

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 1994

ISSN 0016-853X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА



Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Журнал основан в январе 1965 года.
Выходит 6 раз в год.



МАИК НАУКА

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 1994 Ноябрь - Декабрь

Основан в 1965 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0016-853x

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия

М.Е. Артемьев, Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский,
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, А.В. Чекунов (Украина), В.Н. Шолпо, А.Л. Яншин

Журнал "Геотектоника" публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Pushcharovsky – *Editor*

A.A. Mossakovsky – *Coeditor*
V.S. Burtman – *Secretary*

Editorial board

М.Е. Artemyev, E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov (Ukraine),
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain,
A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov,
E.E. Milanovsky, A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin

"Geotectonica" journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.

Postmaster: "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017 Moscow, Russia.

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

Научные редакторы Н.Б. Заборовская, С.А. Куренков

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; Telex: 411 648 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

Москва

Международная академическая
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1994 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 1994

Трехмерная модель геологического строения верхней коры района Кольской сверхглубокой скважины и сопредельных территорий Кольского полуострова <i>М. В. Минц, В. Н. Глазнев, А. Б. Раевский</i>	3
Строение котловины Гаттераса в Западной Атлантике (по сейсмическим данным) <i>Л. И. Коган, Р. Р. Мурзин, А. С. Перфильев</i>	23
Строение асейсмичных хребтов в зоне Маскаренско-Австралийского геотраверза (Индийский океан) <i>А. И. Пилипенко</i>	42
Структурные признаки горизонтального сжатия в Южных Пальмирах (Сирия) - <i>Ж. Аджамян, М. Л. Копп, С. П. Сизгачев, Ф. Факиани, Э. Хафез</i>	54
О новейшей структуре Мангышлака <i>В. В. Шолохов, А. А. Никонов</i>	64
Новые подходы к моделированию геологической среды <i>В. Г. Талицкий</i>	78

ДИСКУССИИ

О тектонической природе области сочленения Восточно-Европейского кратона и Средиземноморского пояса на байкальском этапе (по поводу статьи О.С. Ступки "Рифейский зеленосланцевый пояс юго-западной и южной окраин Восточно-Европейской платформы и его тектоническая природа") <i>С. Г. Рудаков</i>	85
О статье В.П. Зинкевича, С.Ю. Колодяжного, Л.Г. Брагиной, Е.А. Константиновской и П.И. Федорова "Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород" <i>М. Н. Шапиро</i>	89

ХРОНИКА

60-летие Юрия Георгиевича Леонова	92
-----------------------------------	----

Указатель журнала "Геотектоника" за 1994 год	94
--	----

CONTENTS

(English-language abstracts are printed at the end of each article)

Number 6, 1994

Three-Dimensional Geological Model of the Upper Crust in the Kola Ultradeep Well Area and Territory Contiguous to Kola Peninsula <i>M. V. Mints, V. N. Glasnev, A. B. Raevskii</i>	3
Structure of the Hatteras Abyssal Plane, Western Atlantic (as Indicated by Seismic Data) <i>L. I. Kogan, R. R. Mursin, A. S. Perfil'ev</i>	23
Structure of Aseismic Ridges in the Mascarene-Australian Geotravers Area (Indian Ocean) <i>A. I. Pilipenko</i>	42
Structural Features Indicating the Horizontal Compression in Southern Palmyrides (Syria) <i>J. Adzhmian, M. L. Kopp, S. P. Sigachev, F. Fakiani, E. Hafez</i>	54
On the Modern Structure of Mangishlak <i>V. V. Sholokhov, A. A. Nikonov</i>	64
A New Approach to Model of the Geological Medium <i>U. G. Talitskii</i>	78

DISCUSSIONS

On Tectonic Nature of Connection Region of East-European Craton and Mediterranean Belt in the Baikalic Stage (Comments to the O.S. Stupka's Paper "The Riphean Greenschist Belt in the South-Western and Southern Margins of the East European Platform and Its Tectonic Nature") <i>S. G. Rudakov</i>	85
About the Article by V.P. Zinkevich, S.Yu. Kolodyazhny, L.G. Bragina, Ye.A. Konstantinovskaya and P.I. Fedorov "Tectonics of the Eastern Framing of Kamchatka's Sredinny Massif of Metamorphic Rocks" <i>M. N. Shapiro</i>	89

CHRONICLE

Yurii Georgievich Leonov's 60-th Anniversary	92
--	----

Index of Journal "Geotectonica" in 1994	94
---	----

УДК 551.241(470.22)

ТРЕХМЕРНАЯ МОДЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ КОРЫ РАЙОНА КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

© 1994 г. М. В. Минц, В. Н. Глазнев, А. Б. Раевский

*Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов РАН, Москва
Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты*

Поступила в редакцию 15.02.93 г.

Сформулирован и реализован нетрадиционный вариант объемного моделирования строения континентальной коры, подчеркнуто ориентированный на совместное истолкование геологических и геофизических данных. Методика включает: построение исходной объемной геологической модели верхней коры, опирающейся на комплекс геологических и геофизических данных; трансформация объемной геологической модели в трехмерную плотностную модель; корректировка последней через согласование ее с наблюдаемым полем силы тяжести; соответствующая корректировка исходной геологической модели – получение итоговой модели. Палеогеодинамические реконструкции и трехмерное моделирование позволяют представить верхнюю кору Кольского полуострова совокупностью скученных пластин и гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов, деформирующих чешуйчатые и надвиговые ансамбли. Результаты моделирования глубинного строения района Кольской сверхглубокой скважины свидетельствуют, что она, вероятнее всего, пересекла краевую часть гранит-мигматитового купола или межкупольную область. Предложенная методика объемного моделирования может быть применена при исследованиях различных регионов, прежде всего, щитов и складчатых поясов. Региональные трехмерные модели могут быть использованы в качестве “среды” при моделировании локальных участков, в частности, рудных районов.

ВВЕДЕНИЕ

Трехмерная модель геологического строения верхней коры Кольского полуострова (до глубин 15 - 20 км) – один из результатов палеогеодинамических исследований на территории Кольского геодинамического полигона, проведенных в соответствии с Отраслевой геодинамической программой Мингео СССР (1986 - 1991 годы) и продолженных в рамках Проекта-275 Международной программы геологической корреляции “Глубинное строение Балтийского щита”.

При разработке исходной геологической модели использован комплекс имевшейся геофизической информации (грави-, магнито-, сейсми- и электро-разведочные данные различных уровней детально-сти), а также результаты палеогеодинамических реконструкций северо-востока Балтийского щита [14, 15]. На последующих стадиях объемного моделирования, учитывая, что плотность горных пород слабо зависит от вариаций термодинамических условий, свойственных в настоящее время средним и верхним уровням коры, предпочтение было отдано анализу плотностных и гравиметровых данных.

МЕТОДИКА ОБЪЕМНОГО ГРАВИТАЦИОННО-ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Применяемые способы трехмерного моделирования, опирающиеся на решение обратной задачи

гравиразведки, позволяют получать многовариантные сочетания аномалообразующих объектов. Введение дополнительных условий – ограничение аномалообразующих объектов сейсмическими границами, учет геологических данных, позволяет уменьшить вариантность получаемого ответа. Окончательное решение обычно принимается в результате геологического истолкования результатов относительно формального подбора плотностных объектов, сочетание которых удовлетворяет наблюдаемому гравитационному полю. На этом пути приоритет, безусловно, остается за результатами геофизических наблюдений.

Для данной работы был сформулирован и реализован нетрадиционный подход к моделированию, в большей степени ориентированный именно на совместное истолкование геофизических и геологических данных. В этом подходе значительная роль отведена геологическим данным и представлениям о геотектонической эволюции и глубинном строении региона (геологическим моделям и палеогеодинамическим или палеотектоническим реконструкциям). В качестве отправной точки использована трехмерная геологическая модель, представленная пакетом геологических карт для различных глубинных уровней изучаемого региона, а задачей гравитационного моделирования явилась проверка этой модели на соответствие наблюдаемому гравитационному полю и ее последующая коррекция.

Гравитационное моделирование предполагает получение решения обратной задачи гравиметрии, в общем случае не характеризующегося единственностью и поэтому требующего привлечения дополнительных критериев при выборе из множества возможных "оптимального" решения [19]. Это "оптимальное решение" должно обеспечивать совпадение расчетного (модельного) поля с наблюдаемым и наилучшим образом соответствовать априорной информации, которая включает исходную геологическую модель и оценку ее достоверности. Под оценкой достоверности мы будем понимать условную меру "качества" начальной модели, зависящую от полноты информации, использованной при построении тех или иных фрагментов модели.

Исходя из приведенных соображений, задача гравитационного моделирования может быть сформулирована в следующем виде [11, 18]:

$$\left\| \Delta g(x, y) - \int_0^H \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma_a(\xi, \eta, z) z \times \frac{d\xi}{[z^2]} \right\| \times \left\| \frac{d\xi d\eta dz}{[(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + z^2]^{1.5}} \right\| \leq \varepsilon \quad (1)$$

$$\| \sigma_a(x, y, z) - \sigma_0(x, y, z)F(x, y, z) \| = \min \quad (2)$$

$$\sigma_{\min} \leq \sigma_a(x, y, z) \leq \sigma_{\max} \quad (3)$$

Здесь обозначены: Δg – редуцированное гравитационное поле; σ_a – искомое распределение плотности в пределах горизонтального слоя мощностью H ; σ_0 – распределение плотности, отвечающее априорным представлениям о строении моделируемой среды; F – некоторая функция, характеризующая "качество" начальной гипотезы. При такой постановке задачи предполагается, что из наблюдаемого поля предварительно редуцировано влияние аномальных источников, залегающих на глубине, большей H , а на глубине H аномальные массы отсутствуют. Вид нормы в уравнении (2) в общем случае не определен и при выборе ее следует руководствоваться критерием экономичности вычислительного алгоритма, реализующего решение системы (1) - (3). В настоящей работе использована формула нормы, определенная А.Б. Раевским [16, 17], позволяющая получать решения в трехмерном варианте с помощью простых операций интегрирования.

Мера близости (2) искомого решения к начальному приближению в значительной степени зависит от функции $F(x, y, z)$. Как отмечено выше, эта функция характеризует "качество" начального приближения и представляет собой количественную оценку меры доверия к исходной геологической гипотезе и отстроенной на ее основе начальной (исходной) плотностной модели. Однако на практике объективно оценить качество информации при прогнозировании глубинного

строения региона на основе геодинамической эволюционной гипотезы затруднительно, поэтому в рассматриваемом подходе для оценки "качества" начального приближения использовались следующие соображения:

– Кольский полуостров и сопредельные территории обстоятельно изучены, поэтому представление поверхности в рамках трехмерной модели может считаться в высокой степени достоверным, за исключением локальных участков;

– при экстраполяции на глубину геологические и плотностные параметры модели в значительной степени утрачивают фактурную основу и, следовательно, доверие к начальной модели с увеличением глубины должно уменьшаться;

– на глубине, близкой к предельной глубине модели, аномальные массы "выравниваются" за счет редукации эффекта глубинных аномалообразующих объектов, что упрощает задачу; кроме того, с увеличением глубины латеральные изменения плотности, свойственные горно-породной среде, не формируют аномалии гравитационного поля, сопоставимые по размерам с аномалиями, определяющимися геологическими объектами аналогичного масштаба в верхней части коры; соответственно доверие к заведомо упрощенной начальной плотностной модели возрастает.

С учетом перечисленного при моделировании глубинного строения Кольского полуострова функция "качества" начальной плотностной модели должна иметь вид кривой, минимальные значения которой отвечают приблизительно середине моделируемого "слоя". В данном случае не предполагались латеральные изменения вида этой функции, хотя при достаточном количестве исходных данных такой вариант более предпочтителен [2].

Решение задачи (1) - (3) существенным образом зависит от особенностей начальной модели и значений функции "качества" F . В этой связи целесообразно рассмотреть их влияние на результаты моделирования.

Одним из наиболее характерных типов геологических объектов Кольского полуострова являются гранит-мигматитовые, гранито-гнейсовые и собственно гранитоидные купола, глубинное строение которых достаточно трудно оценить по их представлению на поверхности. Эти структуры, образованные относительно низкоплотными и высокопластичными во время формирования породами, перемещавшимися в верхние уровни коры в периоды тектонической активности. В качестве экспериментального объекта принят низкоплотный трехмерный изометричный объект грибообразной формы (рис. 1а), имитирующий гранитный купол протыкания. Плотность пород и размеры этой структуры на дневной поверхности считались установленными, а максимальная мощность ограничена глубиной модельного

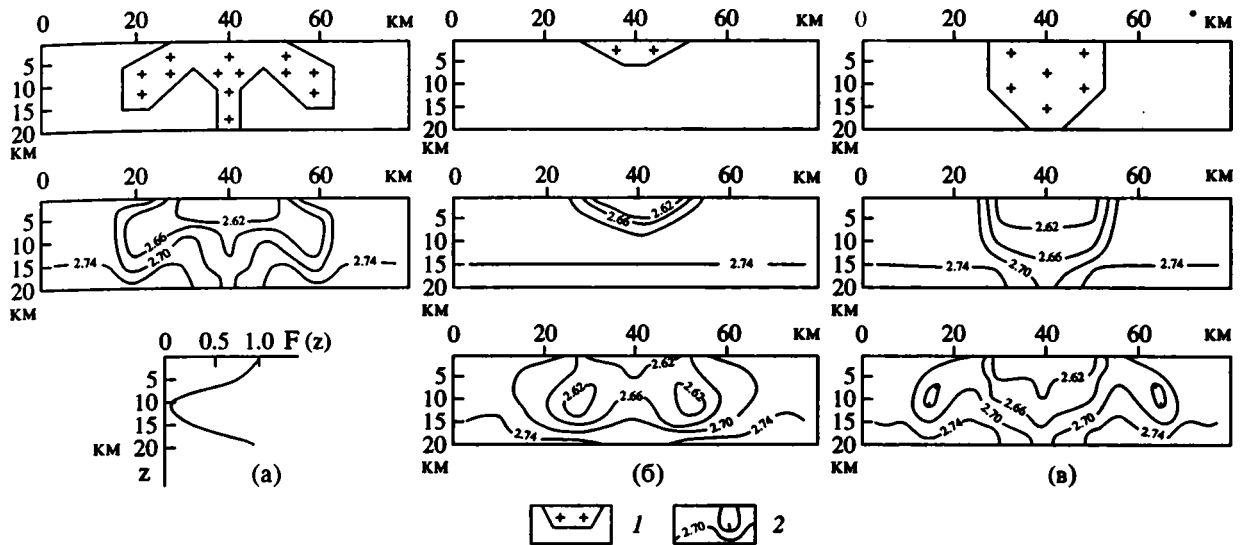


Рис. 1. Схемы, иллюстрирующие результаты эксперимента с выявлением низкоплотного объекта грибообразной формы с помощью трехмерного гравитационно-плотностного моделирования (на рисунке представлены разрезы через центр осесимметричных объектов: а – модель природного низкоплотного объекта грибообразной формы: сверху – геологический разрез, в центре – плотностной разрез, внизу – функция качества $F(z)$; б – первый вариант начального приближения в виде чашеобразного низкоплотного объекта малой мощности; сверху – геологический разрез, отвечающий начальному приближению, в центре – исходный плотностной разрез, внизу – расчетный плотностной разрез, отвечающий итоговой модели; в – второй вариант начального приближения в виде чашеобразного низкоплотного объекта большой мощности; сверху – геологический разрез, отвечающий начальному приближению, в центре – исходный плотностной разрез, внизу – расчетный плотностной разрез, отвечающий итоговой модели.

1 – низкоплотный объект в более плотной среде; 2 – изоденсы с указанием плотности в $г/см^3$, бергштрих направлен в сторону снижения плотности.

“слоя”. Задача усложнена наличием вертикального градиента плотности как в пределах аномального объекта, так и во вмещающей среде (рис. 1а), имитирующего влияние литостатического давления на плотность горных пород.

При решении обратной задачи функция “качества” начального приближения принята с учетом вышеизложенных соображений (рис. 1а). Были выбраны два варианта начального приближения, морфологически достаточно существенно отличающихся от “реального” экспериментального объекта: 1) чашеподобная структура малой мощности (рис. 1б) и такая же структура большой мощности (рис. 1в). Результаты трехмерного моделирования, показанные в виде разрезов (рис. 1б, 1в) через ось симметрии объекта, уверенно демонстрируют выявление низкоплотных образований, отвечающих боковым частям “реального” объекта, которые не “обнажаются” на поверхности и не предполагались обоими вариантами начального приближения (рис. 1б, 1в). Как и следовало ожидать, расчетный и экспериментальный объекты совпадают не полностью. Тем не менее исходная информация, включающая характеристику поля силы тяжести, плотности пород на дневной поверхности и мощность слоя, вмещающего моделируемый объект, позволяет устано-

вить главные тенденции распределения аномальных масс в геологическом пространстве – даже при определении функции F лишь из самых общих соображений.

В целом, моделирование включает следующую последовательность операций (рис. 2):

1) Построение исходной объемной геологической модели верхней коры, опирающейся на комплекс имеющейся геологической и геофизической информации.

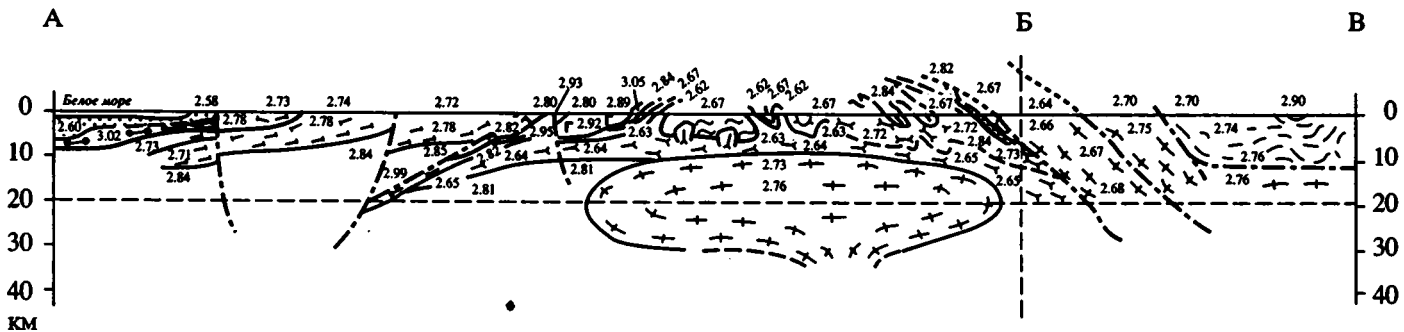
2) Трансформация исходной геологической модели в начальную трехмерную плотностную модель. Совокупность петроплотностных карт поверхности и погоризонтных срезов образует начальный вариант плотностной модели, преобразуемой далее в трехмерную компьютерную модель.

3) Корректировка начальной плотностной модели через согласование ее с наблюдаемым полем силы тяжести – получение итоговой трехмерной плотностной модели.

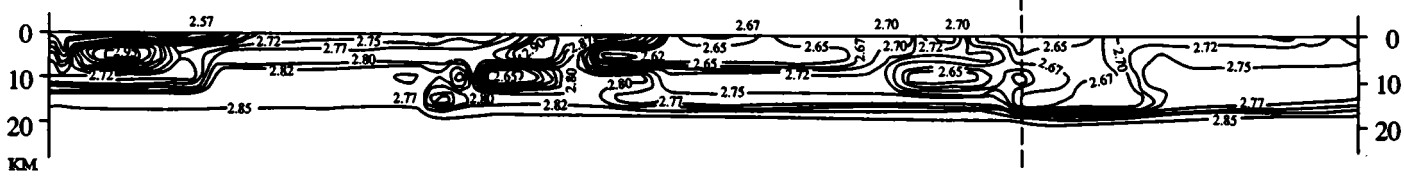
4) Трансформация итоговой плотностной модели в итоговую геологическую модель (корректировка исходной геологической модели).

5) Анализ полученных результатов.

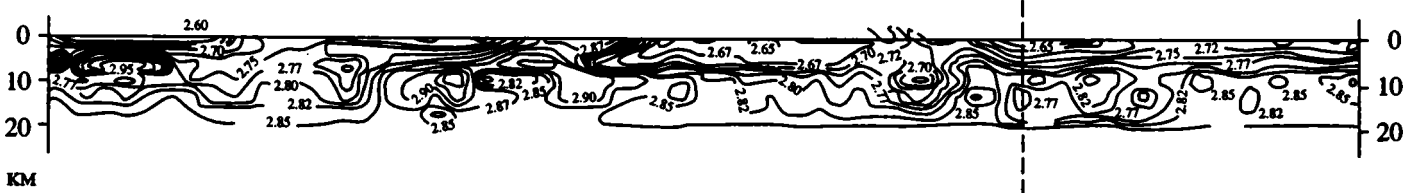
Исходная геологическая модель



Исходная плотностная модель



Итоговая плотностная модель



Итоговая геологическая модель

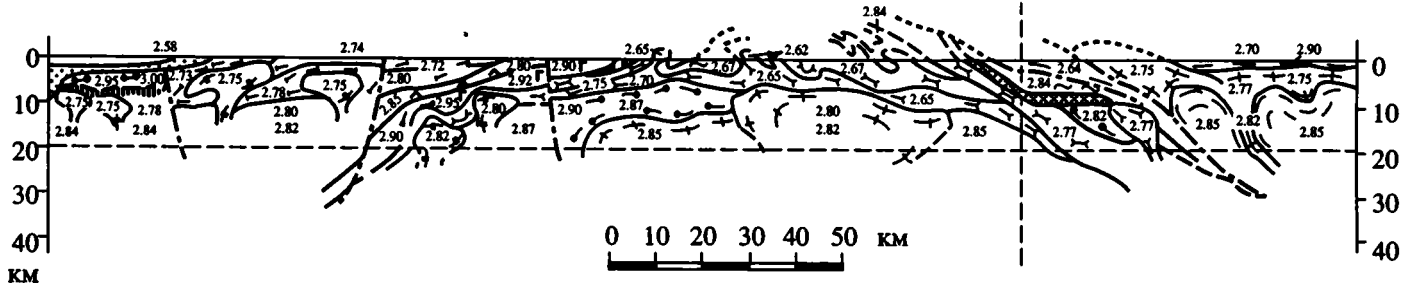


Рис. 2.

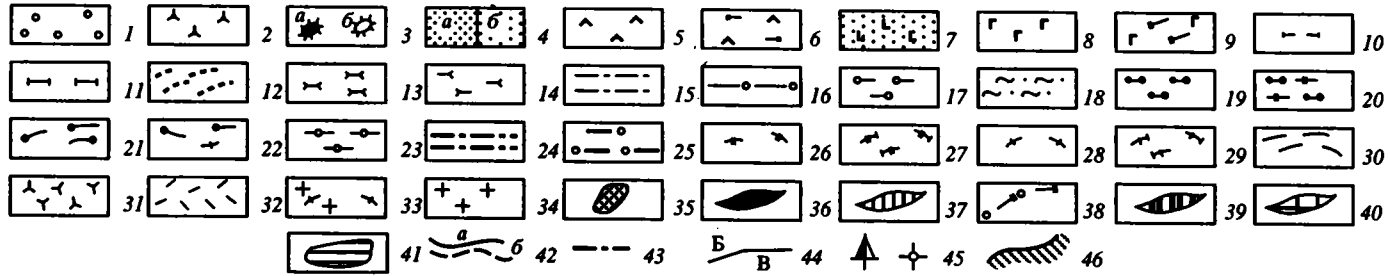


Рис. 2. Геологические и плотностные разрезы по линии А-Б-В, иллюстрирующие последовательность операций трехмерного гравитационно-плотностного моделирования (положение разреза показано на рис. 4 и 5). Значения плотности – в г/см³.

1 - 3 – палеозойские образования: 1 – платформенный чехол (осадки на дне Белого моря), 2, 3 – интрузивные тела центрального типа: 2 – нефелиновые сиениты, 3 – щелочные ультрамафиты, карбонатиты (а – установленные на поверхности, б – предполагаемые на глубине); 4 – терригенные отложения рифея (а – на континентальной части Кольского п-ова, б – на дне Белого моря); 5 - 11 – мафит-ультрамафитовые метаэффузивы: 5 - 9 – раннепротерозойские: 5 – вулканиты преимущественно среднего состава, осадки, 6 – вулканиты среднего состава и осадки амфиболитизированные, 7 – вулканиты преимущественно основного состава, осадки, 8 – вулканиты базальтового и андезито-базальтового состава (часто пиллоу-лавы), осадки, 9 – базальты и андезито-базальты амфиболитизированные, 10, 11 – позднеархейские: 10 – амфиболиты, частично биотит-амфиболовые гнейсы и мигматиты, 11 – амфиболиты, частично мигматизированные; 12 - 18 – гнейсы, сланцы позднеархейские и раннепротерозойские: 12 – биотитовые, хлорит-биотитовые, 13 – гранат-биотитовые (кислые метаэффузивы), 14 – эгирин-арфведсонитовые (кислые щелочные метаэффузивы), 15 – биотит-мусковитовые со ставролитом и кианитом, 16 – биотит-мусковитовые с кианитом, с прослоями амфиболитов, 17 – высокоглиноземистые с силлиманитом, гранатом, кордиеритом, 18 – биотитовые (гнейсы-метасоматиты и гнейсы-бластомилониты биотитовые); 19 - 25 – гранулиты: 19, 20 – раннепротерозойские: 19 – двупироксен-плаггиоклазовые, частично эндробиты (основные гранулиты), с прослоями гранат-силлиманитовых (кислых) гранулитов, 20 – основные гранулиты, частично мигматизированные, 21 - 25 – позднеархейские: 21 – двупироксен-плаггиоклазовые, частично эндробиты (основные гранулиты), 22 – основные гранулиты, частично мигматизированные, 23 – высокоглиноземистые гранат-силлиманитовые (кислые гранулиты), 24 – основные гранулиты, предполагаемые на глубине в виде линейных тел, 25 – основные гранулиты, предполагаемые на глубине в виде изометричных тел; 26, 27 – мигматиты, мигматит-граниты, реоморфизованные гнейсы раннепротерозойские или позднеархейские, реоморфизованные в раннем протерозое: 26 – преимущественно биотитовые, 27 – биотит-роговообманковые; 28 - 30 – мигматиты, мигматит-граниты позднеархейские: 28 – преимущественно биотитовые, 29 – биотит-роговообманковые, 30 – преимущественно мигматиты биотит-роговообманковые; 31, 32 – гранитоиды раннепротерозойские: 31 – щелочные (реоморфизованные щелочные гнейсы), 32 – лейко- и мезократовые биотитовые порфиробластовые; 33 – гранитоиды позднеархейские лейкократовые; 34 – гранитоиды позднеархейско-раннепротерозойские: гранодиориты, диориты; 35 - 41 – мафит-ультрамафитовые интрузивы: 35 - 39 – раннепротерозойские: 35 – габбро щелочные, 36 – расслоенные мафит-ультрамафиты, 37 – габбро-анортозиты, частично эглогитизированные, 38 – амфиболиты гранатовые апогаббровые, 39 – мафит-ультрамафиты альбинотипные; 40, 41 – позднеархейские: 40 – габбро-анортозиты, частично амфиболитизированные, 41 – габбро; 42 – структурно согласные границы, в том числе тектонические (а – достоверные, б – предполагаемые); 43 – секущие разломы; 44 – линия разреза; 45 – Кольская сверхглубокая скважина; 46 – береговая линия.

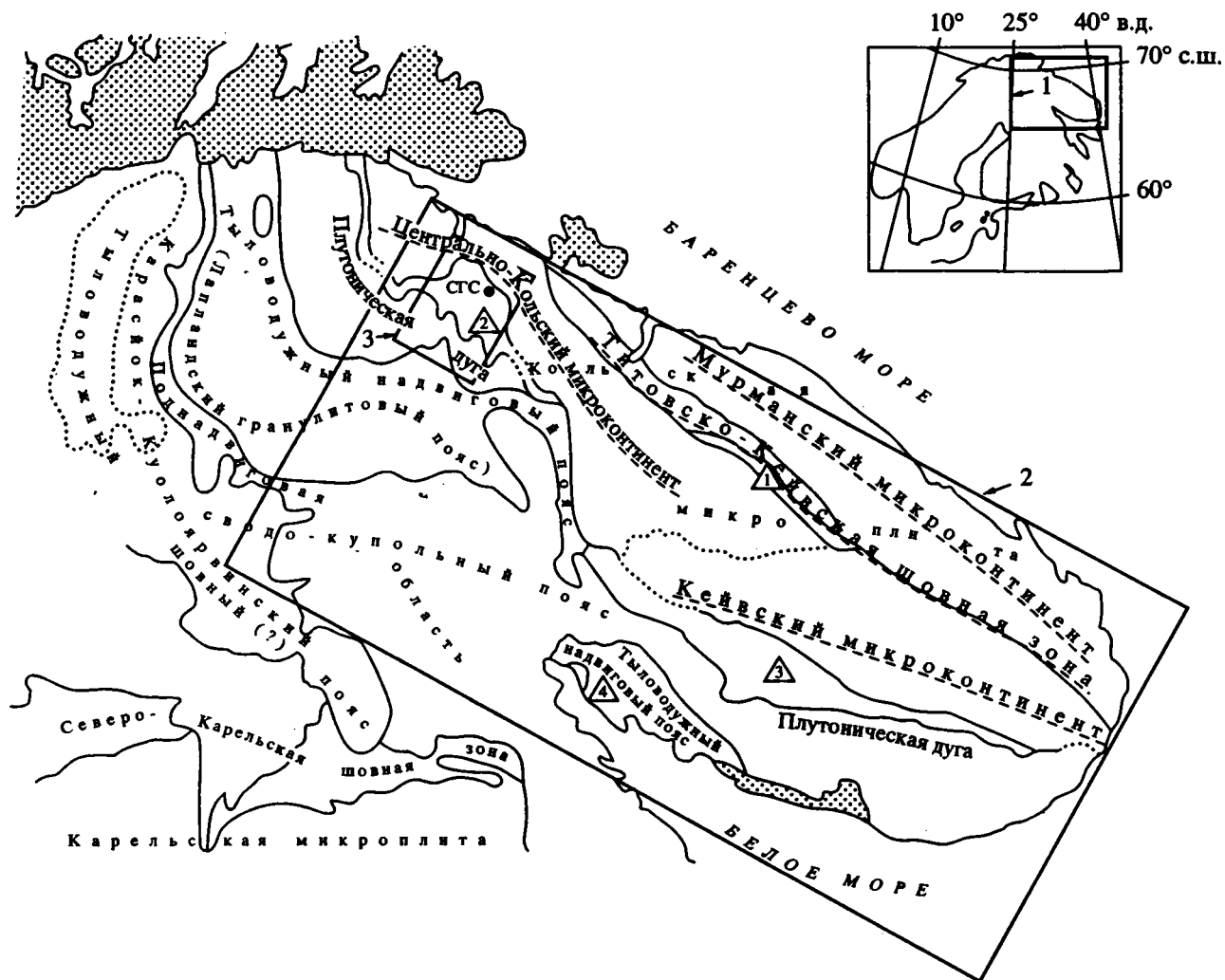


Рис. 3. Схема районирования раннедокембрийских структур северо-востока Балтийского щита (по М.В. Минцу [15] с изменениями). Крапом выделены пострanneдокембрийские образования. Названия позднеархейских структур подчеркнуты пунктиром, раннепротерозойских – не подчеркнуты. Цифрами в треугольниках обозначены: 1 – пояс Колмозеро-Воронья, 2, 3 – Печенга-Варзугская шовная зона и ее отрезки: Печенгский (2), Имандра-Варзугский (3), 4 – тыловодужный надвиговой пояс, Колвицкий фрагмент. СГС – Кольская сверхглубокая скважина. Прямоугольные контуры соответствуют границам схем и карт: 1 – рис. 3; 2 – рис. 4, 5; 3 – рис. 7.

ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ КОРЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Геологическая и петроплотностная исходные модели. В геологическом строении северо-восточной части Балтийского щита участвуют архейские и раннепротерозойские образования, определяющие структуру региона. Более поздние (постраннепротерозойские) образования распространены ограниченно, пострanneпротерозойские процессы структурной перестройки внесли относительно небольшие осложнения в региональную структуру. Палеогеодинамические реконструкции региона в рамках концепции тектоники плит позволили предложить и проанализировать покровно-складчатую модель раннедокембрийских структур Кольского полуострова [14, 15].

Латеральный ряд структур Кольского полуострова, образующих раннепротерозойский коллизионный пояс, включает (с северо-востока на юго-запад) (рис. 3): 1) пододвигавшуюся Кольскую микроплиту, объединяющую структурные элементы позднеархейской коллизионной области; 2) шовную зону Печенга-Имандра-Варзуга, образованную моноклинально наклоненными к юго-западу вулканогенно-осадочными комплексами с формационными и геохимическими признаками формирования в геодинамических обстановках океанического, островодужного и континентально-рифтового типов; 3) надвигавшуюся Беломорскую микроплиту, образованную архейскими породами, подвергшимися интенсивным структурным и метаморфическим преобразованиям в условиях

раннепротерозойской коллизии. В строении Беломорской микроплиты участвуют образования, интерпретируемые как эродированная окраинно-континентальная магматическая дуга; система тыловодужных надвигов, выведивших к поверхности гранулиты нижней коры; породы параавтохтона, метаморфизованные в условиях повышенных давлений; тыловодужный пояс гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых сводов и куполов.

Латеральный ряд позднеархейских структур в северо-восточной части Кольского полуострова [14], в свою очередь, включает: 1) континентальную микроплиту, образованную фрагментами Центрально-Кольского и Кейвского микроконтинентов, пододвигавшуюся к северо-востоку под Мурманскую микроплиту; 2) Титовско-Кейвскую шовную зону, в пределах которой сохранились вулканогенно-осадочные комплексы, имеющие характеристики базальтоидов островодужного, океанического и континентально-рифтового типов; 3) надвигавшуюся Мурманскую микроплиту, интерпретируемую в качестве глубоко эродированной активной континентальной окраины. В свою очередь, на современном эрозионном срезе Центрально-Кольский микроконтинент образован тектоническими покровами фронтального надвигового пояса, сложенными мигматизированными породами амфиболитовой и гранулитовой фаций, перемещенными со среднего и нижнего уровней позднеархейской коры. Кейвский микроконтинент имеет сложное надвиговое строение: преобладающие метаморфические комплексы представляют собой метаморфизованные вулканогенные образования кислого состава щелочной и известково-щелочной серий, геохимически сопоставимые с вулканитами областей рифтогенного растяжения на активных окраинах континентов.

Результаты палеогеодинамических реконструкций позволяют представлять кору восточной части Балтийского щита, сформировавшуюся в результате латеральных перемещений и взаимодействия литосферных и коровых плит и микроплит, в виде совокупности наклонно скученных пластин. Зоны тектонического меланжа в отдельных случаях включают отторженцы верхней мантии субконтинентального и субокеанического типов [9, 14, 15, 24]. В строении коры участвуют также системы гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов, деформирующих чешуйчатые и надвиговые ансамбли.

Могут быть выделены два типа главных структур коры. Первый тип, образованный системами наклонно скученных плит и микроплит, включает два подтипа. Первый отвечает чешуйчато-надвиговым ансамблям раннепротерозойских и отчасти позднеархейских шовных зон (зеленокаменных поясов). В пределах Кольского полуострова они представляют собой фрагменты древних коллизийных структур типа офиолитовых сутур фанерозоя. Второй подтип включает

мощные надвиговые ансамбли, в которых к уровню современного эрозионного среза выдвинуты горные породы континентальной нижней коры, образующие гранулит-гнейсовые пояса. Срыв тектонических пластин с уровня раздела "кора-мантия" подтверждается оценками термодинамических параметров формирования гранулитов [21, 23] и наличием в основании надвиговых ансамблей тектонических отторженцев верхней мантии. Палеогеодинамические реконструкции позволяют рассматривать позднеархейский Центрально-Кольский и раннепротерозойский Лапландский пояса в качестве фронтального и тыловодужного надвиговых поясов коллизийных систем. Распространенность структур обоих подтипов в современной коре Балтийского щита, свидетельствует о высокой степени сохранности докембрийской тектонической расслоенности.

Второму типу коровых структур отвечают мигматит-гранитные и гранито-гнейсовые своды и купола. Их формирование связано с процессами всплывания легких и пластичных горно-породных масс в зонах гранитообразования и реоморфизма. Формирование сводовых и купольных структур приводило к деформациям, протыканиям и частичным разрушениям наклонно-скученных ансамблей.

Предварительная систематизация данных новейших петроплотностных исследований территории Кольского полуострова позволила преобразовать геологическую карту, планы погоризонтных срезов и разрезы, поставив в соответствие всем геологическим контурам их усредненные плотностные характеристики¹. При осреднении данных были использованы средневзвешенные значения плотностей. В большинстве случаев в качестве средневзвешенных приняты среднеарифметические значения плотности образцов всех типов пород, отобранных в пределах выделенных геологических контуров. В отдельных контурах, при недостатке фактических данных, значения плотности были приняты по аналогии с петрофизически более полно изученными участками распространения пород тех же комплексов. Учтены изменения плотности горных пород с глубиной при значениях Р, Т, отвечающих условиям существования верхней части современной континентальной коры региона (табл. 1) [1, 3 - 7, 12, 13, 20].

Исходные варианты геологической и плотностной моделей разработаны в масштабе 1 : 1 000 000 и представлены в виде карты палеогеодинамических комплексов Кольского полуострова и сопредельных территорий, петроплотностной карты,

¹ Систематизация петроплотностных данных для территории Кольского полуострова, заимствованных из отчетов и опубликованных материалов МОМКАГЭ ГНПП "Аэрогеология" и ГП "Севзапгеология" и из публикаций ГИ КНЦ АН СССР, а также полученных в последние годы в ходе региональных геологических исследований МОМКАГЭ и тематических работ ГИ КНЦ РАН, выполнена Н.И. Колпаковым.

Таблица 1. Приращение плотности горных пород ($\Delta\rho$, г/см³) в зависимости от литостатического давления (глубины)

Типы пород	Плотность при атмосферном давлении	Давление (МПа)/глубина (км)			
		133/5	270/10	550/20	1000/35
Оливиниты	3.27 - 3.29	0.005	0.009	0.015	0.020
Перидотиты	3.22 - 3.32	0.005	0.010	0.018	0.028
Пироксениты	3.12 - 3.26	0.011	0.016	0.025	0.038
Габбро-нориты	2.87 - 2.88	0.022	0.030	0.050	0.070
Нориты	2.94 - 3.03	0.010	0.013	0.024	0.052
Габбро-амфиболиты	3.05	0.004	0.010	0.019	
Амфиболиты	2.86 - 3.26	0.018	0.025	0.036	0.055
Эклогиты, эклогитоподобные породы	3.09 - 3.45	0.010	0.020	0.030	
Сланцы:					
двупироксеновые, гранатовые, биотит-амфиболовые	2.95 - 3.07	0.025	0.030	0.036	0.044
гиперстен-биотитовые, биотитовые	2.85 - 2.92	0.020	0.030	0.050	
Гнейсы:					
биотитовые	2.65 - 2.80	0.050	0.056	0.060	0.080
биотит-роговообманковые	2.59 - 2.61	0.014	0.038	0.044	0.080
биотит-гранатовые	3.07	0.008	0.009	0.010	0.030
кианит-гранатовые	2.99 - 3.11	0.015	0.020	0.030	0.045
Граниты	2.63 - 2.68	0.007	0.019	0.035	0.050
Эндербиты	2.76 - 2.84	0.030	0.039	0.046	

Примечание: таблица составлена Ф.М. Левитовой (ИМГРЭ), использованы данные из работ [1, 4 - 6, 20].

системы глубинных геолого-петроплотностных разрезов и геолого-петроплотностных карт-схем погоризонтных срезов для глубин 5, 10 и 15 км.²

Расчет трехмерной плотностной модели (корректировка начальной плотностной модели). При расчете трехмерной плотностной модели верхней части коры Кольского полуострова использованы материалы гравиметровых съемок, обобщенные в единую карту гравитационного поля, охватывающую Мурманскую область России, северную часть Финляндии и северную Норвегию. Эта карта была редуцирована к уровню поля нормальной плотностной модели Земли [10], что позволило использовать обобщенную плотностную модель северо-запада Балтийского щита и исключить из данных ее региональный гравитационный фон [8, 22]. Последнее дало возможность оперировать с абсолютными значениями плотности при решении задачи моделирования.

Параметры вычислительной схемы задавались в соответствии с масштабом исходной геологической модели и детальностью гравиметрических материалов.

На первом этапе вычислений, в результате решения прямой задачи от начальной плотностной

² При составлении исходных вариантов глубинных геологических разрезов использованы геолого-геофизические профили, полученные Н.И. Колпаковым на основе имеющихся геофизических материалов.

модели и вычитания ее модельного поля из редуцированного, получено разностное поле, отражающее различие между исходной моделью и реальным строением коры региона. Амплитуды аномалий разностного поля (величина невязки) в среднем не превышали 40 мгл. При этом для западной части территории эта величина в 2 - 3 раза меньше, что свидетельствует о хорошей согласованности с гравиметрическими наблюдениями начальной плотностной модели. Напротив, для района Кейвской структуры нескомпенсированность поля начальной модели достигала 60 мгл. Судя по результатам последующих вычислительных процедур, это было связано с существенным занижением прогнозируемой плотности пород, образующих глубинные части структуры.

На следующем этапе было выполнено решение обратной задачи с целью коррекции начальной плотностной модели вплоть до полного ее соответствия наблюдаемому гравитационному полю.

Необходимо оговорить некоторые замечания, касающиеся истолкования полученных результатов. Полученное решение базируется на исходной петроплотностной модели и его следует рассматривать как количественно откорректированный вариант последней. Кроме того, решение зависит от таких не вполне контролируемых инструментально факторов, как глубинный фон и нормальная плотностная колонка – любое их

Таблица 2. Объемная модель верхней части коры Кольского полуострова, средние плотности горных пород на поверхности (экспериментальные данные) и значения плотности на глубине 10 км (принятые на основе данных, приведенных в таблице 1)

№№ п/п	Типы пород	Плотность, г/см ³ уровни глубин:	
		0 км	10 км
1	2	3	4
	Палеозой		
1	Платформенный чехол: осадки на дне Белого моря	2.65	–
	Интрузивные тела центрального типа:		
2	нефелиновые сиениты	2.68	до 2.80
3	щелочные ультрамафиты, корбонатиты	3.10 - 3.20	3.10 - 3.20
	Рифей		
4	Терригенные осадки	2.58	–
	Поздний архей - ранний протерозой		
	Мафит-ультрамафитовые метаэффузивы раннепротерозойские:		
5	вулканы преимущественно среднего состава, осадки	2.80 - 2.85	–
6	те же породы, амфиболитизированные	–	2.82 - 2.87
7	вулканы преимущественно основного состава, осадки	2.85	–
8	вулканы базальтового и андезито-базальтового состава (часто пиллоу-лавы), осадки	2.89 - 2.96	–
9	те же породы, амфиболитизированные	–	2.90 - 2.97
	Мафит-ультрамафитовые метаэффузивы позднеархейские:		
10	амфиболиты, частично биотит-амфиболовые гнейсы и мигматиты	2.73 - 2.78	2.80 - 2.87
11	амфиболиты, частично мигматизированные	2.77 - 2.81	
	Гнейсы, сланцы:		
12	биотитовые, хлорит-биотитовые	2.68	–
13	гранат-биотитовые (кислые метаэффузивы)	2.67	2.75 - 2.77
14	эгрин-арфведсонитовые (кислые щелочные метаэффузивы)	2.62	2.68
15	биотит-мусковитовые со ставролитом и кианитом	2.84	–
16	биотит-мусковитовые с кианитом, с прослоями амфиболитов	2.74 - 2.82	2.80 - 2.85
17	высокоглиноземистые с силлиманитом, гранатом, кордиеритом	2.72 - 2.74	2.75 - 2.80
18	биотитовые (гнейсы-метасоматиты и гнейсы-бластомилониты биотитовые)	2.63 - 2.66	–
	Гранулиты раннепротерозойские:		
19	двупироксен-плагиоклазовые, частично эндербиты (основные гранулиты), прослой гранат-силлиманитовых (кислых) гранулитов	2.81 - 2.85	2.85 - 2.87
20	те же породы, частично мигматизированные	2.73 - 2.78	2.80 - 2.82
	Гранулиты позднеархейские:		
21	двупироксен-плагиоклазовые, частично эндербиты (основные гранулиты)	2.83	2.80 - 2.85
22	те же породы, частично мигматизированные	2.74 - 2.76	2.80 - 2.85
23	высокоглиноземистые гранат-силлиманитовые (кислые гранулиты)	2.74 - 2.76	2.77 - 2.80
24	основные гранулиты, предполагаемые на глубине в виде линейных тел	–	2.85 - 3.00
25	те же породы, предполагаемые на глубине в виде изометричных тел	–	2.85 - 3.00
	Мигматиты, мигматит-граниты, реоморфизованные гнейсы раннепротерозойские или реоморфизованные в раннем протерозое:		
26	преимущественно биотитовые	2.64 - 2.67	2.73 - 2.80
27	биотит-роговообманковые	2.76 - 2.77	около 2.80

Таблица 2. Окончание

1	2	3	4
	Мигматиты, мигматит-граниты позднеархейские:		
28	преимущественно биотитовые	2.66 - 2.70	2.75 - 2.80
29	биотит-роговообманковые	2.68 - 2.70	2.77 - 2.80
30	преимущественно мигматиты биотит-роговообманковые	2.70	около 2.76
	Гранитоиды раннепротерозойские:		
31	щелочные (реоморфизованные щелочные гнейсы)	2.62	—
32	лейко- и мезократовые биотитовые порфиробластовые	2.64 - 2.67	2.66 - 2.70
	Гранитоиды позднеархейские:		
33	лейкократовые	2.61 - 2.65	—
	Гранитоиды позднеархейские, раннепротерозойские:		
34	гранодиориты, диориты	2.62 - 2.66	—
	Мафит-ультрамафитовые интрузивы раннепротерозойские:		
35	габбро щелочные	2.93	—
36	расслоенные мафит-ультрамафиты	3.01 - 3.05	3.01 - 3.05
37	габбро-анортозиты, частично эклогитизированные	2.96 - 3.20	2.96 - 3.20
38	амфиболиты гранатовые апогаббровые	2.96 - 3.00	2.96 - 3.00
39	мафит-ультрамафиты альпинотипные	3.08	—
	Мафит-ультрамафитовые интрузивы позднеархейские:		
40	габбро-анортозиты, частично амфиболитизированные	2.82 - 2.97	около 2.90
41	габбро	2.90	

Примечание: порядковые номера комплексов горных пород соответствуют номерам условных обозначений к рис. 2.

изменение приведет к соответствующему изменению результата. И наконец, более или менее значительное изменение функции $F(z)$ также приведет к изменению решения.

Однако для принципиального изменения характера плотностной модели необходимы радикальные изменения расчетных параметров. При отсутствии оснований для подобных изменений, полученные результаты следует рассматривать как оптимальные в рамках принятой геологической модели строения региона.

Итоговая объемная геологическая модель. *Объемная модель верхней коры Кольского полуострова.* Корректировка исходной геологической модели, т.е. приведение ее в соответствие с итоговой трехмерной плотностной моделью, явилась предметом специального анализа. Было учтено, что под влиянием термодинамических условий с глубиной происходит определенное "выравнивание" плотностных характеристик разнотипных горных пород. В частности, низкоплотные породы (гнейсы, мигматиты, гранитоиды) испытывают при погружении на 5 - 10 км при реальных температурных градиентах повышение плотности на 0.05 - 0.08 г/см³, что существенно выше соответствующего уплотнения мафит-ультрамафитовых пород, редко превышающего в аналогичной ситуации 0.01 - 0.02 г/см³ (табл. 1). Это обстоятельство усложняет

разграничение геологических тел различного вещественного состава по полученным оценкам плотности горно-породной среды. Границы, разделяющие плотностные неоднородности, и границы между породами различного состава могут существенно не совпадать. Поэтому итоговая геологическая модель была получена именно в результате корректировки исходной модели, но не путем формального отождествления плотностных неоднородностей на тех или иных глубинах с конкретными геологическими телами. Учтено и то обстоятельство, что, в силу особенностей функции "качества", ошибки, внесенные на малой глубине при построении исходной модели, не только не устраняются полностью при компьютерной обработке, но могут, напротив, привести к появлению компенсирующих ложных аномалий в средней или даже в нижней части модельного слоя. Наконец, необходимо подчеркнуть, что незначительные по объему плотностные объекты в нижней части разреза исходной модели оказывают лишь слабое влияние на расчетные значения поля силы тяжести. Поэтому их сохранность в итоговом варианте плотностной модели рассматривалась не в качестве подтверждения существования на глубине соответствующих горных пород, а лишь как указание на непротиворечивость исходного разреза значениям поля силы тяжести.

Основные особенности модели верхней коры Кольского полуострова в генерализованном виде иллюстрируются³ рис. 4, 5, 6. Петроплотностные характеристики пород приведены в табл. 2. Основные представления, заложенные в исходной модели, сохранены и в итоговом варианте. Структурные рисунки исходной и итоговой моделей коры существенно не различаются. Претерпели изменения значения мощностей и глубин расположения некоторых структурно-вещественных комплексов. В частности, исходные представления о восьми-десятикилометровой мощности гнейсо-щелочногранитного комплекса Кейвской структуры оказались заметно преувеличенными. В итоговой модели мощность этого комплекса составила 5 - 7 км.

Глубины залегания и ориентировки важнейших структурных поверхностей подверглись определенной корректировке. В частности, оказалось, что наклонные поверхности, разграничивающие микроплиты, сутурные зоны и системы тектонических покровов в пределах тылового и фронтального надвиговых поясов, характеризуются меньшими углами падения, чем предполагалось - 30°. Круче (около 45°) погружается Титовско-Поросозерско-Кейвская шовная зона, сочленяющая Мурманскую, Центрально-Кольскую и Кейвскую микроплиты. Однако эти границы, по-видимому, выполаживаются на глубине, что может быть связано с подъемом наиболее погруженных в процессе коллизии частей плит и микроплит по мере восстановления изостатического равновесия после прекращения процессов субдукции и коллизионного пододвигания континентальных плит. Также круто (более 45°) залегают отдельные тектонические пластины в пределах Центрально-Кольского фронтального надвигового пояса.

В итоговой модели более отчетливо, чем в предварительной, поверхность Кейвской микроплиты, в целом, полого погружается под Мурманскую и Центрально-Кольскую микроплиты ("активные границы" позднеархейского Кейвского микроконтинента), а также и под Беломорскую микроплиту. Последняя из перечисленных границ сформировалась в результате раннепротерозойского раскола позднеархейского континента и окончательно оформилась в результате раннепротерозойской коллизии [15]. В итоговой модели наглядна морфология запрокидывания моноклинальных пакетов тектонических пластин под воздействием "всплывавших" гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов.

Вместе с тем, плотностное моделирование позволило обратить внимание на особенности геологических структур, отсутствовавшие в исходной модели. В частности, выявился ряд скрытых на глубине геологических тел малой и умеренной плотности

(2.67 - 2.77 г/см³), не предусмотренных исходной моделью, которые благодаря очевидным аналогиям отождествляются с незэродированными гранит-мигматитовыми или гранито-гнейсовыми куполами (рис. 5). Итоговая модель позволила выявить первоначально не предполагавшиеся особенности морфологии гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. В частности, удается различить "отставание" при подъеме куполов их периферических частей и захват относительно плотных рестиговых масс, размещающихся между осевой и периферическими частями, чем определяется грибообразная форма этих структур (рис. 2, слабо эродированный купол в районе точки Б). Достоверность этих представлений была специально проанализирована нами выше (см. рис. 1 и соответствующие пояснения в тексте).

В некоторых участках итоговой плотностной модели выявились скрытые на глубине тела плотных пород. Не исключая возможности их появления в силу заложенных в компьютерной программе условий компенсации недостающих масс, отметим, что они расположены закономерно - преимущественно в Хибинско-Ловозерской и Ковдорско-Терской тектонических зонах, с которыми связано размещение большинства палеозойских тел щелочных ультрамафитов (рис. 2, 4, 5). Большинство из них пространственно связано с роями щелочных даек и дешифрирующимися на аэрофотоизображениях кольцевыми структурами. Известно, что Ковдорское месторождение вермикулита локализовано в верхней части штокообразного тела щелочных ультрамафитов. С предполагаемыми на глубине телами высокоплотных пород в районе Ковдорского массива щелочных ультрамафитов могут быть сопоставлены находки вермикулита вне непосредственной связи с этим массивом (устное сообщение Б.М. Гринченко). Примечательно, что большинство объектов этого типа, равно как и контролирующие их тектонические зоны, оказались пространственно связанными с границами Кейвской микроплиты, располагаясь над ее погружением (рис. 4, 5).

В целом, итоговая геологическая модель верхней коры Кольского полуострова сохраняет основные черты исходной модели, а появившиеся новые детали расширяют и уточняют ее содержание и обеспечивают достаточно полное согласование с наблюдаемым полем силы тяжести. Понятно, что это не доказывает единственности предложенной модели. Более того, авторы отдают себе отчет в том, что примененная методика и полученные в результате ее применения решения не могут выступать в качестве способа обоснования "правильности" развиваемой геологической модели.

Глубинное строение района бурения Кольской сверхглубокой скважины. Исходная геологическая модель коры района бурения Кольской сверхглубокой скважины, предполагавшая сочетание

³ Программа визуализации на компьютере IBM-PC разработана О.М. Минцем.

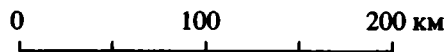
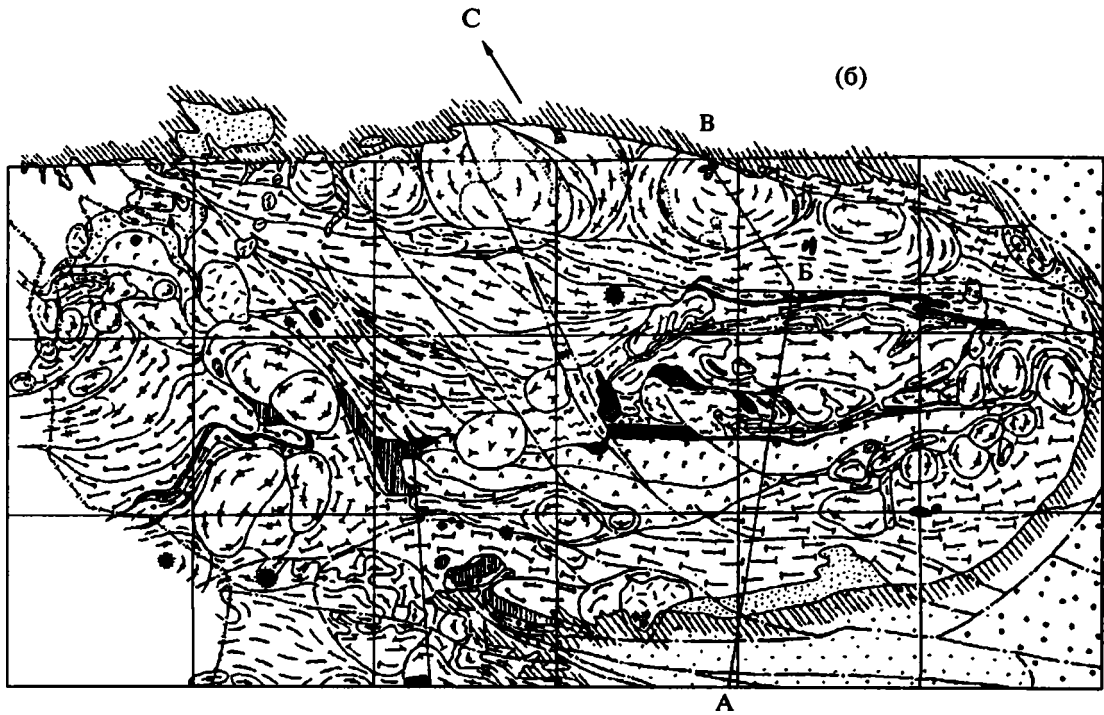
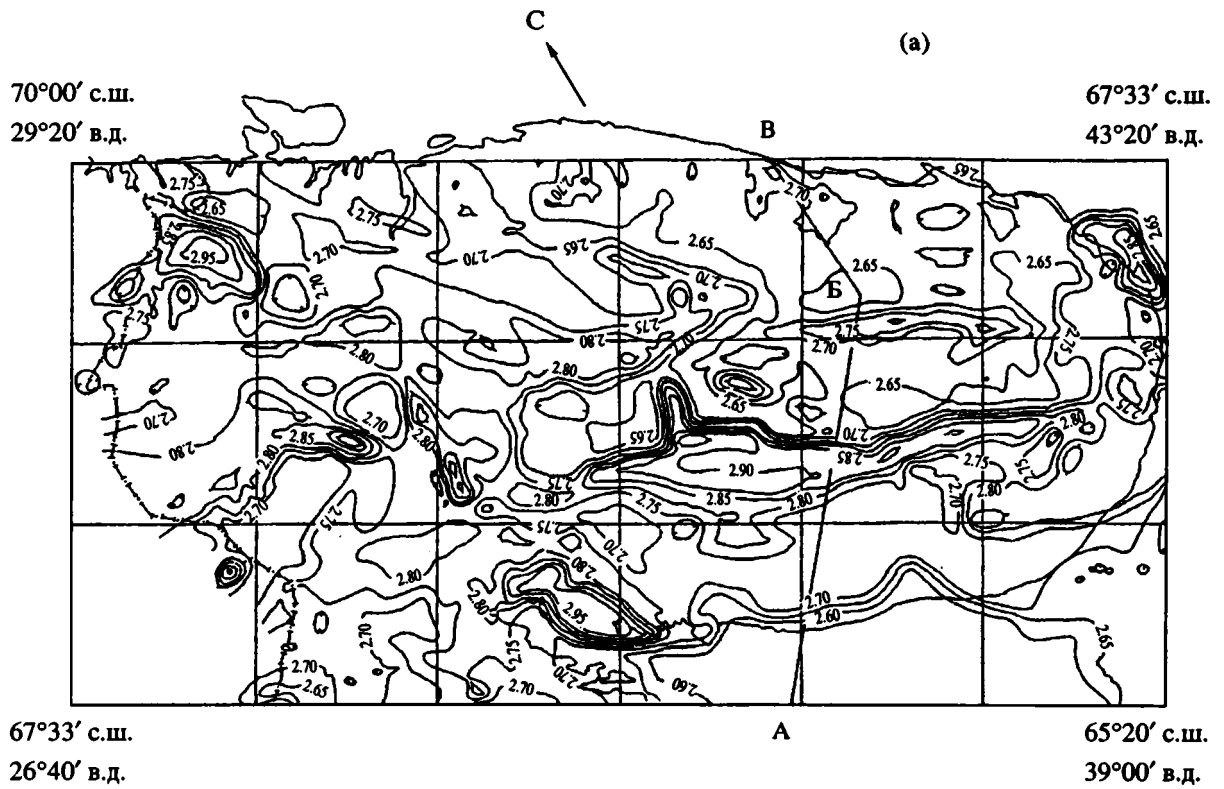


Рис. 4.

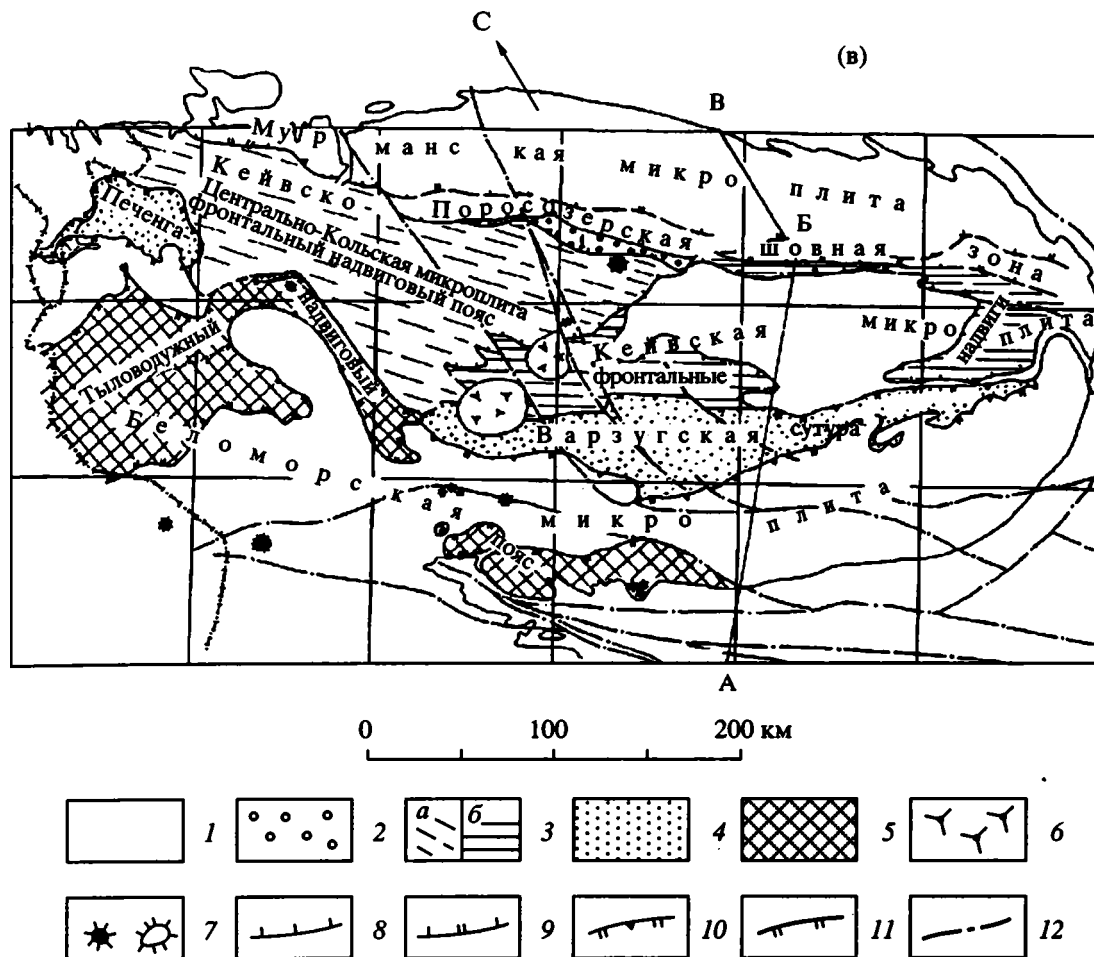


Рис. 4. Трехмерная модель верхней части коры Кольского полуострова, поверхность: а – карта изоденс (в г/см^3); б – геологическая карта (условные обозначения показаны на рис. 2); в – схема тектонического районирования.

