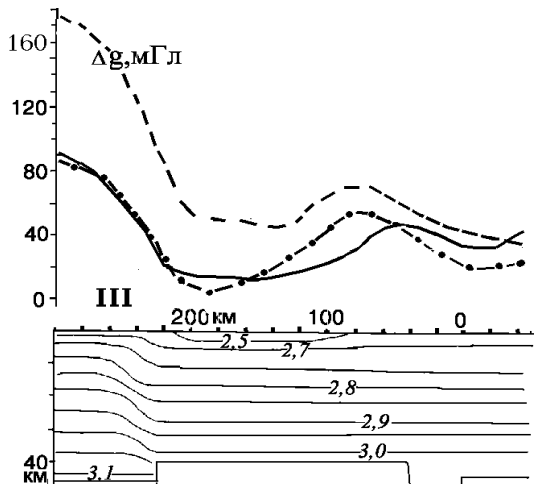
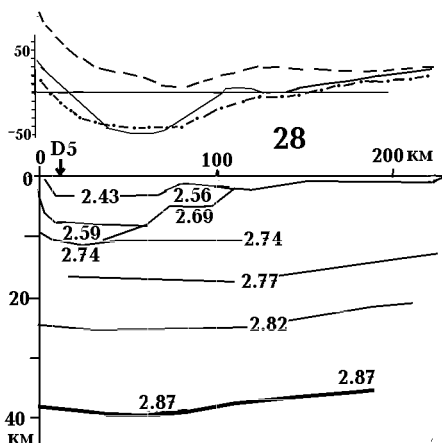


Рис. 6.12. Плотностной разрез и гравитационное поле вдоль профиля ГСЗ VI.



Моделирование вдоль профиля ГСЗ VI было ограничено нулевым пикетом, южное продолжение представляется недостаточно обеспеченным данными о распределении скоростей сейсмических волн.

Рис. 6.13. Плотностной разрез и гравитационное поле вдоль профиля ГСЗ III.



То же можно сказать и о расчетах, проведенных вдоль профиля III. Здесь вычисления ограничены сухопутной частью, данные по профилю 17, позволяющему продолжить рассмотренный вариант модели на юг, не использовались. Интересно отметить, что скоростной разрез по профилю – единственный из рассмотренных, который создает возможность объяснить гравитационную аномалию Горного Крыма, хоть и не в самой максимальной ее части (рис. 6.13).

Рис. 6.14. Плотностной разрез и гравитационное поле вдоль профиля ГСЗ 28.

При моделировании вдоль профиля ГСЗ 28 (рис. 6.14) используемый скоростной разрез ограничен на юге Керченским полуостровом. Не привлекались данные по расположенному южнее профилю 29 и протягивающемуся

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

параллельно профилю D-2 из-за малой информативности. Конечно, как и при расчетах вдоль профилей VI и III в вычислениях учитывалось резкое изменение мощности коры под глубоководным Черным морем.

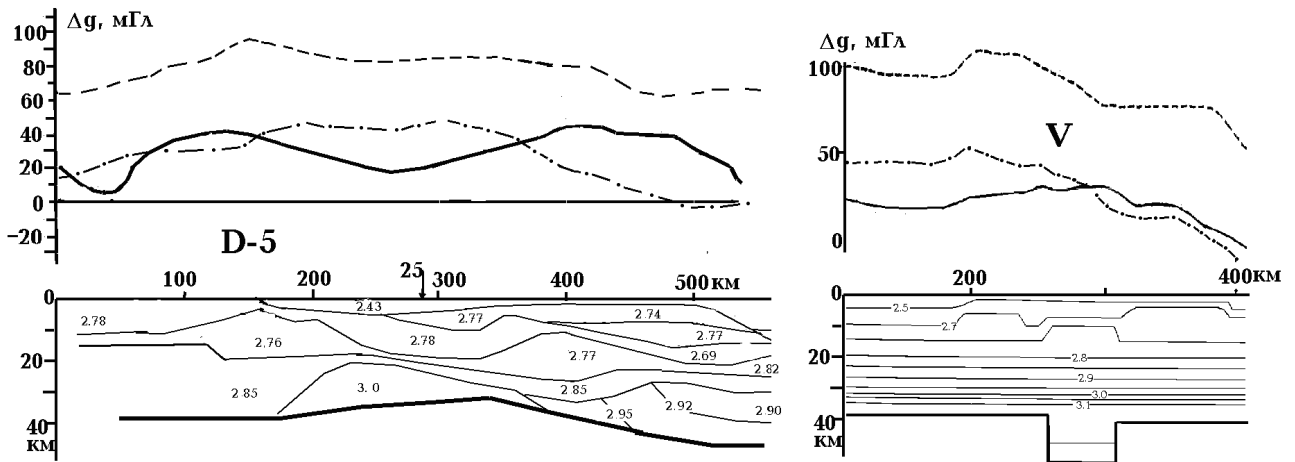


Рис. 6.15. Плотностные разрезы и гравитационное поле вдоль профилей ГСЗ D-5 и V.

Модели вдоль широтных профилей D-5 (и 26) и V дают сходные по форме распределения расчетных Δg , однако уровень их заметно различается. Для согласования с эффектами на секущих профилях больше подходит результат по профилям D-5 и 26. Именно он и использован для сравнения с наблюдаемым полем.

6.3. Мантийная гравитационная аномалия

Результатом сравнения наблюдаемого ($\Delta g_{\text{н}}$) и расчетного ($\Delta g_{\text{р}}$) полей в пределах изучаемого региона стало выявление экспериментальной величины мантийной гравитационной аномалии (рис. 6.10-6.15), которая практически во всех случаях отрицательна, т.е. расчетные значения больше наблюдаемых. В случае небольшой величины этого возмущения учитывая ожидаемую значительную погрешность разницы полей можно ожидать и смены знака. Однако этого практически не произошло. На рис. 6.16 представлено распределение аномалии (в мГл) в пределах Скифской плиты и Южно-Украинской моноклинали.

Обнаруженное распределение мантийной аномалии ($\Delta g_{\text{м}}$) в целом соответствует представлению о двух глубинных процессах, начавшихся геологически недавно и продолжающихся до настоящего времени. Это современная активизация практически всей Скифской плиты и частей ЮУМ и рифтогенез в недрах Западно-Черноморской впадины. Для первого процесса тепловая модель построена в гл. 2. Для второго будет рассмотрена во второй части монографии. Поскольку результат последнего события производит гравитационный эффект, явно проявляющийся и на Скифской плите, для предварительного его определения использована тепловая модель времени окончания рифтогенеза в Днепровско-Донецкой впадине (Гордиенко и др., 2006).

ГЛАВА 6. ГРАВИМАГНИТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

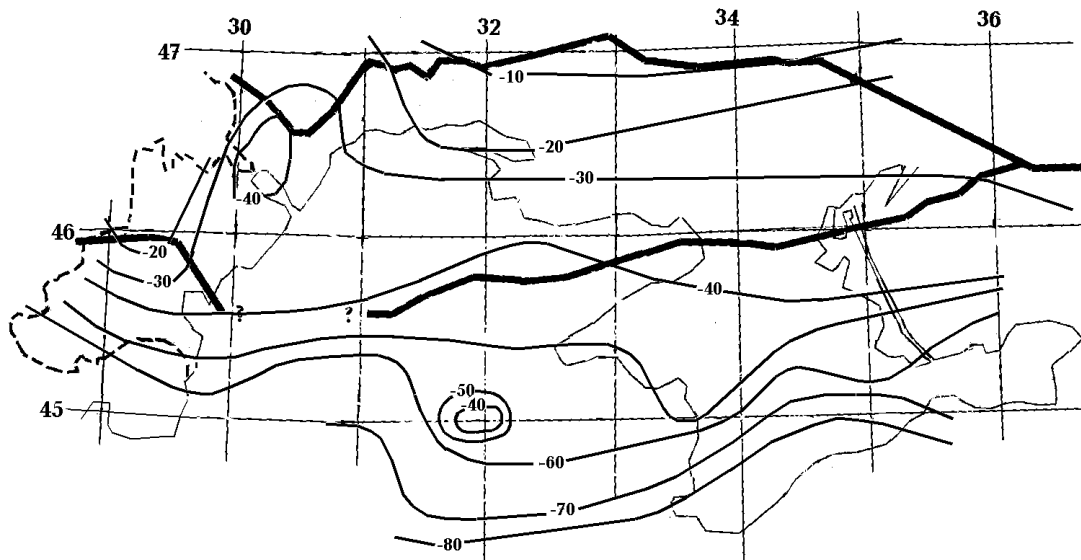


Рис. 6.16. Мантийная гравитационная аномалия изучаемого региона.

Упомянутая выше связь тепловых аномалий с плотностью позволяет рассчитать величины плотностных аномалий разного знака на разных глубинах в мантии и определить их суммарный гравитационный эффект. При проведении вычислений считалось, что границы рифтогенеза совпадают с континентальным склоном, а северная граница зон современной активизации согласуется с установленной ранее (Гордиенко и др., 2005) границей Кировоградской зоны и примерно оконтуривает аномалии ТП и электропроводности на остальной части ЮУМ (гл. 4 и 5). Результаты расчета представлены на рис. 6.17.

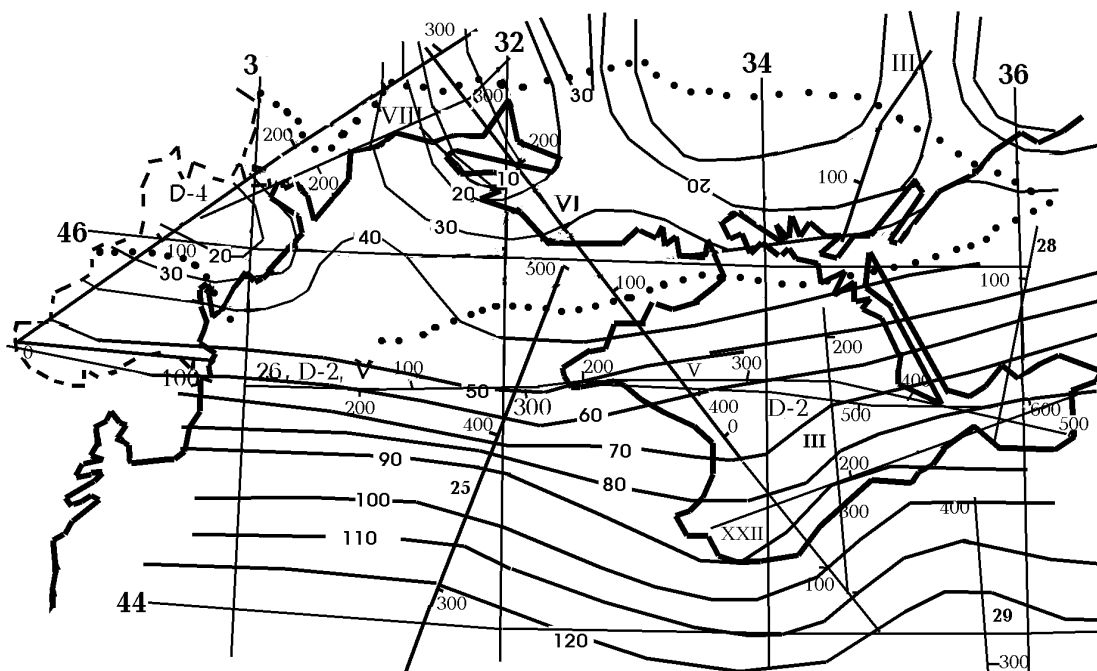
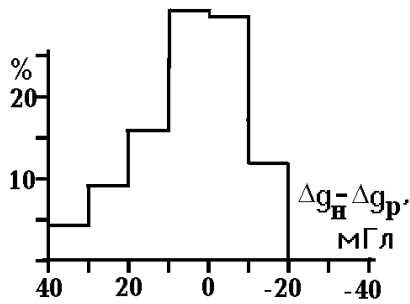


Рис. 6.17. Распределение расчетной величины (в мГл) мантийной гравитационной аномалии в изучаемом регионе.

Введение установленного эффекта аномальной мантии в расчетное поле вдоль профилей ГСЗ приводит к значительному сближению наблюдаемого и расчетного полей. Сохраняющаяся разница между ними представлена на рис. 6.18.

Установленное распределение различий полей не отличается резко от нормального, поэтому можно обоснованно утверждать, что введение эффекта аномальной мантии

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА



уравнило поля с точностью около 10-15 мГл. Эта величина превосходит полученные при таких же согласованиях в других регионах, что, впрочем, вполне объясняется неточностью использованных скоростных разрезов, неопределенностью наблюдаемого поля и сложностью мантийной аномалии.

Рис. 6.18. Гистограмма распределения различий наблюдаемого (Δg_n) и расчетного (Δg_p) полей.

Представляет интерес площадное распределение различий между экспериментально установленной мантийной аномалией (т.е. разницей между наблюдаемым и расчетным полями) и поправкой за аномальную мантию, вычисленной по тепловым моделям мантии. Этот параметр приведен на рис. 6.19.

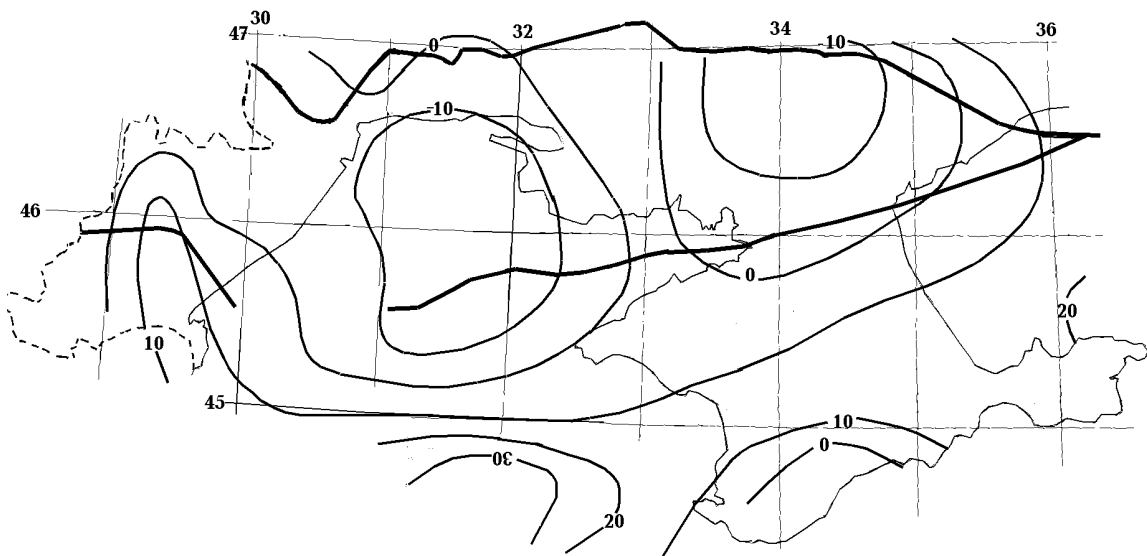


Рис. 6.19. Схема различий (в мГл) между мантийной гравитационной аномалией и эффектом аномальной мантии.

Почти все различия укладываются в диапазон 0 ± 10 мГл, т.е. могут быть объяснены погрешностями расчетов. Более существенные встречены только в двух локальных районах на юге региона. Экстремум представляет собой отражение влияния на наблюдаемое поле упомянутого выше локального максимума, объяснение которого построенной моделью не предусмотрено. Если не учитывать геоэлектрические данные о зоне современной активизации на западной окраине региона, на его северо-западе возникает второй район сравнительно высоких расхождений полей. Принятая здесь модель кажется тем более вероятной, что по результатам исследований прошлых лет, приведенным, в частности, в работе (Gordienko, 2015), прямо на границу аномалии выходит с севера обширная зона современной активизации (рис. 6.20).

Приведенные на рис. 6.20. сведения о распространении эпицентров землетрясений в регионе значительно дополняются информацией с рис. 1.13, из которого следует, в частности, большая сейсмическая активность в меридиональной зоне вдоль 30° в. д. Более подробно вопрос о границах зон современной активизации рассмотрен в гл. 7.

При построении плотностной модели верхней мантии использовались разработанные ранее представления о распределении плотности в платформенной мантии типичного состава и для обычного распределения глубинных температур (Гордиенко, 2012, Гордиенко и др. 2005 и др.). Их можно проконтролировать экспериментальными данными до глубины около 200 км, с которой выносятся ксенолиты, в частности, при кимберлитовом магматизме

ГЛАВА 6. ГРАВИМАГНИТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

(рис. 6.21). Контроль обнаруживает очень высокую степень согласования прогнозных и экспериментальных величин σ . Среднее отклонение составляет всего 0.014 г/см^3 , что говорит о правильном выборе состава и минералогии пород и видов связи плотности с давлением и температурой, использованных при расчете.

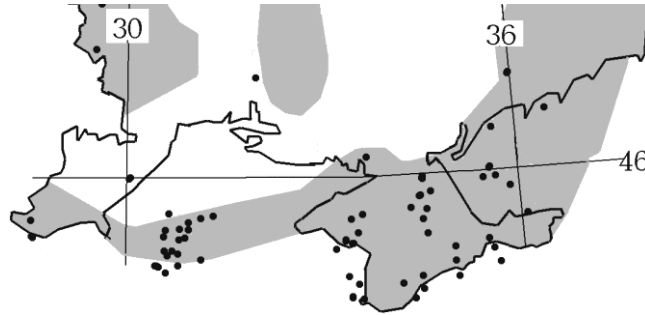


Рис. 6.20. Контуры зон современной активизации (Gordienko, 2015) (серый цвет) и эпицентры землетрясений (черные точки).

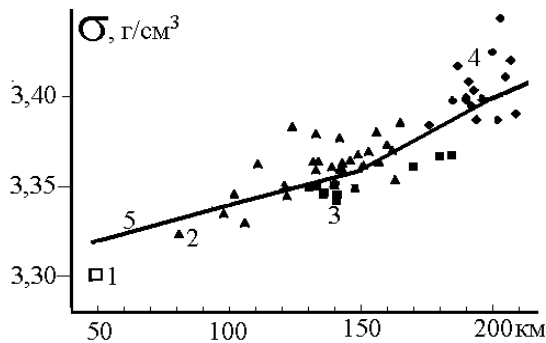


Рис. 6.21. Сравнение принятого распределения плотности в платформенной мантии с установленным по ксенолитам (James et al., 2004).

1 – средняя плотность для гарцбургитов и лерцолитов шпинелевой фации, 2 – низкотемпературные гарцбургиты, 3 – низкотемпературные лерцолиты, 4 – высокотемпературные лерцолиты, 5 – расчетная зависимость плотности пород мантии от

глубины, использованная в данной работе.

В этом интервале глубин представлены породы, допускающие использование вида связи плотности и температуры, представленного на рис. 2.8. Используя его и тепловые модели из гл. 2, а также из (Гордиенко и др., 2006) для рифтогенеза, можно определить величины аномалий плотностей. В пределе они достигают примерно 0.1 г/см^3 , в больших интервалах глубин (порядка 50-100 км) составляют до 0.05 г/см^3 . Их вполне достаточно для получения аномалий гравитационного поля, уравнивающих наблюдаемые и расчетные значения.

Проведенное изучение магнитного и гравитационного полей региона, несмотря на отмеченные неопределенности в скоростных разрезах коры и картах гравитационного поля, позволило довольно полно изучить плотностную структуру коры, обнаружить аномалии мантийного происхождения, показать, что на большей части территории Южно-Украинской моноклинали и Скифской плиты они могут быть объяснены разуплотнением подкорового вещества при прогреве в ходе современной активизации и идущего южнее рифтогенеза в недрах Черного моря.

ГЛАВА 7. СОВРЕМЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Согласно используемой авторами адвекционно-полиморфной гипотезе нефтегазоносность связана с зонами современной активизации (СА). Они являются необходимым, но не достаточным условием образования месторождений углеводородов. Ранее было показана справедливость этого утверждения на примерах Днепровско-Донецкой впадины – ДДВ (Гордиенко и др., 2006) (перед активизацией ее территория была платформенной) и окраины Карпат (где активизация предварялась завершающим этапом развития альпийской геосинклинали) (Гордиенко, 2013, Гордиенко и др., 2014 и др.). Здесь рассматривается связь зоны современной активизации и нефтегазоносности западной Скифской плиты, представлявшей собой перед СА область геосинклинальной складчатости герцинско-киммерийского возраста, на часть которой наложена поздне-киммерийская (меловая) активизация. СА не ограничена плитой, она распространена и севернее, на Южно-Украинской моноклинали, склоне Украинского щита и в преимущественно герцинском Придобруджском прогибе. Южнее плиты располагается активная (вероятно – рифтогенная) впадина Черного моря.

Процесс СА представлен одним актом тепломассопереноса в верхней мантии первые миллионы лет назад. Он сформировал подкорový очаг частичного плавления, из которого первые сотни тыс. лет назад поступили выплавки в кору, создавая слой частичного плавления в ее нижней и средней частях, отдельные вторжения в верхнюю, мощную область флюидизации, в верхней коре, представленную переносом глубинных горячих вод по проницаемым разломам. Именно этот поток переносит образовавшиеся ниже УВ и создает месторождения, чему определяющим образом способствует местная сейсмичность.

7.1. Контуры зоны современной активизации

Рассмотрим информацию, указывающую на наличие в изучаемом регионе в целом зоны СА. Отдельные признаки ее упоминались неоднократно в предшествующих главах книги. Характер глубинного процесса, описанного по представлениям АПГ, позволяет с полной определенностью говорить о наборе диагностических признаков, связанных с прогревом коры и верхних горизонтов мантии и флюидизацией верхней половины коры. Но не всегда они могут быть описаны на всей территории региона. Практически сразу необходимо исключить из рассмотрения значительную часть Скифской плиты на северо-западном шельфе Черного моря. Здесь нет информации по большинству изучаемых параметров.

Не будут анализироваться и три достаточно ярких критерия СА - поднятия поверхности за последние 3 млн. лет, активизация разломов и проявления аномально-высоких пластовых давлений. В первом случае картина явно искажена боковым влиянием погружения Черноморской впадины (рис. 1.10). Севернее изучаемого региона, на склоне Украинского щита очевидны заметные поднятия, но уже на ЮУМ их величина быстро сокращается до нулевых значений на берегу моря. Поднятия Крыма, тем не менее, вполне заметны, но в целом картина непригодна для характеристики всего региона. Впрочем, когда речь идет о характеристике собственно области нефтегазоносности, приуроченной в основном к северу Крымского полуострова, данные молодых поднятия поверхности могут быть привлечены.

Активизированы многие разломы в регионе, но для оконтуривания зоны СА они непригодны, так как явно выходят за ее пределы и распространены непрерывной сетью на всей территории Украины (рис. 1.16).

Зоны АВПД широко развиты в регионе (см. рис. 1.14), они прямо указывают на появление в верхней части коры высоконапорных горячих флюидов. Но эти данные присутствуют только в районах глубокого бурения и поэтому не могут использоваться для оконтуривания зоны СА.

Для выявления ее границ использованы карты распределения эпицентров землетрясений (рис. 1.13), аномалии электропроводности в коре и верхней мантии (гл. 5) и

ГЛАВА 7. СОВРЕМЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

изотопного отношения гелия (рис. 1.15), аномалий теплового потока (рис. 4.4), мощности земной коры (3.16) и мантийной гравитационной аномалии (рис. 6.16). Ко всем этим критериям можно в той или иной степени отнести сделанные выше замечания об ограниченной изученности региона одним из методов. Но все же перечисленными исследованиями охвачена если не вся территория региона, то ее большая часть (за исключением основного фрагмента черноморского шельфа).

Для выделения мантийной гравитационной аномалии пришлось применить дополнительную обработку данных, представленных на рис. 6.16. Она заключалась в удалении из полной величины обнаруженного возмущения его части, связанной с разуплотнением верхних горизонтов мантии под Западно-Черноморской впадиной. В результате было установлено, что значащая аномалия в зоне СА Скифской плиты (20 мГл) обрывается практически точно на северной границе впадины.

Использование в качестве критерия активизации мощности земной коры сопряжено с рядом неопределенностей. Глубинный процесс по АПГ не включает подъем раздела М в качестве обязательного элемента. Кроме того, фиксируя факт такого подъема (сокращения мощности коры по сравнению с типичной для платформы – около 40 км) нельзя достоверно определить возраст этого события.

Несмотря на перечисленные недостатки использование комплексного подхода к определению границ зон СА дает неплохие результаты (Гордиенко и др., 2005, 2006 и др.). Процедура построения границ заключается с совмещении всех (в данном случае – пяти) площадей распространения перечисленных критериев. В районах совпадения всех вероятность СА считается максимальной (100% по отношению ко всему объему информации), четырех – 80% и т.д. Т.е. относительный вес критериев считался одинаковым. Результаты такой процедуры показаны на рис. 7.1.

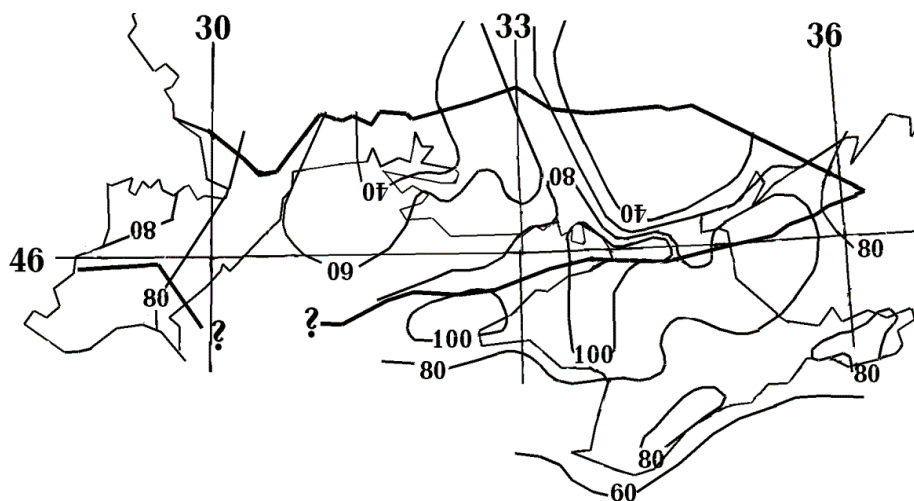


Рис. 7.1. Выделение зоны современной активизации на Скифской плите и Южно-Украинской моноклинали.

Конечно, в рассматриваемом случае есть смысл сделать исключение из принятых правил оценки вероятности современной активизации для Горного Крыма. Не вызывает сомнений ее наличие в районе исключительно быстрого и молодого поднятия.

Ответвление от субширотной зоны к северу примерно вдоль меридиана 33° на самом деле обладает гораздо большей вероятностью, чем показанные на рис. 7.1 40%. В построениях на равных участвовали данные геоэлектрики. А ими в этом районе фиксируется зона очень высокой проводимости (см. гл. 5), параметры которой могут быть объяснены только при участии объектов, возникших при тепломассопереносе в верхней мантии и коре.

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

7.2. Активизация и нефтегазоносность

Процесс выноса газированных флюидов, среди которых значительную роль играют углеводороды, подтверждается результатами прямых исследований этого явления на северо-западном шельфе Черного моря (Авилов и др., 2001).

УВ образуются в коре с участием водорода, возникшего при серпентинизации основных и ультраосновных гранулитов ее низов под влиянием тепла и флюидов, принесенных мантийными выплавками, и корового углерода. При отсутствии последнего месторождения не возникают (Гордиенко, 2013).

Описанная модель глубинного процесса позволяет прогнозировать ряд геологических событий и аномалий физических полей, которые можно сравнить с экспериментально установленными и, таким образом, проконтролировать реальность этой гипотезы. К ним относятся:

1. Перегрев верхних горизонтов мантии и земной коры. В верхней части коры аномалии температуры предусмотренной величины фиксируются возмущениями теплового потока. Они могут достигать 20 ± 10 мВт/м².

2. Аномальная изотопия гелия подземных вод. Величина $^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-8}$ около 2 считалась нормальной, на уровне 5-6 и выше – аномальной, указывающей на существование мантийного этажа в анализируемом процессе.

3. Поднятия поверхности в последние миллионы лет. В случае запада Скифской плиты анализ этого параметра осложнен, так как на ее территорию и Южно-Украинскую моноклиналию накладывается краевая часть эффекта опускания Черноморской впадины (Верховцев, 2006).

4. Оживление разломов, очевидное из данных рис. 7.2 (Верховцев, 2006).

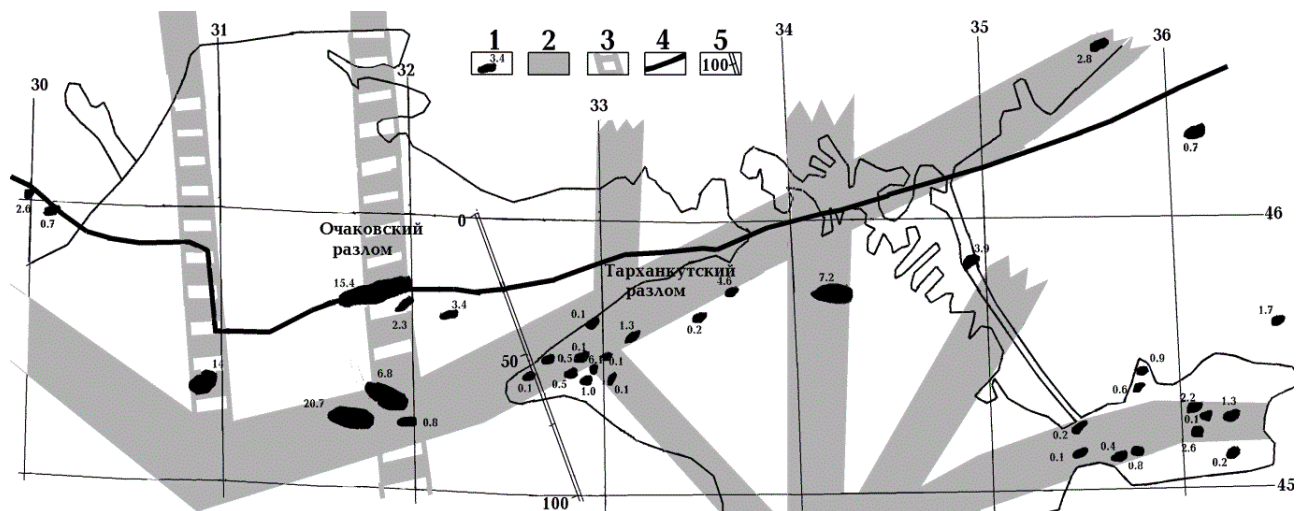


Рис. 7.2. Месторождения углеводородов запада Скифской плиты.

1 – примерный контур залежи, число возле него – суммарные запасы нефти, газа и конденсата в млн. т у.т. (условного топлива) (Атлас..., 1998), 2 – зоны разломов, активизированных в последние 3 млн. лет (Верховцев, 2006), 3 – разломы, для которых активизация на шельфе предполагается, 4 – северная граница Скифской плиты, 5 – интерпретационный профиль, секущий Гарханкутскую разломную зону, вдоль которого проведено сопоставление нефтегазоносности с геофизическими и геологическими данными (см. ниже).

5. Зоны АВПД и гидрохимической инверсии, которые могут быть изучены практически только в поисковых и разведочных скважинах на месторождениях УВ.

6. Аномалии скорости сейсмических волн в коре и верхних горизонтах мантии, могут достигать значительных величин. На перегрев до плавления верхов мантии могут указывать достаточно интенсивные (не менее 0.3-0.4 км/с) отрицательные аномалии скорости (V_p).

7. Сокращение глубины раздела М – явление возможное в СА, но не обязательное.

ГЛАВА 7. СОВРЕМЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

8. Мантийная гравитационная аномалия интенсивностью более 20 мГл.

9. Аномалии электропроводности в коре (не считая связанной с породами осадочного слоя) и верхней мантии.

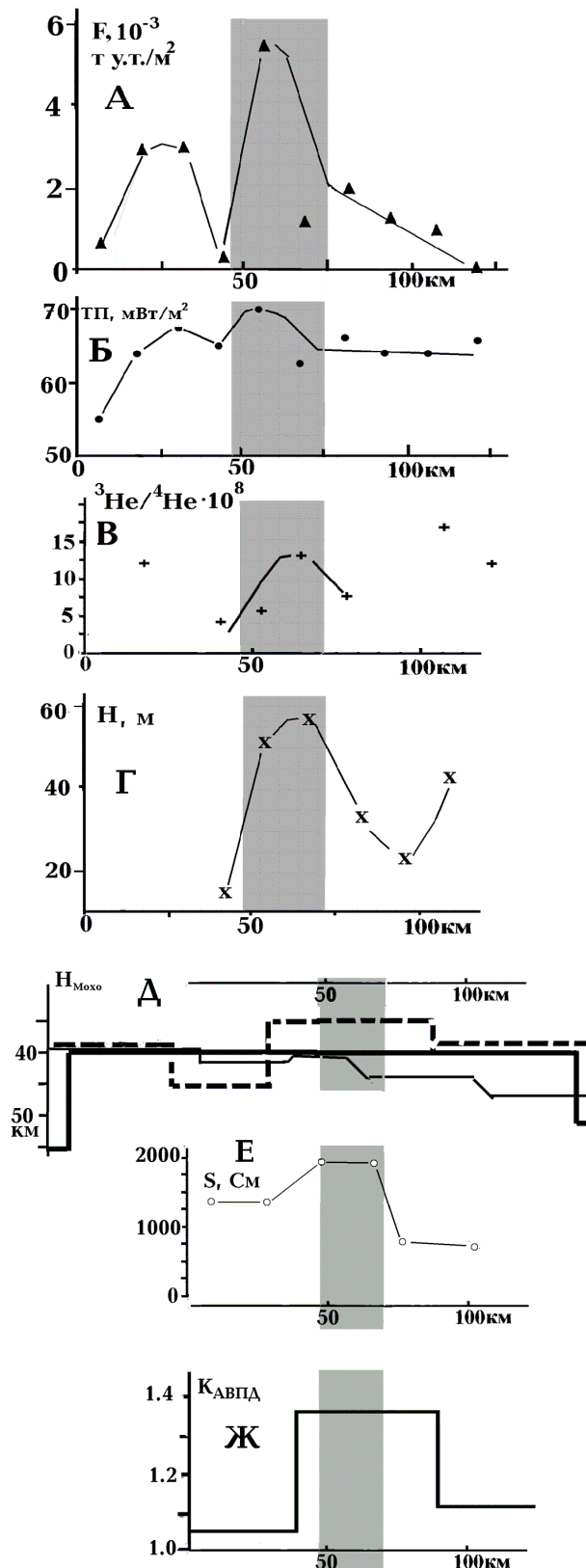


Рис. 7.3. Вариации F (А), теплового потока (Б), изотопного отношения гелия (В), поднятий за последние 3 млн. лет (Г). Изменения глубины раздела M на профилях ГСЗ, пересекающих Тарханкутский разлом (показан серым цветом) вдоль поперечного интерпретационного профиля (Д), суммарной электропроводности коры и верхних горизонтов мантии (без приповерхностных проводящих осадков) (Е), коэффициента аномальности пластового давления (Ж).

В случае соответствия нефтегазоносности критериям, характеризующим зоны современной активизации, логично ожидать, что перечисленные параметры не только выделяются, но и изменяются вместе с нею. Нефтегазоносность (F) вычислялась в виде суммы запасов (в т у.т.) на единицу площади. Ее изменчивость устанавливалась как вариации этой величины, определенной для продольных по отношению к Тарханкутскому разлому полос шириной 12.5 км. Значения F (как и сравниваемых с нею параметров) отнесены к центрам полос.

Из рис. 7.2 очевидно, что основная нефтегазоносность региона приурочена к зоне Тарханкутского разлома. Керченская группа небольших месторождений далее не рассматривается. Она слишком незначительна и не ограничена изучаемым районом, продолжается в западном Предкавказье. Тем не менее ясно, что керченские месторождения и все другие вне Тарханкутского разлома приурочены к различным зонам нарушений, активизированным в последние миллионы лет (рис. 7.2).

Величины F незначительны, на 1-2 порядка меньше, чем в Днепровско-Донецкой впадине (Гордиенко, 2013). Ее распределение характеризуется двумя экстремумами, кроме приуроченного к

Тарханкутскому разлому присутствует еще и относящийся, вероятно, к меридиональному Очаковскому.

Фоновые значения теплового потока на Скифской плите (включающие небольшие реликтовые эффекты киммерийских геосинклинального и активизационного процессов)

ЧАСТЬ I. ЮЖНО-УКРАИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

составляет около 50-55 мВт/м². Наблюдаемые величины часто больше на 10-30 мВт/м², они в значительной мере связаны с зонами разломов, но их площади много больше, чем в ДДВ. На рис. 7.2 видно, что отчетливой приуроченности аномалий к нефтегазоносности не наблюдается, хотя обнаруживаются некоторые небольшие экстремумы для обеих зон разломов с повышенной F . Можно предположить, что коровый этаж активизации на плите несколько старше, чем в ДДВ. Эффект перегретых зон в нижней и средней частях коры успел достичь поверхности не только конвективно, но и кондуктивно.

Изотопия гелия подземных вод (на шельфе – газа) изучена сравнительно детально, возмущения у максимумов F отмечены, но сеть недостаточна для достоверной диагностики связи. Максимальная аномалия – в Горном Крыму, где нет месторождений УВ. Впрочем, имеющиеся данные с полной определенностью говорят о наличии мантийного этажа глубинного процесса.

Молодые поднятия довольно уверенно связываются с рассматриваемой зоной, но весь Крым – аномальное поднятие на фоне опускания периферии черноморской впадины. Максимум воздымания приурочен к Горному Крыму, где в рамках обширной зоны современной активизации происходят специфические процессы преобразования пород нижней коры. Можно отметить, что собственно тарханкутская часть зоны нефтегазоносности совпадает и с максимумом современных поднятий, установленных по данным повторного нивелирования (Національний..., 2007).

Очевидно оживление разломов (рис. 7.2) (Верховцев, 2006), явления АВПД и гидрохимической инверсии (Атлас..., 1998), но разломы активизированы и за пределами нефтегазоносных районов.

На протяжении нескольких зон современной активизации от Закарпатья до Горного Крыма (Алушты) установлено понижение V_p примерно на 0.3-0.4 км/с. В коре по данным ГСЗ зоны пониженных скоростей с достаточной определенностью не диагностированы.

На трех профилях ГСЗ, пересекающих Тарханкутскую зону, фиксируется некоторое понижение мощности коры (рис. 7.3). Однако нельзя утверждать, что оно сформировано именно в ходе последней активизации.