1 – комплексы пород позднеархейских микроплит в автохтонном или параавтохтонном залегании; 2, 3 – позднеархейские структуры: 2 – пояс Колмозеро-Воронья (на рис. 4в обозначен цифрой 1), располагающийся в пределах Кейвско-Поросозерской сутуры, 3 – аллохтонные пластины Центрально-Кольского (а), Кейвского (б) фронтальных надвиговых поясов; 4, 5 – раннепротерозойские структуры: 4 – Печенга-Варзугская сutura, 5 – Лапландско-Колвицкий тыловодужный надвиговой пояс; 6, 7 – палеозойские интрузивы центрального типа: 6 – нефелиновых сиенитов, 7 – щелочных ультрамафитов, карбонатитов (а – установленных на поверхности, б – предполагаемых на глубине); 8 – 11 – важнейшие раннедокембрийские тектонические границы (надвиги в взбросо-надвиги): 8 – позднеархейские, 9 – позднеархейские, реактивированные в раннем протерозое, 10 – раннепротерозойские, ограничивающие сутурные зоны, 11 – раннепротерозойские, ограничивающие тыловые надвиговые пояса; 12 – палеозойские сбросы и сбросо-сдвиги.

полого погружающегося чешуйчато-надвигового ансамбля с деформирующими его гранит-мигматитовыми и гранито-гнейсовыми куполами, в процессе плотного моделирования была откорректирована по наблюдаемому полю без внесения принципиальных изменений. Это обстоятельство позволяет надеяться, что модельное представление этого района отличается высокой достоверностью. По-видимому, это связано с высокой степенью изученности, а также может свидетельствовать в пользу принятой геологической концепции строения района.

Согласно современным представлениям о геологическом строении района (рис. 4, 7а), на днев-

ной поверхности Печенгская структура (в северном крыле которой пройдена Кольская сверхглубокая скважина) и обрамляющие ее образования принадлежат различным структурным планам. Для Печенги характерно “согласное” залегание тектонических пластин. Напротив, структура ее обрамления определяется широким распространением взаимопересекающихся гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов в сочетании с деформированными породами, испытавшими в контакте с куполами метаморфические и метасоматические преобразования, выполняющими межкупольные синформы.

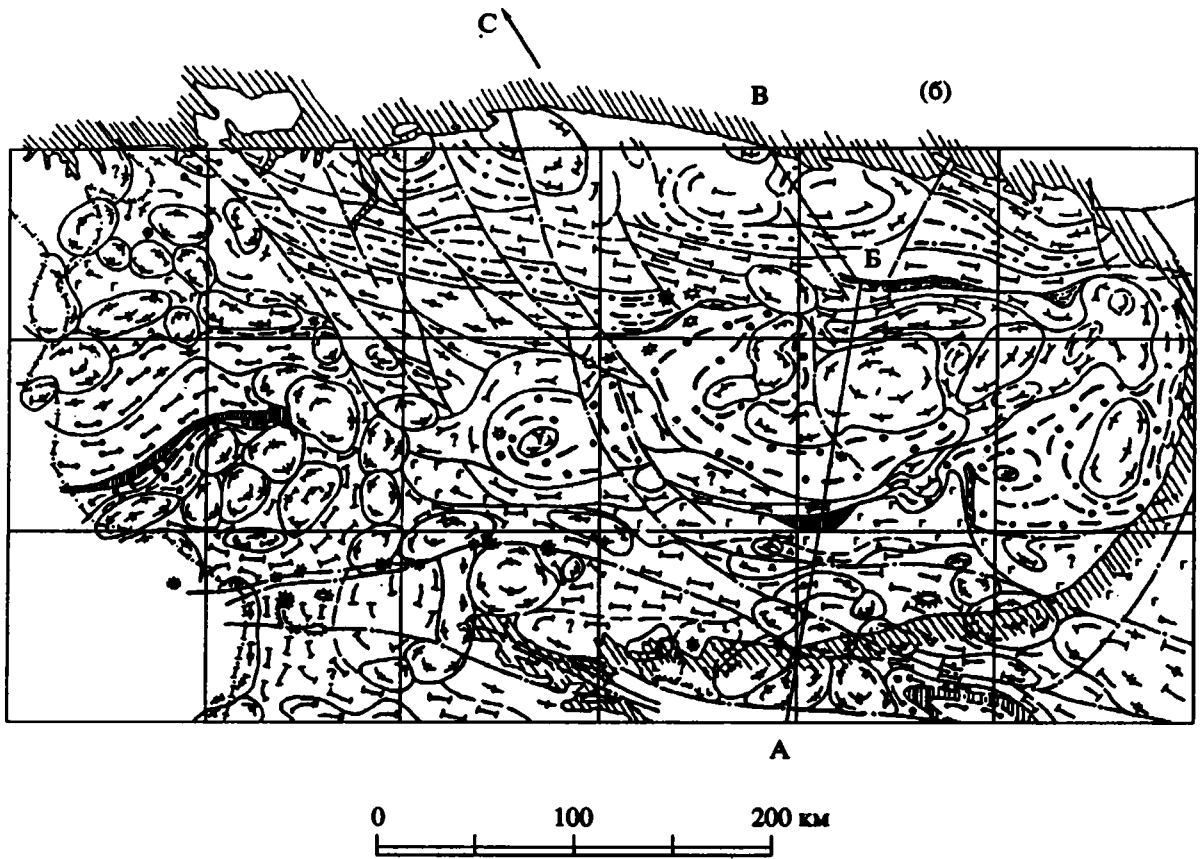
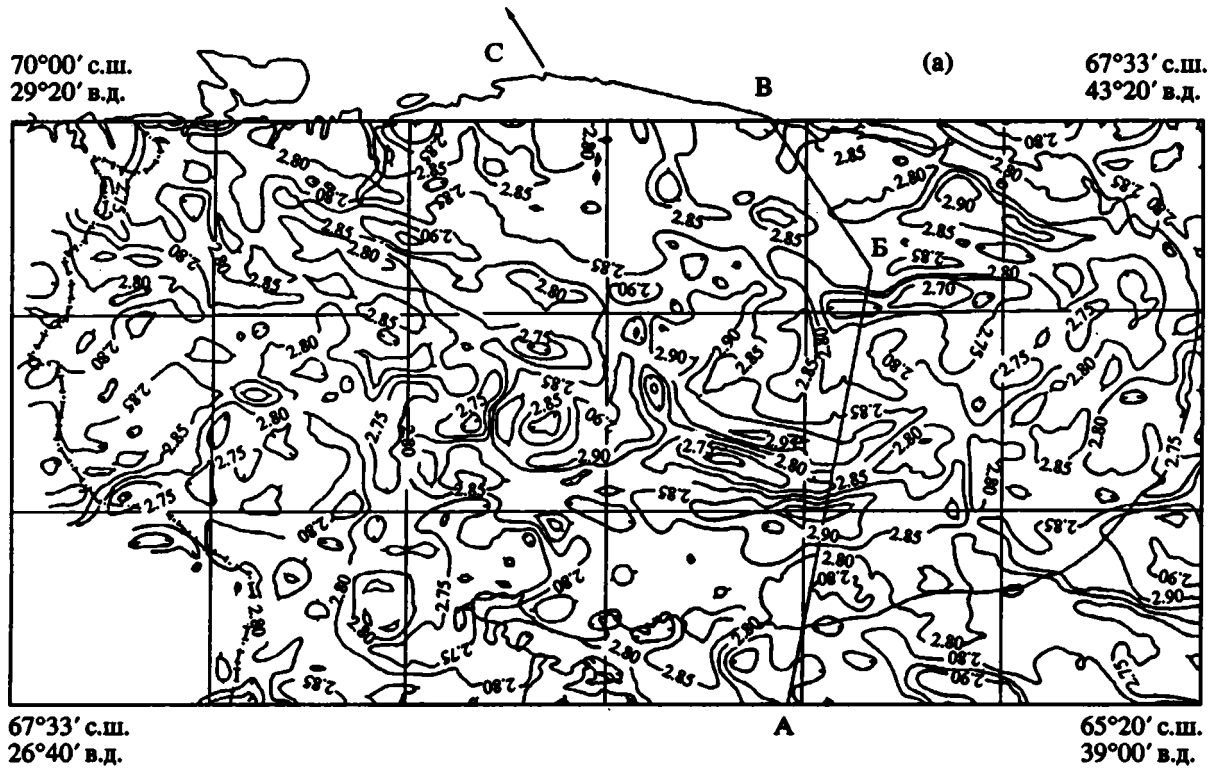


Рис. 5.

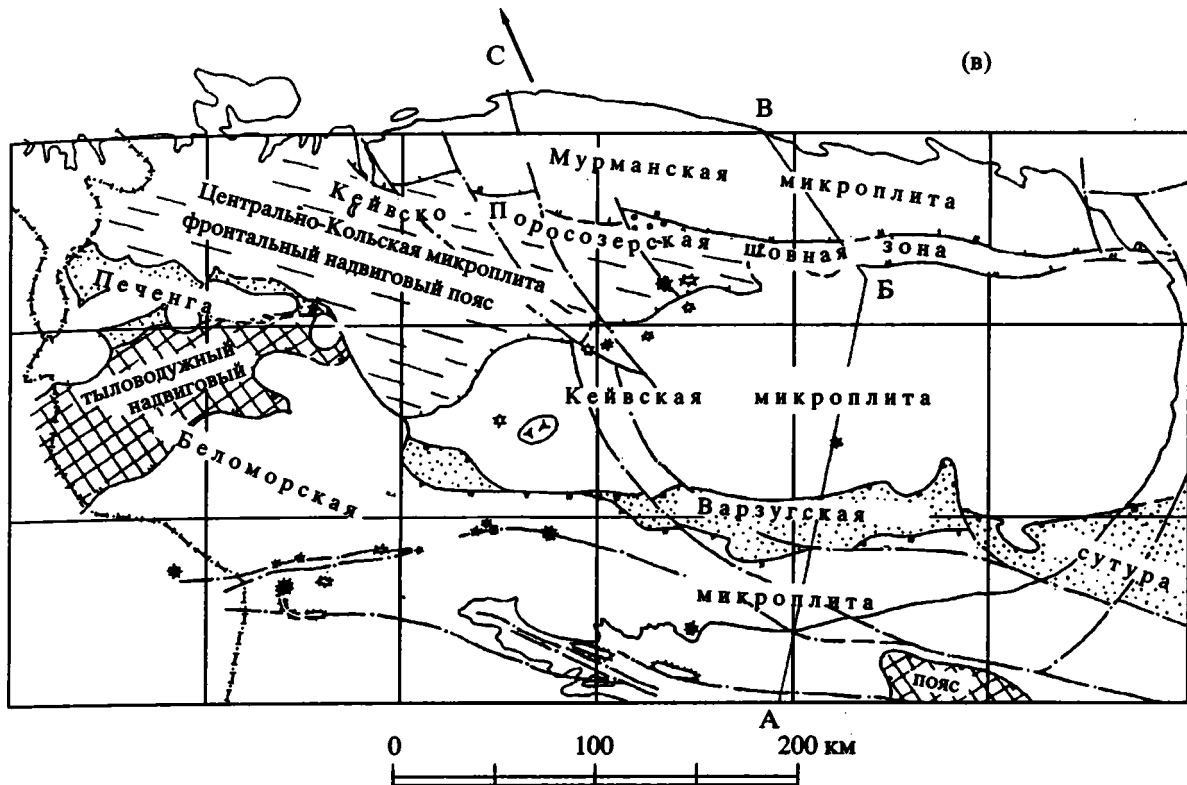


Рис. 5. Трехмерная модель верхней части коры Кольского полуострова (уровень глубины 10 км): а – карта изоденс (в г/см^3); б – геологическая карта (условные обозначения см. рис. 2); в – схема тектонического районирования (условные обозначения см. рис. 2 и 4).

В глубинном строении Печенгской структуры (рис. 7) можно различить два структурных яруса: первый, образованный пакетом полого погружающихся тектонических пластин и второй, отвечающий, как принято было называть, “фундаменту” структуры, представленному пододвинутой Кольской континентальной плитой. Строение “фундамента” подобно строению Кольской плиты на уровне эрозионного среза, однако роль купольных структур в моделируемом интервале глубин несколько возрастает. При этом структурный рисунок Кольской плиты на глубине 10 км согласуется с региональной структурой, что видно, в частности, при сравнении рис. 5 и 7.

На примере моделирования разных по глубине срезов погружающегося Печенга–Имандра–Варзугского пояса видно преобразование линейного пояса, имеющего чешуйчато-надвиговое строение, в “петельчатую” структуру, которая считается атрибутом архейских зеленокаменных поясов. Эта особенность наиболее отчетлива в случае Печенгского отрезка (рис. 7а, 7в). Подчеркнем, что подобная структура может, следовательно, формироваться в результате “протыкания всплывающими куполами” не только субгоризонтальной, но в равной мере и наклонной плиты, образованной осадочно-вулканогенными горно-породными ассоциациями.

Латеральные размеры и вертикальная протяженность структур гранит-мигматитовых куполов, характерных для южного обрамления Печенги (рис. 7), делают реальным предположение, выдвинутое в исходной модели, о “всплывании” куполов с протыканием погружающегося пакета пластин, образованных теми же породами, что и Печенгская структура на поверхности, включая “продуктивную” толщу. В частности, можно предполагать, что рудоносные ультрамафиты Аллареченского района представляют собой фрагменты Печенгских габбро-верлитов, вынесенных в верхние уровни коры на “плечах” всплывавших куполов. С этим выводом согласуется и размещение мафит-ультрамафитовых тел Аллареченского района в кровле (Аллареченское рудное поле) или в краевых зонах (Хихна, Рунийоки) гранит-мигматитовых куполов.

Оценивая модельное представление геологической структуры района Кольской скважины, отметим, что материалы, полученные при бурении “фундамента” Печенгской структуры, отнюдь не являются некоторой “средней” характеристикой последнего, как это обычно предполагается [14]. По-видимому, скважина пересекла межкупольную область или краевую часть гранит-мигматитового купола. С этим обстоятельством могут быть связаны важные особенно-

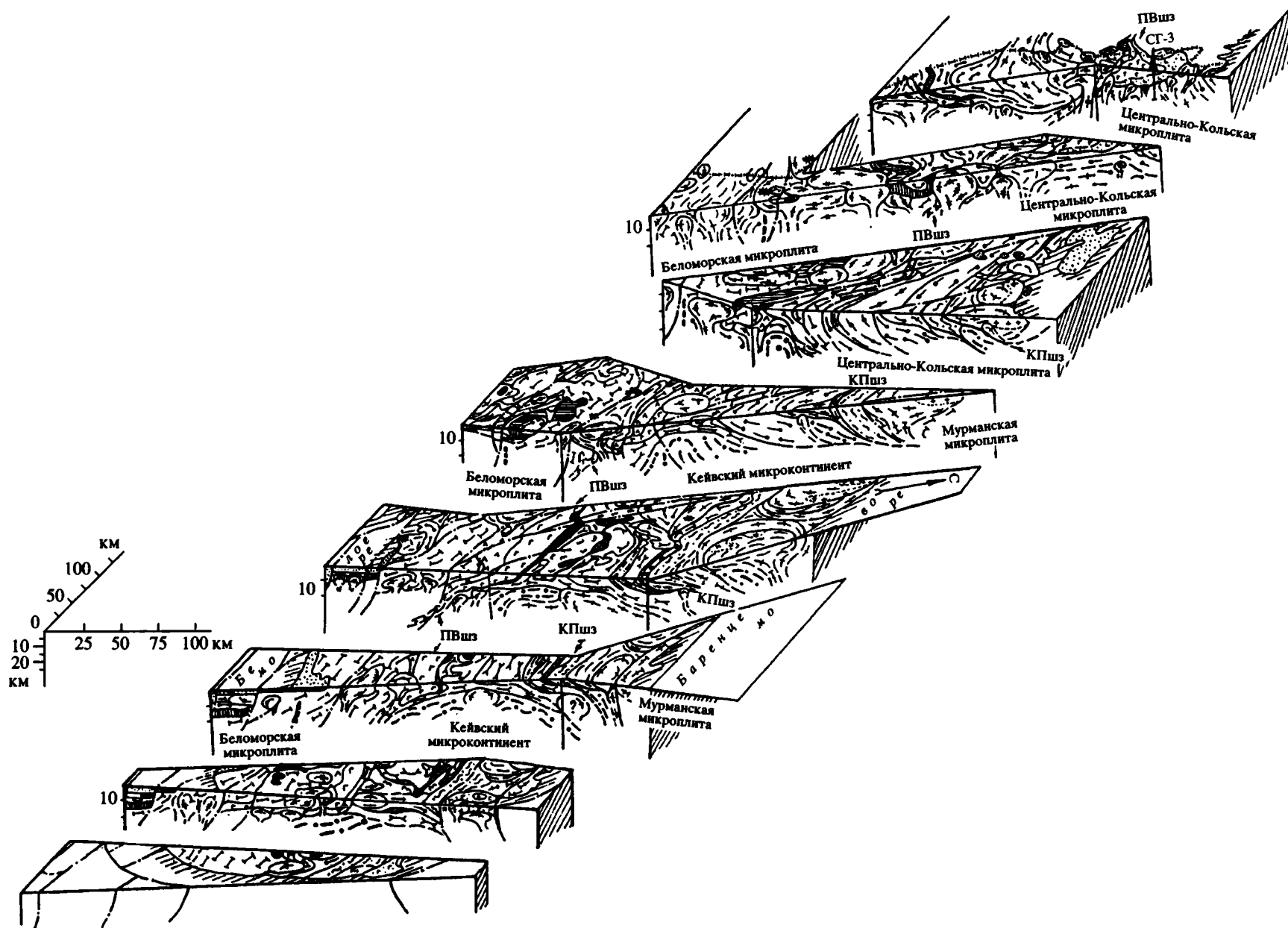


Рис. 6. Объемная геолого-структурная модель верхней коры Кольского полуострова (блок-схема). Буквами на блок-схеме обозначены: ПВшз – Печенгско-Варзугская шовная зона, КПшз – Кейвско-Порозозерская шовная зона. Условные обозначения показаны на рис. 2.

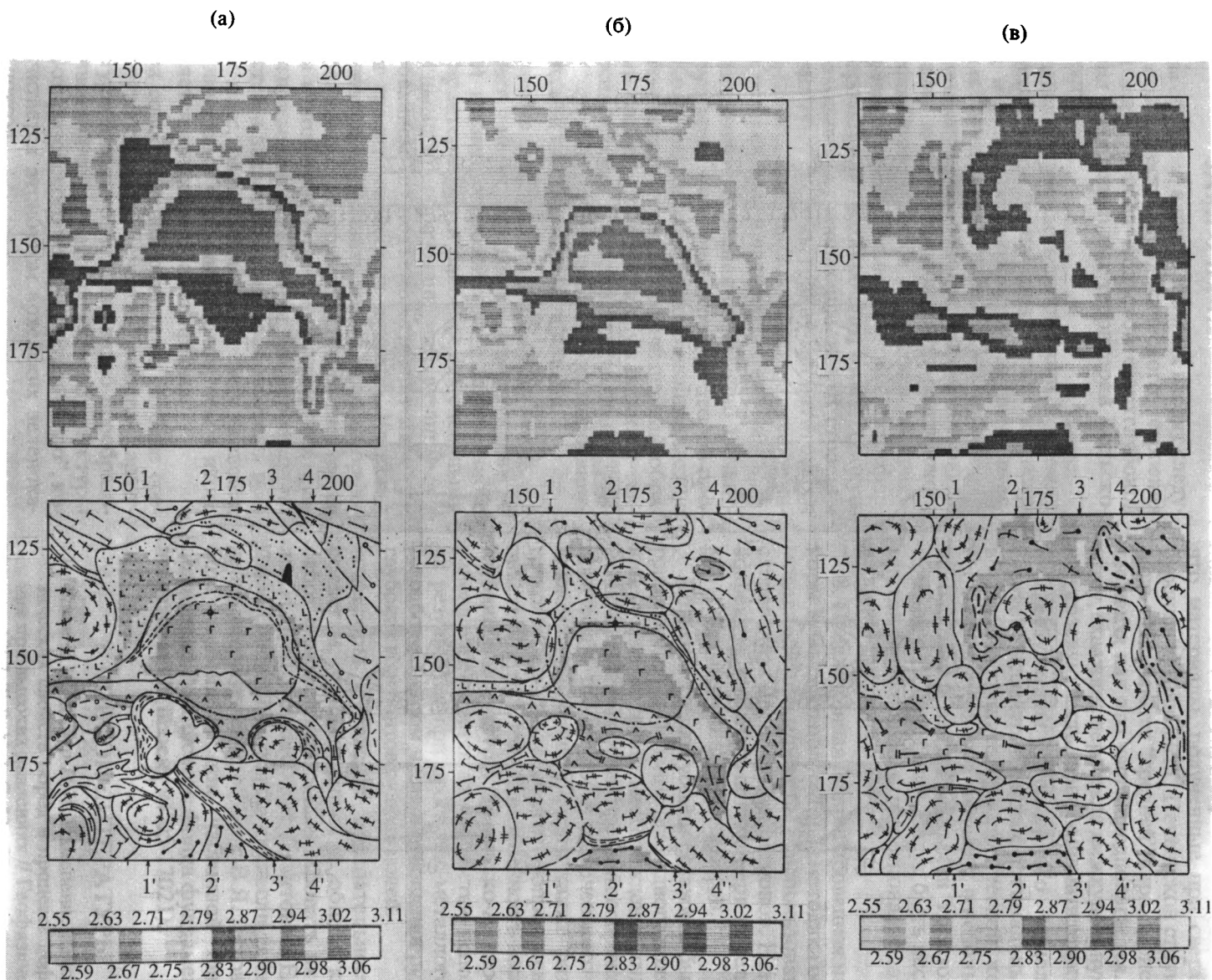
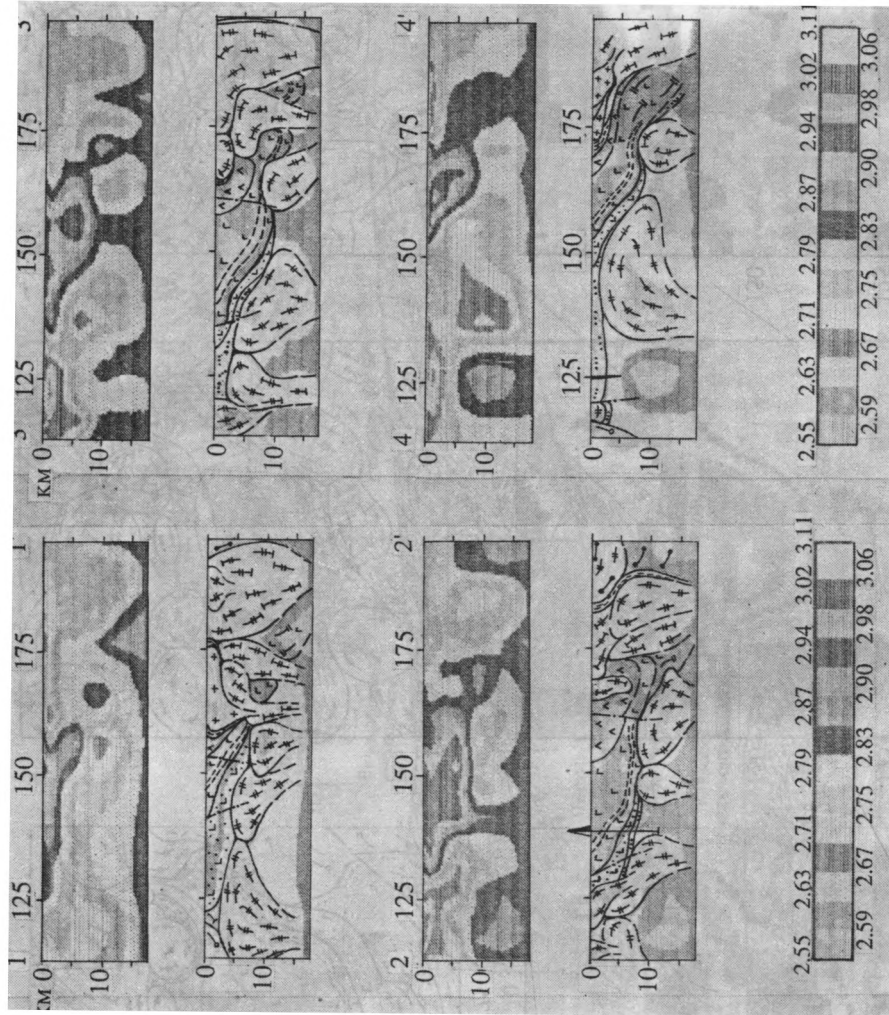


Рис. 7. Трехмерная модель верхней коры района Кольской сверхглубокой скважины: а – карта поверхности, б – карта для глубины 5 км, в – карта для глубины 10 км (вверху – плотностные, внизу – геологические карты, наложенные на плотностные карты); г – разрезы по линиям: 1-1', 2-2', проходящей через Кольскую СГС; 3-3', 4-4' (в каждой паре: вверху – плотностные, внизу – геологические разрезы, наложенные на соответствующие плотностные). Условные обозначения показаны на рис. 2.



сти подпеченгского разреза: отсутствие реликтов гранулитовых парагенезисов, незначительная роль собственно гранитоидных пород, преимущественно наклонное залегание сланцеватости.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в число главных входят следующие особенности геологического строения верхней коры района Кольской сверхглубокой скважины и сопредельных территорий Кольского полуострова:

1. Подавляющая часть территории Кольского полуострова образована сочетанием позднеархейских и раннепротерозойских гранит-зеленокаменных и гранулитогнейсовых областей. Палеогеодинамические реконструкции позволяют представить кору восточной части Балтийского щита, сформированную в результате латеральных перемещений и взаимодействия литосферных и коровых плит и микроплит, в виде совокупности наклонно скученных пластин. В строении коры участвуют системы гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов и сводов, деформирующих чешуйчатые и надвиговые ансамбли.

2. В глубинном строении собственно Печенгской структуры, в северном крыле которой пробурена Кольская сверхглубокая скважина, можно различать два структурных уровня: первый, образованный пакетом полого погружающихся тектонических пластин, и второй, отвечающий "фундаменту" структуры, образованному пододвинутой Кольской континентальной плитой.

3. Краевые части Кольской и Беломорской микроплит, непосредственно участвующие в строении раннепротерозойского коллизионного пояса, характеризуются наиболее интенсивными структурными преобразованиями, связанными с формированием и подъемом гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. Итоговая модель позволила выявить новые детали морфологии гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых сводов и куполов, отметить некоторое "отставание" при подъеме ("всплывании") их периферических частей и захват относительно плотных реситовых масс, размещающихся между осевой и периферическими частями куполов, чем в итоге определяется их грибообразная форма.

4. При сопоставлении разных по глубине сводов погружающейся Печенга-Имандра-Варзужской сутурной зоны отчетливо видно преобразование линейной чешуйчато-надвиговой структуры раннепротерозойского пояса в "петельчатую", которая считается атрибутом архейских зеленокаменных поясов.

5. В ряде участков благодаря наличию положительных аномалий плотности выявились скрытые на глубине тела плотных пород. Их закономерная приуроченность к Хибинско-Ловозерской

и Ковдорско-Терской тектоническим зонам, с которыми связано большинство палеозойских тел щелочных ультрамафитов, позволяет надеяться, что выявленные аномалии не являются артефактом и отвечают реальным телам этого типа.

6. Результаты моделирования свидетельствуют, что материалы, полученные при сверхглубоком бурении "фундамента" Печенгской структуры, отнюдь не являются "средней" характеристикой последнего, как это часто предполагается. По-видимому, скважина пересекла межкупольную область или краевую часть гранит-мигматитового купола.

7. Результаты трехмерного моделирования следует рассматривать как оптимальные только в рамках принятой геологической концепции. На базе полученных моделей, с использованием необходимых вертикальных и горизонтальных сечений и их сочетаний, могут быть исследованы многие аспекты геологии региона, не затронутые в данной публикации.

8. Предложенная и апробированная на примере коры Кольского полуострова методика объемного моделирования может быть использована при исследованиях коры других регионов. Наибольший эффект может быть получен при моделировании коры щитов и складчатых поясов.

Кольская сверхглубокая скважина была пробурена в пределах Печенгского рудного поля, включающего ряд крупных месторождений сульфидных медно-никелевых руд. В пределах сопряженной геологической структуры Аллареченского района в южном обрамлении Печенги также размещается несколько месторождений и рудопроявлений медно-никелевых руд. Прикладная ценность исследований глубинной структуры Печенгско-Аллареченского района определяется возможностью использования их результатов при прогнозно-металлогенических разработках, в том числе в отношении рудности глубоких горизонтов рудных полей.

Авторы выражают признательность своим коллегам, участвовавшим в общем комплексе работ и разрешившим использовать их материалы: Н.И. Колпакову, Ф.М. Левитовой, Е.Я. Шенкману. Очевидную пользу принесли также обсуждения затронутых проблем с В.Я. Ляховским. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 94-05-17021).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баюк Е.И., Дьяур Н.И. Изменение некоторых физических свойств пород в процессе деформирования при высоких давлениях // Геофизический журнал. 1987. Т. 9. № 4. С. 52 - 59.
2. Буянов А.Ф., Глазнев В.Н., Раевский А.Б., Скопенко Г.Б. Комплексная интерпретация данных гравиметрии, сейсмометрии и геотермии // Геофизический журнал. 1989. Т. 11. № 2. С. 30 - 39.

3. *Воларович М.П., Баюк Е.И., Левыкин А.И., Томашевская И.С.* Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях. М.: Наука, 1974. 223 с.
4. *Воларович М.П., Баюк М.И., Левитова Ф.М., Маховская Е.И.* Скорости продольных волн при высоких давлениях в гранитизированных метаморфических породах // Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978. С. 8 - 18.
5. *Воларович М.П., Будников В.А.* Отношение скоростей продольных и поперечных волн в сухих и водонасыщенных образцах горных пород при давлениях до 20 кбар // Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978. С. 58 - 65.
6. *Галдин Н.Е.* Физические свойства глубинных метаморфических и магматических пород при высоких давлениях и температурах. М.: Недра, 1977. 126 с.
7. *Глазнев В.Н., Скопенко Г.Б., Подгорных Л.В.* Температура земной коры зоны перехода от Балтийского щита к Баренцевоморской плите // Геофизический журнал. 1985. Т. 7. № 3. С. 58 - 64.
8. Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наукова Думка, 1979. 248 с.
9. *Добржиницкая Л.Ф.* Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.
10. *Картвелишвили К.М.* Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли. М.: Наука, 1983. 93 с.
11. *Кобрунов А.И.* О введении ограничений типа неравенств на значения плотности при интерпретации гравиметрических данных // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1981. № 12. С. 75 - 81.
12. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
13. *Милановский С.Ю., Николаевский В.Б.* Термомеханический анализ строения Земной коры (вдоль геотраверса Баренцево море-Восточные Альпы) // Известия АН СССР. Физика Земли. 1989. № 1. С. 83 - 90.
14. *Миц М.В.* Палеогеодинамические реконструкции раннего докембрия древнейшей (восточной и северо-восточной) части Балтийского щита // Геодинамика и глубинное строение Советской части Балтийского щита. Апатиты: ГИ КНЦ АН СССР, 1992. С. 34 - 49.
15. *Миц М.В.* Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. 1. Ранний протерозой // Геотектоника. № 1. 1993. С. 39 - 56.
16. *Раевский А.Б.* Вычислительные аспекты обратной трехмерной задачи гравиметрии для горизонтального слоя с вертикальным градиентом плотности // Геофизические исследования на Европейском Севере СССР. Апатиты: Изд-во Кольского фил. АН СССР. 1983. С. 80 - 87.
17. *Раевский А.Б.* Применение линейных трансформаций при гравитационном моделировании верхней части земной коры на кристаллических щитах (на примере западного района Кольского полуострова). Автореферат дис. канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 17 с.
18. *Страхов В.Н.* Об общих решениях задач гравиметрии и магнитометрии // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1978. № 4. С. 104 - 117.
19. *Страхов В.Н.* Основные идеи и методы извлечения информации из данных гравитационных и магнитных наблюдений // Теория и методика интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. М.: ИФЗ АН СССР, 1979. С. 146 - 269.
20. Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. М.: Недра, 1988. 254 с.
21. *Fonarev V.I., Konilov A.N., Graphchikov A.A.* Lapland granulite belt (LGB): P-T conditions of metamorphism // Res Terrae. Metamorphism, deformation and structure of the crust. Oulu, Finland, 1991. P. 16.
22. *Glaznev V.N., Raevsky A.B., Sharov N.V.* A model of the deep structure of the northeastern part of the Baltic Shield based on joint interpretation of seismic, gravity magnetic and heat flow data // Tectonophysics. 1989. V. 162. № 1 - 2. P. 151 - 164.
23. *Hormann P.K., Raith M., Raase P., Ackermann D., Seifert F.* The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoiki-Inarijarvi area // Geol. Surv. Finl. Bull. 1980. V. 308. P. 1 - 95.
24. *Kontineö A.* An Early Proterozoic ophiolite - the Jormu mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // Precambrian Res., 1987. V. 35. № 1. P. 313 - 341.