Проведен расчет мантийной гравитационной аномалии (вычитанием из наблюденного поля эффекта коры и нормальной мантии). Можно предположить, что прогнозный эффект достигается. Но он с трудом диагностируется на фоне аномалий, связанных с меридиональной зоной современной активизации примерно у 33° в.д. и гораздо более интенсивным возмущением, вызванным разуплотнением мантийных пород в процессе рифтогенеза в Черном море. В «чистом виде» искомая аномалия проявляется только на северо-востоке зоны нефтегазоносности – у Чонгара.

Аномалии электропроводности по данным глубинной геоэлектрики изучены современными методами еще недостаточно. Можно предположить, что заметный проводящий слой довольно широко распространен на плите (возможно, отсутствует под значительной частью Горного Крыма), В районе Тарханкутского разлома вероятен заметный рост суммарной продольной проводимости (по крайней мере – под юго-западным фрагментом зоны) (рис. 7.3).

Проведенное изучение проявлений нефтегазоносности запада Скифской плиты в геолого-геофизических данных обнаружило применимость ранее выявленных критериев зон современной активизации в регионе. Далеко не все такие зоны нефтегазоносны, для возникновения месторождений необходим источник углерода в подходящем интервале глубин и условия для формирования залежей. Но однозначностью не отличаются и другие поисковые критерии (структурные, геохимические и др.). Поэтому сейчас кажется полезным накапливать опыт изучения признаков современной активизации в нефтегазоносных регионах, совершенствовать комплексный подход выявления перспективных на залежи УВ районов.

ЧАСТЬ II

ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА

Своеобразие структуры земной коры Черного моря в большей мере привлекает внимание исследователей, чем другие черты ее строения и геологической истории. При анализе геолого-геофизических данных по регионам, расположенным западнее и восточнее появляется мысль о том, что впадина – один из элементов цепочки близких по генезису молодых образований, наложенных на длинную полосу позднедокембрийской (байкальской) плиты между гарцинско-киммерийскими и альпийскими геосинклиналями Тетиса. Она протягивается от Мезийской плиты, по крайней мере, до Каракумской, возможно, достигая Тянь-Шаня. Образовавшиеся на плите в мезо-кайнозойские глубокие впадины (Западно- и Восточно-Черноморские, Рионский и Куринский прогибы, Южно-Каспийская Сырдарьинская и Амударьинская впадины и др.) обладают в разной степени преобразованной корой, которая, по-видимому, перед началом последней активизации была близка по структуре к несколько утоненной базифицированной континентальной (Тектоносфера..., 1990). Последующие изменения в некоторых (наиболее «радикальных») случаях привели к денудации верхнего («гранитного») слоя консолидированной коры.

Подобные образования встречаются и в других частях Альпийско-Индонезийского геосинклинального пояса – от Паннонской и Венской впадин до внутренних морей Индонезийского архипелага. Авторы рассматривают их в качестве проявлений океанизации, которая по типу глубинного процесса близка к рифтогенезу.

Противоречие заключается в величине теплогенерации пород верхней мантии, которая определяющим образом влияет на ход глубинных процессов. В геосинклинальных поясах континентов она составляет 0.06 мВт/м^3 , в океанах – около 0.08 мВт/м^3 . Возможно, в рассматриваемых регионах мы сталкиваемся с переходной ситуацией, промежуточной величиной ТГ. Подобные зоны со средними значениями теплогенерации обнаруживаются и при анализе геологической и тепловой истории платформ: при условии принятой для платформ ТГ оказываются непонятными геосинклинальные процессы байкальского возраста (да и вообще – протерозойские), довольно широко представленные на некоторых докембрийских платформах.

Приведенные соображения показывают значительную условность термина «рифтогенез», применяемого ниже по отношению к процессу образования впадины. Тем не менее, совпадение ряда особенностей тепломассопереноса (см. гл. 8), получают независимое подтверждение геологическими данными. Вероятно, рифтогенез от океанизации отличает только количество перенесенного вещества и энергии, как это и предполагалось ранее (Гордиенко, 2007, 2012 и др.).

ГЛАВА 8. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ГЛУБИННЫЙ ПРОЦЕСС

Альпийский рифт Западно-Черноморской впадины (ЗЧВ) по размерам довольно близок (рис. В.4 и 8.1) к девонскому рифту юго-восточной (более широкой, чем северо-западная) части Днепровско-Донецкой впадины (длина в обоих случаях около 500 км, ширина 80-160 и 70-130 км соответственно), обе структуры возникли на докембрийском фундаменте, в развитии обеих выделяются стадии: 1) начального магматизма и практически отсутствующей седиментации, 2) образования рифтового трога и 3) синеклизная. Поэтому есть смысл использовать наработанные приемы сопоставления параметров моделируемого и реального процесса применительно к ЗЧВ.



Рис. 8.1. Схема расположения Западно-Черноморской впадины.

Отличие последней структуры от ДДВ заключается в расположении не внутри обширной древней платформы, а на узком фрагменте докембрийской плиты между киммерийско-герцинской геосинклиной Скифской плиты и альпийской - Понтид. Геосинклинали от краевых разломов трога ЗЧВ отделяют участки шириной 60-200 км (исключение - район Ломоносовского подводного массива - рис. 8.1). Расчет тепловой модели показывает, что к началу активизации ЗЧВ влияние геосинклинали Скифской плиты на объем тектоносферы под будущим трогом должно быть не очень заметным (по крайней мере - на большей части территории впадины). Примерно то же можно сказать о влиянии теплопереноса в недрах Понтид, хотя для более уверенного заключения необходимо выполнить полный анализ тепловой истории геосинклинали. Такая работа пока не проведена, в настоящее время вывод о незначительности влияния сделан на основе рассмотрения тепловой истории альпид Карпато-Динаридской геосинклинали, имеющей черты сходства с Понтидами.

Более того, ситуация во впадинах Черного моря наглядно демонстрирует близость (по крайней мере - на определенных стадиях) процессов одноактной активизации, рифтогенеза и океанизации. Для рассмотрения возникающей проблемы необходимы дополнительные исследования в регионах с перечисленными типами эндогенных режимов, в частности - на периферии Тихого океана, где распространены задуговые моря. По мнению автора они являются примером современной океанизации континентальной коры (преимущественно мафического состава) (Gordienko, 2016b).

8.1. Геологическая история

Погружение ЗЧВ можно представить по имеющимся сведениям таким образом (Атлас..., 1989, Ермаков, 2005, Туголесов и др., 1985, Хортов и др., 2006, и др.) (рис. 8.2). В позднем мелу (95-65 млн. лет назад) только в части северного фрагмента впадины накапливается небольшое количество осадков (около 0,5 км). В южном фрагменте идет размыв, осадки появляются после стратиграфического перерыва в палеоцене-эоцене. Таким

ГЛАВА 8. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ГЛУБИННЫЙ ПРОЦЕСС

образом, на первом этапе развития рифта седиментация (по крайней мере, на части территории) отсутствует, возможно и небольшое поднятие. В местах, где появляются осадки, темп осадконакопления не больше платформенного (около 17 м/млн. лет). Это полностью согласуется с прогнозом для рифта по Клоосу (Cloos, 1939) (рис. 8.2).

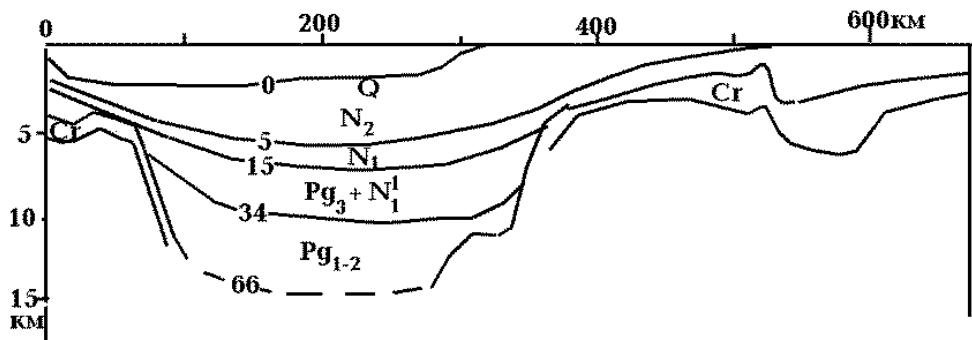


Рис. 8.2. Осадки Западно-Черноморской впадины по (Туголесов и др., 1985) вдоль субширотного профиля, показанного на рис. В.4.

Цифры у стратиграфических границ – возраст в млн. лет.

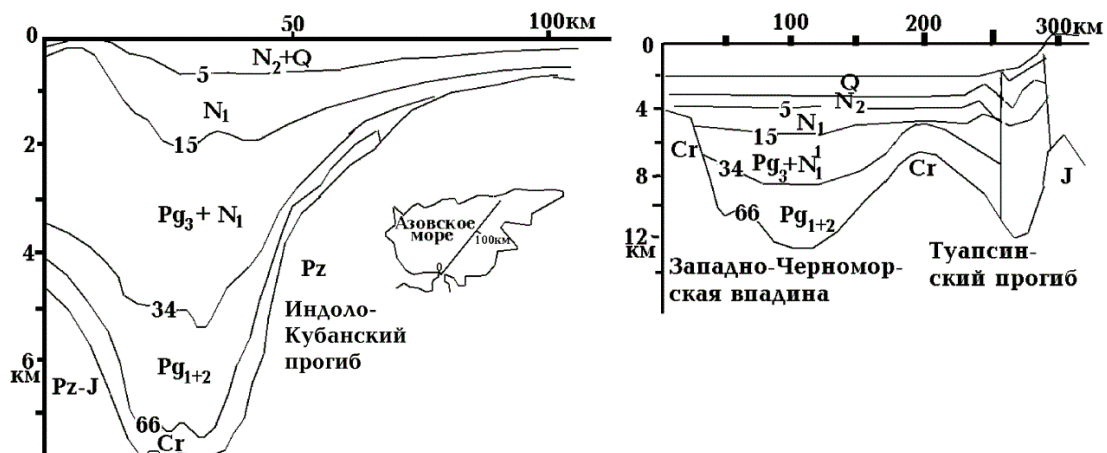


Рис. 8.3. Осадки Индоло-Кубанского прогиба, южной части Западно-Черноморской впадины и Туапсинского прогиба.

Характер седиментации в прогибах Черного моря и в Индоло-Кубанском очень близок. Исключение составляет последний этап, отсутствующий в прогибе.

На поднятии Андрусова ситуация иная, опускание в таком темпе отсутствует. Существенно отлична и мощность земной коры (под поднятием она больше), что может указывать на связь этих явлений.

В период 65-34 млн. лет темп осадконакопления высок - около 130 м/млн. лет, что принципиально не отличается от прогнозной величины (рис. 8.2 и 8.4).

Определение стратиграфического возраста осадочных толщ кайнозоя на больших глубинах по сейсмическим данным трудно считать вполне однозначной процедурой. Более надежно, чем другие границы, устанавливается подошва верхнего слоя, образовавшегося за короткое время при некомпенсированном опускании дна впадины. При закреплении ее возраста могут быть достаточно точно определены скорости погружения на промежуточных этапах.

Примем время начала некомпенсированного погружения отвечающим началу современной активизации, т.е. 5 млн. лет назад. На возможность такого развития событий указывают, кроме данных на рис. 8.2, многие косвенные сведения, например, очень большая скорость погружения по разломам на границе впадины и Скифской плиты в самое последнее (геологически) время (Шнюков и др., 1997). Анализ геологической информации приводит авторов работы (Семенов и др., 1996) к выводу о том, что "... на границу ... на уровне

ЧАСТЬ II. ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА

порядка 5 млн. лет приходится как кавказская фаза орогенических движений, так и заложение современных форм рельефа. В частности, сформировался Черноморо-Азовский бассейн, близкий к современным границам, и современная гидрографическая сеть северного причерноморья..." (Семененко и др., 1996, с. 99-100].

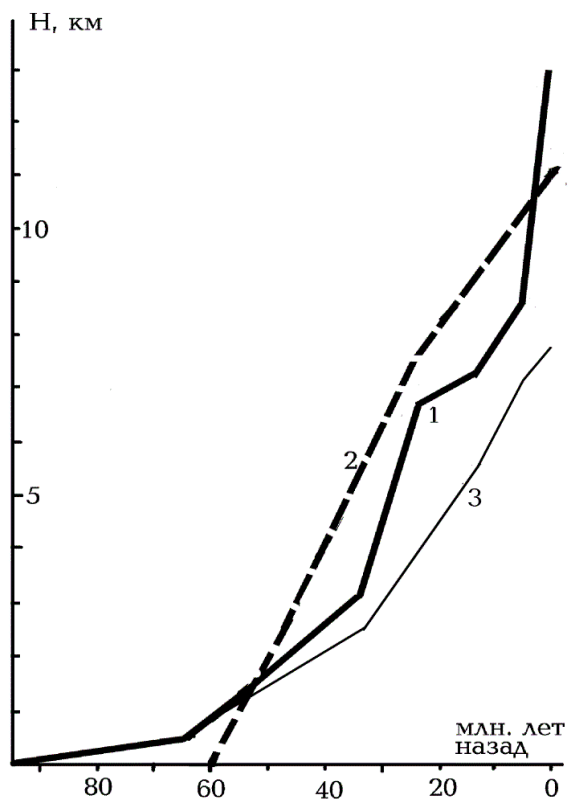


Рис. 8.4. Изменение мощности осадочного слоя ЗЧВ во времени.

1 - построенное по геолого-геофизическим данным (Атлас..., 1989, Ермаков, 2005, Туголесов и др., 1985, Хортов и др., 2006, 2015 и др.), 2 - расчетное, 3 - по геолого-геофизическим данным для центральной части Индоло-Кубанского прогиба.

Изменение возраста начала современной активизации не сказывается существенно на результатах: предельно раннее начало некомпенсированного опускания явно послемайкопское (т.е. с возрастом меньше 25 млн. лет).

В таком случае выделяются два отрезка истории ЗЧВ - 34-5 млн. лет назад с темпом седиментации около 160 м/млн. лет и 5-0 млн. лет со скоростью седиментации около 900 м/млн. лет. Средняя величина за весь период составляет около 250 м/млн. лет (рис. 8.2). Прогнозная скорость несколько

меньше.

Общая мощность осадочной толщи и воды (средняя для впадины) - 13 км, расчетная - 11,5 км (см. ниже). Разница объясняется, возможно, неучетом влияния современной активизации (см. гл. 2), но ее нельзя считать неприемлемо большой, она составляет всего 10-15%. Для обоснования возможности быстрого опускания поверхности в ходе современной активизации можно упомянуть ее проявление в "чистом виде" (т.е. таком, которому предшествовала докембрийская платформа). Это район Ботнического трога, где за 0,1-0,4 млн. лет образовалось 200-300 м осадков (Гарецкий и др., 1999).

Данные о составе изверженных пород, образовавшихся в период развития ЗЧВ, приведены в таблице 8.1. Они уже рассматривались в гл.1. Здесь приведена интерпретация О.В. Усенко (Гордиенко и др., 2003). Очевидно, что в первый период к поверхности подходят и мантийные выплавки и продукты плавления коры, причем последние представлены образованиями типа плагиогранитов. На втором этапе картина принципиально не меняется, на третьем коровые выплавки отсутствуют. Перечисленные данные полностью совпадают с прогнозом. Глубина магматического очага определена только для мантийных выплавок первого этапа - 45-65 км. Она совпадает с прогнозируемой АПГ.

Более детальный анализ химического и минералогического состава изверженных пород проведен по данным (Шнюков и др., 1997). На Ломоносовском массиве породы этого этапа развития представлены порфиоровыми базальтами и пикритобазальтами с вкрапленниками основного плагиоклаза (№72-74) и авгита высокомагнезиальной (MgO до 19%) серии. Основная ткань - плагиоклаз (альбит, развитый по основному). "В соответствии с петрохимической классификацией определяются как пикритобазальты и оливиновые базальты..., хотя оливин или псевдоморфозы по нему достоверно не обнаружены" (Шнюков и др., 1997, с.80). Главной особенностью палеогеновых пород окраины впадины является наличие периклаза (в сростках с мервинитом) в базальтах и периклаз-мелилитовых,

ГЛАВА 8. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ГЛУБИННЫЙ ПРОЦЕСС

периклаз-форстеритовых, периклаз-шпинелевых сростков в синхронных малых интрузиях соседней части Горного Крыма. В кислых разностях встречается оливин. Это недифференцированные породы, образованные в "источнике первичных магм" (Шнюков и др., 1997, с. 119).

Таблица 8.1. Комплексы изверженных пород различного возраста Ломоносовского подводного массива и Ильичевского поднятия (Шнюков и др., 1997).

Порода	Возраст, млн. лет	Порода	Возраст, млн. лет	Порода	Возраст, млн. лет
Базальт	95 и 90	Дацит	75±4	Диорит	45±3
Тоналит	94и65±5	Плагиориодацит	72±4	Андезитобазальт	41±3
Плагиориолит	89и79±5	Плагиориолит	61±4	Плагиориодацит	41±3
Габбро	77±5	Базальт	56±4	Базальт	26±2
Андезит	76±4	Тоналит	50±3		

Появление периклаз - мелилит - шпинелевых сростков возможно в высокомагнезиальных резко восстановленных расплавах очень больших (более 200 км) глубин. Однако наличие основных плагиоклазов, ортопироксенов, кварца в этих же породах говорит об окислительных условиях в очаге дифференциации, соответствующих буферу QFM. А альмандин и гранаты гроссуляр-андрадитового ряда, встречающиеся в дайках Горного Крыма, вынесены из верхних горизонтов мантии - нижней коры. Можно утверждать, что глубинная восстановленная магма поднимается к подкоровым глубинам, где фугитивность кислорода высока. Это приводит к достаточно быстрому окислению расплава. На большие глубины зарождения расплава и подкоровые дифференциации пород ЛПМ указывают высокие содержания как MgO (до 19%), так и Al₂O₃ (15-16%).

Сделанные замечания не противоречат ни общим представлениям об источнике магм рифта (которые подтверждены данными по ДДВ), ни глубинным температурам, приведенным в гл. 1 (табл. 1.2). Проблема только в том, что для части магматических пород периферии впадины нельзя использовать (из-за слишком кислого состава или отсутствия в литературе сведений о содержании оксидов магния и алюминия) критерии РТ-условий в очаге. Для пород возрастом около 25 млн лет такой способ контроля тепловой модели неприменим.

8.2. Глубинный процесс и тепловая модель тектоносферы

Началом активных событий альпийского рифтогенеза в ЗЧВ считались первые проявления магматизма на периферии впадины - ЛПМ (Шнюков и др., 1997). Им можно приписать возраст около 95 млн. лет. Более древние изверженные породы массива (возрастом 125±13 млн. лет), возможно, относятся к завершающему этапу развития киммерийской геосинклинали Скифской плиты. Молодые породы не только по возрасту, но и по составу "... возможно - знаменуют новый этап - повторное заложение островной дуги" (Шнюков и др., 1997, с.120). Впрочем, следует отметить, что они практически синхронны магматитам Балаклавского района и Каркинитско-Северо-Крымского прогиба. Т.е. не исключено, что раннемеловой этап магматизма имел более широкое территориальное распространение, чем описанный в гл. 1. Но в любом случае эти образования не вписываются в рифтовый комплекс Черноморских впадин.

В качестве момента завершения тепломассопереноса в мантии принят возраст последнего проявления магматизма - около 25 млн. лет назад. Таким образом, выясняется еще одно отличие рассматриваемого процесса от проходившего в ДДВ: длительность его в 3,5 раза больше. Это способствует существенно большему охлаждению тектоносферы к концу активной фазы перемещения мантийного вещества.

Особенность схемы глубинного процесса в тектоносфере ЗЧВ по сравнению с типичным континентальным рифтом заключается и в том, что латеральный перенос

ЧАСТЬ II. ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА

вещества из-за пределов региона заведомо отсутствует. Вопрос в данном случае не нуждается в специальном рассмотрении. Это связано с близостью к упомянутым выше геосинклиналям. В нижней части верхней мантии под ними и вблизи них породы сильно охлаждены предшествующими явлениями, астеносфера отсутствует - под Понтидами или едва проявлена - под Скифской плитой. Поэтому расчет тепловой модели ЗЧВ выполнялся только для вертикальных перемещений квантов тектонического действия.

В качестве фонового использовалось распределение температур в мантии, характерное для регионов континентальных геосинклинальных поясов. Детализовать глубинные условия не представляется возможным, так как сведения о глубинных процессах прошлого, содержащиеся в породах фундамента, скрыты мощным осадочным слоем. Единственное отличие, связанное с основностью исходной земной коры (см. ниже), - в несколько пониженных T верхней части разреза (примерно до 100 км). Единственное обстоятельство, которое могло бы быть учтено при построении фоновой модели, это активный процесс в интервале времени 250-420 млн. лет назад (рис. 1.1). Конечно, нельзя утверждать, что он происходил именно на территории будущей впадины. Но если это и было так, то результаты оценочного расчета показывают, что связанная с ним аномальность тепловой модели верхней мантии исчезающе мала.

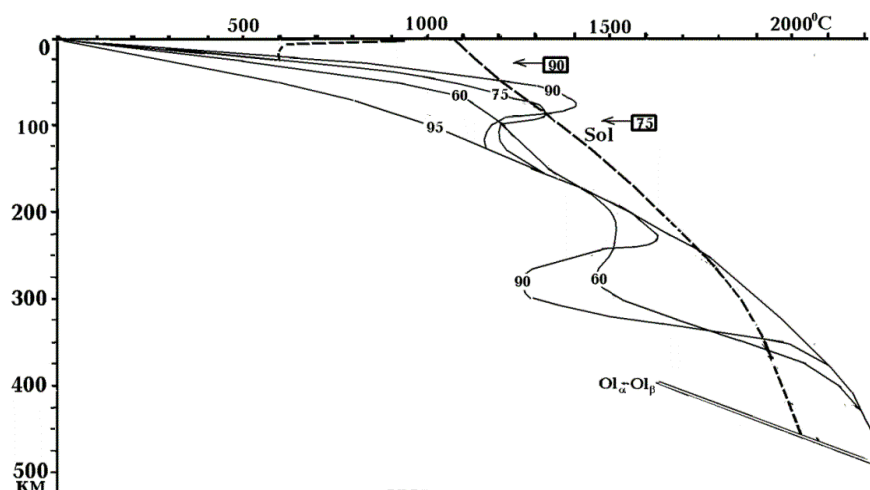


Рис. 8.5. Тепловая эволюция тектоносферы ЗЧВ в период 95-60 млн. лет назад. Цифры у кривых - возраст в млн. лет. Цифры в прямоугольниках - возраст пород, образовавшихся из магмы с очагами на указанной стрелками глубине (табл. 1.2).

Первый КТД поднимается из интервала глубин 250-330 км в интервал 40-90 км 95 млн. лет назад. Из возникшей под корой астеносферы почти сразу же (при вычислениях считалось, что 93 млн. лет назад, но точная дата не имеет значения для окончательного результата) начинают поступать выплавки в кору. Под их влиянием повышаются T в ее средней и нижней частях. Очевидно частичное плавление коровых пород. Расчет показывает, что условия для частичного плавления в коре пропадают лишь незадолго перед подъемом второго КТД 60 млн. лет назад.

Именно начиная с этого момента значительные интервалы глубин коры оказываются в области температур быстрой эклогитизации ($600-900^{\circ}\text{C}$). Прежде кора была слишком перегрета или необходимые условия для образования эклогитизированного блока сохранялись лишь короткое время в каждом интервале глубин. Не возникали блоки, отличающиеся по плотности от окружающих пород настолько, чтобы оторваться от коры.

В рассматриваемый период не работало на опускание и преобразование минералогии пород на подошве верхней мантии (рис. 8.5). Понижения температуры в процессе адвекции происходили на меньших глубинах.

ГЛАВА 8. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ГЛУБИННЫЙ ПРОЦЕСС

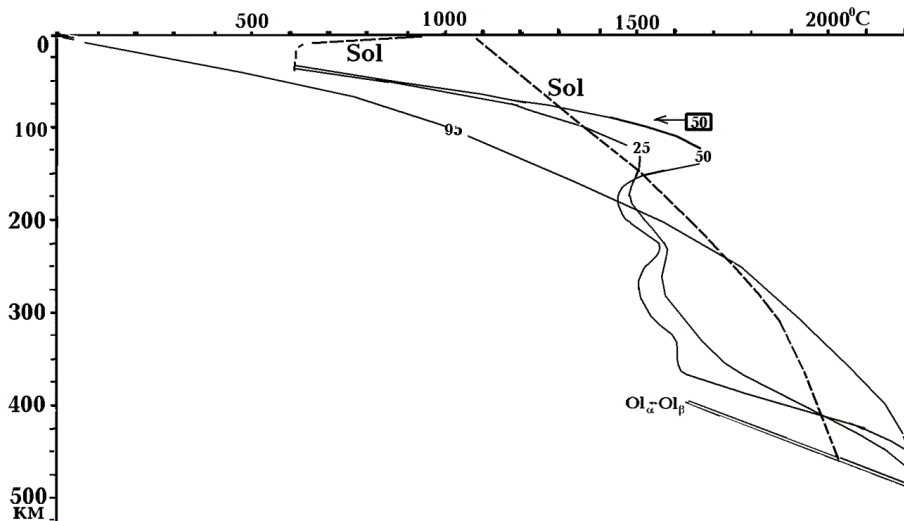


Рис. 8.6. Тепловая эволюция тектоносферы ЗЧВ в период 50-25 млн. лет назад.

Второй КТД поднимается из интервала глубин 340-410 км в интервал 90-140 км. В коре над ним может образоваться небольшой слой частичного плавления, который поддерживается в течение части периода до подъема третьего КТД (25 млн. лет назад). Возникающая астеносфера на глубине 75-150 км в значительной мере сокращается (до 100-140 км) до подъема третьего КТД не только из-за кондуктивного охлаждения, но и из-за опускания в нее сравнительно холодных эклогитов из коры (см. ниже) (рис. 8.6).

Третий КТД поднимается из интервала глубин 410-500 км (т.е. использует все оставшееся вещество с температурой выше солидуса у подошвы верхней мантии) в интервал 150-200 км. Возникает астеносфера на этих глубинах, но плавления корового вещества уже не происходит. Через 20 млн. лет ситуация характеризуется распределением T , показанным на рис. 8.7. В это время начинается современная активизация впадины (процесс, непосредственно не относящийся к рифтовой истории ЗЧВ). Через 5 млн. лет (т.е. в настоящее время) тепловая модель приобретает вид, показанный на рис. 8.7.

Построенная тепловая модель тектоносферы позволяет рассчитать основные события геологической истории ЗЧВ, прогнозируемые АПГ, возможно, за исключением самого последнего этапа, не относящегося к истории собственно рифта.

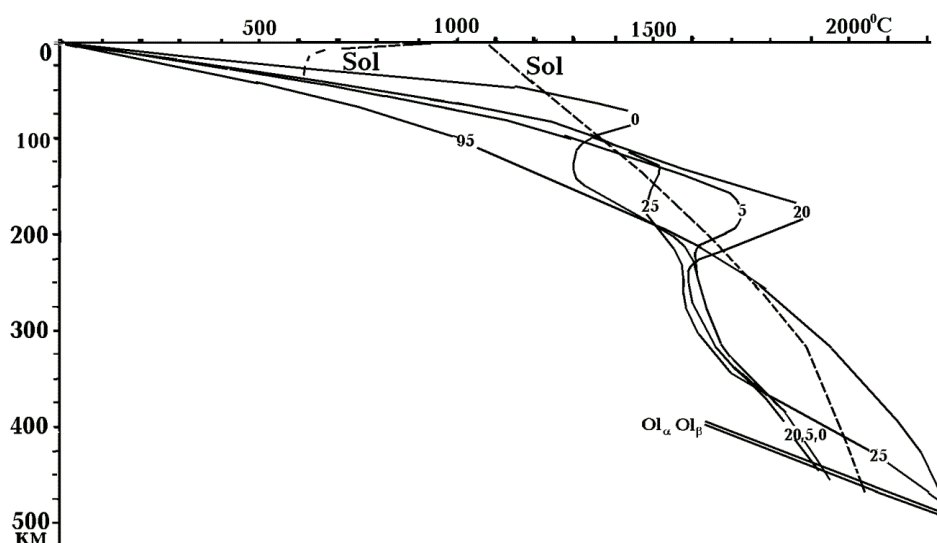


Рис. 8.7. Тепловая эволюция тектоносферы ЗЧВ в период современной активизации.

Приведенные выше данные о глубинах остановки верхних кромок КТД и температуры интервалов глубин их перемещения (рис. 8.5-8.6) позволяют уверенно утверждать, что установленные в регионе глубины магматических очагов находят свое

ЧАСТЬ II. ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА

объяснение. Тепловая модель после поднятия первого КТД может быть проконтролирована магматизмом 75 млн. лет назад. По модели глубина очага 80 км, температура в нем – 1310⁰С, что совпадает с прогнозом. Параметры инициального (по времени) очага понять сложнее. Дело в том, что вещество, поступившее из начального источника на глубине порядка 250 км неизвестно. Это может объясняться слишком большой плотностью расплава. Он не может достичь поверхности. Менее плотная жидкость возникает уже при остановке КТД под корой. На поверхности оказываются породы «гибридного» облика – частично коровые, но включающие и мантийный компонент. В первом случае они отвечают условиям 20 км и 650⁰С, во втором – 50 км 1200⁰С. Расчетные величины близки к средним 30 км и 1140⁰С (табл. 1.2).

Магматизм после поднятия второго КТД сопоставляется с расчетной глубиной и температурой очага магматизма возрастом около 50 млн. лет (см. рис. 8.6 и табл. 1.2). Согласование достигается в пределах погрешности расчета.

В период после поднятия первого КТД (95-60 млн. лет назад) происходит незначительное (в пределах сотен метров) общее поднятие территории будущего трога, возможна скорее денудация, чем осадконакопление. Опыт изучения геологической истории ДДВ показывает, что не исключено существование узких приразломных трогов, в которых накапливается небольшое количество осадков при отсутствии их в основной части территории рифта.

Перед анализом последствий поднятия второго КТД необходимо определить тип коры, на которой развивалась впадина. По геологическим данным из работы (Шнюков и др., 1997) это континентальная мафическая кора. Действительно, ЗЧВ входит в длинную цепочку регионов, характерными чертами которых являются: 1) расположение на древнем (докембрийском или палеозойском) форланде альпид Балканид, Понтид, Аджаро-Триалетии, Талыша, Эльбурса, Копетдага, 2) основной состав коры, зафиксированный геофизическими исследованиями на Мезийской плите, в Западно- и Восточно-Черноморской впадинах, Дзирульском массиве (и частично - в фундаментах Рионской и Куринской впадин), в Южно-Каспийской впадине, в южной части Туранской плиты, 3) утонение консолидированной части коры под некоторыми фрагментами цепочки в процессе молодых активизаций (под Черным и Каспийским морями).

Ближайший к ЗЧВ регион с изученной неутоненной корой такого типа - Мезийская плита (Геология..., 1987). Сопоставим имеющийся для нее скоростной разрез коры с разрезом ЗЧВ (оба были осреднены в пределах структур) (рис. 8.8). Мезийская плита пребывает в состоянии современной активизации. Об этом свидетельствуют повсеместные значительные молодые поднятия (в изученной в (Геология..., 1987) части плиты - до 200-300 м) и повышенный (хотя и не везде) тепловой поток (Бурьянов и др., 1987 и др.), молодой магматизм (Милановский и др., 1973). Поэтому не удивительно, что в средней части коры обнаружена мощная зона пониженных скоростей продольных сейсмических волн (примерно на 1 км/с - от 6,5 до 5,5 км/с). Исходная модель для ЗЧВ, естественно, лишена такой зоны (на рис. 8.8 соответствующая часть разреза Мезийской плиты показана штриховой линией).

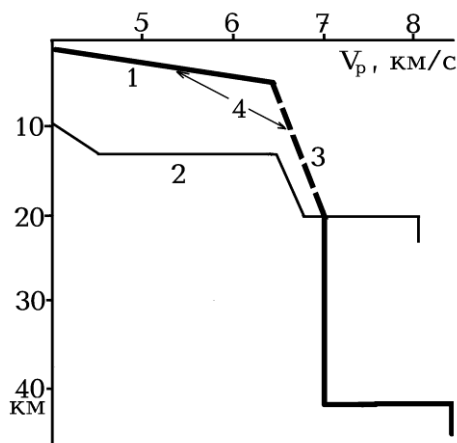


Рис. 8.8. Осредненные скоростные разрезы Мезийской плиты и ЗЧВ по (Геология..., 1987).

1 - Мезийская плита, 2 - Западно-Черноморская впадина, 3 - часть разреза Мезийской плиты, из которой исключена зона пониженных скоростей, 4 - участок разреза, предположительно преобразованный в нижнюю (консолидированную) часть коры ЗЧВ.

Очевидно, что исходный разрез характеризует кору, состоящую почти целиком из базальтового слоя. Исключение составляет лишь слой литифицированных осадков (от кембрия до раннего мела) мощностью около

ГЛАВА 8. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ГЛУБИННЫЙ ПРОЦЕСС

5 км и примерно такой же мощности верхняя часть консолидированной коры, которую можно отнести к переходному слою (V_p от 6,5 до 6,8 км/с).

Из этого разреза можно получить имеющийся в ЗЧВ с помощью такой довольно простой умозрительной операции: часть осадочного слоя (нижние 2 км) и верх консолидированной коры (еще 5 км) насытить базальтовыми выплавками с концентрацией 12% (по АПГ) и переместить в РТ-условия, соответствующие интервалу глубин 13-20 км (т.е. месту расположения консолидированной части коры в разрезе ЗЧВ). Получим слой со средней пластовой V_p 6,6 км/с.

Сокращение мощности коры происходит после поднятия второго КТД (т.е. 60-25 млн. лет назад). Основная часть сопутствующего опускания поверхности и седиментации связана с эклогитизацией (в нашем случае - практически сплошной) пород

консолидированной коры. Уплотнение на 21% (для нормальных РТ-условий ориентировочно - от 2,93-2,95 до 3,55 г/см³) ведет к сокращению мощности консолидированной части коры на 32 км, очень быстрому провалу эклогитовых блоков в астеносферу, опусканию поверхности на 6,5-7,0 км. Небольшое опускание (0,5-1,0 км) в тот же период возможно еще за счет разноса некоторой части коры на периферию трога с формированием там утолщений. Утолщение коры за счет рассматриваемого процесса нельзя уловить на фоне утолщений под Понтидами и под прилегающим к ним участком моря, которые обусловлены нормальным ходом геосинклиального процесса. Севернее впадины небольшое утолщение фиксируется на некоторых вариантах скоростного разреза на профиле ГСЗ 25. Восточнее впадины относительное утолщение коры известно под поднятием Андрусова, но нельзя определенно утверждать, что оно связано именно с рассматриваемым процессом. Таким образом, средний темп опускания в указанный период прогнозируется 215 м/млн. лет.

Гораздо более существенное утолщение коры на периферии черноморских впадин предполагается по результатам построения скоростных разрезов в работе (Ермаков, 2005). На профилях ГСЗ 25, 17, 11 и 29 автором выделены зоны пониженных скоростей сейсмических волн линейным размером 40-80 км толщиной 10-15 км, располагающиеся под разделом Мохо. Т.е. формально они отнесены к мантии. Но скорость в их пределах составляет менее 7,5 км/с (или менее 7 км/с – так у автора (Ермаков, 2005)), ее трудно привязать к мантийным породам даже в случае их существенного плавления. Можно предположить, что таким образом выделяется массив пород коро-мантийной смести, соответствующий, как правило, утолщениям земной коры на периферии зон рифтового ее утонения (Гордиенко и др., 2006 и др.).

В последний период развития ЗЧВ (25-0 млн. лет назад) следует выделить два формирующих ее фактора. Первый - нормальное продолжение процесса после поднятия третьего КТД, которое выражается в опускании поверхности на территории, превышающей трог, за счет полиморфного преобразования на подошве верхней мантии. Темп опускания - до 160 м/млн. лет, суммарная амплитуда - около 4 км. Однако в этом расчете не вызывает сомнений только конечная величина погружения. Достаточно ли времени для реализации процесса - неясно. В ДДВ на это ушло не 25, а 50 млн. лет.

Второй фактор - вовлечение ЗЧВ в современную активизацию (примерно - в течение последних 5 млн. лет). Последствия не могут быть просчитаны, т.к. ситуация сложна и включает элементы, еще не анализировавшиеся с точки зрения АПГ. Можно предположить, что возникновение новой зоны частичного плавления в нижней части верхней мантии под ЗЧВ и севернее (при условии формирования ее за счет понижения T солидуса и продолжающегося опускания по указанным выше причинам) приведет к оттоку частично расплавленных пород из-под впадины и ускорению опускания.

Одним из аргументов в пользу современной активизации впадины может служить формирование в ее пределах проявлений углеводородов. Севернее, на Скифской плите, они явно увязывались с таким процессом. На рис. 8.9. представлена картина распределения таких проявлений.

ЧАСТЬ II. ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА

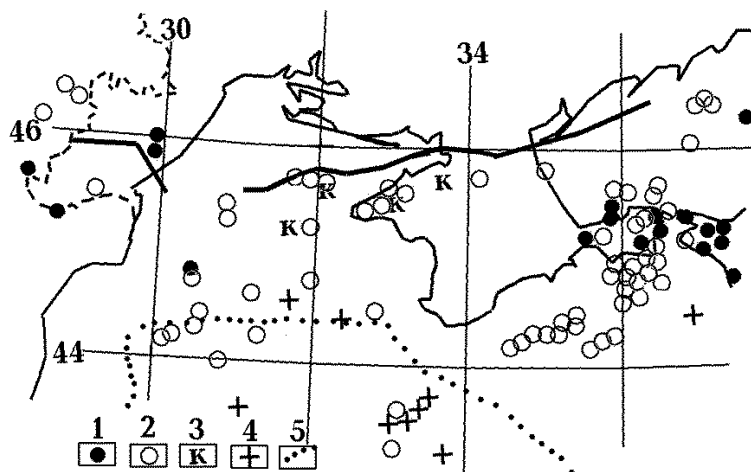


Рис. 8.9. Схема углеводородных месторождений и проявлений в северной части Западно-Черноморской впадины и на западе Скифской плиты (Глумов и др., 2014).

Месторождения и проявления: 1 – нефти, 2 – газа, 3 – конденсата, 4 – газогидратов, 5 – северная граница Западно-Черноморской впадины.