Рецензент: В.С. Федоровский

Three-Dimensional Geological Model of the Upper Crust in the Kola Ultradeep Well Area and Territory Contiguous to Kola Peninsula

M. V. Mints, V. N. Glasnev, A. B. Raevskii

*Institute of Mineralogy, Geochemistry, and Crystallochemistry of Rare Elements, Moscow
Institute of Geology, Kola Research Center, Russian Academy of Sciences, Apatity*

An original approach to model three-dimensional structure of the continental crust is formulated and realised. The technique, aimed at joint interpretation of geological and geophysical data, includes: the elaboration of an initial 3-dimensional geological pattern of the upper crust mutually processing geological and geophysical data; the transformation of the pattern into a 3-dimensional density model; the correction of the latter according to the observed gravity field; the subsequent correction of the initial pattern to obtain the final model. The reconstructed paleogeodynamic environments and realized 3-dimensional model showed the Kola Peninsula upper crust consisting of imbricated thrust sheets in combination with granite-migmatite and granite-gneiss domes deforming the nappe ensembles. The results of deep structure modeling for the Kola Ultradeep Well area evidence that the well penetrated a marginal part of the granite-migmatite dome, or an interdomal zone. The suggested technique of 3-dimensional modeling can be used to study various regions, first of all, the shield areas and fold belts. Regional 3-dimensional models can be considered as a "medium" to model local structural features, the crust of ore districts in particular.

УДК 551.242.2(261/264)

СТРОЕНИЕ КОТЛОВИНЫ ГАТТЕРАСА В ЗАПАДНОЙ АТЛАНТИКЕ (ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

© 1994 г. Л. И. Коган*, Р. Р. Мурзин*, А. С. Перфильев**

*Южное отделение ИОАН РАН, Геленджик

**Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 23.11.93 г.

В статье рассмотрены результаты широкоугольного глубинного сейсмопрофилирования мезозойской коры в районе трансформного разлома Блейк Спур. Данные, полученные по отраженным и преломленным волнам, позволяют дать более обоснованную геологическую интерпретацию строения коры. Рассмотрена природа наклонных сейсмических поверхностей в коре. Показано, что существует два типа таких поверхностей. Поверхности первого типа, вероятнее всего, фиксируют нижние части конкретных магматических камер габброидов третьего слоя (расслоенный кумулятивный комплекс). Они ориентированы субпараллельно линейным магнитным аномалиям. Второй тип наклонных границ ориентирован косо или субпараллельно трансформным разломам. Они представляют собой малоамплитудные надвиги, возможно, связанные с движением по трансформным разломам. Показано, что по всей совокупности сейсмических данных кора трансформных разломов не коррелируется с корой межразломных блоков. Это объясняется тем, что кора под трансформными разломами насыщена сближенными телами силлов. Это могут быть габбро-долеритовые силлы в гипербазитовом мантийном субстрате и габбро-гипербазитовые (дифференцированные) тела в габброидах третьего слоя.

ВВЕДЕНИЕ

Широкоугольное глубинное сейсмопрофилирование (ШГСП) в последние годы широко применяется для анализа мощных осадочных толщ, накопившихся в акваториях. Этот метод не только позволяет проникать на большие глубины, но и дает корректную информацию о скоростях распространения как отраженных, так и преломленных волн, совмещая, таким образом, преимущества таких методов, как ГСЗ, МОГТ и МПВ [3]. Этот метод с 1975 г. успешно применяется также и для изучения глубинного строения океанической коры под осадочным чехлом. Первые же работы, поставленные для изучения океанической коры методами ШГСП, привели к интересным результатам [6, 18, 19, 21].

Прекрасным экспериментальным полигоном для изучения возможностей использования ШГСП оказалась впадина Гаттераса в Атлантическом океане. Здесь были сосредоточены исследования Северо-Атлантической (НАТ) группы геофизиков и геологов под руководством Д. Маттера [15, 16, 18, 21]. Работы этой группы, дополненные нашими экспериментами 1991 г., легли в основу данной статьи. Американскими исследователями был проведен большой объем сейсмопрофилирования двумя судами (ШГСП-МОГТ) и сделано более десяти глубинных сейсмозондирований (ESP) (рис. 1). Нами выполнено два зондирования, 1200 км ШГСП-МОГТ с различными базами и 350 км ШГСП-МПВ. Выровненный рельеф океа-

нического дна, сравнительно маломощный осадочный чехол, залегающий практически горизонтально, позволяют исключить эффекты, связанные с поверхностными границами и искажающие глубинную сейсмическую картину.

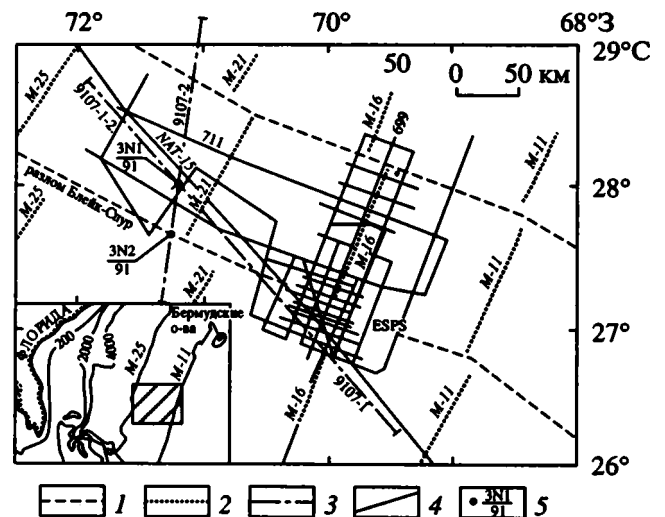


Рис. 1. Схема расположения основных структурных элементов полигона работ и сейсмических профилей. 1 – трансформные разломы; 2 – оси линейных магнитных аномалий; 3, 4 – профили: 3 – МОГТ и ШГСП, 4 – сейсмического зондирования (ESP) по [18]; 5 – точки зондов (ESP). На карте-врезке заштрихован район работ.

Выбранный полигон был удачен для решения ряда методических и теоретических задач. Он характеризует мезозойскую океаническую кору между магнитными аномалиями М-11 и М-25, что соответствует коре с возрастом от 110 до 155 млн. лет. В пределы полигона попадают несколько трансформных разломов, в том числе самый крупный из них – разлом Блейк Спур. Судя по структуре поверхности акустического фундамента этот разлом принципиально не отличается по морфологии от современных трансформных разломов, известных в осевой части Срединно-Атлантического хребта. Севернее Блейк-Спура прослеживается еще несколько трансформных разломов (см. рис. 1).

Наши работы преследовали две цели. Первая имеет чисто методическое значение. Использование различных модификаций ШГСП для анализа строения “твердой” коры океанических структур не до конца устоялось, и существует опасность некоторой субъективности в интерпретации данных, полученных близкими методами, но различными исследователями. С этой целью мы практически повторили базовый профиль ШГСП–МОГТ, сделанный американскими учеными (см. рис. 1, NAT-15). На северо-западной части этого профиля мы провели ШГСП–МОГТ с разным удалением косы от источника, используя односудовой и двухсудовой вариант этого метода. Методические разработки не рассматриваются в этой статье, им посвящены специальные работы [5, 7, 21]. Отметим только, что интерпретация профиля NAT-15, сделанная американскими коллегами, и нашего 9107-1 ШГСП–МОГТ при использовании аналогичных методов обработки сейсмических данных привела к аналогичным результатам.

Второй круг задач связан с теоретическими проблемами строения океанической коры. Главные из них, которые мы хотим здесь рассмотреть, следующие: характер сейсмического отображения внутренней структуры коры и варианты его геологической интерпретации; наклонные сейсмические границы в кристаллической коре и модели их интерпретации; особенности сейсмических отображений строения коры трансформных разломов и их геологические модели. Этим вопросам и посвящена настоящая статья. В полной мере использованы опубликованные материалы американских коллег [18, 20, 21] и наши собственные данные. На рис. 1 показана та фактическая основа, на которой базируется дальнейшее описание.

При выполнении двухсудового ШГСП американские ученые использовали НИС “Фред Мур” и “Проспекта” в 1984 - 1985 гг., “Дискавери” и “Конрад” в 1987 г. с 240-канальной цифровой косой. Источники возбуждения – пневматические с максимальным рабочим объемом камер 98 дм³. При работах ШГСП–МОГТ и при зондировании

(ESP) обеспечивалось 60-кратное перекрытие наблюдений. При обработке ESP суда расходились до 60 км друг от друга. Навигация осуществлялась по СРНС “Транзит” и GPS с точностью до ± 30 м.

В наших экспериментах 1991 г. использовались НИС “Профессор Куренцов” и “Геофизик” Мурманской Арктической геолого-разведочной экспедиции (МАГЭ), оснащенные низкочастотными пневмоизлучателями ПИ-100 и СИН-65 и 48-канальными двух-, четырехкилометровыми косами ПСК-6, что при ШГСП–МОГТ обеспечивало 41-кратное перекрытие наблюдений. При выполнении зондирований (ESP) суда расходились на расстояние до 100 км, а при выполнении ШГСП–МПВ расстояние между судами составляло 60 км. Навигационная привязка осуществлялась GPS, а расстояние между судами измерялось системой “Силедис” с точностью ± 1 м.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ КОРЫ ВНЕ ЗОН ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ

В самом общем виде в строении океанической коры мезозойского возраста нет принципиальных отличий от коры более молодой, характерной для срединных хребтов океанов. Выделяются сейсмические слои, сопоставляемые со вторым и третьим геофизическими слоями, а также зона сейсмического раздела М (рис. 2). Эти слои фиксируются при анализе отраженных волн на профилях ШГСП–МОГТ и при анализе скоростей в точках зондирования (ESP). По мощностям основных слоев коры различия также не существенны. Во многих случаях в молодой коре третий слой делится на нижнюю и верхнюю части (3а и 3б). Такое же разделение может быть проведено и в мезозойской коре. В ранних работах американские ученые [20] выделяли отражающую границу R, которая фиксирует верхнюю кромку слоя 3б. В более поздних работах этих авторов показано, что граница R фрагментарна и не имеет сплошного распространения [15].

Геологическая интерпретация главных слоев океанической коры в ее древних и молодых частях также вполне сопоставима. Как и в [19 - 21] мы полагаем, что второй сейсмический слой сложен базальтовыми потоками, третий слой – гипербазито-габбровыми магматическими породами. Верхам третьего слоя (3а), скорее всего, отвечают дайковый комплекс и изотропное габбро, известные в офиолитовых разрезах. Слой 3б соответствует расслоенному комплексу офиолитов.

Рассмотрим некоторые особенности строения мезозойской коры. Второй слой, как и в молодой коре, на сейсмических разрезах МОВ представлен характерными многочисленными протяженными осями синфазности (отражающими площадками)

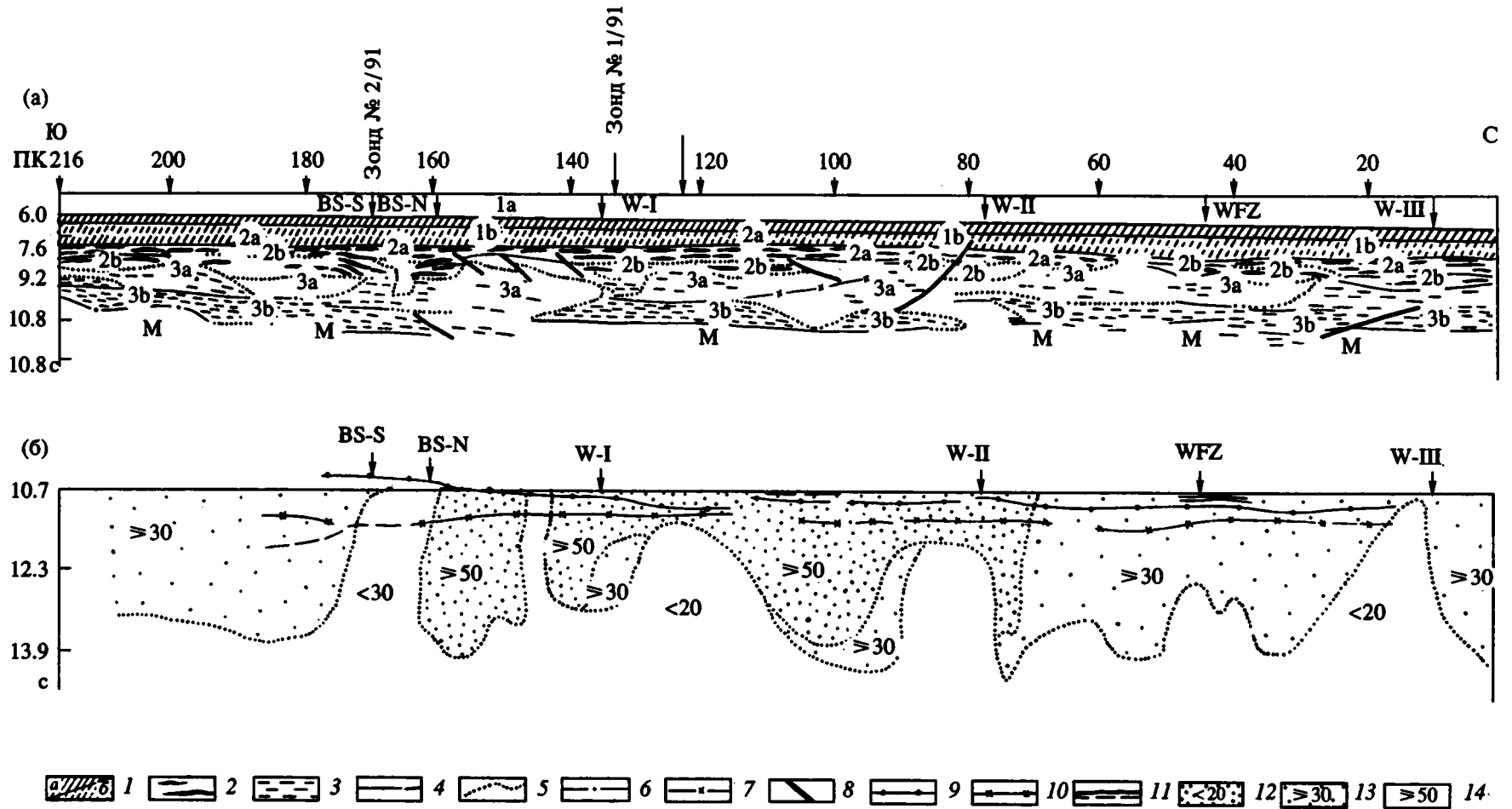


Рис. 2. Геолого-геофизическая интерпретация профиля 9107-2 (см. рис. 1): а – профиль ШГСП–МОГТ, б – профиль ШГСП–МПВ.

Для а: 1 – слоистые осадки: а – верхний, б – нижний комплексы; 2 – протяженные интенсивные рефлекторы; 3 – горизонтальные рефлекторы малой протяженности; 4 – отражающие границы и линии сближенных осей синфазности; 5 – условные границы полей с разной сейсмической структурой (и для б); 6 – граница резкой смены акустически непрозрачной и прозрачной сред; 7, 8 – наклонные сейсмические границы: 7 – первого и 8 – второго типов. ПК – пикеты. BS – Блейк Спур, W-I – Вест-I – разломные зоны. Для б: 9 – поверхность М; 10 – предполагаемая граница 3а/3б; 11 – прочие оси синфазности; 12 – 50%, 13 – 30 – 50%, 14 – 20%. Остальные обозначения описаны в тексте.

протяженностью 3 - 10 км. В отличие от молодой коры, где мощность второго слоя довольно выдержанна, в нашем случае его мощность меняется очень сильно. Так, на профиле ШГСП-МОГТ 9107-2 (см. рис. 2а) мощность второго слоя меняется от 0.8 с (ПК 0 - 20) до 0.2 с (ПК 30 - 50). Ниже слоя 2а в случаях его утонения и в других случаях выделяется слой 2b переменной мощности. Для этого слоя характерна повышенная акустическая жесткость. Редкие отражающие площадки того же типа, что и в слое 2а, разделены акустически прозрачной средой. Суммарная мощность слоев 2а и 2b изменчива. Нижняя граница слоя 2, а также граница между его нижней и верхней частями (2а/2b) в большинстве случаев условна. Однако на некоторых отрезках эти границы выражены протяженными или сближенными осями синфазности (ПК 0 - 20; ПК 90 - 105; ПК 200 - 216 и др.).

Скоростные характеристики второго слоя получены в результате зондирований (ESP). К внетрансформным зонам относятся зонды ESP-7, 13 и 2, расположенные в восточной части района исследований (данные приведены в работах [15, 21]), и ESP-1/91 (данные наших исследований), расположенные западнее (см. рис. 1). Результаты обработки приведены на временных колонках (рис. 3). Известно, что скорости продольных волн в породах второго слоя молодой коры колеблются в интервале 3.5 - 5.0 км/с. В мезозойской коре эти скорости заметно больше (4 - 5.8 км/с). В некоторых случаях (ESP-13) в пределах второго слоя выделяется два разноскоростных горизонта. Верхняя часть имеет скорость 4.5 - 4.8, а нижняя - 5.3 - 5.6 км/с. Граница между ними имеет резкий скоростной градиент.

Более высокие значения скоростей продольных волн в нижней части второго слоя, скорее всего, связаны с заполнением пор в древних лавах и их вторичными преобразованиями. Не исключено, что высокоскоростная нижняя часть второго слоя соответствует линзовидно-прерывистому слою 2b, выделенному по отраженным волнам на профиле 9107-2 (см. рис. 2а). Геологическая интерпретация высокоскоростной части разреза второго слоя затруднена. В офиолитовых разрезах палеоаналоги этого слоя многократно изменены и сохранились лишь в виде отдельных фрагментов. Во всяком случае не удается обнаружить сколько-нибудь значимого раздела в составе пород, отвечающего указанным сейсмическим параметрам. Не исключено, что появление слоя 2b обусловлено резким или постепенным преобразованием лав по мере их удаления от оси спрединга.

Нижняя граница второго слоя, постепенная или подчеркнутая отражающим горизонтом, очень изменчива по глубине. В одних случаях, когда слой 2b отсутствует, она поднимается до 8.4 с (см. рис. 2а, ПК 90 - 110), а иногда опускается до глубины 9.2 с (ПК 30 - 40, ПК 170 - 190). Трудно

сказать, имеем ли мы дело с вторичными изменениями пород, приводящими к изменениям их физических характеристик, или с первично разными геологическими толщами. Например, в современных и палеоокеанских структурах известны случаи, когда базальты залегают непосредственно на габброидах, минуя дайковый комплекс. В этих случаях мощность лав резко уменьшается и соответственно поднята вверх подошва второго слоя.

Геофизическая характеристика третьего слоя в мезозойской коре довольно близка к характеристике молодой коры. Скорости продольных волн, полученные в точках зондирования межразломных зон, колеблются в интервале 5.9 - 7.1 км/с. Можно лишь констатировать несколько больший разброс скоростей в их крайних значениях. В некоторых случаях (см. рис. 3, ESP-1/91, ESP-2, ESP-13) в пределах третьего слоя хорошо выделяются его верхняя и нижняя части, разделенные градиентной зоной. В верхней части (3а) скорости колеблются от 5.9 до 6.7, а в нижней (3b) - от 6.7 до 7.2 км/с. В других случаях градиентная зона отсутствует (см. рис. 3, ESP-7) и скорость изменяется от 6.8 до 7.1 км/с. Мощность третьего слоя меняется в небольших пределах от 7.5 (ESP-1/91) до 5.5 км (ESP-7). Мощность верхней части слоя (3а) меняется от 3.3 (ESP-1/91) до 1 км (ESP-2). В такой же степени изменчива и мощность нижней части слоя (3b). Перед рассмотрением сейсмической картины третьего слоя и поверхности М, полученной по отраженным волнам, следует сделать отступление методического характера.

Выше отмечалось, что на северо-западном участке профиля 9107-1 (см. рис. 1) было проведено сейсмопрофилирование с различным выносом косы (ДЗ) от источника R ($R = 0.4 - 2.7; 2.7 - 5.1$ и $5.9 - 8.2$ км; рис. 4). Как и следовало ожидать, чем глубже сейсмическая граница, тем лучше она выражена на профилях с большим R. Так, нижняя граница второго слоя (она же верхняя граница третьего слоя) хорошо видна на профиле с $R = 2.7 - 5.1$ км. Более глубокие границы лучше проявились на профиле с $R = 5.9 - 8.2$ км.

Для третьего слоя в целом характерны сравнительно короткие оси синфазности (рефлекторы протяженностью 2 - 5 км) со средней или небольшой интенсивностью отражений. По насыщенности рефлекторами довольно хорошо выделяется верхняя (3а) и нижняя (3b) части слоя. Верхняя часть характеризуется сейсмической прозрачностью. Выраженные рефлекторы в ней сравнительно редки или отсутствуют (разумеется, это понятие относительное и зависит от принятых ограничений в системе обработки). Нижняя часть слоя (3b) содержит большое количество субгоризонтальных рефлекторов. Это хорошо видно на примере профиля 9107-2 (ближняя зона) на рис. 2а. Аналогичная картина видна и на других профилях. Можно

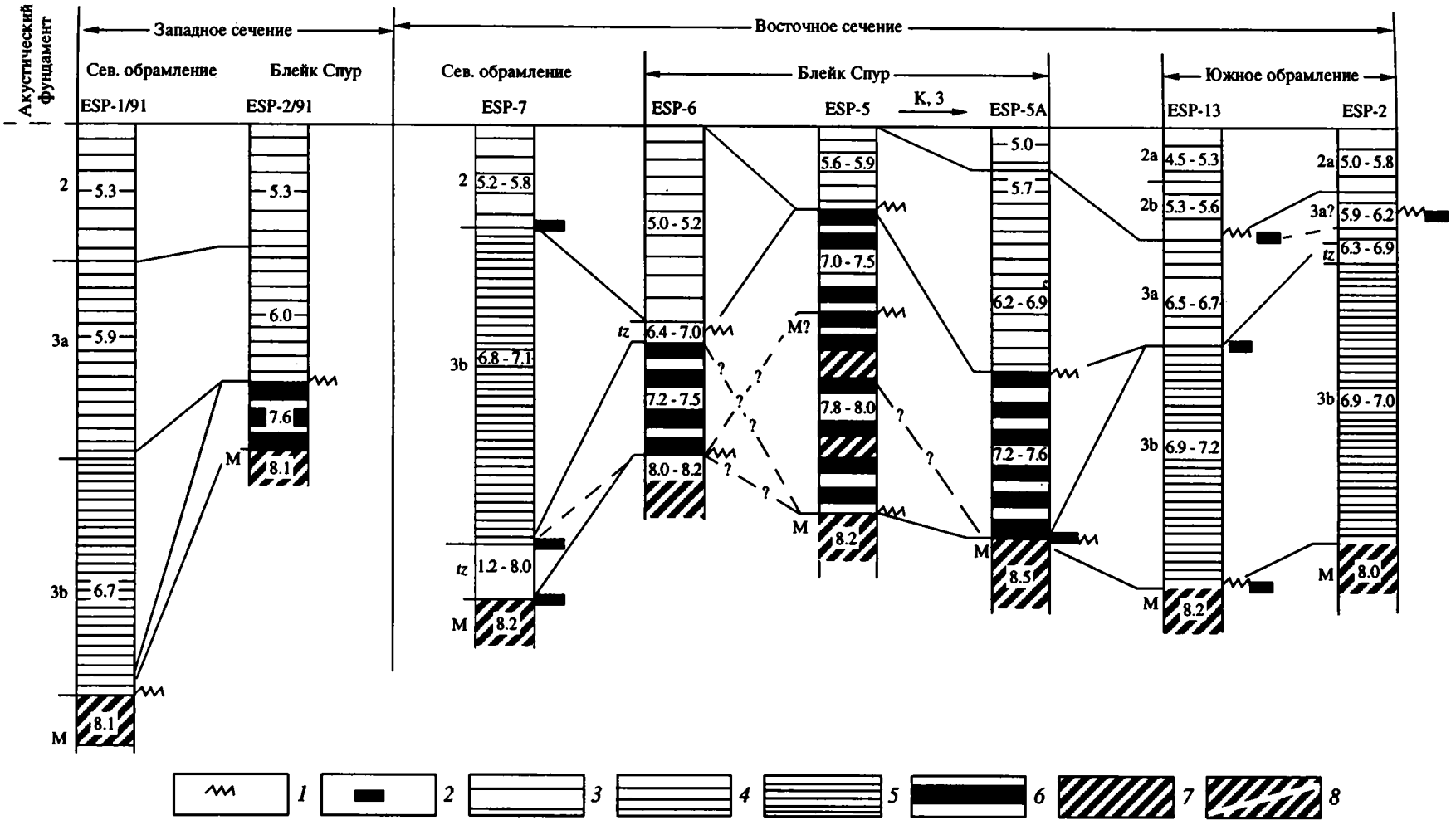


Рис. 3. Сопоставление колонок скоростей продольных сейсмических волн по данным ESP для зоны разлома Блейк Спур и смежных внедренных блоков. Колонки по восточному сечению даны по данным [21].

1 – отражающие границы, совпадающие со скоростными границами; 2 – границы, совпадающие с расчетной теоретической кривой скоростей по [15]; 3 – 8 – горизонты с разными скоростями продольных волн, указанными на колонках цифрами; tz – переходная зона. Остальные обозначения описаны в тексте.

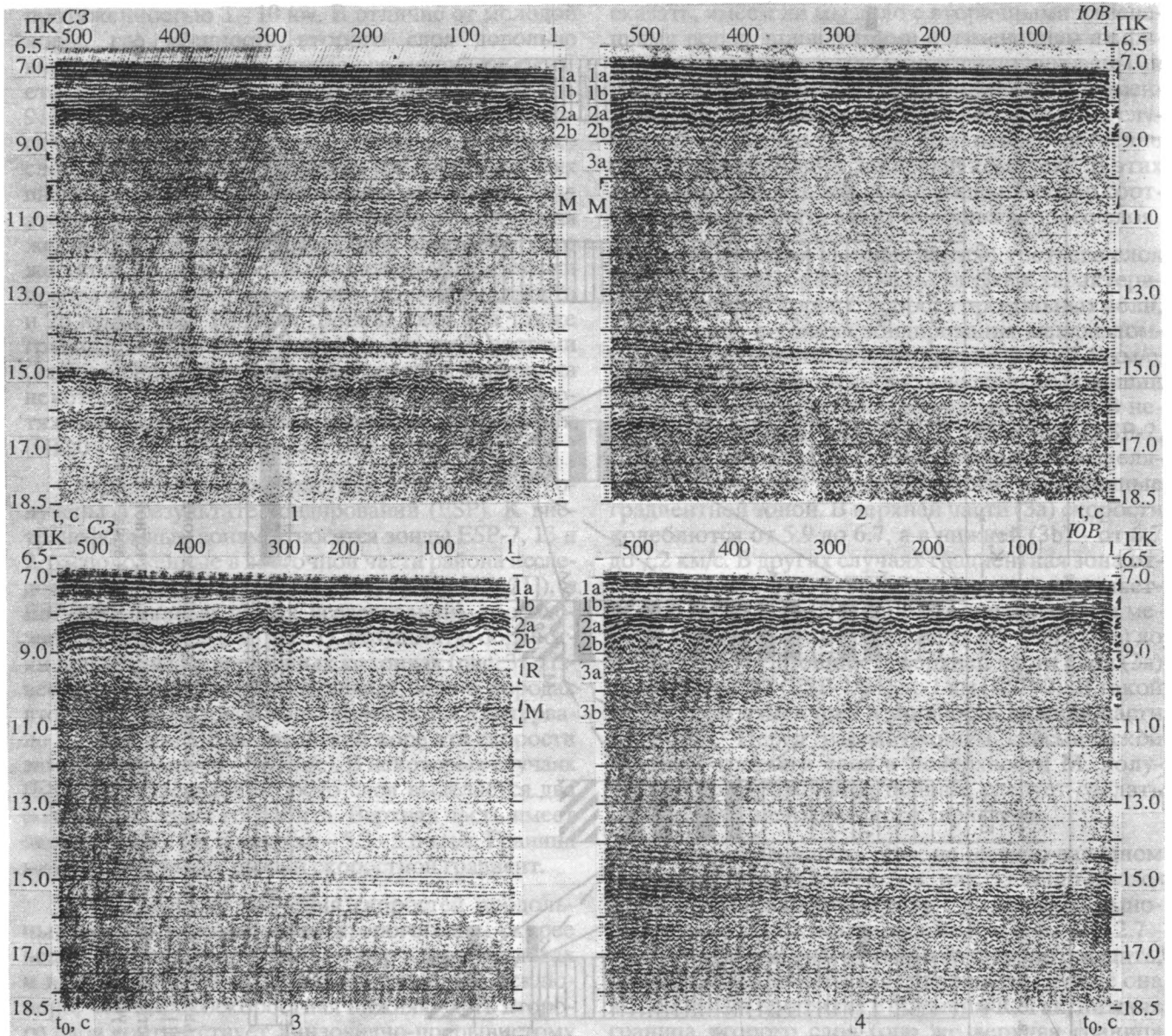


Рис. 4. Фрагменты профилей МОВ ОГТ по линии 9107-1-2 (см. рис. 1), полученных при разных расстояниях между источником и приемником.

1 - 3 - R =: 1 - 0.4 - 2.7; 2 - 2.7 - 5.1; 3 - 5.9 - 8.2 км; 4 - сумма 1 + 2 + 3.

две части по данным отраженных волн коррелируется с аналогичным разделением по преломленным волнам (см. скоростные колонки на рис. 3). Так, там, где зонд располагается вне зон трансформных разломов, градиент резкого увеличения скоростей, соответствующий границе 3а/3б, находится примерно на той же глубине, что и граница 3а/3б, построенная по отраженным волнам.

Граница между 3а и 3б в одних случаях выглядит постепенной, в других - выражена протяженным отражающим горизонтом, или системой сближенных осей синфазности, укладываемых в более или менее единую линию. Первый вари-

ант хорошо виден на профиле 9107-2 (см. рис. 2а, ПК 50 - 70, 30 - 40 и др.), второй там же (ПК 180 - 205, 115 - 125). Однако даже в тех случаях, когда четкой границы нет, переход между слоями с разной сейсмической картиной осуществляется чрезвычайно резко. Особенно хорошо это видно при удалении косы от источника (см. 2 и 3 на рис. 4). При R = 0.4 - 2.7 км эта граница расплывчата, но при R = 5.9 - 8.2 км она прослеживается четко на всем протяжении. Интересно поведение границы 3а/3б в интервале ПК 180 - 216 (см. рис. 2а). На интервале ПК 180 - 205 эта граница совпадает с рефлексором, который южнее проходит уже внутри слоя 3б, а граница поднимается выше.