Во впадине не обнаружены месторождения УВ, представляющие промышленный интерес. Исключением можно считать только месторождение Домино (40-80 млрд м³ газа) на блоке Нептун Восточный в румынской экономической зоне, обнаруженное бурением при глубине дна около 1 км в 2012 г (Глумов и др., 2014). Но и на гораздо лучше изученной шельфовой части Скифской плиты основное количество углеводородных объектов представлено проявлениями, а не месторождениями.

Мантийный магматизм может проявляться во впадине (вероятнее - у окраинных разломов - гл. 3) в течение всего периода тепломассопереноса (95-25 млн. лет назад). Глубины магматических очагов ясны по приведенным выше данным о расположении астеносферы на каждом из этапов активного тепломассопереноса. Коровый магматизм возможен только после подъемов первого и второго КТД. Следует отметить его характерную особенность: основность исходной коры ведет к тому, что даже при глубокой дифференциации магм невозможен чисто гранитоидный магматизм (породы с высокой концентрацией SiO₂ не должны содержать КППШ, это должны быть плагиограниты).

Вообще данные по магматическим породам рассматриваемого периода активности тектоносферы северной части Черного моря очень ограничены. Все, что можно отнести к собственно рифтовому процессу, представлено только породами Ломоносовского массива на периферии впадины. В этом расположении нет чего-то необычного: значительная часть изверженных пород ДДВ сконцентрирована у краевых разломов. Но в этой впадине доступной оказывается и информация о магматических событиях в центральной части структуры вплоть до рифея. Под Черным морем мощность чехла исключает такую возможность. Информация о проявлениях магматизма есть только на южной окраине моря («Понтийский магматический пояс» - (Глумов и др., 2014)). Но эти образования относятся к альпийскому геосинклинальному процессу в Малой Азии.

Применение представлений адвекционно-полиморфной гипотезы для объяснения основных событий геологической истории Западно-Черноморской впадины позволило прогнозировать их на количественном уровне. Рассмотрены следующие факты.

1. Возникновение своеобразного типа земной коры, состоящей из мощного осадочного слоя (в среднем по территории впадины - 11 км) и тонкого слоя консолидированной коры. Последний по значениям пластовой скорости продольных сейсмических волн - 6,6 км/с - следует считать переходным (а не базальтовым, как часто утверждается).

Вероятно, верхняя часть прежней консолидированной коры была срезана эрозией в процессе начального этапа рифтогенеза. Средняя – преобразована многочисленными

ГЛАВА 8. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ГЛУБИННЫЙ ПРОЦЕСС

вторжениями мантийных выплавок и прогревом (метаморфизмом). По некоторым данным можно допустить, что самая нижняя часть коры перенесена по ходу адвективного течения вместе с верхними подплавленными слоями мантийных пород и образовала утолщения коры на периферии впадины.

2. Скорость седиментации в течение трех периодов развития впадины, близка или практически совпадает с наблюдаемой за исключением короткого последнего отрезка геологического времени, когда предполагается наложение современной активизации на процесс альпийского рифтогенеза.

Для этого этапа рассмотрена отдельная модель процесса, параметры которого оказались очень индивидуальными, отражающими тот факт, что активизация наложилась на формирование обширной мульды в пределах завершившего развитие рифта. Вероятно, в будущем есть смысл вернуться к анализу глубинных процессов в регионе, сопоставив его с происходящим под впадинами окраинных задуговых морей океана. Это может иметь значение, выходящее за пределы локального события образования глубоководной впадины. Внешне сходные явления принципиально различаются глубиной сейсмичности: к задуговым впадинам приурочена значительная часть землетрясений с глубинами гипоцентров 500-700 км (т.е. максимальными среди отмеченных на Земле). В этом случае определяющую роль играет изменение температуры в зоне полиморфных преобразований на границе верхней и нижней мантии.

3. Состав и глубинность магматических образований. Не для всех пород из-за отсутствия данных об их химическом составе удалось количественно определить параметры очагов в мантии, но опыт предыдущих исследований такого рода (Гордиенко и др., 2006) говорит об очень незначительном диапазоне изменений их глубин (вблизи значения 100 км). Это – свойство многих рифтовых магматических комплексов континентов.

Некоторые особенности геологического развития и современного строения региона рассмотрим в следующем разделе в связи с анализом природы аномалий физических полей.

ГЛАВА 9. ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

В этом разделе основное внимание уделено тепловому полю.

Тепловой поток для всего Черноморского бассейна рассматривался с применением используемых авторами подходов в работе (Гордиенко и др., 2002). В этой главе анализируется тепловое поле Западно-Черноморской впадины, для которой есть больше возможностей привлечения геотермии к комплексному изучению глубинных процессов в регионе.

Подавляющая часть определений теплового потока в Черном море за пределами шельфа получена зондовым методом, т.е. по результатам измерений температуры на глубинах в несколько метров под дном. Такой подход базируется на общепринятых представлениях о сохранении донных температур постоянными в течение длительного времени. Для Черного моря это не очевидно, более вероятным представляется нарушение такой модели, которое необходимо, если возможно, исправить. Рассмотрение данных о тепловом потоке Черного моря в основном направлено на оценку достоверности имеющихся данных.

9.1. Эффект молодой интенсивной седиментации

Библиография по определениям теплового потока в Черном море приведена в (Гордиенко и др., 2002) и здесь не воспроизводится. Более поздние данные не вошли в представляемую схему распределения параметра, так как весь возможный анализ может быть только качественным, хотя и включающим некоторые расчеты.

Полученные значения ТП базируются на результатах измерений температуры на глубинах до 4 м под дном. к этой глубине (при отсутствии специальных оговорок) приурочены рассматриваемые ниже поправки. Общепризнанной считается поправка, учитывающая молодое осадконакопление. В принципе это верно, но есть смысл рассмотреть адекватность используемых методов коррекции и упомянуть другие возможные источники ошибок, иногда весьма значительные. В некоторых случаях искажения так велики и непредсказуемы, что установить глубинный ТП невозможно. Такие возмущения измеряемых температур возникают, в частности, под влиянием кратковременных изменений температуры придонной воды.

Температура глубоких вод моря обусловлена смешением теплой и соленой средиземноморской воды нижнебосфорского течения и более пресной и холодной зимней воды, концентрирующейся на глубинах 50-100 м, - холодного промежуточного слоя (ХПС) (Процессы..., 1988).

Сезонная и годовая изменчивость температурных составляющих приводит к заметным (до 2⁰С) колебаниям температуры основного придонного течения Черного моря в его прибосфорской части. Предполагается, что искажения не распространяются на глубоководную впадину, но вопрос недостаточно изучен. В подтверждение незначительности температурных вариаций в пределах глубокой акватории можно привести результаты измерений температуры воды на разных глубинах в разные годы (табл. 9.1) по данным (Дучков и др., 1985, Процессы..., 1988, Сысоев, 1961 и др.).

Принято считать, что в глубоководной впадине установилось стабильное распределение температуры придонных вод в зависимости от глубины (более 300м) $8.85 + 0.143(z - 0.3)$, где температура в градусах Цельсия, глубина – в км.

Однако, в холодные годы плотность воды ХПС становится достаточной для ее «провала» вплоть до дна в конце зимы. Такие зимы отмечались, в частности, в 1954, 1961, 1964, 1969, 1980, 1985, 1987 годах. Достижению холодными водами больших глубин способствуют крутые склоны дна. Во многих пунктах южнее Крыма обнаружены линзы пресных вод с температурами 5-6⁰С на глубинах 300-500 м (Процессы..., 1988). У восточного побережья установлены придонные температуры 4-6.5⁰С на глубинах 500-900 м (Тепловые..., 1973 и др.). На всем протяжении континентального склона аномалии температур придонных вод создают и мутьевые потоки, образующие за год слои турбидитов

ГЛАВА 9. ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

мощностью до метра в частях акватории, контактирующих с прибрежными горами (Методические..., 1983 и др.). В западной части моря турбидиты встречены и на глубинах более 2 км (Дучков и др., 1985), но здесь их возникновение нельзя связать с периодом, непосредственно предшествовавшим измерениям температуры.

Таким образом, определение ТП на крутых склонах дна (в разных районах – до глубин 800-2000 м) сопряжено с риском получения большой и неопределенной ошибки. В прикрымской части акватории зона риска охватывает и фрагмент глубоководной впадины. После холодных зим здесь фиксируется значительное снижение солёности придонных вод (т.е. смешение их с водами ХПС) (Процессы..., 1988). Поэтому необходимо выделить часть моря где достоверное определение теплового потока по имеющимся данным возможны. За пределами этой акватории остается около трети пунктов наблюдений (Geothermal..., 1992)

Таблица 9.1. Температура вод впадины Черного моря (в °С).

Глубина, м	Год измерений							
	1938	1943	1951	1955	1956	1960	1961	1981-1983
500	8.87	8.83	8.88	8.83	8.89	8.84	8.88	8.85
1000	8.96	8.93	8.98	8.92	8.93	8.91	8.96	8.92
1500	9.04	-	9.00	8.97	9.18	9.01	9.06	8.97
2000	9.11	9.00	9.07	8.96	9.03	9.09	-	9.02

Мощность осадков, накопившихся в море в течение антропогена, достигает 3.2 км. Способы учета влияния седиментации на ТП, различны (Дучков и др., 1985, Кутас и др., 1993, Любимова и др., 1973, Тепловые..., 1973 др.), но во всех случаях реальная ситуация упрощена. Достаточно полным приближением к действительности представляется такая схема.

На поверхности появляется тонкий слой с нулевой температурой. Аномальная температура (отличие от неискаженной) в нем составляет в среднем $0.5\gamma\Delta H$, где γ – геотермический градиент, ΔH – мощность слоя. Во всей нижележащей части полупространства T_a вдвое больше. Температура возникшей тепловой конструкции изменяется со временем при изменении ее глубины под поверхностью, на которой постоянно поддерживается нулевая T . Суперпозиция влияния всех таких элементов, возникших в процессе седиментации, на температуру на глубине 4 м и определяет расчетный аномальный эффект.

Таблица 9.2. Аномальная температура на глубине 4 м (в °С)

Процесс	Мощность осадков антропогена в м				
	0	500	1000	2000	3000
Седиментация	0	-0.007	-0.013	-0.026	-0.039
Теплогенерация	0	0.001	0.003	0.005	0.007
Изменение климата	-0.047	-0.044	-0.040	-0.035	-0.030
Подъем элизонных вод	0	-0.009	-0.013	-0.016	-0.017

Естественно, γ определяется для неискаженного ТП, поэтому результат расчета корректируется пропорционально получаемому значению глубинного ТП по сравнению с принятым при вычислении средним – 45 мВт/м^2 . При расчете поправки к ТП теплопроводность считалась средней для придонных илов моря – $0.9 \text{ Вт/м}\cdot^\circ\text{С}$ (Гордиенко и др., 1971, Дучков и др., 1985 и др.). Температуропроводность среды, для которой решалась описанная задача ($7 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$), отличалась от характерной для приповерхностных илов, так как основная роль в формировании аномалии принадлежит теплопереносу на относительно больших глубинах. Результаты расчета показывают (табл. 9.2), что поправки за собственно седиментацию получились небольшими по сравнению с обычным увеличением температуры от поверхности до 4 м – $0.15 \text{ }^\circ\text{С}$.

ЧАСТЬ II. ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА

Учет влияния радиогенной теплогенерации в отложившихся осадках создает эффект другого знака. Расчет произведен для значения этого параметра в осадках равного 1.35 мкВт/м^3 . Используются обычные выражения, определяющие температуру, связанную с тепловыделением в плоском слое. Эффект незначителен (табл. 9.2).

Наиболее сильные вариации температуры придонных слоев создают изменения климата (Веклич и др., 1984, Зубаков, 1983, Зубаков и др., 1986 и др.). На дне Черного моря они оказались более интенсивными, чем на поверхности окружающей суши. В период похолодания вместе со снижением температуры ХПС происходит понижение уровня моря на 100 м и более (Колебания..., 1982), прекращается поступление теплых вод через Босфорский порог (глубиной около 30-40 м), придонные воды остывают дополнительно на $2.5 \text{ }^\circ\text{C}$. При расчете учитывались данные о климате за последние 250 тыс. лет, климатические аномалии предшествующего периода не влияют на температуру на глубине 4 м. В случае седиментации эффект каждого периода представлялся как распространение T_a в нижнем полупространстве, изменяющийся со временем при разном глубинном положении. В общем – осадконакопление снижает климатическую поправку (для фиксированной глубины 4 м) (табл. 9.2)

Погружение молодых осадков сопровождается их уплотнением. Изменение пористости с глубиной в целом экспоненциально – от 50% у поверхности до первых процентов у подошвы слоя антропогена максимальной мощности. Образующиеся элизионные воды выносят на поверхность часть тепла, понижая наблюдаемый ТП. Основную роль играет, конечно, верхняя часть разреза, поэтому поправка мало изменяется с мощностью антропогенных осадков (табл. 9.2). При расчете предполагалось, что вода концентрируется в проницаемых зонах и быстро достигает дна моря без существенного охлаждения, вычисленный эффект максимален и также, как эффект осадконакопления корректируется в соответствии с величиной глубинного ТП.

Полная величина поправки к ТП определяется по эмпирически подобранному алгоритму, учитывающему все виды искажений. В этом виде она зависит от наблюдаемого ТП и мощности антропогена (для реальной величины параметра – 0.4-3.2 км). Поправка составляет в основном $16 \pm 4 \text{ мВт/м}^2$, т.е. довольно выдержана.

9.2. Влияние изменений климата и процессов в слое газогидратов

Существует еще один источник искажений величины геотермического градиента в верхних слоях донных осадков, который пока не учитывается. Между тем, его влияние может быть определяющим. На это указывают зоны очень низких значений ТП, встречающиеся в разных морях. Здесь величины ТП сокращаются иногда до нуля. Это практически невозможно объяснить глубинными причинами – влиянием ТГ пород коры и мантии и предшествующей историей тепломассопереноса в тектонисфере. В Восточно-Черноморской впадине ТП в некоторых пунктах падает до $20\text{-}25 \text{ мВт/м}^2$, во впадинах ТИНРО и Дерюгина Охотского моря – до $18\text{-}30 \text{ мВт/м}^2$, в Каролинской котловине – до $4\text{-}28 \text{ мВт/м}^2$, на поднятии Капингамаранги Тихого океана – до $15\text{-}30 \text{ мВт/м}^2$ (Гордиенко и др., 2002, Соинов и др., 1997, Тектоносфера..., 1992 и др.).

Ниже предпринята попытка оценить возможную причину – влияние двух связанных процессов – глобального потепления и деградации слоя газогидратов (ГГ). Возможность такого нарушения нормального геотермического градиента в придонных осадках Охотского моря упоминается в статье (Веселов и др., 2006). Можно предполагать, что изменение γ обусловлено разложением газогидратов под влиянием небольшого нагрева зонда и прилегающих осадков при его внедрении в дно. Однако, скорее всего, небольшая величина теплового импульса и времени наблюдения не позволяет возникнуть такому эффекту.

В глубоководных бассейнах открытого океана, где придонная низкая (приближающаяся к нулю градусам Цельсия) температура поддерживается растеканием талых вод полярных льдов, влияние глобального потепления отсутствует или, по крайней мере, отсрочено. При расположении дна на меньших глубинах воздействие локального климата (и его потепление) оказываются более эффективными в этом смысле. Особенно

ГЛАВА 9. ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

подвержены подобным воздействиям температуры дна морей, слабо обменивающихся водой с мировым океаном. К ним относится и Черное море. Через Босфорский порог глубинные холодные воды (даже в случае их попадания в Средиземной море через Гибралтарский порог) в него не поступают.

Определим параметры среды и сформулирует постановку задачи, не привязываясь к конкретной акватории, пользуясь по возможности усредненными величинами. Используем также некоторые предположения, упрощающие расчеты, но существенно не влияющие на их результаты. Во многом это связано с отсутствием необходимой информации, в том числе и по Черному морю, где газогидраты довольно широко распространены (Шнюков, 2005 и др.). Предполагалось, что процесс глобального потепления захватывает не только сушу, но и акватории, и проявляется в увеличении температуры придонной воды со скоростью порядка $1^{\circ}\text{C}/100$ лет. Соответственно растет T в слое придонных илов, что ведет к изменению РТ-условий существования слоя газогидратов. Естественно, такое явление вероятно только в местах распространения ГГ, но можно предположить, что при достаточно низких температурах дна, характерных для глубин моря более 500-700 м (Веселов и др. 2006), газогидраты, по крайней мере – катагенетические, встречаются нередко.

Увеличение T при неизменном давлении вызывает разрушение ГГ, сопровождаемое поглощением тепла в количестве примерно $5 \cdot 10^6$ Дж/м³ (Трофимук и др., 1973) при обычной концентрации ГГ в илах на уровне 10%. Нагревание сверху и охлаждение на небольшой глубине должно приводить к существенному сокращению геотермического градиента как раз в интервале глубин, где он определяется. Есть смысл рассмотреть соответствующую тепловую модель.

Теплопроводность считалась постоянной во всем разрезе – $1 \text{ Вт/м} \cdot ^{\circ}\text{C}$ (до глубин 20-25 м). Объемная теплоемкость среды (смеси примерно равных количеств ила и воды) оценена как $3.3 \cdot 10^6$ Дж/м³· $^{\circ}\text{C}$. Соответственно температуропроводность – $3 \cdot 10^{-7}$ м²/с. Для упрощения расчетов принято расположение кровли слоя ГГ на дне моря и совпадении неискаженного γ с градиентом T разложения газогидратов. (Maekawa, 1998) – около 0.05 $^{\circ}\text{C}/\text{м}$. Это отвечает широко распространенному значению ТП 50 мВт/м^2 .

Включение в рассматриваемый процесс гипотетического глобального потепления связано с тем, что обычные изменения РТ-условий в придонном слое осадков не приводят к разрушению газогидратов. С геологически быстрым накоплением осадков связаны заметные искажения γ , рассмотренные, в частности, выше. Скорость накопления осадков в Черном море может достигать в некоторых районах 3 км за антропоген. Осадки с ГГ попадают на большой глубине под дном в новые РТ-условия. Но пониженный по сравнению с нормальным (установленным при отсутствии быстрой седиментации) γ в верхней части формирующегося осадочного слоя обуславливает сохранение ГГ в прежнем виде, дополнительные тепловые эффекты не возникают. В случае некомпенсированного погружения растет давление воды на поверхность слоя ГГ и при неизменности или понижении донной температуры новые РТ-условия не способствуют разложению газогидратов. И в этом случае нет основания для появления аномальных тепловых эффектов. Но практически возникновение перечисленных условий трудно диагностировать. Поэтому следует рассмотреть возможные искажения γ .

Сформулированные условия позволяют рассматривать одномерную задачу. Изменение T под влиянием нагрева поверхности определяется как сумма эффектов отдельных импульсов (Гордиенко и др., 2002 и др.). Расчет проведен для импульсов годичной длительности в предположении равномерного изменения их величины, начавшегося 10, 20... 100 лет назад. Разложение прогретого элементарного слоя ГГ ведет к его охлаждению на примерно 1.5°C , суммарный эффект рассчитывается по соответствующим формулам из (Гордиенко и др., 2002 и др.). Мощность элементарного слоя соответствует прогреву среды единичным поверхностным импульсом и составлял около 0.2 м (см. ниже).

Так как мощность слоя, в котором произошло разложение ГГ, не была заранее известна для каждой длительности процесса потепления (она сокращалась отрицательным тепловым эффектом), процесс расчета был итерационным. Количество элементарных слоев с

ЧАСТЬ II. ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА

отрицательными импульсами подбиралась так, чтобы на определенной глубине компенсировалась положительная аномалия от поверхностного нагрева. Ниже отрицательная аномалия преобладала и газогидраты сохранялись.

Полная величина T в придонном слое ила определялась как сумма аномалий и нормальных T , существовавших до начала процесса.

Проведенные вычисления показали, что уже само нагревание дна может привести к заметному сокращению наблюдаемого γ на обычных глубинах измерения температуры донным зондом (0-4 м). Результаты представлены на рис. 9.1.

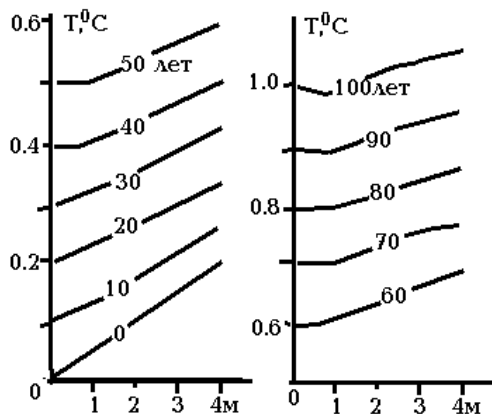


Рис. 9.1. Расчетные температуры на глубинах 0-4 м для различных длительностей процесса потепления дна.

Поскольку температура дна часто не применяется при расчете градиента, для сравнения искаженной и неискаженной его величины использованы различные значения на глубинах 1 и 4 м (рис. 9.2). С увеличением длительности потепления искажение γ в осадках стабилизируется на уровне 50-60% начальной величины примерно через 50 лет.

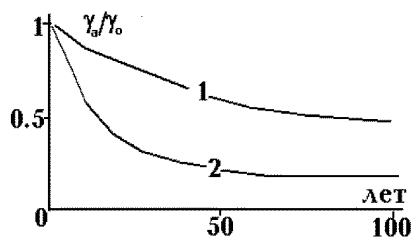


Рис. 9.2. Изменение геотермического градиента на базе 1-4 м в зависимости от длительности процесса потепления дна.

1 – в среде без газогидратов, 2 – в среде с газогидратами.

Расчет показал, что изменение глубины кровли слоя газогидратов происходит довольно равномерно со скоростью около 20 см в год. Только в начальный период (до 20 лет после начала потепления) скорость несколько повышена (примерно в полтора раза) (рис. 9.3)

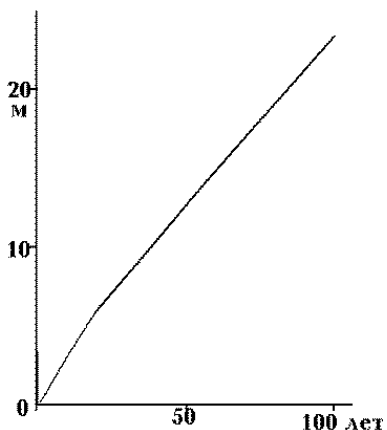


Рис. 9.3. Изменение расчетной глубины кровли слоя газогидратов в зависимости от длительности потепления дна.

Учет теплового эффекта разрушения слоя ГГ под дном моря делает искажения температур на глубинах первых метров еще более значительными. Результаты соответствующего расчета представлены на рис. 9.4. Величина γ , определенная на базе 1-4 м, существенно искажена по сравнению с началом процесса (см. рис. 9.2). Через 50 лет она стабилизируется на уровне около 20%. Таким резким понижением градиента вполне можно пояснить большинство приведенных выше аномально низких значений теплового потока, установленных на фоне гораздо более высоких.

Видно, что при использовании для вычислений γ температуры дна можно получить и отрицательные значения, отвечающие тепловому потоку до минус 18 мВт/м². Иногда такие величины ТП действительно фиксируются. Например, в Каролинской котловине установлены ТП минус 5, 24 и 29 мВт/м², в Филиппинском море – минус 49 мВт/м². Их появление приписано влиянию подводных оползней или гидротерм (Соинов и др., 1997), но это объяснение нельзя признать верным.

При субмаринной разгрузке гидротерм слой, в котором определяется геотермический градиент, может попасть в погранзону адвективного теплопереноса. Тогда величина

ГЛАВА 9. ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

градиента будет повышена. При попадании слоя в расположенную ниже часть ячейки геотермический градиент может сократиться до субнулевого – адиабатического, но не отрицательного значения.

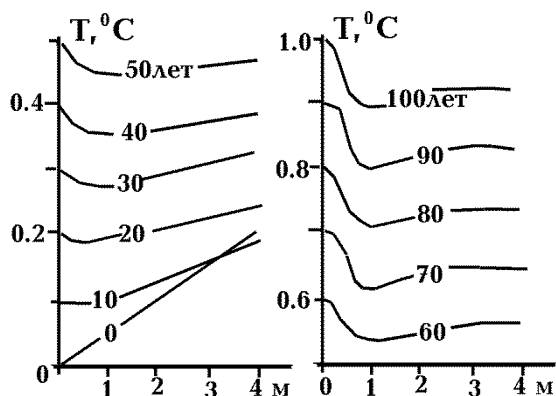


Рис. 9.4. Расчетные T на глубинах 0-4 м для различных длительностей процесса потепления дна с учетом теплового эффекта разрушения слоя газогидратов.

Тепловую структуру, возникающую при оползневых процессах, в упрощенном виде можно представить как результат мгновенного появления над ранее существовавшей поверхностью дна нового слоя, причем в аллохтоне и автохтоне в момент события еще сохраняется прежнее распределение температуры. В дальнейшем отличия температуры от нормальной в придонном слое будут зависеть от мощности аллохтона и времени, прошедшего после оползня. Очевидно, что они могут быть только отрицательными и не способствуют разложению газогидратов. Тем не менее, оползни могут привести к существенному сокращению геотермического градиента, поэтому есть смысл рассмотреть возникающие эффекты. Ведь на континентальном склоне по всей периферии Черного моря такие оползни – нередкое явление. Для вычислений можно привлечь описанную выше методику. Результаты расчета показаны на рис. 9.5.

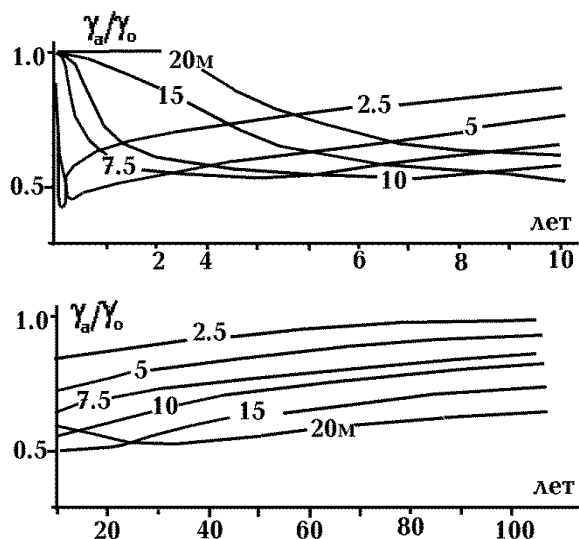


Рис. 9.5. Изменения геотермического градиента на базе 0-4 м в зависимости от мощности аллохтона и возраста оползня.

Видно, что возникающие искажения γ весьма значительны и сохраняются в течение длительного времени. Однако отрицательных величин можно ожидать только в весьма экзотической ситуации: непосредственно после оползня с незначительной мощностью аллохтона, когда нижняя точка изменения температуры попадает в автохтонные осадки.

Приведенные в этом разделе результаты анализа эволюции теплового поля под влиянием деградации ГГ в придонном слое морских осадков нельзя рассматривать в качестве материала для непосредственного внесения поправок в данные морской геотермии. Они должны расцениваться только как способ привлечения внимания специалистов к возможности значительных искажений γ такой природы. Для практического использования рассмотренной поправки необходимо получение сведений о наличии и глубине распространения слоя газогидратов, их составе (РТ-условиях существования), об изменении температуры дна в конкретном районе исследований (возможно, и не связанном с глобальным потеплением) и проведение на их основе расчетов, для которых можно использовать предложенную методику.

9.3. Тепловой поток Западно-Черноморской впадины

Глубинная тепловая модель впадины, отвечающая тепломассопереносу в тектоносфере в период современной активизации (0-5 млн. лет) и предшествующего рифтогенеза (95-25 млн лет назад) построена в главе 8. В этом разделе необходимо рассмотреть вопрос о соответствии ей экспериментальных данных о тепловом потоке в

ЧАСТЬ II. ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА

регионе. Решение этой задачи сопряжено со значительными трудностями, так как наиболее мощный источник тепла – КТД, поднявшийся под кору в период современной активизации, сам по себе не может вызвать аномалии ТП из-за несоответствия возраста и глубины. Для достижения поверхности тепловой волне с глубины 50 км необходимо на порядок больше времени. Процесс мог бы ускориться при образовании в начале активизации промежуточных очагов непосредственно под тонкой корой впадины.

Некоторые из имеющихся сейсмических данных позволяют предположить, что такое развитие процесса реально. В работе (Ермаков, 2005) на нескольких скоростных разрезах вдоль профилей ГСЗ показаны зоны резко пониженных скоростей продольных волн, по мнению автора располагающиеся в верхних горизонтах мантии. На границе ЗЧВ и поднятия Андрусова – на глубинах 22-30 км, на границе Восточно-Черноморской впадины и того же поднятия – 23-32 км, вблизи границы ЗЧВ и северо-западного шельфа Черного моря - 18-22 и 24-35 км. Величина аномалии очень велика (более 1 км/с), для ее объяснения необходимо допустить значительную степень плавления или резкое изменение состава. Таким образом, возможно приближение аномально перегретых объектов к поверхности по сравнению с основным телом астенолита. Но и в этом случае за прошедшее с начала активизации время фронт тепловой волны успевает пройти лишь половину расстояния до поверхности.

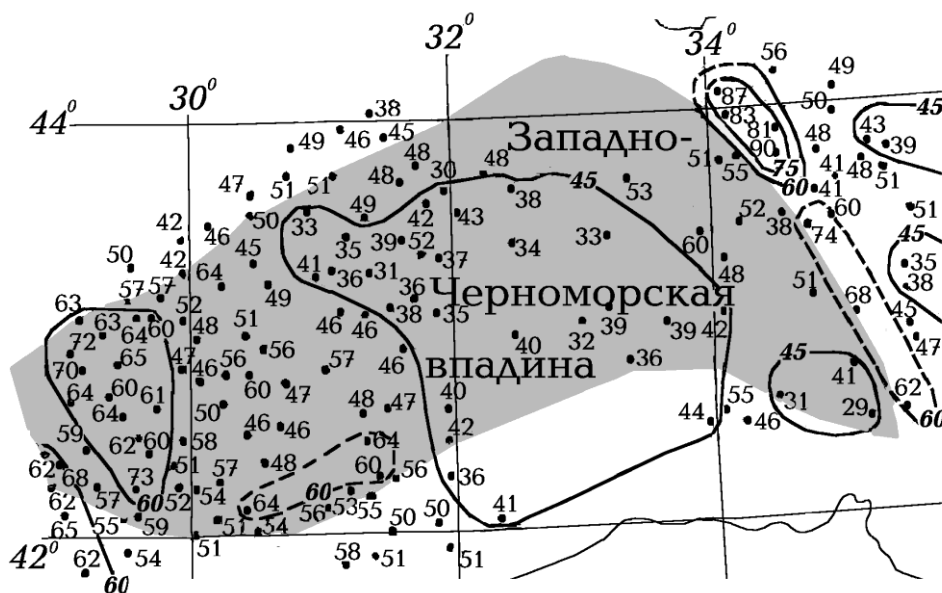


Рис. 9.6. Схема глубинного теплового потока (в $\text{мВт}/\text{м}^2$) в ЗЧВ (Гордиенко и др., 2002).

Однако, можно предположить, что описанные выше тела явились источниками магм и флюидов для расположенной выше коры. При подключении конвективного теплопереноса возможна доставка тепла к поверхности и возникновение аномалий ТП. И они действительно встречаются на периферии впадины (рис. 9.6). Хотя следует сделать оговорку: опубликованные схемы распределения ТП во впадине и ее окрестностях (как и во всем Черном море) существенно различаются между собой (Геофизические..., 1996).

Определим, какой величине современного теплового потока должна отвечать рассмотренная тепловая история рифта. Расчетное значение ТП, устанавливаемое в качестве среднего для ЗЧВ, состоит из стационарной коровой части (средняя теплогенерация в осадках мощностью 11 км - около $1,35 \text{ мкВт}/\text{м}^3$, в консолидированной коре мощностью 7 км - $0,45-0,50 \text{ мкВт}/\text{м}^3$) - около $17 \text{ мВт}/\text{м}^2$, нормального ТП из мантии региона, находящегося внутри геосинклинального пояса, но на массиве, не испытывавшем активизации с рифея - $22 \text{ мВт}/\text{м}^2$ и аномалии, связанной с активным процессом - около $5 \text{ мВт}/\text{м}^2$. Т.е. суммарное

ГЛАВА 9. ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

среднее значение - 44 мВт/м². Отметим, что небольшая аномалия расчетного ТП обусловлена предшествующим процессом. рифтогенеза.

Нестационарные аномалии ТП, базирующиеся на высказанных предположениях, не могут быть количественно определены, исходя только из них. Опыт анализа сходных конвективных структур в других изученных регионах (Гордиенко и др., 2005, 2006 и др.) показывает, что величина возмущений ТП может быть значительной – до 20-30 мВт/м². Но часто они оказываются локальными, приуроченными к конкретному разрывному нарушению, а не ко всей зоне глубинного разлома, включающей многие близко расположенные локальные разломы. В данном случае это, скорее всего, не так. Через всю территорию Украины протягивается региональная субмеридиональная аномалия теплового потока рассматриваемой природы (Кировоградская). Она часто фрагментирована, тем не менее, на всем тысячекилометровом протяжении возмущения его единство явно просматривается.

Таким образом, в распределении теплового потока Западно-Черноморской впадины можно ожидать фоновых значений на уровне – 40-45 мВт/м² и резко выделяющихся аномалий интенсивностью выше 60 мВт/м².

Средний глубинный ТП в ЗЧВ (исключая явную аномалию на западной периферии, которая, скорее всего, относится к району наложения впадины на альпиды) составляет 46±9 мВт/м² (рис. 9.6). Массив данных можно довольно надежно разделить на два, один из которых имеет модальную величину около 39-40 мВт/м², близкую к расчетной. На остальной территории ТП несколько выше. Изученность теплового потока впадины и ее окрестностей позволяет предположить наличие положительных аномалий (интенсивностью в центральных частях около 65 мВт/м²) почти на всей ее периферии. Севернее впадины расположена не показанная на рис. 9.6 Шельфовая аномалия теплового потока, установленная по результатам скважинных измерений температуры.

Т.е. в ходе современной активизации конвективный теплоперенос ("обгоняющий" кондуктивный, характерный для остальной территории ЗЧВ) происходит в основном по обрамляющим разломам, к которым был приурочен мел-палеогеновый магматизм. Этим и обусловлено появление второго массива данных по ТП во впадине и на ее периферии.

9.4. Гравитационное поле

Рассмотрим, в какой мере отвечает гравитационному полю принятая гипотеза глубинного процесса. Практически речь идет о соответствии экспериментально установленной мантийной гравитационной аномалии расчетной. В предыдущей главе приведены распределения температур, характеризующее современное и предшествующее состояние тектоносферы. Разница в температурах, приводящая к изменению плотности как непосредственно так и за счет полиморфных преобразований, определяет влияние произошедшего глубинного процесса на гравитационный эффект верхней мантии. Естественно, при этом необходимо учесть коэффициент теплового расширения пород, изменяющийся с глубиной (рис. 9.7)

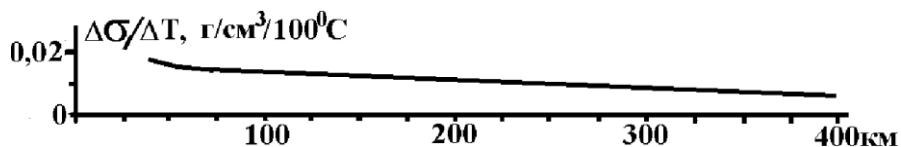


Рис. 9.7. Изменение плотности мантийных пород с температурой в зависимости от глубины.

Средние величины разуплотнений в верхней тектоносфере составляют в интервале от Мохо до примерно 150 км около 0,035 г/см³, уплотнений на больших глубинах – около 0.015 г/см³. В интервале глубин до 30 км разуплотнение, связанное с переходом к плагиоклазовому пиролиту, составляет около 0,12 г/см³, к шпинелевому пиролиту (до 100 км) – около 0.08

ЧАСТЬ II. ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА

г/см³. В интервале глубин 450-500 км уплотнение при полиморфном преобразовании оливина приводит к среднему росту σ примерно 0.21 г/см³.

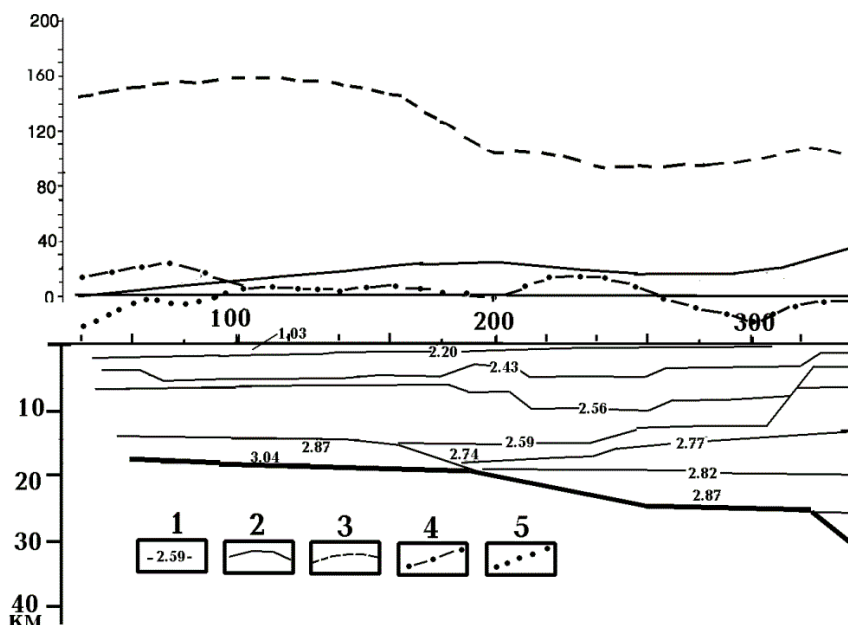


Рис. 9.8. Результаты гравитационного моделирования в Западно-Черноморской впадине (профиль ГСЗ 25).

1 – плотности пород коры (в г/см³). Гравитационное поле (в мГл): 2 – наблюдаемое (аномалия Фая). Расчетное: 3 – для коры и нормальной плотности пород мантии, 4 – с учетом аномальной плотности пород верхней мантии под ЗЧМ и Скифской плитой, 5 – с учетом аномальной плотности пород мантии под альпийской геосинклиналью Малой Азии.