По данным отраженных волн мощность третьего слоя довольно выдержанна. На профиле 9107-2 (см. рис. 2а) она колеблется от 1.6 (ПК 216) до 2.5 с (ПК 90); на профиле 9107-1-2 (рис. 5) – от 1.2 до 2.6 с. Таким образом, в целом по данным отраженных волн картина принципиально не отличается от той, которая была установлена по скоростям преломленных волн. Напоминаем, что, как и в предыдущем тексте, мы рассматриваем только те отрезки профилей, которые расположены вне зон трансформных разломов и вне наклонных отражающих границ, осложняющих структуру.

Мощности нижней и верхней частей третьего слоя очень сильно варьируют. В этом отношении данные по отраженным волнам сходны с приведенными выше данными по преломленным волнам (см. скоростные колонки на рис. 4). На профиле 9107-1-2 (см. рис. 5) минимальная мощность слоя 3а составляет 0.4 с (ПК 50), а максимальная – 1 - 2 с (ПК 90). Минимальная мощность слоя 3б – 0.7 с (ПК 15), максимальная – 1.6 с (ПК 65). Поскольку мощность третьего слоя в целом меняется значительно меньше, увеличение одной его части происходит за счет уменьшения другой.

Еще большее разнообразие наблюдается на профиле 9107-2 (см. рис. 2). Например, в северной части профиля весь третий слой насыщен рефлекторами и по сейсмической картине отвечает 3б. Напомним скоростную колонку (см. рис. 3, ESP-7), где весь третий слой представлен высокоскоростной его модификацией (3б), а аналоги слоя 3а отсутствуют. Намечается, таким образом, аналогия

между сейсмическими моделями, полученными по преломленным и по отраженным волнам.

В некоторых случаях практически отсутствует слой с рефлекторами (3б) (см. рис. 3а); весь третий слой почти не содержит рефлекторов и сейсмически отвечает слою 3а (ПК 100 - 105, 145 - 155) (см. рис. 2). В этих случаях структура осложнена наклонными рефлекторами (разломами?) и возможно, что отсутствие слоя 3б связано с сейсмическими особенностями среды. Не случайно именно в интервале ПК 145 - 160 (см. рис. 2), где выделяются интенсивные отражения от наклонных границ, отсутствует слой 3б и отражающая граница М.

В общем виде можно сказать, что геофизические слои 3а и 3б не являются слоями в прямом смысле этого слова, а представляют гетерогенную среду, включающую линзовидные тела, в той или иной степени замещающие один другой по простиранию. По-видимому, нельзя проводить полное отождествление гетерогенных тел, выделяемых разными геофизическими методами (в данном случае по отраженным и преломленным волнам). Для этого достаточно сравнить сейсмический разрез 9107-2 в ближней и дальней зонах (см. рис. 2а, 2б). На рис. 2а показан профиль ШГСП–МОГТ (ближняя зона), границы на котором проведены по изменению структуры поля отраженных волн. На рис. 2б изображены данные, полученные по преломленным волнам в дальней зоне ШГСП–МПВ ($R = 60$ км). Соответственно верхняя граница отвечает первым вступлениям преломленных волн от поверхности М, а нижняя

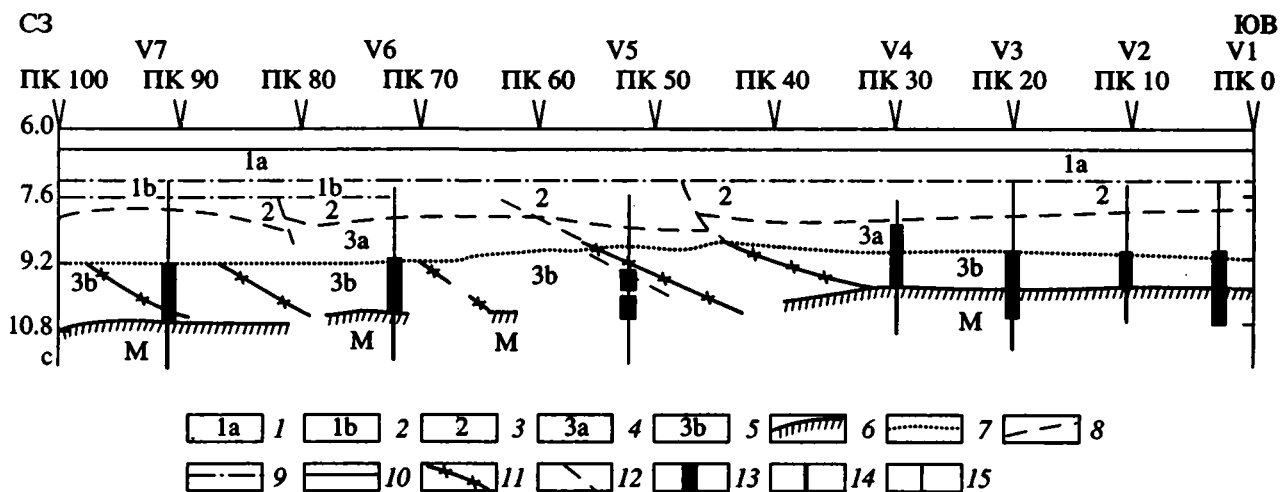


Рис. 5. Геолого-геофизическая интерпретация профиля ШГСП–МОГТ № 9107-1-2 (см. рис. 1).

1, 2 – слоистые осадки: 1 – верхний и 2 – нижний комплексы; 3 – второй сейсмический слой (базальтовые лавы?); 4, 5 – третий сейсмический слой: 4 – верхняя часть (изотропное габбро, дайковый комплекс?), 5 – нижняя часть (расчлененный комплекс?); 6 – “М” – мантия (при $R = 5.9 - 8.2$ км); 7 – граница 3а/3б (при $R = 5.9 - 8.2$ км); 8 – нижняя граница второго слоя при $R = 2.7 - 5.1$ км; 9 – кровля второго слоя при $R = 0.4 - 2.7$ км; 10 – дно при $R = 0.4 - 2.7$ км; 11 – зоны наклонных рефлекторов при $R = 5.9 - 8.2$ км; 12 – наклонные рефлекторы и зоны потери синфазности при $R = 2.7 - 5.1$ км; 13 - 15 – градиент изменения эффективной скорости: 13 – высокий, 14 – промежуточный, 15 – низкий. V1 - V7 – колонки эффективных скоростей. Остальные условные знаки объяснены в тексте.

– от предполагаемой границы 3а/3б. Иногда наблюдается корреляция между границами, полученными при разных R (ПК 50 - 70). Можно допустить, что в этом случае смена акустической характеристики среды совпадает со сменой инфраструктуры геологических тел, что фиксируется сменой структуры поля отраженных волн. В северной части профиля (ПК 15 - 30), напротив, эти же границы совершенно не коррелируются. В этом нет никакого противоречия, так как разные типы волн отражают разные физические параметры реальных геологических сред.

Относительно геологической интерпретации сейсмической структуры третьего слоя у большинства исследователей нет существенных разногласий. Сравнение с офиолитовыми комплексами показывает, что по структуре и по скоростям продольных волн третий слой коррелируется с габбро-перидотитовой частью офиолитового разреза. Слой 3а соответствует изотропному габбро, а 3б – расслоенной габбро-перидотитовой кумулятивной серии. Более низкие скорости в слое 3а объясняются не только первичной разницей в составе пород, но также тем, что именно изотропное габбро претерпевает значительные вторичные изменения еще в период существования его в океанической коре. Эти преобразования, как правило, уменьшают плотность пород. Исследование офиолитов показало, что первоначальные представления об их параллельно-слоистой текстуре не верны. Габбро-перидотитовая часть разреза имеет сложную многокамерную структуру, а слагающие его породы образуют в разрезе линзовидные тела. Это хорошо коррелируется с рассмотренной выше сейсмической моделью третьего слоя.

Нижняя граница третьего слоя (граница М) прекрасно выражена на скоростных колонках (см. рис. 3), расположенных вне зон трансформных разломов. Здесь наблюдается резкое увеличение скоростей продольных волн до 8.0 - 8.2 км/с. В зонде ESP-7 устанавливается километровая градиентная зона. В других случаях смена скоростей происходит без растянутой градиентной зоны.

На профилях ШГСП–МОГТ граница М проводится довольно уверенно, но фрагментарно. При этом ее фрагментарность уменьшается на профилях с большим выносом косы от источника ($R = 5.9 - 8.2$ км, см. 3 на рис. 4). Можно говорить о трех типах выражения границы М. Первый – протяженные оси синфазности, укладываемые в единую границу; второй – резкая смена сейсмических полей и третий – более постепенная смена того же типа. Во всех случаях ниже этой границы наблюдается акустически прозрачная среда с почти полным отсутствием отражающих площадок, резко отличная от характеристики слоя 3б.

Сравнение данных, полученных по зондам, преломленным волнам в дальней зоне, отраженным волнам в ближней зоне, показывает хорошую сходимость положения границы М, полученного разными методами. Это, несомненно, свидетельствует о резкой смене акустических свойств пород и их внутренней структуры на этой границе. Сравнение с офиолитовыми комплексами приводит большинство исследователей к выводу о том, что ниже этой границы распространены так называемые мантийные метагипербазиты. Приведенные сейсмические данные вполне укладываются в такие представления.

При осреднении скоростных колонок зондов (см. рис. 3), ESP-2, 7, 5А, 13, 1/91) и данных определения скоростных характеристик среды по географам ШГСП–МОГТ по профилям 9107-1-2 и 9107-2 для площади работ, расположенной вне трансформных разломов, получена средняя мощность коры (включая водную толщу) 14.5 км и средняя скорость 4.3 км/с. При исключении водной толщи эти цифры соответственно преобразуются в 11.1 км для мощности твердой коры и 5.93 км/с для средней скорости продольных волн в ней.

НАКЛОННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Проблема наклонных сейсмических границ в океанской коре возникла сравнительно недавно, но в последние годы накопился уже большой фактический материал по этой теме и появились многочисленные варианты их толкования [2, 6, 11, 19, 20]. Выяснилось, что наклонные сейсмические границы распространены не только в пределах срединных хребтов, но и в глубоководных котловинах, где кора имеет более древний, включая мезозойский, возраст [17, 19 - 21]. Эти границы выявлены на сейсмических профилях, пересекающих океанские структуры под разными углами, например, параллельно или перпендикулярно линейным магнитным аномалиям. К сожалению, в большинстве случаев имеются разобщенные профили, которые не позволяют установить истинное простирание и истинный наклон таких зон. Даже в работах [19 - 21], где анализируются площадные исследования по профилям, не устанавливаются истинные простирания. Это связано с трудностью идентификации одной и той же сейсмической границы на отдельных точках пересекающихся профилей. Мы пытались проделать такую работу на пересечении профилей 9107-1 и 9107-2 (см. рис. 1), но идентификация оказалась не уверенной. Сейчас можно лишь утверждать, что наклонные сейсмические границы могут иметь разные простирания и разную структуру.

Наклонные сейсмические границы, как правило, выволаживаются по направлению вниз, к границе М. Они могут пересекать слои океанской коры, но довольно часто ограничиваются третьим слоем, не выходя за его пределы. Однако известны случаи, когда эти границы проходят во второй слой и даже в осадочный чехол (см. рис. 2). Наклонные границы могут пересекать субгоризонтальные границы без смещения или смещая их. Проведенные нами исследования с переменным расстоянием между источником и приемником показали, что при изменении R меняется фиксируемая протяженность наклонной границы. Так, некоторые наклонные границы при $R = 5.9 - 8.2$ км видны только в пределах третьего слоя, но при $R = 2.7 - 5.1$ км они прекрасно прослеживаются выше в пределы второго слоя (см. рис. 5).

Такое разнообразие выражения наклонных границ приводит к разнообразию геологических интерпретаций этого явления. Можно выделить две основные группы взглядов. Одни исследователи придают этим границам вещественный смысл, считая их, например, ультрабазитовым основанием габброидной магматической камеры или внедренным в габбро телом ультраосновных пород. В работе [20] приведены данные математического моделирования сейсмической картины, которое исходит из существования наклонных тел габбро-гипербазитового состава среди габброидов. Физические характеристики и строение разреза взяты из конкретных офиолитовых комплексов Омана и Ньюфаундленда. Модельный результат показал хорошую сходимость с наблюдаемой картиной. Таким образом, представление о вещественной природе наклонных границ может иметь место. Другая группа исследователей полагает, что наклонные границы имеют чисто тектоническую природу [1, 6, 11]. Мы стараемся привести данные о том, что эти противоречия вполне разрешимы.

По нашим данным на разрезах ШГСП-МОГТ выделяется по крайней мере два типа наклонных сейсмических границ, имеющих разную сейсмическую характеристику. Первый тип представляет собой систему хорошо выраженных площадок длиной порядка нескольких километров, которые укладываются в четкие протяженные узкие зоны, пересекающие третий слой и редко выходящие вверх за его пределы. Второй тип границ представлен короткими интенсивными рефлекторами, укладываемыми в узкие наклонные линии или узкие наклонные зоны потери синфазности. Иногда по ним наблюдается видимое смещение субгоризонтальных сейсмических границ. На профиле NAT-15 (см. рис. 1) американские коллеги [19 - 21] изучали в основном первый тип сейсмических границ.

Этот тип границ широко представлен на нашем профиле 9107-1-2 ШГСП-МОГТ (см. рис. 5). В северо-западной части профиля (ПК 30 - 100) выделяется по крайней мере пять наклонных сейсмических границ первого типа (ПК 40, 50, 70, 80 и 90). Вблизи границы М эти поверхности выволаживаются и сливаются с ней. Такая картина хорошо видна при анализе профиля с $R = 5.9 - 8.2$ км в пределах слоя 3b. Выше в слоях 3a и 2 продолжение некоторых из этих границ прослеживается на профиле с $R = 2.7 - 5.1$ км (ПК 48 - 60). Верхние продолжения наклонных зон выражены в основном как зоны потери корреляции осей синфазности, хотя здесь также имеются отдельные наклонные рефлекторы. По наклонным границам, имеющим продолжение в верхние слои, заметно смещение нижней границы второго слоя, указывающее на надвиговый характер этих структур. Другие зоны наклонных рефлекторов не выходят за пределы слоя 3b и не образуют видимых смещений субгоризонтальных рефлекторов.

Переменный вынос косы от источника, 41-кратное перекрытие наблюдений и мощные низкочастотные излучатели обеспечили определение эффективных скоростей по годографам ОСТ длиной 8 км с точностью до 5%. На отдельных участках были построены временные колонки, на которых определены эффективные скорости до основных разделов земной коры. Было выполнено семь таких разрезов (рис. 6, см. рис. 5). Одна из колонок пересекает наклонную сейсмическую границу (колонка V5). На графиках скоростей (см. рис. 6) хорошо видно, что для слоя 2 и 3a (колонки V1, 2, 3, 6, 7) или только для слоя 3a (V4) характерен малый градиент изменения скоростей. Слой 3b характеризуется высоким градиентом изменения скорости. Ниже поверхности М градиент изменения скорости имеет промежуточное значение.

Такая закономерность вполне понятна в рамках предложенной выше геологической интерпретации слоев коры. Лавы второго слоя мало меняют состав вниз по разрезу, так же, как и изолированные габбро слоя 3a. В расслоенном кумулятивном комплексе слоя 3b вниз по разрезу увеличивается количество меланократовых и ультраосновных пород высокой плотности, что неизбежно приводит к нарастанию скорости прохождения волн.

Из этой закономерности выпадает скоростная колонка V5, пересекающая наклонную сейсмическую границу. Примерно в том месте, где колонка пересекает эту границу, происходит скачкообразное изменение наклона градиентной кривой (увеличение градиента), а ниже вновь появляется относительно низкоградиентная зона. Последняя еще ниже вновь сменяется зоной с высоким градиентом увеличения скорости прохождения волн. Двукратное повторение высокоградиентной зоны,

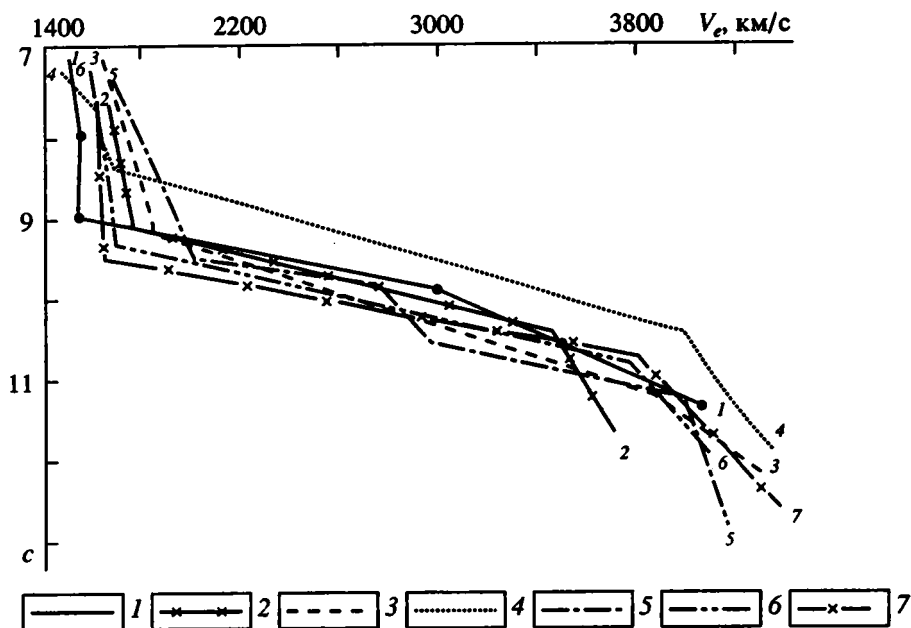


Рис. 6. Графики изменения эффективных скоростей с глубиной на профиле 9107-1-2 (см. рис. 1).
Линии 1 - 7 на рисунке отвечают временным колонкам V1 - V7 на рис. 5.

скорее всего, свидетельствует о двухкратном появлении в разрезе расслоенного кумулятивного комплекса. Маловероятно, что такое сдваивание имеет тектоническую (надвиговую) природу. В этом случае наклонная сейсмическая граница располагалась бы в подошве высокоградиентной зоны (расслоенного комплекса), а не в ее кровле. Скорее всего наблюдаемая сейсмическая картина свидетельствует о первичном двухкратном появлении в разрезе расслоенного комплекса. Как отмечалось, четкая сейсмическая отражающая и преломляющая границы весьма характерны для кровли 3b в ненарушенных разрезах коры. Иными словами, данные, скорее, говорят в пользу представлений о том, что мы имеем дело с многокамерной структурой габброидов третьего слоя и, соответственно, с двухкратным повторением кумулятивного комплекса нижних частей камер.

Приведенные соображения приходят в кажущееся противоречие с надвиговой природой этой же границы во втором слое. Это противоречие легко снимается, если предположить, что любой, даже незначительный, стресс приводит к тектонизации геологической границы, проходящей между изотропным габбро и расслоенным габбро-гипербазитовым комплексом при вероятной серпентинизации гипербазитов в зоне тектонического контакта. Предположение тем более вероятно, что существует большое количество наклонных сейсмических зон такого же типа, не выходящих за пределы третьего слоя, по которым не фиксируются смещения субгоризонтальных сейсмических границ. Смещения не затраги-

вают осадочный чехол, и можно предположить, что их формирование происходило в срединном хребте до начала накопления осадочного чехла.

На профиле 9107-2, проходящем поперек трансформных разломов, наклонная сейсмическая граница рассматриваемого типа выявлена только в одном месте (см. рис. 2а, ПК 95 - 115). Эта граница очень полого наклонена на юг и не выходит за пределы третьего слоя. Правда, при этом надо иметь в виду, что на этом профиле не проводилось многоканальное сейсмопрофилирование МОВ при различных R и не исключено, что на самом деле эта граница может быть пролонгирована в более высокие и более низкие горизонты.

На профиле ШГСП-МОГТ 9107-2 (см. рис. 2а) в основном фиксируются наклонные сейсмические границы второго типа, которые представлены короткими интенсивными рефлекторами или зонами потери корреляции осей синфазности. Эти границы, в основном, приурочены ко второму слою и слою 3а. Отдельные рефлекторы пересекают слой 3b и даже границу М. Однако надо сделать оговорку, что на этом профиле проводились работы только с косой в ближней зоне. Возможно, что при работе с большим удалением косы наклонные границы проследились бы в более глубокие горизонты. Большинство наклонных границ не выходит вверх за пределы второго слоя, но иногда они могут рассекают и нижнюю часть осадочного чехла (ПК 80). По своим сейсмическим особенностям наклонные границы второго типа похожи на ветви дифрагированных волн, и не исключено, что часть из них представляет собой их фрагменты,

сохранившиеся после проведения миграции. Достоверными геологическими объектами можно считать только те из них, которые смещают сейсмические границы или оси синфазности.

Судя по смещению горизонтальных границ наклонные зоны представляют собой надвиги. В южной части профиля они наклонены в северных румбах; в северной части появляются надвиги с южным падением плоскости скольжения. К сожалению, по наклонным границам второго типа мы не имеем того комплекса данных, как по границам первого типа. Однако вероятнее всего, что их формирование происходило одновременно и несколько позже, чем формирование надвигов по сейсмическим границам первого типа. На это указывает проникновение наклонных границ второго типа в низы осадочного чехла.

Наклонные сейсмические границы двух типов с двумя разными типами геологических объектов. Первый тип в принципе фиксирует вещественные неоднородности в третьем слое, возникшие в процессе спрединга. В дальнейшем по этим неоднородностям могли формироваться тектонические структуры. Наклонные границы второго типа отражают надвиги или разломы (срывы) иного рода, формировавшиеся позднее, чем вещественные неоднородности границ первого типа.

Идентичные результаты дает сопоставление данных ШГСП–МОГТ ближней зоны (БЗ) и ШГСП–МПВ дальней зоны (ДЗ) по профилю 9107-2 (см. рис. 2а, 2б). Если учесть, что время прихода головной волны, фиксируемой на расстоянии R от источника $t_{пв}$, связано с эффективной (средней) скоростью (V_{cp}) в покрывающей преломляющую границу толще в точке источника и вертикальным двойным временем пробега в ней, t_0 , тогда их соотношение определяется уравнениями:

$$t_{пв} = t_0 \cos \arcsin \frac{V_{cp}}{V_r} + R/V_r \quad (1)$$

и

$$t_{ов} = \frac{t_{пв} - R/V_r}{\cos \arcsin V_{cp}/V_r} \quad (2)$$

Это весьма упрощенное выражение для латеральных однородных сред. Однако даже оно позволяет оценочно сопоставить данные БЗ и ДЗ ШГСП. Результаты сопоставления на наиболее интересных участках профиля 9107-2 для границы М приведены в таблице. При расчетах осреднены данные ESP (всех зондов) и скоростных определений, сделанных по годографам ШГСП–МОГТ. При этом приняты полученные средние значения для всего исследуемого района: для коры $V_{cp} = 3.8$ км/с, для кровли границы М $V_r = 8.0$ км/с. Анализируя таблицу, следует отметить, что для зоны разломов Блейк Спур (ПК 270), Вест (W) (ПК 40) (см. рис. 2) различия участков с нормальной корой (ПК 120, 60) в значениях $t_{ов}$ по данным ШГСП–МОГТ и ШГСП–МПВ незначительны и лежат в пределах ошибки измерений. В зонах с наклонными градиентами первого типа (в третьем слое) (ПК 100, 12) значения $t_{ов}$ для ПВ меньше на 0.36 с для ПК 100 и на 0.4 с для ПК 12, чем для ОВ. Интересно, что для ПК 20, где по данным ШГСП–МОГТ наклонная граница первого типа и граница М пересекаются, различие в $t_{пв}$ и $t_{ов}$ составляет всего +0.06 с, т.е. лежит в пределах ошибки определений.

При пересечении зон с наклонными границами второго типа различие в значениях $t_{пв}$ и $t_{ов}$ всего на 0.03 с (таблица).

Это обосновывает наше предположение о тектонической природе наклонных границ второго типа и вещественного для первого.

Чрезвычайно интересно определить истинную пространственную ориентировку наклонных структур обоих типов. К сожалению, прямые данные для этого у нас отсутствуют и приходится использовать косвенные. Наклонные границы первого типа в основном выявлены на профиле

Сопоставление данных ШГСП–МОГТ (БЗ) и ШГСП–МПВ (ДЗ) для поверхности "М" по профилю 9107-2

ПК	$t_{пв}$, с	V_{cp} , км/с	$t_0^{(M)}$, с	$t_{ов}^{(M)}$, с	
170	16.7	3.8	10.45	10.40	Разлом Блейк Спур
120	17.22	3.8	11.04	11.06	Нормальная кора
100	17.06	3.8	10.86	11.12	Наклонная граница первого типа
80	16.98	3.8	10.77	10.80	Наклонная граница второго типа, W-II
60	17.22	3.8	11.05	11.12	Нормальная кора
40	17.00	3.8	10.79	10.64	Разлом W
20	17.06	3.8	10.86	10.8	Разлом W-III. Точка пересечения наклонной границы первого типа и М
12	16.8	3.8	10.56	10.96	Разлом W-III. Граница наклонная первого типа

Примечание. ПК – пикеты. Остальные буквенные обозначения см. в тексте.

9107-1-2 (см. рис. 5), имеющем СЗ-ое простирание. Сами границы наклонены в юго-восточных румбах. На профиле 9107-2 (см. рис. 2а), проходящем субмеридионально, границы этого типа проявились на ПК 95 - 115 и ПК 12 - 25. Они имеют очень пологий наклон на юг. Если допустить, что границы первого типа ориентированы более или менее параллельно, то можно предположить для них генеральное субмеридиональное простирание. Оно параллельно простиранию линейных магнитных аномалий при падении в восточном направлении, в сторону более молодых линейных аномалий (в сторону мезозойской оси спрединга САХ). Такая ориентировка вполне согласуется с предположением о многокамерности габброидов третьего слоя, связанной с импульсивностью спрединга. Может быть, этим и объясняется аномально высокое положение границы М на временном разрезе ШГСП-МПВ (первых вступлений преломленных волн) на северо-западном участке профиля 9107-1 (ПК 80) и резкий ее обрыв (рис. 7а, см. рис. 2б). Головная волна проходит здесь не по М, а вдоль высокоскоростного габбро-гипербазитового слоя основания одной из камер.

Сейсмические границы второго типа хорошо видны на профиле 9107-2 (см. рис. 2, 7б), проходящем почти параллельно линейным аномалиям и вкрест простирания трансформных разломов. Используя аналогичные рассуждения, можно предположить, что эти структуры ориентированы примерно параллельно трансформным разломам.

Любые построения, касающиеся генезиса рассмотренных структур, будут слишком спекулятивны. Можно высказать лишь некоторые гипотетические предположения. Сейсмические границы первого типа фиксируют нижние части кумулятивных камер многокамерных систем третьего слоя океанической коры. Отодвигаясь от оси спрединга, они попадали в область частичной релаксации напряжений спрединга, в понимании Ю.М. Пушаровского [10]. В этой зоне формируются срывы, которые частично используют серпентинизированные гипербазиты основания бывших магматических камер в связи с их малой вязкостью. Сейсмические границы второго типа могли образовываться в качестве разломов, оперявших трансформные сдвиги, и были ориентированы под острым углом к ним. С нашей точки зрения, именно с этим связана особенность наклонных сейсмических границ второго рода, установленная Ю.Н. Разничиным [12, 13]. Она заключается в закономерном наклоне таких границ к оси трансформы при субпараллельном простирании.

ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ. СЕЙСМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ. СТРОЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Многоканальное сейсмопрофилирование проводилось по многим трансформным разломам Атлантики [4]. В основном изучались области с молодой океанической корой. Трансформные разломы в мезозойской коре практически были изучены только во впадине Гаттераса американскими учеными и нами. Прямые корреляции особенностей строения коры тех и других опасны, но все исследователи подчеркивают одно общее положение. По сейсмическим данным кора трансформных разломов (иногда включая смежные участки) значительно отличается от межразломных блоков коры. Этот вывод прекрасно обоснован работами американских коллег и нашими данными [6, 20].

Скоростные характеристики в точках зондирования получены только для трансформного разлома Блейк Спур. На схеме сопоставления скоростных колонок (см. рис. 3) хорошо видно, что по скоростям распространения продольных волн невозможны прямые сопоставления между нижними слоями коры, выделяемыми в зоне трансформного разлома и вне его. Единственное, что объединяет низы коры разлома и обрамления, – скоростная граница М, которая при скорости 8.0 - 8.2 км/с прослеживается почти во всех скоростных колонках. Только в колонке ESP-5А (см. рис. 3) скорость на этой границе несколько выше. В самом общем виде скоростной разрез коры в зоне трансформного разлома подразделяется на две части. Верхняя, сравнительно низкоскоростная, и нижняя, с высокой скоростью.

В низкоскоростной части разреза диапазон скоростей очень широк (от 3.5 до 6.5 км/с). В некоторых случаях выделяется слой со скоростями порядка 5.3 км/с. По скорости и мощности этот слой вполне сопоставим со вторым (лавовым) слоем коры вне разломных блоков (ESP-2/91 и ESP-3А) (см. рис. 3). В других колонках верхняя часть разреза характеризуется растянутым диапазоном нарастающих скоростей от 5.0 до 6.2 (ESP-6) или от 5.6 до 5.9 км/с (ESP-5). Иногда ниже слоя, сопоставимого по скорости со вторым слоем, в рассматриваемой части разреза обособляется два слоя (5.7 и 6.2 - 6.5 км/с – ESP-5А). При сравнении скоростных колонок хорошо видно, что сопоставление отдельных колонок трансформной зоны между собой крайне затруднительно: слой со сходными скоростями имеют резко различающиеся мощности или не могут быть прослежены даже в смежных колонках. Широкий разброс скоростей не позволяет сопоставлять выделяющиеся “слои” с какими-либо конкретными частями разреза офиолитов или с конкретными типами пород, драгированных со дна океана.

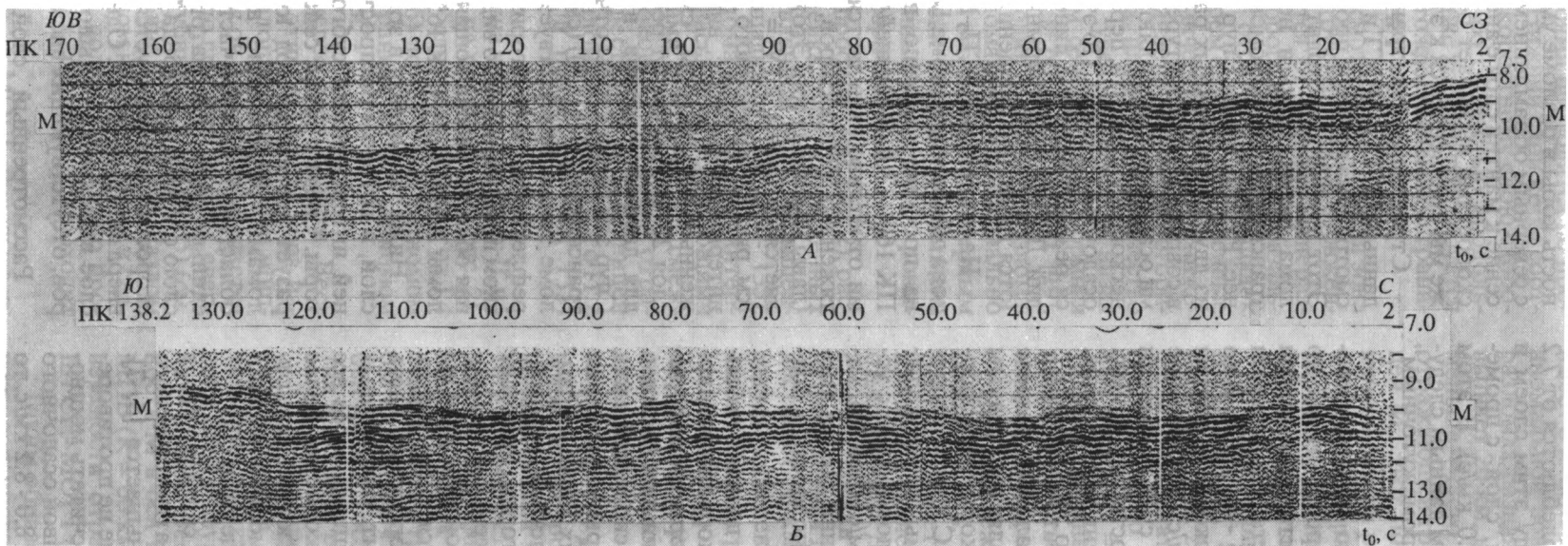


Рис. 7. Временные разрезы дальней зоны при $R = 60$ км: А – северо-западный участок профиля 9107-1; Б – профиль 9107-2.

Во всех скоростных колонках отчетливо выделяется слой с аномальными скоростями, расположенный между рассмотренной частью разреза и границей М. Скорости в нем колеблются от 7.2 до 7.6 км/с. В зонде ESP-5 между этим слоем и границей М выделяется мощный "слой" с промежуточными скоростями (7.8 - 8.0 км/с). В этом случае неясно, где по скоростным данным следует проводить границу М, — под "промежуточным" слоем или над ним.

Верхняя граница аномального слоя характеризуется резким перепадом скорости от 0.7 до 1.6 км/с. Только в зонде ESP-6 есть маломощная переходная зона. Перепад скоростей свойственен и нижней границе этого слоя (0.5 - 0.9 км/с). В то же время градиент нарастания скорости внутри слоя не превышает 0.2 - 0.3 км/с. Исключение представляет зонд ESP-6, где за счет появления "переходного" слоя градиент достигает 1 км/с. Мощность аномального слоя очень непостоянна. Она колеблется от 1 (ESP-2/91) до 5 км (ESP-5).

Аномальный слой не имеет аналогов в разрезе коры вне разломных зон. Это является главным отличием скоростного разреза коры трансформы от разреза смежных блоков. С другой стороны, в пределы коры трансформы не проходит характернейший для смежных блоков слой с устойчивыми скоростями 6.7 - 7.2 км/с (слой 3б). Такой вывод был вполне обоснованно сделан американскими исследователями и полностью подтвержден нашими наблюдениями.

Таким образом, имеющиеся данные позволяют утверждать, что прямые корреляции скоростных колонок нижней части коры трансформной зоны с колонками обрамления невозможны. По мощностям и по интервалам скоростей слой, выделяемые в разрезе низов коры разлома, не имеют аналогов во вне разломных зонах, обрамляющих разлом Блейк Спур. Единственная устойчивая скоростная граница, которая проходит через все скоростные колонки, — граница М. Скоростные колонки коры внутри самой зоны разлома Блейк Спур также сопоставляются очень плохо. Верхняя, относительно низкоскоростная, часть разреза практически не содержит характерных скоростных слоев, прослеживающихся через все или большинство колонок. По скоростям более выдержан аномальный слой, хотя и здесь есть отклонения (ESP-5, см. рис. 3). По мощностям аномальный слой также очень не выдержан.

Большинство исследователей считает, что в зонах трансформных разломов атлантического типа мощность коры резко уменьшается [5, 7]. В общем виде приведенные данные не противоречат такому выводу. Однако, если считать мощностью коры интервал между подошвой осадочного чехла и границей М со скоростями 8.0 - 8.2 км/с, то скорее следует говорить о большой изменчивости

коры по мощности. В восточном сечении Блейк Спура эта мощность меньше мощности коры вне разлома на 1.7 - 2.5 км. В западном сечении мощность коры в разломе уменьшается по сравнению с северным обрамлением на 4 км с лишним. Отношение к мантии слоя с аномальными (7.0 - 7.8 км/с) скоростями вызывает большие возражения. Ниже мы еще вернемся к этому вопросу.

Строение коры трансформных разломов по данным ШГСП-МОГТ и ШГСП-МПВ удобно рассмотреть на примере профиля 9107-2 (см. рис. 1, 2). Этот профиль проходит вкострест простирания разлома Блейк Спур и нескольких более мелких трансформных разломов, расположенных севернее. Разлом Блейк Спур состоит по крайней мере из двух параллельных разломов, представленных в современной структуре впадинами, заполненными осадками, и разделяющего их поднятия акустического фундамента, перекрытого менее мощным осадочным чехлом. По этому разлому фиксируется резкое смещение линейных магнитных аномалий. Другие трансформные разломы устанавливаются только по смещению линейных аномалий.

На профиле ШГСП-МОГТ 9107-2 (см. рис. 2) зона двойного разлома Блейк Спур (BS-S и BS-N на профиле) хорошо выражена (см. рис. 2а, ПК 160 - 170). В верхней части разреза под осадками отчетливо выделяется слой интенсивных протяженных рефлекторов, продолжающий слой 2а (лавы) смежных зон. Этот слой уверенно сопоставляется со слоем 2 ($V = 5.3$ км/с) зонда ESP-2/91 (см. рис. 3), полученного в этой же зоне. Ниже на интервале 8.4 - 9.2 с, видны интенсивные протяженные рефлекторы, сходные с рефлекторами слоя 2б. В отличие от рефлекторов, характерных для лавовых потоков, в южном разломе Блейк Спур эти рефлекторы отчетливо наклонены к оси трансформы (ПК 170) (см. рис. 2). В северном разломе также присутствует этот комплекс, однако рефлекторы там субгоризонтальны. На сейсмическом профиле хорошо видна сейсмически прозрачная область, разделяющая северный и южный разломы Блейк Спур (ПК 165) на этом уровне разреза.

Ниже по разрезу в зоне разломов выделяется слой, в котором распространены короткие средней интенсивности субгоризонтальные рефлекторы. Среда с такой сейсмической картиной образует две линзы под южным и северным разломами, разделенные акустически прозрачной областью. В нижней части эти линзы сливаются в единый слой. Рассматриваемый слой отвечает слою с $V = 6.0$ км/с зонда ESP-2/91 (см. рис. 3) и по скоростям коррелируется со слоем 3а смежного вне разломного блока. Однако в трансформе в этом слое выделяется большое количество рефлекторов, отсутствующих вне ее.

Рассмотренный слой подстилается нижним слоем коры, который по сейсмической картине

отличается от вышележащего только большой насыщенностью отражающими площадками. Граница между этими слоями проводится по протяженному рефлектору. Нижний слой коры соответствует аномальному скоростному слою скоростной колонки ESP-2/91 со скоростью продольных волн 7.6 км/с. Еще ниже хорошо трассируется отражающая граница, отождествляемая с границей М, имеющей скорость $V = 8.1$ км/с.

Таким образом, на рассмотренном сечении зона разлома Блейк Спур по структуре в поле отраженных волн резко отличается от смежного внедренного блока. Ниже второго слоя (лавы базальтов) появляются пакеты отражающих площадок того же типа, что и во втором слое, но наклоненные к оси зоны разлома. Сейсмическая структура ниже лежащей части коры отличается обилием субгоризонтальных отражающих площадок, количество которых скачкообразно увеличивается в низах коры. В более восточном сечении трансформная зона пересечена профилем NAT-15 и 9107-1 [19]. Этот профиль косо проходит через зону разлома. Строение коры зоны разлома здесь принципиально не отличается от западной его части. Под северным и южным разломами Блейк Спур кора насыщена рефлекторами, а между ними видна зона с повышенной акустической прозрачностью.

Разлом Вест-I (W-I на профиле) (см. рис. 2), расположенный севернее Блейк Спура, в отраженных волнах фиксируется появлением поля, насыщенного отражающими площадками (ПК 130 - 135). Практически в зоне разлома кора на всем интервале до поверхности М насыщена отражающими сейсмическими площадками в отличие от смежных, внедренных, блоков. Отчетливая отражающая граница, отождествляемая с границей М, по направлению к разлому поднимается с 11.2 (ПК 100) до 10.8 с под разломом (ПК 135) (см. рис. 2а).

Эта тенденция проявлена и в разломе Вест-II, но в меньшей степени (W-II на профиле) (см. рис. 2). Мощность "прозрачного" слоя уменьшается от 1.4 севернее разлома (ПК 65) до 0.5 с под разломом (ПК 80). Отражающая граница М под разломом Вест-II не прослеживается.

Севернее профиль пересекает разлом Вест (WFZ на профиле). Под этим разломом кора насыщена отражающими площадками на всю мощность. Рефлектор М, хотя он и не прослеживается непрерывно, приподнят до глубины 10.6 с. Севернее он расположен на глубине 11.2 с (ПК 35) (см. рис. 2а), а южнее на глубине 11 с (ПК 70). Разлом Вест-III находится на самом конце профиля и слабо выражен в волновых полях (ПК 10), но прозрачный слой отсутствует, граница М проходит на 10.9 - 11.0 с.

Анализ профиля ШГСП-МОГТ показывает, что под зонами трансформных разломов кора на-

сыщена рефлекторами так, что акустически прозрачный слой 3а под ними либо отсутствует, либо имеет очень небольшую мощность. Ширина такой аномальной зоны вкострости в разных разломах разная. В разломе Блейк Спур она превышает 20 км, но в других разломах значительно меньше. Часто наблюдается некоторый подъем отражающей границы, отождествляемой с границей М. Этот подъем выглядит очень плавным и начинается на расстоянии первых десятков километров от оси разлома. В целом же можно констатировать, что по данным отраженных волн строение коры разных разломов заметно различается.

Вдоль профиля 9107-2 (см. рис. 1) синхронно с ШГСП-МОГТ был выполнен профиль ШГСП-МПВ (см. рис. 2б, 7б). Полученные по этому профилю результаты позволяют оценить положение границы М по первым вступлениям преломленных волн с $V_k = 8.0 - 8.1$ км/с. Изменение относительной глубины залегания этой поверхности в нашем случае отвечает изменению мощности коры вкострости вкострости трансформных разломов.

При прослеживании границы М с севера на юг можно видеть, что она погружается от разлома Вест-III с отметки 10.9 (ПК 15) до 11.1 с (ПК 30). Южнее, в разломе Вест, граница поднимается до отметки 10.9 с. Далее на юг граница коры погружается до отметки 11.1 с. Ширина валообразного поднятия границы М, приуроченного к разлому Вест, достигает 30 км. К разлому Вест-II вновь наблюдается постепенный подъем границы до отметки 10.7 с. Южнее граница М аномально приподнята и проходит на уровне 10.8 - 10.9 с (ПК 80 - 110). Выше мы рассматривали возможный вариант объяснения этой аномалии в связи с наклонной сейсмической границей.

От ПК 115 до ПК 128 подошва коры прослеживается на уровне 11.2 с. Южнее начинается довольно резкий подъем этой границы до отметки 10.9 с в оси разлома Вест-I. Еще южнее продолжается медленный подъем границы мантии по направлению к зоне разлома Блейк Спур. На расстоянии 20 км граница М поднимается на отметку 0.2 с. Южнее ПК 155 подъем становится более быстрым и в осевой зоне Блейк Спур кровля мантии находится на отметке 10.4 с.

С точки зрения структуры поверхности М Блейк Спур и Вест-I входят в единую положительную структуру, к оси которой приурочена зона Блейк Спур, а к осложнению северного крыла - разлом Вест-I. Высокое положение поверхности М в оси Блейк Спур по профилю ШГСП-МПВ ($R = 60$ км; см. рис. 2, слой 3б) отвечает поверхности отражающей границы М-1 профиля ШГСП-МОГТ (см. таблицу).

Таким образом анализ положения границы М, установленного по данным профиля ШГСП-МПВ, подтверждает ранее полученное нами

представление об уменьшении мощности коры в зонах трансформных разломов атлантического типа [5, 7]. В некоторых случаях это совпадает с поведением отражающей границы М, полученной по данным ШГСП–МОГТ (например, разлом Вест), в других такое совпадение не столь отчетливо или может трактоваться по-разному (разломы БлейкСпур, Вест-II).

Подъем границы М и соответствующее уменьшение мощности коры в зонах трансформных разломов захватывает значительно более широкую область, распространяясь на первые десятки километров в стороны от осей разломных зон. Такая же картина наблюдается и по отраженным волнам. Этот вывод также не нов. Подобные результаты были получены по многим современным трансформным разломам разными сейсмическими методами [5, 6, 12].

Интересная информация была получена при анализе профиля 9107-2 ШГСП–МПВ (см. рис. 2), отражающего степень корреляции сейсмических волн. Выделены только оси синфазности с коэффициентом подобия от 0.7 и выше. На рис. 26 показаны области, где оси синфазности с таким коэффициентом подобия имеют плотность более 80%, от 30 до 50% и менее 20%. Прекрасно видно, что под зонами трансформных разломов резко уменьшается плотность осей синфазности с высоким коэффициентом подобия. Характерно, что эти зоны в основном распространены в верхних частях коры, значительно выше поверхности М.

Подводя итог, можно констатировать, что, используя разные сейсмические методы и разные способы их обработки, мы приходим к одному и тому же выводу. Строение земной коры зон трансформных разломов существенно отличается от строения коры внедренных блоков. Эти различия носят систематический характер.

Наиболее сложна и противоречива геологическая интерпретация сейсмических различий. В работе Д. Матгера и его коллег [15, 20, 21] предложена геологическая интерпретация сейсмических особенностей строения коры разлома Блейк Спур. Анализировались в основном данные, полученные по многочисленным зондам этой зоны и обрамления (преимущественно данные о скоростях продольных и поперечных волн). Сделан вывод, что сейсмические особенности нельзя объяснить простым подъемом мантии в зоне разлома. По скоростям продольных и поперечных волн нижний (аномальный по скорости) слой коры разлома не может быть сопоставлен с нижним (3b) слоем коры обрамления.

Американские коллеги провели математическое моделирование и пришли к выводу о том, что лучше всего сейсмической картине отвечает геологическая модель, согласно которой в основании разлома предполагается поднятый мантийный ма-

териал, частично серпентинизированный. Эта модель имеет некоторое геологическое подтверждение. Действительно, в зонах активных трансформных разломов часто встречаются мантийные гипербазиты, слагающие склоны троговых долин.

Математическая модель допускает предельный уровень серпентинизации только до 25%. Однако мантийные гипербазиты офиолитов, даже если учитывать только самую раннюю петельчатую серпентинизацию, не подчиняются этой закономерности. Серпентинизация колеблется не закономерно в очень широких пределах от десяти до ста процентов, причем слабо серпентинизированные разности сравнительно редки. То же относится к мантийным гипербазитам, драгированным со склонов долин трансформных разломов в осевой части современных океанов.

С позиций частичной серпентинизации трудно объяснить резкие (высокоградиентные) скачки скоростей на верхней и нижней границах аномального высокоскоростного слоя. В известных офиолитовых разрезах степень ранней серпентинизации меняется не закономерно или по крайней мере плавно и в значительно более широких пределах, чем это ограничено моделью. Наконец, частичная серпентинизация не объясняет насыщенности коры под разломами субгоризонтальными отражающими площадками, которые устанавливаются на профилях МОВ ОГТ. Необходимо предположить, что серпентинизированные и слабо серпентинизированные разности мантийных гипербазитов чередуются, образуя линзовидные субгоризонтальные тела достаточной мощности и с резкими границами. В офиолитах гипербазиты иногда рассеяны вытянутыми линзовидными телами серпентинитов, но эти тела обычно связаны с деформациями и процессами, происходившими во время аккреции или коллизии бывшей океанической структуры. Все эти противоречия заставляют искать альтернативные модели.

В предыдущих разделах для геологической интерпретации широко использовалось сравнение с офиолитовыми комплексами континентов. К сожалению, в данном случае это сделать значительно труднее. Во фрагментах океанической коры геологического прошлого на континентах трудно найти достоверные остатки бывшей коры зон трансформных разломов. Геология океанов не дает твердых вещественных критериев выделения трансформных зон по характеру магматизма; структурные критерии очень трудно использовать, так как первичная океаническая структура в процессе аккреции и коллизии так переработана, что не поддается расшифровке. Однако отдельные палеообъекты могут быть использованы и в данном случае.

В офиолитовых ассоциациях континентов, наряду с классическими дайковыми комплексами,

которые, по мнению многих исследователей, включая авторов, связаны с зонами спрединга, выявлены своеобразные комплексы сближенных силлов базитового и базит-гипербазитового состава. Эти образования, несомненно, связаны с океаническими этапами развития палеоокеанической коры, хотя в большинстве случаев их структурная позиция не очень ясна.

В офиолитах полярного Урала между гипербазитовыми массивами Рай-Из и Пай-Ер предполагается зона субширотного трансформного разлома, существовавшая в раннем - среднем палеозое [9]. На южном фланге этой зоны описан комплекс параллельных тел долеритового состава [14]. Вмещающими породами для этих тел, вероятнее всего, являются гипербазиты. Долеритовые тела в момент их формирования представляли собой силлы субгоризонтального или слегка наклонного залегания.

На Южном Тянь-Шане (Алайский хребет) в палеозойских офиолитах изучены крупные (до первых сотен метров) дифференцированные силлы, сложенные преимущественно гипербазитами и в меньшей степени габброидами [1, 8]. Эти силлы формировались на ранней (океанической) стадии становления офиолитового комплекса. Они приурочены к верхней части разреза палеоокеанической коры, располагаясь непосредственно ниже древнего второго слоя. В рассматриваемом случае не описан древний трансформный разлом, хотя его существование не исключено. Приведенные примеры позволяют высказать предположение о том, что в коре древних аналогов трансформных разломов могли быть распространены сближенные силлы гипербазит-базитового состава.

Нам кажется, что альтернативой модели серпентинизации может быть силловая модель строения коры зон трансформных разломов. Эта модель достаточно корректно объясняет особенности сейсмической картины, полученной разными сейсмическими методами. Отмечалось, что ниже лав второго слоя на профиле ШГСП-МОГТ (см. рис. 2, 3а) видны отражающие площадки, сходные по сейсмической структуре с рефлекторами лавового комплекса, но полого наклоненные в сторону разлома. Эти площадки могут быть связаны с несколько наклоненными крупными силлами долеритового состава. Интересно, что в восточной Исландии, среди миоценовых базальтов восточного фланга восточной ветви рифта, в зоне предполагаемого Снейфельсского трансформного разлома обнаружен мощный (до 200 м) долеритовый силл, полого наклоненный на юго-запад.

Подстилающая второй слой часть коры в зонах трансформ насыщена отражающими площадками, что, вероятно, связано с большим насыщением коры субгоризонтальными телами базитово-гипербазитового состава. Аномальный высокоско-

ростной слой может отражать степень насыщенности первичной матрицы телами силлов. Относительно состава пород матрицы можно высказать по крайней мере два предположения. Это может быть нижняя часть океанической коры (расслоенный комплекс слоя 3b), насыщенная силлами преимущественно гипербазитового состава. Гипербазитовый состав обусловлен тем, что в результате дифференциации магмы в силлах сохраняются кумуляты ультраосновного состава, а базитовая магма уходит в верхние этажи структуры, формируя долеритовые силлы. Такой характер распределения силлов в разрезе коры был описан для Алайского хребта Южного Тянь-Шаня [1, 8]. Долеритовые силлы (нередко очень тесно сближенные) в габброидной матрице хорошо известны в ряде других офиолитовых комплексов.

Возможен и другой тип матрицы – мантийные гипербазиты. В этом случае следует предполагать габбровый состав силлов. В пользу гипербазитовой матрицы говорит большое количество гипербазитов, поднятых со дна океана в поперечных хребтах, обрамляющих трансформные трюги. Это и ряд других фактов свидетельствуют о приподнятом положении границы М в зонах трансформных разломов. Логично предполагать, что при насыщении силлами будет затронута и гипербазитовая часть разреза. Вероятнее всего, возможно формирование силлов в матрице того и другого состава.

Силловая модель объясняет резкую изменчивость скоростных характеристик и мощностей отдельных слоев и невыдержанность сейсмического разреза разных трансформ и даже в пределах одной трансформной зоны. Главный недостаток этой модели в том, что она не имеет надежных подкреплений непосредственными геологическими наблюдениями в современных трансформах. Хотя свежие офитовые габброиды, долериты и кумулятивные габбро и гипербазиты хорошо известны по материалам драгирования, их геологическая позиция пока недостаточно ясна. Строение и история развития трансформных разломов столь разнообразны, что можно ожидать реализации в природе различных геологических моделей. Обе рассмотренные модели не объясняют постепенного подъема мантии к зонам трансформных разломов. Вероятно, это связано с компонентами растяжения трансформов атлантического типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы пытались показать, что широкоугольное глубинное сейсмопрофилирование можно и нужно применять для изучения океанической коры современных океанов. Этот метод существенно расширяет наши возможности в использовании геофизической информации при анализе геологии и тектоники глубоких горизонтов коры. Практически геологи получают возможность

использовать несколько сейсмических методов, полученных одновременно по одному и тому же объекту (МОВ ОГТ, МПВ ГСЗ). Преимущества такой комплексности очевидны.

Были рассмотрены только три геологических аспекта, для анализа которых использовались результаты исследований ШГСП. Анализ сейсмической расслоенности коры показал, что при комплексном подходе удастся более уверенно сопоставлять геофизические слои с вещественным составом и структурами офиолитовых комплексов – фрагментов океанической коры геологического прошлого. Некоторые различия сейсмических характеристик молодой и древней коры (например, второго слоя) могут быть объяснены степенью вторичных преобразований. Большой интерес приобретают случаи несовпадения основных сейсмических границ, полученных разными методами. Например, несовпадение границы “М” по данным ШГСП–МОГТ и по данным ШГСП–МПВ в совокупности с другими сейсмическими данными объясняется пересечением линией профиля наклонного тела базит-ультрабазитового состава с высокими скоростями прохождения продольных волн. В статье приведены и другие примеры подобного рода.

Комплексный анализ сейсмических данных по наклонным сейсмическим телам и границам позволил значительно продвинуться в решении геологической интерпретации этих сложных объектов. Выяснилось, что имеется как минимум два типа наклонных границ. Первый фиксирует нижние части камер в многокамерных габброидных системах третьего слоя, по которым в дальнейшем могут происходить тектонические движения. Второй представлен надвигами, формировавшимися еще на ранних этапах существования океанической коры, в условиях локального сжатия, возникающих в трансформных разломах.

Полученные результаты вносят вклад в геологическую интерпретацию геофизических данных о строении зон трансформных разломов. Это одна из наиболее сложных проблем океанской геологии, в трактовке которой высказано много противоречивых мнений. Ранее была предложена модель частичной серпентинизации мантийных перидотитов в трансформных зонах. Мы сочли возможным предложить силовую модель, объясняющую весь комплекс сейсмических данных и не противоречащую известным геологическим наблюдениям.

Несомненно, это только часть общегеологических выводов, которые можно сделать, анализируя весь комплекс сейсмических данных ШГСП. Крайне необходимо дополнить анализ математическим моделированием геологических и геофизических построений, основанных на результатах широкоугольного сейсмопрофилирования. Без этого все модели будут только качественными.

В заключение мы хотим выразить нашу глубокую благодарность Грамбергу И.С. и Пуцаровскому Ю.М., способствовавшим проведению данных исследований, а также Бурбо В.А., Соловьеву А.И., Замалиеву И.Н., Бондареву В.Г. за участие в сборе и обработке данных ШГСП.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батанова В.Г., Куренков С.А., Перфильев А.С. Дифференцированный силл Сарталя (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 1. № 2. С. 1112 - 1114.
2. Казьмин В.Г., Коган Л.И. О природе наклонных отражающих поверхностей в коре осевой зоны Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1992. Т. 32. Вып. 2. С. 303 - 308.
3. Коган Л.И. Способ сейсморазведки. // Бюллетень изобретений. М., 1965. № 4. Авторское свидетельство № 168474.
4. Коган Л.И. Внутренняя структура и деформация океанической кристаллической коры (по данным многоканального профилирования МОВ // Геотектоника. 1987. № 5. С. 48 - 51.
5. Коган Л.И. Эксперименты ШГСП-1 с одного судна // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 1. С. 572 - 577.
6. Коган Л.И., Бяков Ю.А., Глумов И.Ф. Эксперименты широкоугольного глубинного сейсмического профилирования на акваториях // Морская геофизика. М.: ОЦТИ ВИЭМС, 1989. № 13. С. 20 - 27.
7. Коган Л.И., Маловицкий Я.П., Курочкин А.Г. Способ морской сейсморазведки. // Бюллетень изобретений. М., 1986. № 5. Авторское свидетельство № 1235342.
8. Куренков С.А., Перфильев А.С. Ранние стадии развития Туркестано-Алайских палеовулканических структур // Ранние стадии развития геосинклинальных систем. М.: Наука, 1987. С. 81 - 95.
9. Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 186 с. (Тр. ГИН. Вып. 328).
10. Пуцаровский Ю.М. Спрединг, разломы и магматизм в океанах // Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 4 - 10.
11. Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5 - 13.
12. Разницын Ю.Н. Тектоническая расслоенность океанской земной коры в зоне разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 45 - 56.
13. Строение зоны разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) / Отв. ред. Пуцаровский Ю.М. М.: Наука, 1989. 192 с.
14. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулкано-плутонический пояс: Полярный Урал. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 158 с.

15. *Minshull T.A., White R.S., Mutter J.C. et al.* Crustal structure at the Blake-Spur F.Z. from ESP profiles // *J. of Geophys. Res.* 1991. V. 96. № B6. P. 9955 - 9984.
16. *Mithal R., Mutter J.C.* A low velocity zone within the layer 3 region of 118 myl old oceanic crust in the Western North Atlantic // *Geophys. J.* 1989. V. 97. P. 275 - 294.
17. *Mutter J.C.* Multichannel seismic images of the oceanic crusts internal structure // *Geology.* 1985. V. 13. № 9. P. 629 - 632.
18. *Mutter J.C.* Multichannel seismic images of the oceanic crusts. Evidence for a magma chamber beneath the Mesozoic Mid-Atlantic Ridge // *Geophysics.* 1985. V. 13. № 3. P. 629 - 632.
19. *Stoffa P.L., Buhl P., Diebold I.B., Wenzel F.* Direct mapping of seismic data to the domain of intersect time and ray parameter: - A plane-wave decomposition // *Geophysics.* 1981. V. 46. № 3. P. 255 - 267.
20. *Stoffa P.L., Buhl P.* Two-ship multichannel seismic experiments for deep crustal studies: expanded spread and constant offset profiles // *Geophys. Res.* 1979. V. 84. № B13. P. 7645 - 7660.
21. *White R.S., Detrick R.S., Mutter J.C., Buhl P.* New seismic images of oceanic crustal structure // *Geology.* 1990. V. 18. № 5. P. 462 - 465.

Structure of the Hatteras Abyssal Plane, Western Atlantic (as Indicated by Seismic Data)

L. I. Kogan*, R. R. Murzin*, A. S. Perfil'ev**

**Southern Division, Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Gelendzhik*

***Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow*

The reflection and refraction wave data, obtained by the wide angle deep seismic profiling, are used for geological interpretation of crustal structures in the Blake Spur transform fault area. The results indicate that there are two types of oblique seismic reflectors in the crust. The reflection surfaces of the first type seem to be correspondent to lower portions of gabbroic magma chambers within the third oceanic layer (the layered cumulative complex). In general, they are oriented along the linear magnetic anomalies. The second group of oblique boundaries oriented along, or at an angle to the transform fault strike, mark the low-amplitude thrusts probably originated from movements along these faults. All available seismic data show the transform fault crust to be different in structure from intrafault crustal blocks. This can be explained by frequent sills intruded the crust beneath transform faults. Such bodies may represent gabbro-dolerite sills in the mantle ultrabasites and differentiated gabbro-ultrabasite intrusions into the third crustal layer.

УДК 551.242.2(267)

СТРОЕНИЕ АСЕЙСМИЧНЫХ ХРЕБТОВ В ЗОНЕ МАСКАРЕНСКО-АВСТРАЛИЙСКОГО ГЕОТРАВЕРЗА (ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН)

© 1994 г. А. И. Пилипенко

Центральная морская геолого-геофизическая экспедиция, Геленджик

Поступила в редакцию 15.06.93 г.

Приводятся результаты интерпретации материалов многоканального сейсмического профилирования (МОГТ), полученных на океанских поднятиях, относящихся к континентальному и океаническому типам коры. Банка Сая-де-Малья (Макаренский хребет) является близким аналогом расположенной к северу от нее Сейшельской банки, имеющей континентальную природу. Хребты Южный Роу и Джой (северо-восточная часть Индийского океана) рассматриваются как изолированные фрагменты континентальной и переходной коры, образовавшиеся в ходе рифтогенеза на этапе распада Гондваны. Приводится описание строения континентальной и переходной коры северной части плато Эксмут.

ВВЕДЕНИЕ

Подводные плато и поднятия, относимые к классу асейсмичных хребтов, широко распространены в Индийском океане, где они возвышаются над ложем окружающих котловин на 2 - 3 км. Наиболее ярко в подводном рельефе выражены вытянутые в субмеридиональном направлении Маскаренский, Восточно-Индийский и Чагос-Лаккадивский хребты. Относительно их генезиса единого мнения не существует [9, 16, 22, 36]. Для объяснения тектонической эволюции этих хребтов в зарубежных публикациях привлекается гипотеза "горячей точки" [28, 29], что оспаривается многими исследователями [13, 15, 17].

Северо-восточная часть Индийского океана отличается наличием изолированных внутриокеанических поднятий (Западно-Австралийское, Кювье, Джой), имеющих в плане угловатые очертания, типичные для глыбовых структур. Изучение литературных источников показывает, что преобладают представления о том, что поднятия являются поднятыми блоками океанической (спрединговой) коры либо вулканическими сооружениями, образовавшимися в результате многократного излияния и нагромождения лавовых потоков [24, 34, 36, 37]. Другой точки зрения придерживались Ю.М. Пушаровский и П.Л. Безруков, рассматривая поднятия в качестве разъединенных и структурно измененных континентальных реликтов, а северо-западную оконечность плато Эксмут интерпретировали как опущенную часть материка [9].

Наличие противоречивых и зачастую взаимоисключающих точек зрения на тектоническую природу асейсмичных хребтов и океанских поднятий объясняется дефицитом фактического сейсмического материала и, в первую очередь, отсут-

ствием данных многоканального сейсмического профилирования (МОГТ).