Используя эти величины плотностных аномалий для реальной ширины и длины активизированного региона, а также скоростной разрез коры по профилю ГСЗ 25 построим плотностную модель тектоносферы для Западно-Черноморской впадины и рассчитаем гравитационные эффекты (рис. 9.8). Расчетный эффект коры и нормальной мантии резко отличается от наблюдаемого поля. Введение эффекта аномальной мантии под впадиной дает возможность существенно сблизить поля. На севере этому способствует учет аномалий плотности в мантии активизированной Скифской плиты. На юге – альпийского геосинклинального пояса Малой Азии. Согласование полей все же остается далеким от полного. Это неизбежно, учитывая качество использованной сейсмической информации (см. гл.3). Кроме того, опыт построения скоростных моделей мантии под зонами современной активизации платформ Северной Евразии (Гордиенко, 2014а) показывает, что распределение скоростей в подкоровой мантии очень изменчиво. Здесь встречаются как резко пониженные скорости (влияние частичного плавления пород) так и повышенные (в опустившихся в мантию блоках эклогитизированных коровых базитов). Соответственно может варьировать и плотность этих образований.

9.5. Скоростной разрез верхних горизонтов мантии

По представлениям АПГ мантийный этаж глубинного процесса, представленный несколькими десятками км сильно перегретых и частично расплавленных пород, должен отразиться в значительной отрицательной скоростной аномалии. Однако ее выявление может быть сопряжено с определенными трудностями (Pavlenkova et al., 2006), связанными с «помехами» разного знака. При исследованиях регионального характера мелкие аномалии осредняются, но результат часто оказывается сильно сглаженным. Возможно, именно этим эффектом объясняется результат моделирования скоростного разреза мантии под ЗЧВ, приведенный в (Геофизические..., 1996) – рис. 9.9.

ГЛАВА 9. ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

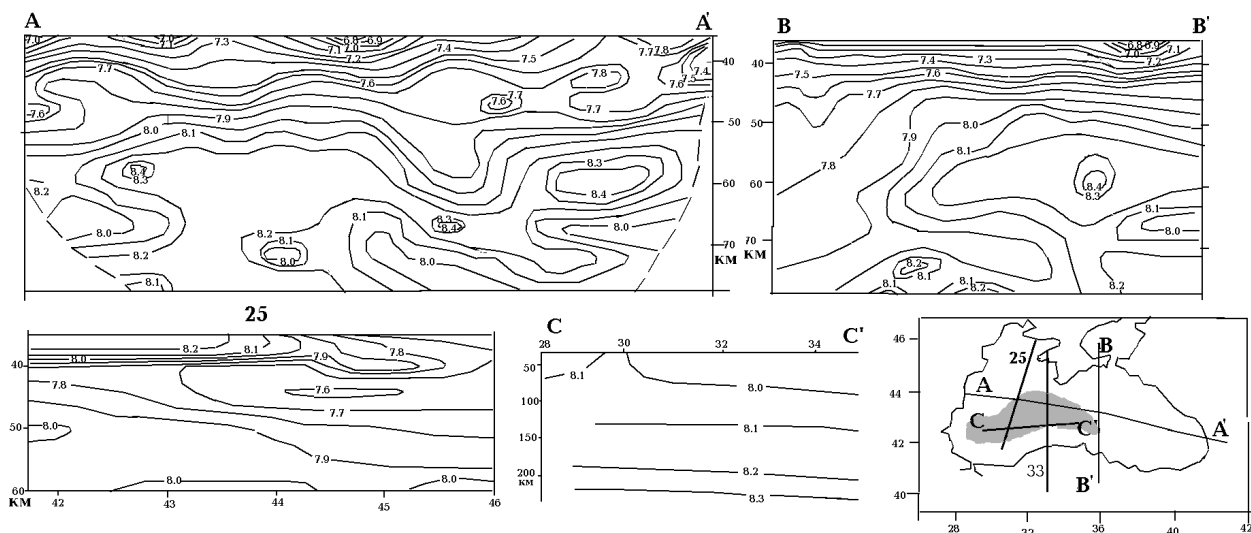


Рис. 9.9 Скоростные разрезы верхней мантии ЗЧВ (показана серым цветом на врезке) вдоль нескольких профилей (Геофизические..., 1996, Гобаренко и др., 2009, Яновская и др., 2016). 33 – профиль вдоль 33 меридиана (см. рис. 3.3).

На глубинах 20-50 км скорость оказывается несколько меньше 8.0 км/с, что при нормальном значении 8,1 км/с может быть признано небольшой отрицательной аномалией, достоверность выделения которой по приведенным в работе (Геофизические..., 1996) данным нельзя обосновать.

По более детальным данным (Ермаков, 2005 и др.), полученным, впрочем, для меньшего интервала глубин (20-40 км), скорости оказываются на примерно том же уровне.

Наличие весьма значительной мантийной гравитационной аномалии и большой перегрев подкорковой мантии, фиксируемый тепловыми моделями, может указывать на вероятность более существенного понижения скорости.

Это подтверждается при привлечении более обширного сейсмологического материала. Кроме упоминавшегося выше (гл. 3) скоростного разреза вдоль 33 меридиана можно рассмотреть еще данные о скоростях в верхних горизонтах мантии вдоль профиля ГСЗ 25 и субшироного профиля А-А' (рис. 9.9). Очевидно, что в подкорковой мантии региона обнаруживаются многочисленные аномалии разных знаков. Хотя далеко не все они по приведенным выше (гл. 3) оценкам могут считаться достоверно выделенными, общая картина большой изменчивости не вызывает сомнений. В такой ситуации трудно проводить сопоставление наблюденного скоростного разреза с расчетным. Есть смысл представить экспериментальные данные в виде средних величин с барами (Гордиенко, 2014а и др.). Такая информация приведена рис. 9.10.

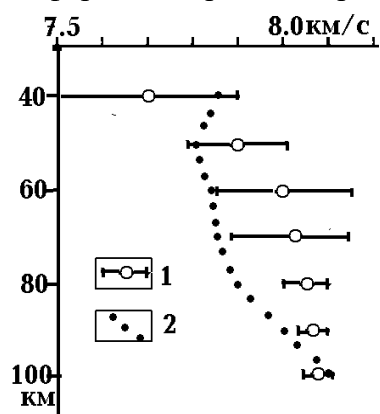


Рис. 9.10. Сравнение экспериментально установленных (1) и расчетных (2) скоростей продольных сейсмических волн в верхних горизонтах мантии под ЗЧВ.

Формально различие скоростей не очень значительно, средняя величина составляет около 0.11 км/с. Ее можно объяснить погрешностями. Однако, очевидны характерные особенности различий на разных глубинах, приводящие, в частности, к преобладанию одного знака различий. При сравнении разрезов необходимо учесть, что в расчетные величины не внесены поправки, учитывающие частичное плавление пород мантии и появление в ней высокоскоростных блоков эклогитов, опустившихся из преобразованной коры (см. выше). Такой учет практически невозможен на достигнутом уровне знаний о процессе современной активизации. Полученные

ЧАСТЬ II. ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА

несоответствия скоростных разрезов в общем типичны для таких зон (Гордиенко, 2014а и др.).

Таким образом, весь комплекс геолого-геофизической информации соответствует принятой гипотезе глубинных процессов, хотя не всегда согласование достигает количественного уровня.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенная в монографии информация по созданию схем глубинных процессов и анализу природы физических полей (и месторождений полезных ископаемых) позволяет констатировать, что намеченные во Введении цели достигнуты. Этот результат получен несмотря на сложность изучения региона с весьма разнообразной геологической историей и часто дефицитом геолого-геофизических данных. Последнее привело к ограничению спектра рассматриваемых явлений для тех случаев, когда не представлялось возможным получить изучаемые параметры на количественном уровне с приемлемой точностью. В сложившейся ситуации возможны два варианта действий. Первый предполагает отказ от рассмотрения данного параметра. Второй – проведение анализа с оговоркой, указывающей на качественный характер построений, не дающий возможности поставить данное явление в один ряд с достоверно исследованными. Как правило, предпочтение было оказано второму варианту. Будем придерживаться такой градации при описании полученных результатов, рассматривая их применительно к каждому из трех регионов, ставших объектами исследований в монографии.

На территории Южно-Украинской моноклинали представления о геологической истории до начала современной активизации ограничены более или менее обоснованными аналогиями с известной на склоне Украинского щита и самом щите и на Волыно-Подольской плите. Естественно, что моделирование глубинных процессов в этой ситуации не имело смысла. Рассмотрение физических полей проведено в предположении двух типов эндогенных режимов – докембрийской платформы и современной активизации. Этого оказалось достаточно для количественного объяснения без подбора их аномалий, качественного – сейсмичности и небольшой, но все же наблюдаемой у южной границы моноклинали, нефтегазоносности. При этом использовались критерии выделения зон СА, разработанные для ранее изученных областей Украины, не была обнаружена необходимость их пересмотра.

На Скифской плите данных для построения схем разновозрастных глубинных процессов несравненно больше. Детальные датировки активных событий пока еще не могут быть восстановлены, но уже очевидны два факта: существование земной коры начиная, по крайней мере, с раннего архея и частота активизаций, превышающая достижимую для платформенного региона в последние 2 млрд. лет. В соответствии с представлениями адвекционно-полиморфной гипотезы построены схемы тепломассопереноса в коре и верхней мантии для периодов геологической истории, в которые на количественном уровне могут быть описаны основные явления. Показано с достижимой точностью согласование расчетных и наблюдаемых скоростей седиментации, глубин и температур разновозрастных магматитов, степени катагенетических изменений (палеогеотермических градиентов) пород осадочного слоя для герцинской, киммерийской геосинклинальных эпох и двух одноактных активизаций – меловой и современной. Проявления последней представлены целым комплексом предсказанных гипотезой явлений: сейсмичностью (происходящей, в частности, на глубинах, обусловленных расчетной удельной упругой энергоемкостью), аномалиями изотопии гелия, аномально высокими пластовыми давлениями подземных флюидов, поднятиями и опусканиями поверхности, активизацией разломов, нефтегазоносностью и т.п.. Построенная схема глубинного процесса и отвечающая ей тепловая модель дали возможность без подбора объяснить аномалии теплового потока, электропроводности, скоростей продольных сейсмических волн, гравитационного поля (последнего – с использованием данных о региональных аномалиях магнитного поля). Часть этих возмущений становится понятной только при учете глубинных процессов в недрах Черноморской впадины. Отметим отдельно, что обнаруживается значительная близость геологической истории впадины и Индольского прогиба за исключением последнего этапа длиной в несколько млн лет.

При изучении впадины Черного моря с уникальной структурой земной коры трудности связаны прежде всего с принятием того или иного типа эндогенного режима. В

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

какой-то мере выбор ограничен вероятным расположением структуры на фрагменте длинной полосы позднедокембрийских массивов, протянувшихся от Мезийской плиты до юга Туранской. Длительный перерыв в активности (если он реален) должен указывать на платформенную или близкую к ней теплогенерацию в мантийных породах. Но для объяснения известных геологических событий необходима несколько большая «энергонасыщенность». Ее и приходится использовать, несмотря на отсутствие прямой информации. На стадии процесса, когда достигнута существенная океанизация коры, легче принять предположение о большей, чем платформенная, теплогенерации мантийных пород, тепловые модели приобретают большую достоверность. С их помощью удастся построить картину эволюции мощности осадочного чехла впадины, согласующуюся с экспериментальной, объяснить проявления магматизма, известные на периферии структуры. Возможна и сравнительно уверенная интерпретация величины теплового потока, скорости сейсмических волн, гравитационного поля.

Отметим, что монография завершает серию работ авторов (в составе которых происходили по ходу исследований некоторые изменения), посвященных изучению тектоносферы Украины. С одинаковыми подзаголовками («геофизика, глубинные процессы») были опубликованы: в 2005 г – «Украинский щит», в 2006 г – «Днепровско-Донецкая впадина», в 2011 г – «Украинские Карпаты», в 2012 г – «Волыно-Подольская плита», в 2013 г – «Склон Воронежского кристаллического массива», в 2015 г – «Донбасс». За 12 лет произошли заметные изменения и в изученности регионов геолого-геофизическими методами, и в методиках интерпретации геологических явлений и физических полей, и в содержании гипотезы глубинных процессов в тектоносфере, определяющей направление исследований. Поэтому логично в будущем продолжить начатую работу по созданию единой концепции строения и эволюции тектоносферы Украины.

ЛИТЕРАТУРА

- Авилов В.И., Авилова С.Д. Проявления флюидных потоков со дна в глубоководной части Чёрного моря. Докл. РАН. 2001. 4. С.522-526.
- Альбом структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины. М-б 1:1 500 000 / Под ред. Д.А. Туголесова. М., 1989.
- Астапенко В.Н. Земная кора и мантия территории Беларуси по магнитотеллурическим данным. Дис. док.геол.-мин. наук. Минск. БелНИГРИ. 2012. 208 с.
- Атлас родовищ нафти і газу України. Під ред. М.М. Іванюти та ін. Львів. Центр Європи. 1998.
- Атлас. Глибинна будова літосфери та екогеологія України / Ред. М.М. Байсарович, О.Ю. Митропольський, І.С. Чуприна. К.: ІГН НАНУ. 2002. 55с.
- Багдасарян Г.П., Лебединский В.И. Новые данные об абсолютном возрасте магматических пород Горного Крыма. ДАН СССР. 1967. 173. 1. С.149-152.
- 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. Геоф. журнал. 2008. 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. Геоф. журнал. 2011. 6. С. 15-28.
- Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра. 1978. 232с.
- Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра. 1982. 152с.
- Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. и др.. Геофизическая модель тектоносферы Украины. К.: Наукова думка. 1985. 212 с.
- Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. и др. Геофизическая модель тектоносферы Европы. К.: Наук. думка. 1987. 184с.
- Бутвина В.Г. Экспериментальные исследования фазовых равновесий и алмазообразования в эклогит-сульфидных системах. М.: МГУ. 2006. 144с.
- Варенцов И.В., Гордиенко В.В., Гордиенко И.В. и др.. Склон Воронежского кристаллического массива (геофизика, глубинные процессы). К.: Логос, 2013. 118 с.
- Веклич М.Ф., Сиренко Н.А., Матвишина Ж.И. и др. Палеографические этапы и детальное стратиграфическое расчленение плейстоцена Украины К.: Наук. думка. 1984. 123с.
- 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.: КДУ. 2006. С.129-137.
- Веселов О.В., Гордиенко В.В., Куделькин В.В. Термодинамические условия формирования газогидратов Охотского моря. Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2006. 3. С.76-81.
- Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Сов. радио. 1975. 215с.
- Газизова С.А. К сравнительному анализу прогибов, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу. Предобруджский краевой прогиб. Геол. сб. ИГ Уфимского научного центра РАН. 2009. 8. С.88-93.

ЛИТЕРАТУРА

- Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карабанов А.К. и др. Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы. Геотектоника. 1999. 5. С.3-14.
- Гейко В.С., Цветкова Т.А., Ливанова Л.П. и др. Скорости Р-волн в верхней мантии впадины Черного моря и структур юга Украины по данным землетрясений. Геодинамика и глубинное строение сейсмогенных зон Украины. Киев: Наук. Думка. 1993. С.31-59.
- Гейко В.С., Цветкова Т.А., Санникова Н.П. и др. Региональная 3-D Р-скоростная структура мантии северо-западной Евразии. Геофиз. журнал. 1998. 3. С.67-91.
- Геншафт Ю.С., Баженова Г.Н., Злобин В.Л. Образование вторичного магнетита при метаморфизме пород фундамента древних щитов. ОГГГГН РАН. 1999. 4 (6).98.
- Геншафт Ю.С., Лыков А.В., Миронова Н.А., Салтыковский А.Я., Афанасьев Н.С. Петромагнитное изучение пород фундамента Воронежского кристаллического массива. Физика Земли. 1997. 9. С. 38-45.
- Геология шельфа УССР. Тектоника. Ред. В.Б. Соллогуб. К.: Наук. думка. 1987. 152с.
- Геотраверс «ГРАНИТ». Ред. С.Н. Кашубин. Екатеринбург: МПР России, Баженовская Г.Э. 2002. 312 с.
- Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена. Ред. Б.С. Вольвовский, В.И. Старостенко. К.: Наук. думка. 1996. - 216с.
- Гинтов О.Б., Егорова Т.П., Цветкова Т.А. и др. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. Геофиз. журнал. 2014. 5. С.26-63.
- Глумов И.Ф., Гулев В.Л., Сенин Б.В. и др. Региональная геология и перспективы нефтегазоносности Черноморской глубоководной впадины и прилегающих шельфовых зон. М.: Недра. 2014. 181с.
- Гобаренко В.С., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. и др.. Аномальное тело в земной коре Южного Крыма. Геоф. журнал. 1991. 6. С.29-37.
- Гобаренко В.С., Нестеров А.Н. Скоростная структура переходной зоны кора - верхняя мантия в Западно-Черноморской впадине. Культура народов Причерноморья. 2009. 156. С. 9-15.
- Голицын Г.С. Почему природные катастрофы редки. Экология и жизнь 2010. 6. С.72 - 77.
- Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. К.: ИГФ НАНУ. 1998. 85с.
- Гордиенко В.В. Плотностные модели тектоносферы территории Украины. К.: Интеллект. 1999. 101с.
- Гордиенко В.В. Магнитные модели земной коры территории Украины. К.: Знание. 2000. 92с.
- Гордиенко В.В. Адвекционно-полиморфная гипотеза процессов в тектоносфере. К.: Корвін пресс. 2007. 172с.
- Гордиенко В.В. Процессы в тектоносфере Земли (Адвекционно-полиморфная гипотеза). Saarbrücken: LAP. 2012. 256с.
- Гордиенко В.В. Аномалии скорости продольных сейсмических волн в верхних горизонтах мантии нефтегазоносных районов. Глубинная нефть. 2014 а. 1. С.28-45.
- Гордиенко В.В. Энергетика глубинных процессов на континентах и океанах. Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2014б. 4. С. 48-72.

ЛИТЕРАТУРА

Гордиенко В.В. Современная активизация и месторождения углеводородов (на примере Днепровско-Донецкой впадины). Материалы 2 Кудрявцевских чтений, Москва, ЦГЭ, 2013 г.

Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. Тепловое поле территории Украины. К.: Знание. 2002. 170с.

Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. Современная активизация и тепловое поле Южно-Украинской моноклинали и Скифской плиты. Докл. НАНУ. 2015. 7. С. 85-89.

Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). К.: Корвін пресс. 2005. 210с.

Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). К.: Корвін пресс. 2006. 142с.

Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др.. Украинские Карпаты (геофизика, глубинные процессы). К.: Логос. 2011. 128с.

Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др.. Донбасс (геофизика, глубинные процессы). К.: Логос. 2015. 159с.

Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я. О скорости распространения продольных сейсмических волн в подкоревой мантии Карпатского региона. Докл. НАНУ. 2012. 3. С.104-109.

Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Кулик С.Н. и др.. Геоэлектрична та теплова моделі тектоносфери Криму. ДАН АН УРСР. Сер.Б. 1982. 1. С.10-13.

Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др.. Современная активизация и нефтегазоносность Предкарпатья. Материалы 3 Кудрявцевских чтений, Москва, ЦГЭ, 2014 г

Гордиенко В.В., Зуннунов Ф.Х., Таль-Вирский Б.Б. и др. Тектоносфера Средней Азии и Южного Казахстана. К.: Наук. думка. 1990. 232с.