В 1986 - 1990 годах НПО "Южморгеология" (Министерство геологии СССР) на Маскаренско-Австралийском геотраверзе выполнены значительные объемы (общей протяженностью около 10 тыс. км) многоканального сейсмического профилирования МОГТ, выполнявшиеся на НИС "Исследователь" 24-х канальной пьезокосой на базе 2400 м. Возбуждение упругих колебаний осуществлялось пневматическим источником "Импульс-Г", максимум спектра излучаемой энергии которого приходился на частоты 8 - 25 Гц. В настоящей статье приводятся результаты сейсмических исследований МОГТ, полученные на пассивных континентальных окраинах и ряде океанских поднятий, относимых с учетом новых данных к континентальному и переходному типам коры. К этим структурам относятся банка Сая-де-Малья (Макаренский хребет), хребты Джой и Южный Роу в северо-восточной части Индийского океана, северо-западная оконечность плато Эксмут.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ БАНКИ САЯ-ДЕ-МАЛЬЯ (МАСКАРЕНСКИЙ ХРЕБЕТ)

Примечательной особенностью западной части Индийского океана является наличие в рельефе дна группы подводных плато и вулканических возвышенностей, объединяемых под названием Маскаренского хребта [2, 3, 15]. Он протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 2000 км от Сейшельской банки (на севере) до о. Реюньон (на юге) при ширине от 100 до 300 км (рис. 1а). В объяснениях генезиса Маскаренского хребта преобладают представления о том, что

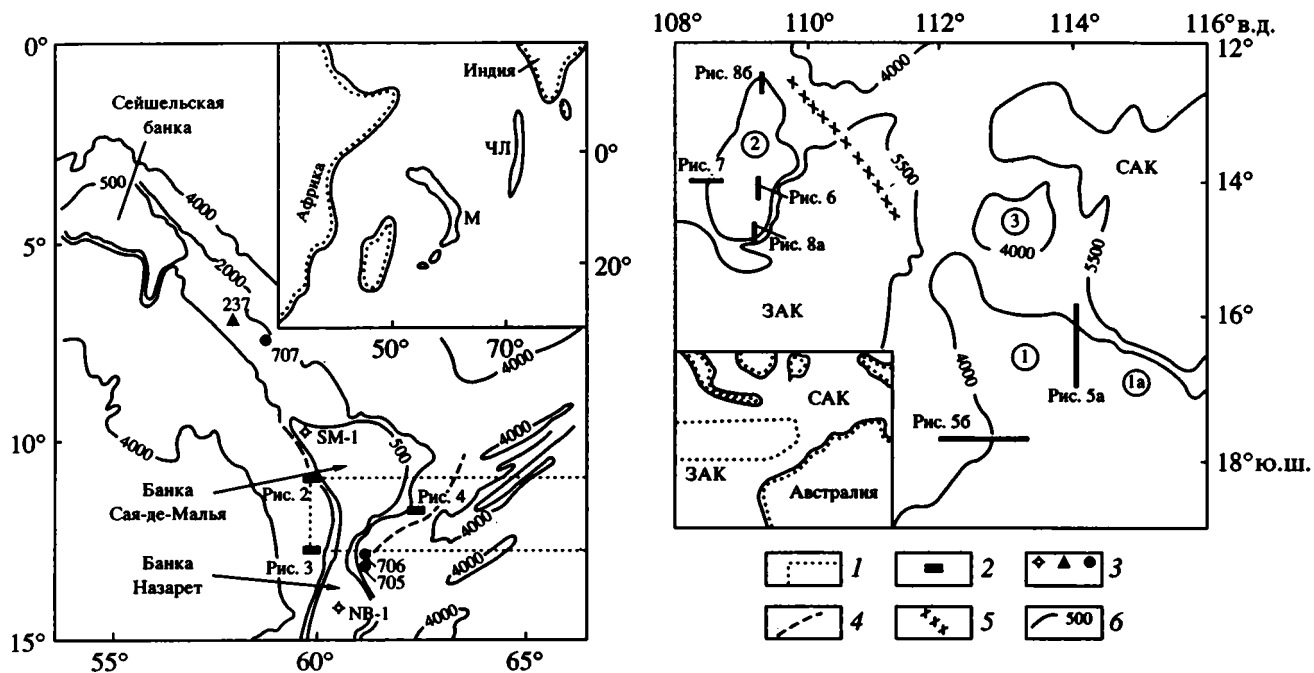


Рис. 1. Обзорные схемы западной (а) и восточной (б) частей Маскаренско-Австралийского геотраверза с положением фрагментов сейсмических профилей МОГТ, показанных на рис. 2 - 8. 1 - граница геотраверза, 2 - положение фрагментов профилей, 3 - местоположение скважин и их номера: поисковых (а), DSDP (б), ODP (в), 4 - граница континентальной и океанической коры на восточном подножии банки Сая-де-Малья, 5 - границы океанических областей с разным возрастом океанической коры, 6 - изобаты. Буквами обозначены хребты: М - Маскаренский, ЧЛ - Чагос-Лаккадивский; глубоководные котловины: САК - Северо-Австралийская, ЗАК - Западно-Австралийская. Цифрами в кружках обозначены блоки континентальной и переходной коры: 1 - северная часть плато Эксмут; 1а - субплато Вомбат; 2 - 3 - микроконтиненты: 2 - Южный Роу, 3 - Джой.

установленные на Сейшельских островах выходы докембрийских гранитных пород не распространяются на юг, а основания банок Сая-де-Малья и Назарет (Маскаренское плато) представлены базальтовым цоколем, образовавшимся в результате деятельности "горячей точки" либо благодаря активному вулканизму в зоне трансформного разлома [28, 31]. Кроме того, существует представление о Маскаренском хребте как о реликтовой островной дуге, прекратившей свое существование к раннему кембрию [27]. Заметим, что результаты исследований корреляционным методом преломленных волн (КМПВ), выполненные на западном склоне банки Сая-де-Малья, интерпретировались неоднозначно Т. Френсизом и Г. Шором [25]. Они в 1966 году привели четыре возможных варианта интерпретации. Показательно, что согласно одному из них граничные скорости 6.03 и 5.5 км/с характеризуют базальты, согласно другому скорости 6.03 и 5.5 км/с отождествляются соответственно с гранитами сейшельского типа и осадочными образованиями (плотными известняками).

На Маскаренском плато в полосе Трансиндоокеанского геотраверза (11° - 13° южной широты) выполнена площадная съемка МОГТ и НСП

(непрерывное сейсмоакустическое профилирование) в комплексе с магнитометрией с целью изучения строения разреза верхней части земной коры [18]. Полоса геотраверза перекрывает южную половину банки Сая-де-Малья и сопряженные с ней склоны и ограничена на западе меридианом 60° восточной долготы (рис. 1а).

Временные разрезы МОГТ явились основой сейсмостратиграфического анализа. Разрезы банки Сая-де-Малья и ее склонов практически повсеместно удается расчленить на три сейсмических комплекса, которым присвоены индексы СК-1, СК-2 и СК-3 (рис. 2 - 4). Они, на основании данных бурения (скважина SM-1, расположенная на северо-западной оконечности банки Сая-де-Малья [27]), отождествляются с позднеолигоцен-четвертичными, палеоценраннеолигеновыми и докайнозойскими образованиями (сверху вниз). Их пластовые скорости по сейсмическим материалам МОГТ оцениваются значениями 2.0 - 2.4; 3.5 - 4.0; 4.2 - 5.5 км/с соответственно.

На западном склоне Маскаренского плато поверхность СК-3 залегает с обратными углами наклона по отношению к верхним горизонтам чехла, воздымаясь в сторону смежной Маскаренской

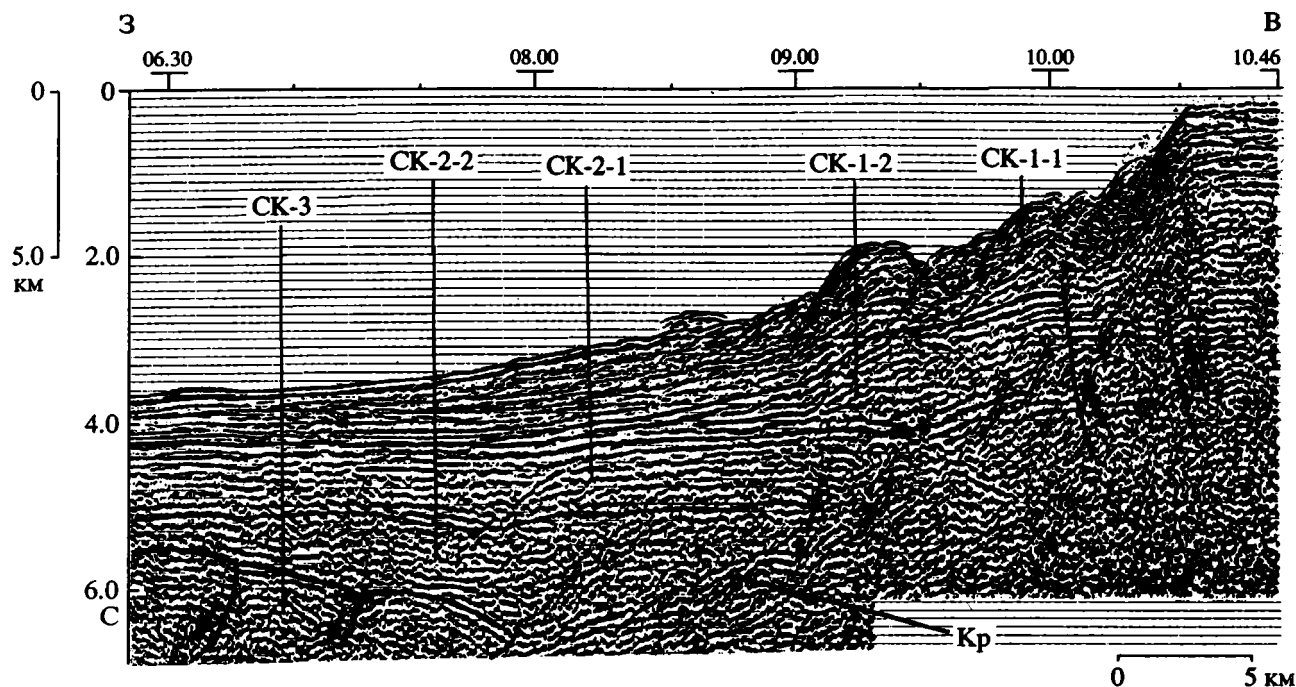


Рис. 2. Фрагмент временного разреза МОГТ, показывающий строение западного склона банки Сая-де-Малья (11° ю.ш.). Стрелками показано направление смещения блоков вдоль предполагаемых разрывных нарушений. Буквами обозначены: СК – сейсмические комплексы, Кр – двухкратное отражение (“второе дно”). Вертикальный масштаб – двойное время прохождения сигнала в секундах (также на рис. 3 - 8).

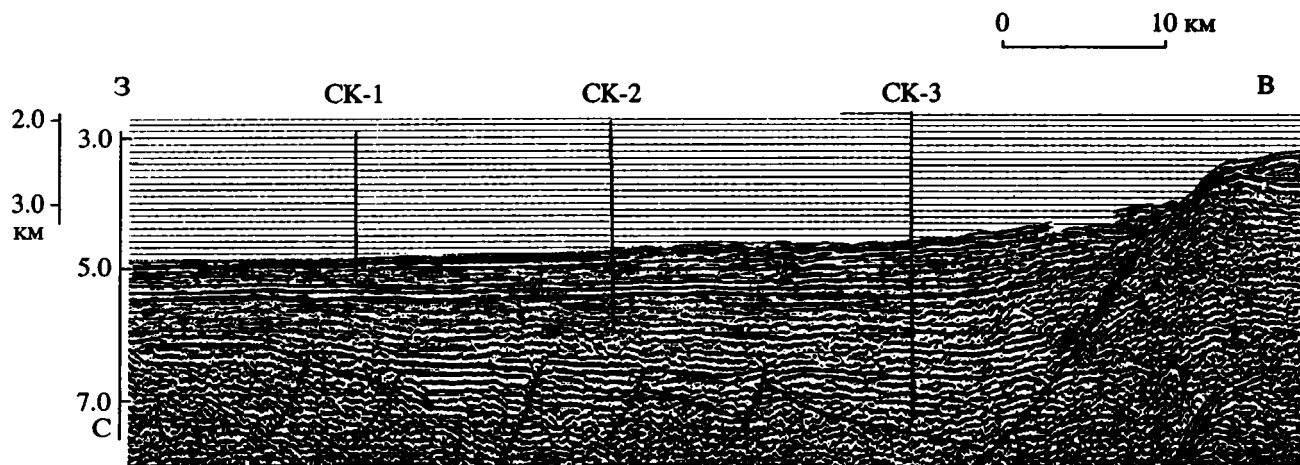


Рис. 3. Фрагмент временного разреза МОГТ, показывающий строение западного склона и подножия Маскаренского хребта (13° ю.ш.). Обозначения соответствуют рис. 2.

котловины (рис. 2, 3). Верхняя граница СК-3, как правило, маркирует кровлю блоков, образование которых, очевидно, относится к этапу рифтогенеза и последующего раскрытия Маскаренской котловины, происходившего в эпоху аномалий 34 - 28 (соответственно 84 и 65 млн. лет назад) [32].

Внутри докайнозойского комплекса (СК-3) выделены многочисленные оси синфазности, прослеживающиеся на глубине от 0.5 до 2.0 км ниже верхней его границы. Последняя практиче-

ски повсеместно приурочена к несогласию типа “эрозионный срез”. Значительную часть разреза нижнего комплекса (СК-3) слагают вулканиты, о чем свидетельствуют данные магнитометрии и особенности сейсмической записи: переход слоистого разреза в неслоистый, наличие интервалов разреза с хаотической записью.

На вершинной поверхности банки Сая-де-Малья установлена повышенная структурная дифференцированность слоев внутри СК-3. Наиболее

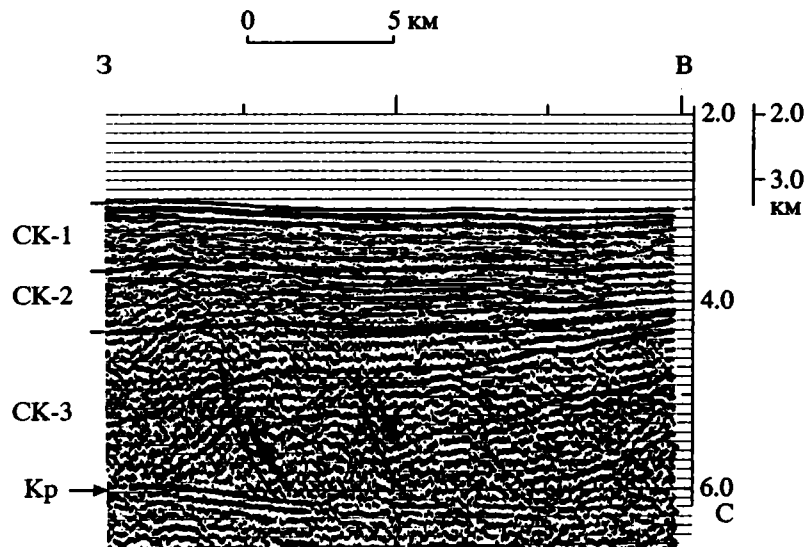


Рис. 4. Фрагмент временного разреза МОГТ, показывающей строение восточного склона банки Сая-де-Малья (12° ю.ш.). На рисунке показаны предполагаемые разрывные нарушения, развитие которых относится к стадии континентального рифтогенеза. Другие обозначения соответствуют рис. 2.

выразительно в сечении широтных профилей фиксируется два субмеридиональных горст-антиклинальных поднятия с амплитудой в первые сотни метров. На уровне верхней границы СК-3 наблюдается срезание сводовых частей этих поднятий.

Структурные особенности докайнозойского комплекса не позволяют относить его к базальтовому доколю. Правомерно относить СК-3 к осадочно-вулканогенному комплексу. Можно полагать, что его основанием служит реликт континентального (докембрийского) фундамента.

По данным сейсмостратиграфического анализа установлена мощная призма осадочных кайнозойских пород на западном склоне Маскаренского плато. Суммарная мощность СК-2 и СК-1 здесь достигает 3 - 5 км (рис. 2). Средний сейсмокомплекс (СК-2) занимает значительную по мощности часть интервала временного разреза. Максимальная его мощность достигает 2.6 км. Полная мощность СК-3 и СК-2, как и гипсометрическое положение поверхности несогласия, разделяющей эти сейсмокомплексы, на относительно неглубоких участках склонов не может быть оценено из-за наложения двухкратного отражения от морского дна (рис. 2, 4).

В составе СК-2 выделяется два подкомплекса: СК-2-2 (поздний мел?-палеоцен) и СК-2-1 (эоцено-ранний олигоцен). Последний характеризуется наличием протяженных горизонтально слоистых осей синфазности низкочастотного состава, что в соответствии со сейсмостратиграфическими критериями отражает обстановку шельфового осадконакопления (мелководные карбонаты) [14].

По направлению к Маскаренской котловине на сейсмопрофилях фиксируется постепенное изменение рисунков отражений по латерали внутри СК-2, одновременно с уменьшением мощности. Изменение выражается в увеличении частоты отражений почти в два раза, уменьшении интенсивности и др. Анализ материалов показывает, что шельфовые карбонаты СК-2 в глубь Маскаренской котловины переходят в маломощные депрессионные отложения (рис. 3, левая часть), накопление которых, по всей видимости, происходило в глубоководных условиях.

В то же время на восточном склоне и подножии банки Сая-де-Малья в составе СК-2, по данным сейсмостратиграфического анализа и магнитометрии (верхний уровень магнитовозмущающих масс) широкое развитие получили вулканиты. Наличие вулканитов раннекайнозойского возраста здесь, вероятно, обусловлено деструктивной тектоникой, около 35 млн. лет назад приведшей к разделению Маскаренского и Чагос-Лаккадивского фрагментов коры [29]. По мере погружения морского дна в восточном направлении происходит постепенное уменьшение мощности СК-2. Полное выклинивание палеоцено-раннеолигоценовых образований СК-2 фиксируется приблизительно на уровне изобаты 3000 метров. Восточнее резко изменяется характер геомагнитного поля и на сейсмопрофилях начинает прослеживаться акустический фундамент, который обладает всеми признаками, характерными для спрединговой океанической коры. Граница, разделяющая области с различным типом земной коры, имеет СВ-ЮЗ простирание (рис. 1а).

Важно отметить, что если непосредственно на банке Сая-де-Малья мощность верхнего поздне-олигоцен-четвертичного комплекса (СК-1) остается примерно постоянной (0.7 - 1.0 км), то на западном склоне она характеризуется резкой изменчивостью по латерали (рис. 2). При этом на верхнем участке склона в составе СК-1 выделяется специфическая сейсмофация (подкомплекс) наклонных отражений СК-1-2, мощность которой постепенно уменьшается в западном направлении от одного километра до первых десятков метров (рис. 2), причем выклинивание происходит асимптотически по схеме подошвенного прилегания. Эта сейсмофация служит доказательством быстрого осадконакопления при погружении подстилающего ложа, произошедшем, очевидно, в олигоцене. В геологическом времени этот процесс происходил синхронно с формированием восточного склона Маскаренского плато.

О миграции глубоководного склона со стороны Маскаренской котловины в олигоцене также свидетельствуют материалы сейсмоакустического профилирования (НСП), обнаруживающие ступенчатое погружение верхней границы СК-2 в западном направлении. Амплитуда сбросовых уступов достигает первых сотен метров. Сопоставление данных МОГТ и НСП на совмещенных профилях показало, что нижний предел сейсмоакустической записи, как правило, ограничивается верхней границей СК-2. Эту границу при отсутствии данных МОГТ можно ошибочно принять за истинный фундамент.

Полученные результаты свидетельствуют о возможной реликтивно-континентальной природе банки Сая-де-Малья и сопряженных с ней склонов. Таким образом, эта структура является близким аналогом расположенной севернее Сейшельской банки. Подобную природу, по-видимому, имеет и банка Назарет. Западный и восточный склоны Маскаренского плато развивались по типу пассивной континентальной окраины с разницей примерно в 50 млн. лет. Формирование западной континентальной окраины относится к позднему мелу и связано с разделением Мадагаскара и Индии, причем, последняя вместе с Сейшельским, Маскаренским и Чагос-Лаккадивским плато составляла единый континентальный массив. Последующие изменения кинематики плит привели к отделению Индии от Сейшел (в раннем палеоцене), и Чагос-Лаккадивского хребта от Маскаренского (в раннем олигоцене) [30, 32]. Данные бурения скважин ODP705 и 706 свидетельствуют о том, что возраст базальтов, отвечающих начальному этапу спрединга на западном фланге Аравийско-Индийского хребта, составляет 35 - 36 млн. лет [28, 31]. Известно, что отделение Индии от Сейшел сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью и привело к излиянию базальтов деканского типа. При бурении скважи-

ны ODP707 в седловине между Сейшельской и Сая-де-Малья банками были вскрыты базальты палеоценового возраста, которые рассматриваются в качестве аналогов деканских траппов [31]. Следовательно можно полагать, что они получили развитие и в пределах самой банки Сая-де-Малья и ее склонов.

В связи с многократным изменением геодинамической обстановки, Маскаренское плато испытало несколько фаз тектонической активности, сопровождавшихся, очевидно, вспышками вулканизма. Палеоценовые базальты, вскрытые в скважине SM-1 на банке Сая-де-Малья на глубине 2430 м [27], возможно имеют более позднее формирование по отношению к вмещающим породам и, в таком случае, могут не соответствовать истинному фундаменту.

Формирование современной ярко выраженной горстообразной структуры Маскаренского хребта сопровождалось взбросо-надвиговым характером разрывных деформаций близ верхней бровки западного склона. Это было, видимо, связано с образованием в раннем олигоцене спредингового центра между Чагос-Лаккадивским и Маскаренским плато. Можно предположить, что миграция последнего в западном направлении вызвала сжимающие напряжения на склоне, обращенном в сторону Маскаренской котловины. Интенсивность тектонических деформаций сжатия постепенно затухала во времени, но наиболее ярко проявилась в раннеспрединговую стадию эволюции Аравийско-Индийского срединного хребта.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Специфической особенностью океанического ложа северо-восточной части Индийского океана является наличие двух разновозрастных систем полосчатых магнитных аномалий, природа которых связана с последовательным расколом Восточной Гондваны и наращиванием коры в процессе спрединга в раннемеловое время. Более древняя спрединговая система, отождествляемая с аномалиями M 10 - M 14 [26], получила развитие в Северо-Австралийской котловине. Относительно молодая последовательность магнитных линейных аномалий (M 0 - M 10) распространена в восточной части Западно-Австралийской котловины.

Северо-восточная часть Индийского океана отличается наличием изолированных океанских поднятий, характеризующихся угловатыми очертаниями. Впервые на морфологические особенности структурных поднятий и возможное единство их тектонической природы в этой части Индийского океана обратили внимание Ю.М. Пушаровский и П.Л. Безруков [9]. По их мнению Западно-Австралийское, Кювье, Джой и другие поднятия

представляют собой разъединенные и структурно измененные континентальные реликты, образовавшиеся в результате "растаскивания" отколовшихся от материкового массива фрагментов коры. Северная часть плато Эксмут трактовалась ими как заведомо опущенная часть материка.

В то же время в большинстве зарубежных публикаций, в самых последних в том числе [24], посвященных палеогеодинамическим реконструкциям северо-восточной части Индийского океана, Северный Эксмут и возвышенности Джой и Южный Роу включались в состав спрединговой океанической коры, либо рассматривались в качестве вулканических сооружений, образовавшихся в результате многократных излияний базальтов основного состава (эпилитов). Приведенные в работе [36] аргументы в пользу отнесения периферических поднятий западной подводной окраины Австралии к категории эпилитов В.Е. Хаин считает малообоснованными [16]. По его мнению они представляют собой участки с корой переходного типа.

Ниже приводятся основные результаты интерпретации материалов МОГТ, полученных на северо-западной континентальной окраине Австралии, а также на хребте Южный Роу (рис. 16).

Северо-западная континентальная окраина Австралии. По геоморфологическим особенностям и характеру геофизических полей здесь выделены области развития континентальной, переходной и океанической земной коры [6]. Зона континентальной коры охватывает северную оконечность плато Эксмут и микроконтинент Джой, которые разделяют Северо-Австралийскую и Западно-Австралийскую котловины. По данным МОГТ, граница континентальной и океанической коры на Северном Эксмуте проходит на 150 - 200 км западнее, чем это предполагалось [21, 24]. Обычно область развития континентальной коры ограничивается только субплато Вомбат. К области с океанической спрединговой корой относили также и возвышенность Джой.

Глыба континентальной коры, слагающая северную оконечность плато Эксмут, имеет в плане угловатую форму. Оценки глубин залегания поверхности докембрийского фундамента, сделанные по материалам интерпретации данных МОГТ и магнитометрии, свидетельствуют о наличии на Северном Эксмуте бассейна осадочных пород мощностью 4 - 8 км, причем больше половины из них приходится на допозднемезозойский интервал разреза. Возвышенность Джой (120 × 80 км) — аналог Северного Эксмута по выраженности в рельефе дна, характерным ассоциациям отражений и глубине залегания поверхности фундамента.

Осадочная толща бассейна Эксмут подразделяется на два структурно-литологических этажа. Нижний представлен палеозойско-среднеюрски-

ми образованиями, верхний — меловыми и кайнозойскими породами. Граница раздела структурно-литологических этажей обычно маркирует кровлю тектонических блоков, разделенных разрывными нарушениями, которые затухают в осадочном чехле верхнего (пострифтового) этажа. По данным бурения, выполненного на восточной части возвышенности Вомбат, главное несогласие приурочено к верхнему триасу [33].

Для изучения океанского тектогенеза в целом и сравнительного тектонического анализа значительный интерес представляет исследование особенностей строения пассивных континентальных окраин. В качестве примера рассмотрим результаты интерпретации по двум профилям МОГТ: субширотному (пр. 128605) и субмеридиональному (пр. 128607) (рис. 5).

Профиль 128607 проходит вдоль меридиана 114° в.д. и наиболее полно характеризует строение континентальной окраины, обращенной в сторону Северо-Австралийской котловины (рис. 5а). Анализ временного разреза пр. 128607 позволяет выделить два структурно-литологических этажа. Первый включает верхнюю часть временного разреза МОГТ и характеризуется системой полупрозрачных субпараллельных и относительно высокочастотных отражений. Его подошвой служит поверхность регионального несогласия, которая на гипсометрически поднятых участках имеет вид эрозионного среза. Интервал записи отраженных волн составляет 0.2 - 1.2 сек относительно поверхности морского дна, что соответствует значениям мощности 200 - 1000 м.

Нижний этаж (профиль 128607) характеризуется временной мощностью около 3.0 - 3.5 сек и представлен интенсивными отражениями, продолжение которых по латерали прерывается сбросами. Последние, как правило, не проникают в верхний структурно-литологический этаж. В сочетании профиля сбросовые блоки имеют размеры от 15 до 25 км. Мощность нижнего этажа, отождествляемого с верхнепалеозойско-юрскими осадками, оценивается величиной около 4 - 6 км.

Угол наклона плоскостей разрывов вдоль сбросовых уступов составляет 60° - 75°. В зоне переходной коры выделяется асимметричный грабен, с крутым южным и пологим северным бортами. Северный борт сопряжен с краевым горстообразным поднятием фундамента, который является пограничной структурой в зоне перехода к Северо-Австралийской котловине.

Профиль 128605 (рис. 5б) проходит в южной части полигона поперек простирания западной континентальной окраины (широта 17°40'). Восточная часть профиля (до меридиана 113° в.д.) характеризует континентальную кору. Двухъярусное строение осадочного чехла вдоль профиля выражено весьма отчетливо. Мощность верхнего

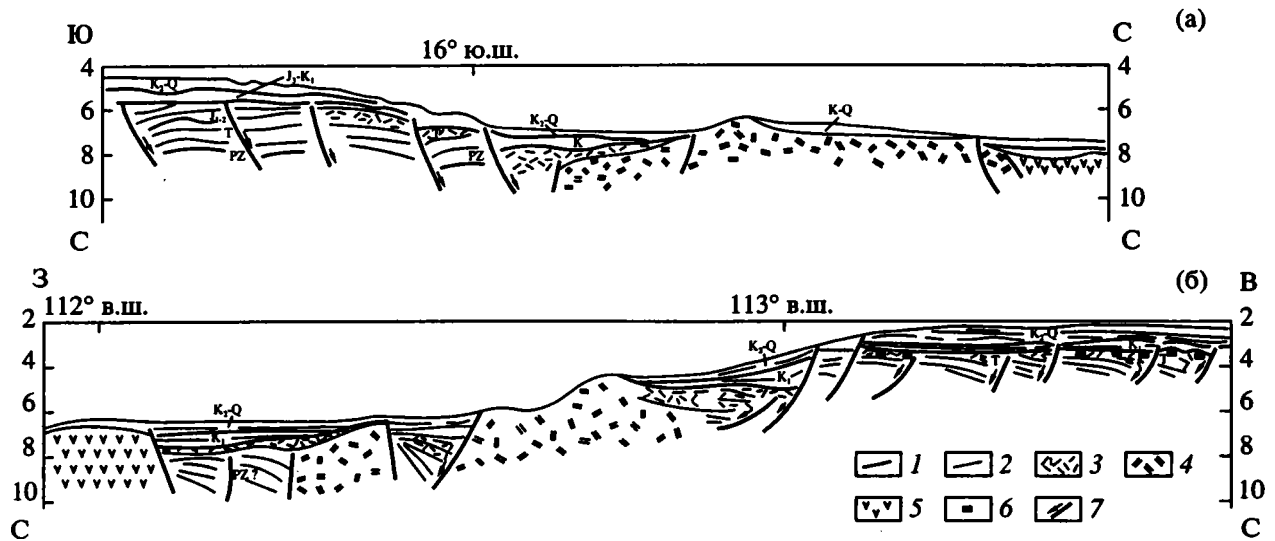


Рис. 5. Интерпретированные фрагменты сейсмических профилей МОГТ через северо-восточную (а) и западную (б) континентальные окраины северной части плато Эксмут. Вертикальный масштаб – двойное время в секундах.

1 – поверхности несогласий, 2 – отражающие горизонты, 3 – вулканиты, 4 – переходная кора, 5 – спрединговая кора, 6 – кромки магнитовозмущающих масс, 7 – разрывные нарушения (стрелкой показано направление смещения блоков).

этажа составляет 0.5 - 1.0 км. Нижний структурно-литологический этаж представлен тектоническими блоками, разделенными наклонными сбросами. По данным магнитометрии в его верхней части залегают вулканогенные тела, имеющие мощность 0.1 - 0.3 км.

Средняя часть временного разреза (пр. 128605) характеризует переходный тип коры. Ширина структурно-тектонической зоны с переходной корой около 80 км. Здесь установлено два асимметричных грабена. Мощность заполняющих их вулканогенно-осадочных образований превышает 1 км. Амплитуда сбросовых уступов, ограничивающих грабены, составляет 0.5 - 1.0 км. В области перехода к структурам океанической коры (равнина Гаскойн) мощность осадочного (вулканогенно-осадочного?) чехла сокращается до первых сотен метров.

В целом описанные выше разрезы соответствуют типичным примерам строения пассивных континентальных окраин, изученных в разных районах Мирового океана [1, 20, 35]. Общим для окраин, окаймляющих северо-западную оконечность плато Эксмут, является наличие запрокинутых блоков по выполаживающимся с глубиной сбросам и зоны переходной коры шириной 70 - 100 км.

Хребет Южный Роу. Хребет Южный Роу располагается в северо-западной части Западно-Австралийской котловины и имеет размеры 250 × 200 км. Он вытянут в субмеридиональном направлении и наиболее отчетливо обрисовывается изобатами 5200 м (западное подножие) и 5600 м (восточное подножие). Хребет Южный Роу состо-

ит из пяти основных приподнятых плосковершинных блоков, разделенных седловинами. Блоки имеют однотипное строение, но находятся на разных батиметрических уровнях. Гипсометрически наиболее приподнятым является центральный блок с отметками глубин от 1800 м до 1950 м. Склоны имеют ступенчатое строение. Ширина ступеней – 5 - 15 км, высота уступов – 0.2 - 0.8 км. Крутизна склонов изменяется от 6° до 9°.

В пределах хребта Южный Роу получена информация по двум профилям МОГТ (субширотному и субмеридиональному). На рис. 6 - 8 приведены фрагменты временных разрезов МОГТ, характеризующие строение хребта Южный Роу в различных структурно-тектонических зонах.