Гордиенко В.В., Логвинов И.М. О глобальной астеносфере. Физика Земли. – 2011. 2. С.35-42.

Гордиенко В.В., Ольштынський С.П. Тепловой поток через дно Черного моря. Морские гидрофизические исследования.1971. 6. С.210-214.

Гордиенко В.В., Тарасов В.Н. Современная активизация и изотопия гелия территории Украины. К.: Знання. 2001. 102с.

Гордиенко В.В., Усенко О.В. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. – Киев: ИГФ НАНУ. 2003. 147с.

Добрецов Н.Л., Полянский О.П., О механизмах формирования глубоких осадочных бассейнов: достаточно ли данных для доказательства эклогитизации? Геология и геофизика. 2010. 12. С.1687-1696.

Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат. Ред. В.І. Старостенко. К.: Наук. думка. 2005. 256с.

Доусон Д., Джеймс Д., Пэслик К. и др. Ультраосновной калиевый магматизм и континентальное рифтообразование на севере центральной Танзании: связь с повышенным тепловым потоком. Геология и геофизика. 1997. 1. С.67-77.

Дучков А.Д., Казанцев С.А. Тепловой поток через дно западной части Черного моря. Геология и геофизика. 1985. 8. С.113-123.

Дьяконова А.Г., Ингеров А.И., Рокитянский И.И. Электромагнитные зондирования на Восточно-Европейской платформе и Урале. Киев: Наук. думка. 1986. 140 с.

ЛИТЕРАТУРА

Дядькин Ю.Д., Богуславский Э.И., Вайнблат А.Б. и др. Геотермальные ресурсы СССР. Геотермические модели геологических структур С. Пт-б.: ВСЕГЕИ. 1991. С.168-176.

Ермаков А. П. Глубинное строение черноморской впадины по результатам новой интерпретации сейсмических данных. Автореф. дис. канд. г.-м. наук. М.: МГУ. 2005. 25с.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидро- метиздат. 1986. 288 с.

Зубаков В.В., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометиздат. 1983. 215с.

Иванов В.Е., Ломакин И.Э. Геологическая позиция и тектоника Ломоносовского палеовулканического массива и Форосского выступа. Геология и минеральные ресурсы мирового океана. 2014. 2. С.25-51.

Иванова А.В. Катагенез пород фанерозоя Днестровско-Прутского междуречья как следствие особенностей его геологического развития. Докл. НАНУ. 2011. 1. С.91-97.

Ингерев А.И., Бугримов Л.П., Колдунов А.А. и др.. Результаты электроразведочных работ методом МТЗ и КМТЗ по изучению глубинного строения Крымско-Карпатского сейсмоактивного региона. Киев: Геоинформ. 1993. 210с.

Ингерев А.И., Бугримов Л.П., Рокитянский И.И. и др.. Результаты региональных исследований МТЗ по изучению глубинного строения юго-восточной Украины. К.: Геоинформ. 1987. 375 с.

Ингерев А.И., Бугримов Л.П., Колдунов А.А. и др.. Результаты МТЗ на участке Килия-Кривой Рог-Харьков//Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII. Отв. ред. Соллогуб В.Б. Киев: Наук. Думка. 1988. С.145-150.

Карта гипсометрии подошвы плитных комплексов юго-запада СССР (с использованием материалов космической съемки). М 1: 1000000. Ред. Н.А. Крылов. М.: Мингео СССР. 1988.

Карта разрывных нарушений и основных зон линейментов юго-запада СССР. Ред. Н.А. Крылов. М.: Мингео СССР. 1988. 4л.

Колебания уровня морей и океанов за 1500 лет. М: Наука. 1982. 230 с.

Королюк В.Н., Лепегин Г.Г., Корсаков А.В. Оценка термической истории метаморфических пород по обменно-диффузной зональности в минералах. Геология и геофизика. 2004. 4. С.501-512.

Короновский В.Н. Краткий курс региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ. 1976. 398с.

Крутиховская З.А., Негруца В.З., Елисеева С.В. Историко-геологические предпосылки возникновения региональных магнитных аномалий восточной части Балтийского щита. Геофиз.журн. 1986. 5. С.67-79.

Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. К.: Наук. думка. 1982. 216с.

Крылов С.В., Дучков А.Д. Глубинное деформационно-прочностное районирование земной коры. Геология и геофизика. 1996. 9. С.56-65.

Кулик С.Н., Бурахович Т.К. Глубинное магнитотеллурическое зондирование Тарханкутского полуострова. ДАН АН УССР. Сер.Б. 1984. 12. С.15-18.

Кулик С.Н., Бурахович Т.К., Логвинов И.М. и др. Геоэлектрическая модель. Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. Киев: Прастыи луды, 2013. С.159–175.

ЛИТЕРАТУРА

Кутас Р.И., Цвященко В.А. Влияние осадконакопления на тепловое поле Черноморской впадины. Геофиз. журнал. 1993. 1. С.23-35.

Лебединский В.И., Макаров Н.М. Вулканизм Горного Крыма. К.: Изд-во АН УССР. 1962. 208с.

Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. К.: Наук. думка. 1994. 332с.

Логвинов И.М. Геоэлектрические характеристики земной коры и мантии юго-запада Восточно-Европейской платформы и Карпат: дис... доктора геол. наук. К., 2012. 306 с.

Логвинов И.М. Карта суммарной продольной проводимости осадочного чехла Центральной Украины. Доповіді НАН України. 2015. 11. С.66-74.

Логвинов И.М., Астапенко В. Оценка проводимости мантии юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Геофиз. жур. 2015. 1. с.134-146.

Логвинов И.М., Семенов В.Ю. Оценка глубинных геоэлектрических параметров в районе обсерваторий Корец (западная окраина УЩ) и Ястребовка (Крым). Геофиз. жур. 2000. 3. С. 90-95.

Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Геоэлектрическая 2D модель Кировоградской аномалии электропроводности. Геофиз. жур. 2005. 5. С. 754-769.

Лыгин И. В. Структура земной коры Черного моря по комплексу геофизических данных. Дис. канд. г.-м. наук. М.: МГУ. 2005. 185 с.

Любимова Е.А., Александров А.Л., Дучков А.Д. Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. М.: Наука. 1973. 175 с.

Ляшкевич З.М. Альпийский магматизм юго-западной окраины Евразийского континента. Геоф. журнал. 2008. 4. С.

Методические и экспериментальные основы геотермии. М.: Наука. 1983. 230с.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра. 1973. 278с.

Назарова З.А., Дрознина С.Я., Сенюков С.Л. и др.. Определение положения очагов землетрясений Камчатского региона. В кн. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Петр.-Камч.: ДВО РАН. 2010. С.363-366.

Національний атлас України. К.: Картографія. 2007. 440с.

Николаев Г.С., Арискин А.А. Бураковско-Аганозерский расслоенный массив Заонежья: II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии. Геохимия. 2005. 7. С.712-732.

Озерный О.М. Закономерности распределения АВПД на юге Украины. Геология нефти и газа. 1981. 6. С.55-62.

Орлюк М.І. Геомагнітне поле України: екологічний аспект. Геолог України. 2003. 1. С.64-70.

Отчет «Разработка научных основ комплексной системы мониторинга сейсмоактивности в Курило-Камчатском районе». Рук. Лобковский Л.И. М.: ИО РАН. 2008. 95с.

Палиенко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. К.: Наук. думка. 1992. 116 с.

Пашкевич И.К., Марковский В.С., Орлюк М.И. и др. Магнитная модель литосферы Европы. К: Наук.думка. 1990. 167с.

ЛИТЕРАТУРА

- Петрофизика. Т. 1. Ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра. 1992. 391с.
- Периков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука. 1984. 160с.
- Печерский Д.М., Геншафт Ю.С. Петромагнетизм континентальной земной коры: итоги XX века. Физика Земли. 2002. 1. С. 4–36.
- Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность / Ред. Н.П. Семененко. К.: Наук. думка. 1972. 294с.
- Процессы формирования и внутригодовой изменчивости гидрофизических и гидрохимических полей Черного моря. Севастополь: Морск. гидрофиз. ин-т АН УССР. 1988. 193 с.
- Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е. Пустовойтенко А.А. Новые карты сейсмического районирования территории Украины. Особенности модели сейсмической опасности. Геоф. журнал. 2006. 3. С.54-77.
- Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю. Геология мантии Земли. М.: ГЕОС. 2010. 140с.
- Рокитянский И.И. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. К.: Наук. думка. 1975. 279 с.
- Рокитянский И.И., Креймер С.Г. Магнитотеллурические зондирования на профиле Тарханкут-Керчь в Крыму. Физика Земли. 1984. 2. С.115-125.
- Рокитянский И.И., Терешин А.В., Трегубенко В.И. и др. Обзор наблюдений МВП-МТЗ в южной части Кировоградской аномалии электропроводности и первый опыт пленочного моделирования структуры Украинского щита. Геофиз. журн. 2012. 3. С.92-101.
- Сажина Н.Б. (Ред.) Карта гравиметрического поля (редукция Буге, М 1: 1 000 000). М.: ВНИИГеофизика. 1982.
- Сафронов О.Н. Сейсмические условия и сейсмическая опасность платформенной части Украины. Дис. канд.геол. наук. Симферополь: ИГФ НАНУ. 2005. 135с.
- Светов С.А., Смолькин В.Ф. Модельные РТ-условия генерации высокомагнезиальных магм докембрия Фенноскандинавского щита. Геохимия. 2003. 8. С.879-892.
- Свиреденко И.А., Голубев В.В., Шишкин Б.К. Об электроразведке на Керченском полуострове и в в восточной части Равнинного Крыма. К.: Геоинформ. 1976. 175 с.
- Свиреденко И.А., Шишкин Б.К., Бойко И.П. О результатах электроразведки МТЗ в восточной части Равнинного Крыма.- К.: Геоинформ. 1978. 187 с.
- Сейсморазведка. Справочник геофизика. Ред. И.И. Гурвич, В.П. Номоконова. М.: Недра. 1981. 464 с.
- Семененко В.М., Рамский С.Я., Белецкий С.В. О новой геохимической провинции киммерия в равнинном Крыму. Докл. АНУ. 1996. 5. С.99-103.
- Славинский В.В. Двупироксеновая термометрия. Минералогический журнал. 1983. 6. С. 29-38.
- Соинов В.В., Веселов О.В., Кочергин А.В. и др. Тепловой поток северо-запада Тихого океана. Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. т.III. Юж.-Сахалинск: ИМГГ. 1997. С.14-20.
- Соколов Н.А. Магнетиты железистых кварцитов курской серии юго-восточной части КМА. Вопросы геологии КМА. Воронеж: Изд-во ВГУ. 1978. 2. С.65-71.
- Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. К.: Наук. думка. 1986. 184с.

ЛИТЕРАТУРА

- Соллогуб В.Б., Соллогуб Н.В. Строение земной коры Крымского полуострова. Сов. геология. 1977. 3. С.29-38.
- Спиридонов Э.М., Коротаева Н.Н., Ладыгин В.М. Магматические образования Горного Крыма. Ст. 1. БМОИП. Отд. геол. 1990а. т.65, вып. 4. С. 119-134.
- Спиридонов Э.М., Коротаева Н.Н., Ладыгин В.М. Магматические образования Горного Крыма. Ст. 2. БМОИП. Отд. геол.- 1990б. т.65, вып. 6. С. 102-112.
- Справочник физических констант горных пород. Ред. С. Кларк. М.: Мир. 1969. 478с.
- Стратиграфія мезо-кайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. К.: Логос. 2006. 171с.
- Тектоника Украины. Ред. Круглов С.С., Цыпко А.К.. М.: Недра. 1988. 254с.
- Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Гордиенко В.В., Андреев А.А., Биккенина С.К. и др. Владивосток: ДВО РАН. 1992. 220с.
- Тепловые потоки из коры и верхней мантии. М.: Наука. 1973. 200с.
- Трегубенко В.И., Мегедь Г.В., Горняк З.В. и др.. Результаты площадной съемки МТЗ м-ба 1:2500000 в западной части Украины. Киев: Геоинформ. 1994. 210с.
- Трипольский А.А., Шаров Н.В. 2004. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: КНЦ РАН. 159с.
- Трофимук А.А., Черский Н.В., Царев В.П. Особенности накопления природных газов в зонах гидратообразования Мирового океана. Докл. АН СССР. 1973. 4. С.931-934.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М., Недра, 1985. 215 с.
- Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. Е.И. Баюк, И.С. Томашевская, В. М. Добрынин и др. М.: Недра. 1988. 255с.
- Хаин В.Е., Славин В.И. Краткая характеристика геологической структуры Центральной и Юго-Восточной Европы. Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. К.: Наук. думка. 1971. С.12-46.
- Харитонов О.М., Красовский С.С., Куприенко П.Я. и др. Литосферный трансект Вранча – Южно-Украинская АЭС. Геофиз. журнал. 1993. 5. С.23-31.
- Харитонов О.М., Омельченко В.Д., Дрогицкая Г.М. и др. Литосферный трансект Бухарест-Чернобыль. Докл. НАНУ. 1995. 5. С.84-87.
- Хортов А.В., Непрочнов Ю.П. Глубинное строение и некоторые вопросы нефтегазоносности южных морей России. Океанология. 2006. 1. С.114-122.
- Хортов А.В., Шлезингер А.Е. Глубинное строение и особенности образования Черноморской топодепрессии в связи с перспективами нефтегазоносности. Современные подходы и перспективные технологии в проектах освоения нефтегазовых месторождений российского шельфа. 2015. 2 (22). С.63-68.
- Чаицкий В.П. О меловом вулканизме северо-западного шельфа Черного моря. Изв. АН СССР, Сер. геол. 1984. 9. С.24-30.
- Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. К.: Наук. думка. 1972. 176с.
- Шнюков Е.Ф., Рябенко В.А., Сиденко О.Г. Первая находка ультрамафитов в Крыму. ДАН УССР, Сер. Б. 1979. 1. С.18-21.
- Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. К.: Чернобыльинформ. 1997. 288с.

ЛИТЕРАТУРА

Шнюков Е.Ф. Газогидраты метана в Черном море. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2005. 2. С. 41-52.

Шнюкова Е.Е. U-Pb SHRIMP геохронология и геохимические особенности цирконов из магматических пород Ломоносовского подводного массива: свидетельства наличия протерозойского фундамента на северной окраине Черноморской впадины? Мат. конф. «Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма. 2011.

Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. Автор. Док. геол. наук. К.: ИНГ НАНУ. 2013. 40с.

Яновская Т.Б. Основы сейсмологии. СПб.: ВВМ. 2006. 288с.

Яновская Т. Б., Гобаренко В. С, Егорова Т. П. Строение подкоровой литосферы Черноморского бассейна по сейсмологическим данным. Физика Земли. 2016. 1 С. 15–30.

Ariskin A.A., Phase equilibria modeling in igneous petrology use of CONGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt. J. Volc. Geoth. Res., 1999. 90, P. 115-162.

Balashov Yu. Development of a Heterogeneity in the Lithosphere: Geochemical Evidence. J. Petrology. 2009. 1. P. 97 -107.

Baysarovich M.N., Ingerov A.I., Tregubenko V.I. et al., Deep electromagnetic studies on the territory of the Ukraine (IX Workshop Electromagnetic induction in the Earth and Moon. M.: IZMIRAN. 1988. . P.94.

Berdichevsky M., Dmitriev, V. Magnetotellurics in the Context of the Theory of Ill-posed Problems. Investigations in Geophysics 11 (Tulsa SEG, 2002), 215 p.

Bryant J., Yagodinski G., Churikova T. Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano. Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. 8.

Burakhovich T.K., Kulik S.N., Logvinov I.M. Geoelectrical model of the earth's crust and upper mantle in the Cis-Dobruja trough and north Dobrudja Geophys.J., 1995. 15. 613-623.

Burakhovich T.K., Gordienko I.V., Kulik S.N. et al., Magnetotelluric studies of the young activation zone of the tectonosphere of the Western part of the Moldavian Plate. Geophys.J. , 1998. 17. 741-750.

Cloos H. Hebung - Spaltung – Vulkanismus. Geol. Rundschau. 1939. 30. P. 401-519.

Constable, S. C., Parker, R. L., Constable, C. G., Occam's Inversion: a practical algorithm for generating smooth models from EM sounding data: Geophysics, 1987, 52, p.289–300.

Cosma S., Vilceanu P., Popescu I. La tectonique de la Dobrogea Centrale et Cepcentiale. Anaurul institutului de Geologie si Geofizica. LX. 1983. P.41-49.

Egbert G.D. Processing and interpretation of electromagnetic induction array data. Surveys in Geophysics. 2002, 23. P.207-249.

Encyclopedia of Geology. Elsevier Ltd. v.5. 2005. 810 p.

Geothermal Atlas of Europe. Гершану: Наак VLG. 1992. 156p.

Gordienko, V. V., Essential points of the advection-polymorphism hypothesis. NCGT Journal, 2015. 2. P. 112-134.

Gordienko V. Deep-seated processes in the tectonosphere of continental rifts. NCGT Journal. 2016a. 3. P. 361-388.

Gordienko V. Deep-seated processes in the tectonosphere of oceans. NCGT Journal. 2016b. 4. P.553-581.

ЛІТЕРАТУРА

Hauser F., Raileanu V., Fielitz W., et al., 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.

Ingerov A.I., Rokityansky I.I., Tregubenko V.I. Forty years of MTS studies in the Ukraine, *Earth Planet Space*. 1999. 51. P.1127- 1133.

James D., Boyd F., Schutt D. et al., Xenolith constraints on seismic velocities in the upper mantle southern Africa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004. v.5, 1. doi:10.1029/2003GC000551.

Logvinov I.M., Semenov V.Yu. Assessment of deep geoelectrical parameters around the Korets and Yastrebovka observatories (Ukraine). *Geophys.J.* 2001. 20. P.513-521.

Maekawa T. Equilibrium conditions of gas hydrate from mixtures of methane and ethane and outline of experimental apparatus for gas hydrate synthesis in porous sediment. *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1998. 10. P 501-507.

Ocean Drilling Program. - <http://www-odp.tamu.edu/publications>.

Parker R.L., Whaler K.A. Numerical method for establishing solution to the inverse problem of electromagnetic induction. *J. Geophys. Res.* 1981. 86. P. 9574- 9584.

Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I. Upper mantle structure of Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics*. 2006. 416. P.33-52.

Semenov V.Yu. Regional conductivity structures of the Earth's mantle//Publish. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. 1998. C-65(302).-122 p.

Semenov V.Yu. and W. Józwiak. 1999. Model of the geoelectrical structure of the mid- and lower mantle in the Europe-Asia region, *Geophys. J. Int.*, 138. P.549–552.

Semenov V.Yu., Pek J., Adam A. et al, Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica*. 2008. v.56, N 4. P. 957-981.

Siripunvaraporn W., Egbert G. An efficient data-subspace inversion method for 2–D magnetotelluric data. *Geophysics*. 2000. 65. 3. P. 791–803.

Starostenko V., Janik T., Yegorova T. et al., Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophys. J. Int.* 2015. 201. P.406–428

Tester J., Herzog, H. Economic Predictions for Heat Mining: A Review and Analysis of Hot Dry Rock (HDR) Geothermal Energy Technology. MIT-EL 90-001. 1990. 180p.

Zaharia, B., Enescu, B., Radulian, M. et al.. (2009): Determination of the lithospheric structure from Carpathians Arc bend using local data. *Romanian Reports in Physics*. 2009. 61. 4. P.748-764.