Интерпретация сейсмических материалов показала, что по характерным ассоциациям отражений и взаимоотношениям сейсмических комплексов хребет Южный Роу является аналогом плато Эксмут и возвышенности Джой, имеющих реликтовую континентальную кору [6]. В сводовой части хребта в разрезе нижнего структурно-литологического этажа обнаруживаются отражающие горизонты, которые по аналогии с плато Эксмут [6, 23] отождествляются с поздним триасом (горизонт F) и средней юрой (горизонт E), (рис. 6). Потеря коррелируемости и ухудшение интенсивности отражающих горизонтов отмечается на участках, прилегающих к зонам разломов.

Отражающие границы D (нижний мел) и C (верхний мел), выделенные в верхнем этаже, расчленяют его на три сейсмических комплекса. Нижний комплекс (горизонты D-E) отличается

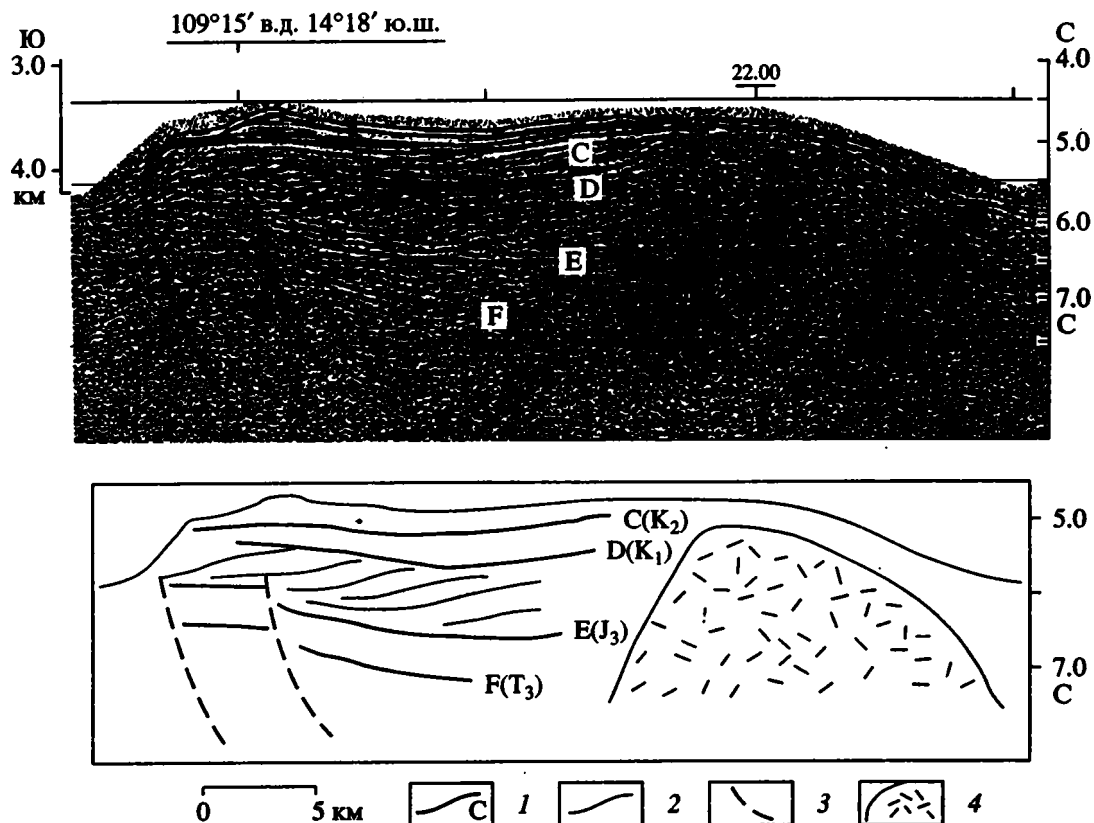


Рис. 6. Мигрированный фрагмент временного разреза МОГТ с интерпретацией, иллюстрирующий характер строения осадочного чехла на вершинной поверхности хребта Южный Роу.

1 – отражающие горизонты и их индекс (со стратификацией), рассматриваемые в качестве границ сейсмокомплексов, 2 – оси синфазности проградационной призмы, 3 – разрывные нарушения, 4 – зона отсутствия сейсмической информации. Вертикальный масштаб – двойное время в секундах.

наличием косослоистого напластования слоев (фации бокового наращивания, рис. 6), формирование которых в соответствии сейсмостратиграфическими критериями [14] обусловлено дельтовой обстановкой седиментации. Волновые картины подобного типа описаны для района плато Эксмут [23], где дельты крупных речных систем в основном приурочены к поздней юре - раннему мелу. Общая мощность постсреднеюрских осадков на хребте Южный Роу оценивается в 2 - 3 км.

Анализ сейсмической информации показывает, что не только восточная, но и западная границы хребта Южный Роу образовались в результате рифтогенеза и последующего спрединга океанического дна.

На рис. 7 приведен фрагмент временного разреза МОГТ через западный склон и подножие хребта Южный Роу. Ступенчато-блоковое строение выражено ярко. Переход к области с океанической корой осуществляется по системе сбросовых уступов амплитудой 0.2 - 0.7 км. Формирование склона происходило в условиях растяжения литосферы с образованием сбросов. Можно полагать, что образование хребта Южный Роу

произошло в результате откалывания его от материковых масс Большой Индии и перескока оси срединного хребта в западном направлении. Возникает вопрос о механизме рифтогенеза, отвечавшего за тектоно-магматические процессы, приведшие к изоляции хребта Южный Роу. Повсеместного запрокидывания блоков и грабенообразных структурных форм, как это имеет место на западной континентальной окраине плато Эксмут, здесь не наблюдается. Известно, что пассивный рифтогенез предполагает подъем астеносферного вещества в зону раскола литосферы, создаваемую за счет ее растяжения снизу конвективными мантийными течениями [35]. Есть и другие модели, объясняющие возможность откалывания пластин континентальной коры и превращения их в микроконтиненты. Л.И. Лобковский и В.Е. Хаин [5] предложили новый, более универсальный, механизм окраинноконтинентального рифтогенеза и отторжения блоков литосферы на ранней стадии эволюции глубоководных котловин, основанный на концепции двухъярусной тектоники плит. Суть предложенной модели заключается в том, что касательные напряжения, связанные с течением нижней коры, приложены

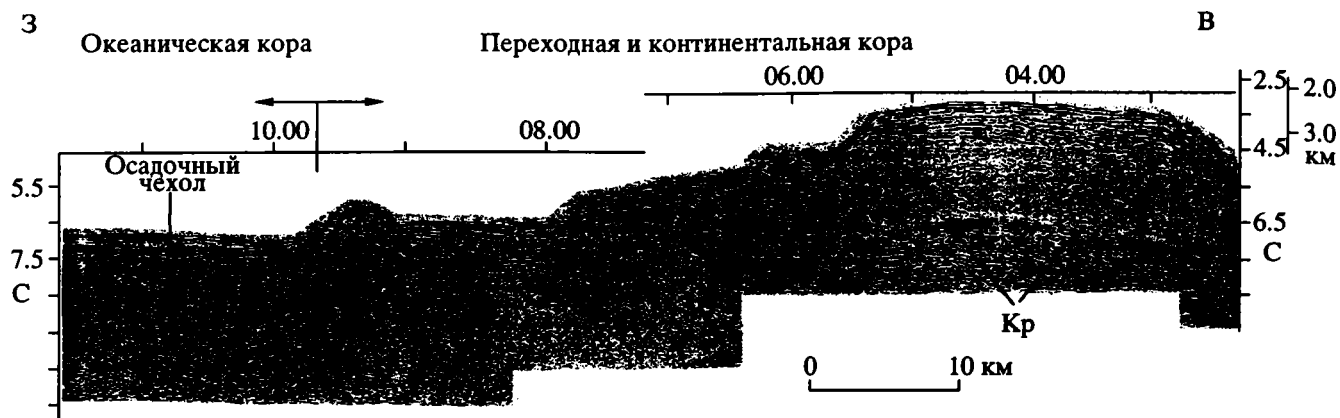


Рис. 7. Мигрированный фрагмент временного разреза МОГТ, показывающий строение западного склона хребта Южный Роу (на широте $15^{\circ}42'$). Обозначения соответствуют рис. 2. Точками показана граница раздела первого и второго океанических слоев в зоне предполагаемого развития спрединговой коры.

также и к кровле подстилающего более жесткого слоя литосферы [5]. В последнем возникают аналогичные растягивающие напряжения, которые способствуют проникновению снизу горячего вещества астеносферы, рифтовому магматизму, расколу литосферы. Показательно, что на приведенном фрагменте (рис. 7) у подножия склона (на границе с океанической корой) фиксируется диапирообразная структура, обусловленная, очевидно, внедрением плотных вулканических пород мантийного происхождения. Данные МОГТ позволяют сделать заключение, что континентальная кора под хребтом (микроконтинентом) Южный Роу сильно редуцирована. Временные разрезы обнаруживают чередование интервалов динамически выраженной сейсмической записи в нижнем структурно-литологическом этаже с зонами ухудшения прослеживаемости либо полной потери коррелируемости отражающих горизонтов (рис. 6, правая часть). Отмечается приуроченность структурно измененной и насыщенной базальтовым материалом коры к зонам разломов, где, судя по данным магнитометрии, в разрезе появляются вулканы покровного типа. Внедрение базальтового материала, очевидно, происходило на этапе распада Гондваны, в условиях рассредоточенного растяжения. Активное развитие рифтового процесса привело к более дробной сегментации (деструкции) утоненной коры и формированию структурно неоднородных участков в ослабленных зонах литосферы.

На рис. 8 приведены фрагменты меридионального профиля МОГТ, иллюстрирующие строение южного (рис. 8а) и северного (рис. 8б) склонов и подножий хребта Южный Роу. В соответствии с геодинамической интерпретацией южная граница хребта имеет трансформную природу [7]. Показанные на рис. 8а разрывные нарушения интерпретируются нами как сдвиги с надвиговой (взбросо-надвиговой) составляющей, располо-

женные в зоне перехода к структурам океанической коры абиссальной равнины Гаскойн.

Сейсмическая картина на северном подножии хребта Южный Роу (рис. 8б) во многом напоминает рисунки сейсмической записи, существующие на сейсмопрофилях многих пассивных континентальных окраин. С одной стороны, наблюдается клиновидное сокращение мощности осадочной призм (от 1.5 км до 0.75 км), заключенной между поверхностью морского дна и отражающим горизонтом, который испытывает воздымание в северном направлении (в сторону Зондского желоба). С другой стороны, в этом направлении намечается резкий подъем глубинного горизонта с 8.5 до 7.5 с, что возможно является следствием выклинивания гранитного слоя на северном подножии хребта Южный Роу. Формирование северного склона и подножия хребта Южный Роу, по-видимому, связано с первой фазой рифтинга и дрейфа континентальных масс в северном направлении. В ходе этого процесса произошло разрастание дна в Северо-Австралийской котловине.

Таким образом, хребет Южный Роу, как и выделенный ранее в качестве микроконтинента хребет Джой [6], представляют собой изолированные фрагменты континентальной коры, испытывавшие в той или иной степени деструкцию и "вклинившиеся" в океаническую кору разновозрастных спрединговых систем. Показательно, что оба они располагаются в непосредственной близости от зоны тройного сочленения, которая существовала близ северо-западной оконечности плато Эксмут накануне распада Восточной Гондваны [19].

ВЫВОДЫ

Одной из примечательных особенностей рельефа дна Индийского океана является широкое

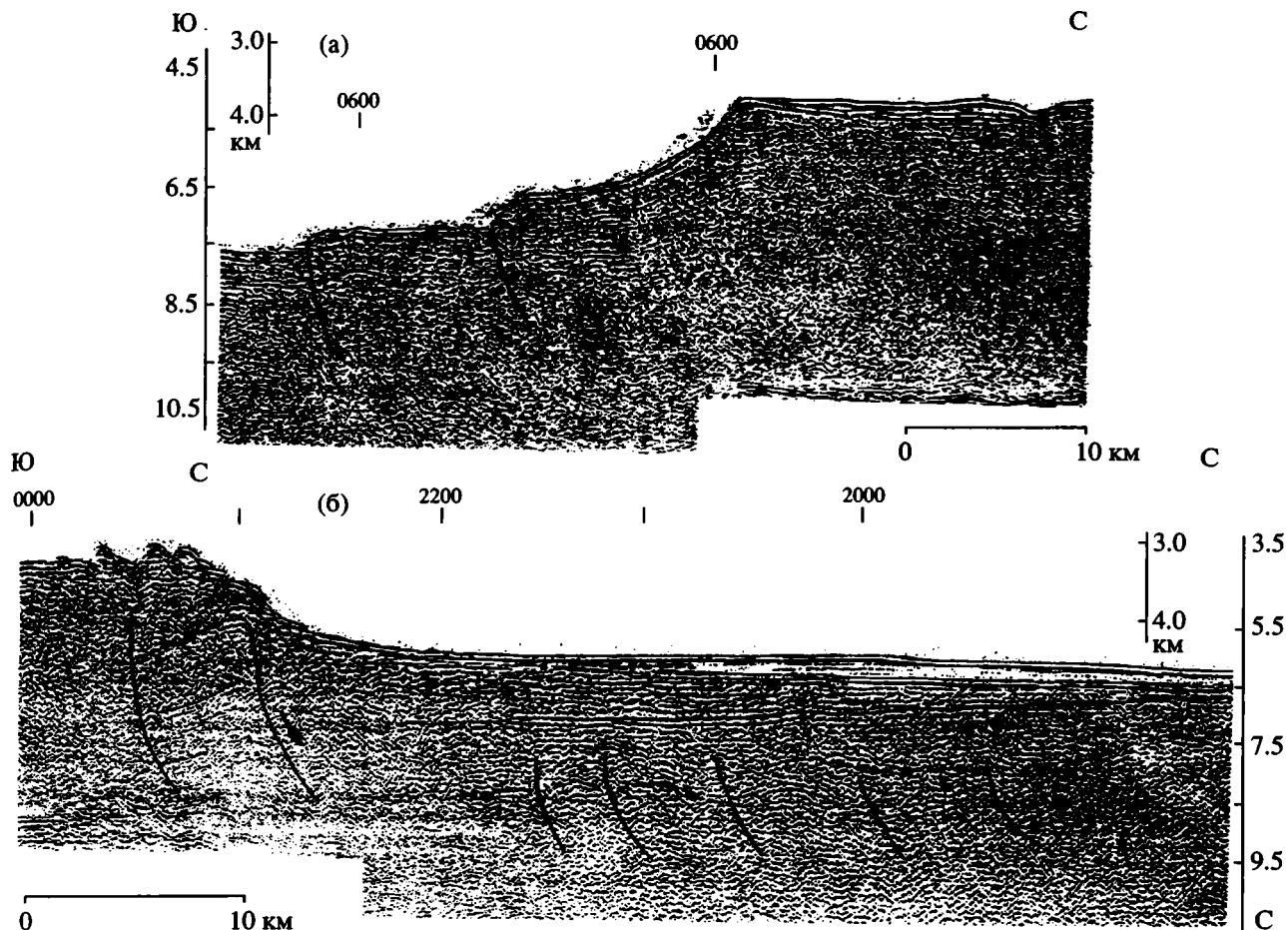


Рис. 8. Мигрированные фрагменты временных разрезов МОГТ, показывающие строение южного (а) и северного (б) склонов и подножий хребта Южный Роу. Обозначения соответствуют рис. 2. Пунктирной линией показано воздымание глубинного горизонта, возможно связанное с выклиниванием гранитного слоя.

распространение асейсмичных хребтов. Наиболее яркими их представителями являются линейные структурные поднятия в северной части Индийского океана (Маскаренский, Чагос-Лаккадивский и Восточно-Индийский хребты), происхождение которых зачастую связывается с деятельностью "горячих точек" [28, 29]. Результаты геофизических исследований свидетельствуют в пользу реликтово-континентальной природы банок Сая-де-Малья и Назарет и сопряженных с ними склонов Маскаренского хребта. Эти структуры являются близкими аналогами расположенной к северу от них Сейшельской банки, на дневной поверхности которой установлены выходы докембрийских гранитов. Можно предположить, что реликты измененной континентальной коры, входят также в состав Чагос-Лаккадивского хребта, где раздел Мохоровичича по данным ГСЗ-КМПВ находится на глубине 17 - 20 км [25].

В последние годы Ю.М. Пуцаровский обосновал новый класс океанских структур [12, 13]. Отличительной особенностью их строения является

наличие шарьяжей и ансамблей тектонического скупивания, состоящих из пакетов тектонических чешуй [10 - 13]. К подобному классу структур, вероятно, относится и Восточно-Индийский хребет, в пределах которого в зоне геотраверза ($10^\circ - 18^\circ$ южной широты) площадными работами НСП установлена тектоническая расслоенность второго слоя океанической коры [4]. По данным анализа гравитационного поля поднятие хребта 90° полностью скомпенсировано увеличением мощности земной коры, обусловленным, очевидно, частичным перекрытием контактирующих литосферных блоков [22].

Северо-восточная часть Индийского океана отличается наличием изолированных океанических поднятий с угловатыми очертаниями в плане, характеризующими типично глыбовые структуры. Выше было показано, что хребты Джой и Южный Роу представляют собой "отторженцы" континентальной коры, подвергшейся тектонической деструкции и, на ряде участков, тектоно-магматической переработке в ходе окраинно-континентальной

нентального рифтогенеза и распада Восточной Гондваны. Этот вывод согласуется с точкой зрения Ю.М. Пуцаровского и П.Л. Безрукова [9], В.Е. Хаина [16] в пользу отнесения этих структур к категории континентальной и переходной коры.

В то же время глубинная структура многих других асейсмичных хребтов и океанских поднятий восточной части Индийского океана (Западно-Австралийское, Зенит, Кювье) остается до конца не расшифрованной. Следует отметить, что данные метода ГСЗ-КМПВ, широко использовавшегося на раннем этапе исследования Индийского океана, не всегда дают однозначную интерпретацию, в особенности, при литолого-стратиграфическом расчленении подобного рода структур, так как граничные скорости в базальтах сопоставимы с таковыми в древних осадочных породах. По данным сейсмостратиграфического изучения древних осадочных бассейнов [14], пластовые скорости для палеозойского интервала разреза часто превышают значения 6.0 км/с.

Новая информация о структуре консолидированной коры глубоководных котловин, получаемая на профилях МОГТ, также оказывается принципиально иной по сравнению со старыми данными ГСЗ-КМПВ. Результаты МОГТ обнаружили весьма сложную структуру океанской коры, аппроксимация которой толстослоисто-параллельной моделью среды, по-видимому, невозможна. Новые материалы сейсмических исследований МОГТ и НСП свидетельствуют о трудности применимости гипотезы "горячей точки" для расшифровки тектонической природы океанских поднятий. Для более полного решения вопросов океанского тектогенеза необходимо проведение глубинных исследований методом МОГТ либо ШГСП-МОГТ, чтобы обеспечить изучение всего спектра глубинных деформаций, включая и верхнюю часть мантии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буалло Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 160 с.
2. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: АН СССР, ГУГК. 1975. 151 с.
3. Канаев В.М. Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 267 с.
4. Корсаков О.Д., Пилипенко А.И. Тектонические деформации Восточно-Индийского хребта // Доклады РАН. 1991. Т. 320. № 2. С. 407 - 411.
5. Лобковский Л.И., Хаин В.Е. Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение // Геотектоника. 1989. № 6. С. 28 - 39.
6. Пилипенко А.И., Сивуха Н.М. Тектоника северной части плато Эксмут и смежных глубоководных котловин // Геотектоника. 1990. № 2. С. 112 - 122.
7. Пилипенко А.И., Сивуха Н.М. Геологическое строение и геодинамика Западно-Австралийской котловины // Геотектоника. 1991. № 2. С. 109 - 123.
8. Пилипенко А.И. История спрединга котловины Арго (новая реконструкция) // Доклады АН. 1991. Т. 318. № 3. С. 678 - 681.
9. Пуцаровский Ю.М., Безруков П.Л. О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1973. № 6. С. 3 - 19.
10. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Запада Тихого океана // Геотектоника. 1981. № 1. С. 5-8.
11. Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Соколов С.Д. Тектоническая расслоенность коры современных океанов и их палеоаналогов // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 97 - 112.
12. Пуцаровский Ю.М. Тектоника океанов и нелинейная геодинамика // Доклады РАН. 1992. Т. 324. № 1. С. 157 - 161.
13. Пуцаровский Ю.М. Сравнительная тектоника Тихого и Атлантического океанов // Геотектоника. 1992. № 3. С. 3 - 16.
14. Сейсмическая стратиграфия М.: Мир, 1982. Т. 1. 375 с.
15. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
16. Хаин В.Е. Региональная геотектоника Океана. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
17. Шрейдер А.А., Воробьев В.М. Детальные геомагнитные исследования Восточно-Индийского хребта в районе экватора // Океанология. 1988. Т. 28. Вып. 4. С. 597 - 600.
18. Щербаков В.С., Кара В.И., Пилипенко А.И. Структура и история развития центральной части Маскаренского хребта в кайнозой // Геотектоника. 1990. № 2. С. 102 - 112.
19. Audley-Charles M.G., Ballantyne P.D., Hall R. Mesozoic-Cenozoic rift-drift sequence of Asian fragments from Gondwanaland // Tectonophysics. 1988. V. 155. № 2. P. 317 - 329.
20. Boillot G., Grimand S., Manffret A. et al. Ocean-continent boundary off the Iberian margin // Earth and Planet. Sc. Letters. 1980. V. 48. № 1. P. 23 - 34.
21. Boote D.R., Kirk K.B. Depositional Wedge Cycles on Evolving Plate Margin (Western and Northwestern Australia) // AAPG Bulletin. 1989. V. 73. № 2. P. 216 - 243.
22. Bowin C.O. The origin of the Ninetyeast Ridge from studies near the equator // J. Geophys. Res. 1983. V. 78. P. 6029 - 6043.
23. Exon N.F., Wilcox J.B. Geology and petroleum potential of Exmouth Plateau area off Western Australia // AAPG Bulletin. 1978. V. 62. № 1. P. 40 - 74.
24. Fullerton L.G., Sager W.W., Handschumacher P.W. Late Jurassic-early Cretaceous evolution of the eastern Indian Ocean adjacent to northwest Australia // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B3. P. 2937 - 2953.
25. Francis T.J.G., Shor G.G. Seismic Refraction Measurements in the North-west Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1966. V. 71. № 2. P. 427 - 449.

26. *Heirtzler J.R., Cameron P., Cook P.J. et al.* The Argo Abyssal Plain // *Earth and Planet. Sc. Letters*. 1978. V. 41. P. 21 - 31.
27. *Kamen-Kaye M., Meyerhoff A.A.* Petroleum geology of the Mascarene Ridge Western Indian Ocean // *Journal of Petroleum Geology*. 1980. V. 3. № 2. P. 123 - 138.
28. Leg 115 tracks oozes and hot spots // *Geotimes*. 1987. V. 11. P. 13 - 15.
29. Leg 121 traces rifting and hot spots // *Geotimes*. 1988. V. 33. № 11. P. 9 - 11.
30. *Mart Y.* The tectonic setting of the Seychelles, Mascarene and Amirante plateaus in the western equatorial Indian Ocean // *Mar. Geol.* 1988. V. 79. P. 261 - 274.
31. New studies of the Indian Ocean // *Nature*. 1987. V. 329. P. 568 - 587.
32. *Norton I.O., Sclater J.G.* A model for the evolution of the Indian Ocean the breakup of Gondwanaland // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. № B12. P. 6803 - 6830.
33. ODP Science Operator Report // *Joides Journal*. 1988. V. 14. № 3. P. 5 - 12.
34. *Powell C.M., Roots S.R., Veevers J.J.* Prebreakup continental extension in the East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean // *Tectonophysics*. 1988. V. 155. P. 261 - 283.
35. *Turcott D.L., Emerman S.H.* Mechanics of active and passive rifting // *Tectonophysics*. 1983. V. 194. № 1. P. 39 - 50.
36. *Veevers J.J., Cotterill D.* Western margin of Australia: evolution of a rifted arch system // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1978. V. 89. № 3. P. 337 - 355.
37. *Von Stackelberg U., Exon N.F.* Geology of the Exmouth and Wallaby Plateaus off Northwest Australia: sampling of seismic sequences // *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*. 1980. № 5. P. 113 - 140.

Structure of Aseismic Ridges in the Mascarene-Australian Geotravers Area (Indian Ocean)

A. I. Pilipenko

State Enterprise Central Marine Geological-Geophysical Expedition

Results of the interpretation of multichannel seismic profiling (MCDP) that was done on several ocean rises related to continental and oceanic type of crust are presented. Saya-de-Mal'ya bank (Mascarene ridge) is the nearest analogue of Seishel bank to the north, that has continental origin. South Roy and Joy ridges (north-eastern part of the Indian ocean) that were formed at the rift stage during the Gondwana break, are discussed as an isolated fragments of continental and transitional crust. Description of the structure of continental and transitional crust in the northern part of the Exmouth plato is given.

нентального рифтогенеза и распада Восточной Гондваны. Этот вывод согласуется с точкой зрения Ю.М. Пуцаровского и П.Л. Безрукова [9], В.Е. Хаина [16] в пользу отнесения этих структур к категории континентальной и переходной коры.

В то же время глубинная структура многих других асейсмичных хребтов и океанских поднятий восточной части Индийского океана (Западно-Австралийское, Зенит, Кювье) остается до конца не расшифрованной. Следует отметить, что данные метода ГСЗ-КМПВ, широко использовавшегося на раннем этапе исследования Индийского океана, не всегда дают однозначную интерпретацию, в особенности, при литолого-стратиграфическом расчленении подобного рода структур, так как граничные скорости в базальтах сопоставимы с таковыми в древних осадочных породах. По данным сейсмостратиграфического изучения древних осадочных бассейнов [14], пластовые скорости для палеозойского интервала разреза часто превышают значения 6.0 км/с.

Новая информация о структуре консолидированной коры глубоководных котловин, получаемая на профилях МОГТ, также оказывается принципиально иной по сравнению со старыми данными ГСЗ-КМПВ. Результаты МОГТ обнаружили весьма сложную структуру океанской коры, аппроксимация которой толстослоисто-параллельной моделью среды, по-видимому, невозможна. Новые материалы сейсмических исследований МОГТ и НСП свидетельствуют о трудности применимости гипотезы "горячей точки" для расшифровки тектонической природы океанских поднятий. Для более полного решения вопросов океанского тектогенеза необходимо проведение глубинных исследований методом МОГТ либо ШГСП-МОГТ, чтобы обеспечить изучение всего спектра глубинных деформаций, включая и верхнюю часть мантии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буалло Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 160 с.
2. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: АН СССР, ГУГК. 1975. 151 с.
3. Канаев В.М. Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 267 с.
4. Корсаков О.Д., Пилипенко А.И. Тектонические деформации Восточно-Индийского хребта // Доклады РАН. 1991. Т. 320. № 2. С. 407 - 411.
5. Лобковский Л.И., Хаин В.Е. Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение // Геотектоника. 1989. № 6. С. 28 - 39.
6. Пилипенко А.И., Сивуха Н.М. Тектоника северной части плато Эксмут и смежных глубоководных котловин // Геотектоника. 1990. № 2. С. 112 - 122.
7. Пилипенко А.И., Сивуха Н.М. Геологическое строение и геодинамика Западно-Австралийской котловины // Геотектоника. 1991. № 2. С. 109 - 123.
8. Пилипенко А.И. История спрединга котловины Арго (новая реконструкция) // Доклады АН. 1991. Т. 318. № 3. С. 678 - 681.
9. Пуцаровский Ю.М., Безруков П.Л. О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1973. № 6. С. 3 - 19.
10. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Запада Тихого океана // Геотектоника. 1981. № 1. С. 5-8.
11. Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Соколов С.Д. Тектоническая расслоенность коры современных океанов и их палеоаналогов // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 97 - 112.
12. Пуцаровский Ю.М. Тектоника океанов и нелинейная геодинамика // Доклады РАН. 1992. Т. 324. № 1. С. 157 - 161.
13. Пуцаровский Ю.М. Сравнительная тектоника Тихого и Атлантического океанов // Геотектоника. 1992. № 3. С. 3 - 16.
14. Сейсмическая стратиграфия М.: Мир, 1982. Т. 1. 375 с.
15. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
16. Хаин В.Е. Региональная геотектоника Океана. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
17. Шрейдер А.А., Воробьев В.М. Детальные геомагнитные исследования Восточно-Индийского хребта в районе экватора // Океанология. 1988. Т. 28. Вып. 4. С. 597 - 600.
18. Щербаков В.С., Кара В.И., Пилипенко А.И. Структура и история развития центральной части Маскаренского хребта в кайнозой // Геотектоника. 1990. № 2. С. 102 - 112.
19. Audley-Charles M.G., Ballantyne P.D., Hall R. Mesozoic-Cenozoic rift-drift sequence of Asian fragments from Gondwanaland // Tectonophysics. 1988. V. 155. № 2. P. 317 - 329.
20. Boillot G., Grimand S., Manffret A. et al. Ocean-continent boundary off the Iberian margin // Earth and Planet. Sc. Letters. 1980. V. 48. № 1. P. 23 - 34.
21. Boote D.R., Kirk K.B. Depositional Wedge Cycles on Evolving Plate Margin (Western and Northwestern Australia) // AAPG Bulletin. 1989. V. 73. № 2. P. 216 - 243.
22. Bowin C.O. The origin of the Ninetyeast Ridge from studies near the equator // J. Geophys. Res. 1983. V. 78. P. 6029 - 6043.
23. Exon N.F., Wilcox J.B. Geology and petroleum potential of Exmouth Plateau area off Western Australia // AAPG Bulletin. 1978. V. 62. № 1. P. 40 - 74.
24. Fullerton L.G., Sager W.W., Handschumacher P.W. Late Jurassic-early Cretaceous evolution of the eastern Indian Ocean adjacent to northwest Australia // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B3. P. 2937 - 2953.
25. Francis T.J.G., Shor G.G. Seismic Refraction Measurements in the North-west Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1966. V. 71. № 2. P. 427 - 449.

26. *Heirtzler J.R., Cameron P., Cook P.J. et al.* The Argo Abyssal Plain // *Earth and Planet. Sc. Letters*. 1978. V. 41. P. 21 - 31.
27. *Kamen-Kaye M., Meyerhoff A.A.* Petroleum geology of the Mascarene Ridge Western Indian Ocean // *Journal of Petroleum Geology*. 1980. V. 3. № 2. P. 123 - 138.
28. Leg 115 tracks oozes and hot spots // *Geotimes*. 1987. V. 11. P. 13 - 15.
29. Leg 121 traces rifting and hot spots // *Geotimes*. 1988. V. 33. № 11. P. 9 - 11.
30. *Mart Y.* The tectonic setting of the Seychelles, Mascarene and Amirante plateaus in the western equatorial Indian Ocean // *Mar. Geol.* 1988. V. 79. P. 261 - 274.
31. New studies of the Indian Ocean // *Nature*. 1987. V. 329. P. 568 - 587.
32. *Norton I.O., Sclater J.G.* A model for the evolution of the Indian Ocean the breakup of Gondwanaland // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. № B12. P. 6803 - 6830.
33. ODP Science Operator Report // *Joides Journal*. 1988. V. 14. № 3. P. 5 - 12.
34. *Powell C.M., Roots S.R., Veevers J.J.* Prebreakup continental extension in the East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean // *Tectonophysics*. 1988. V. 155. P. 261 - 283.
35. *Turcott D.L., Emerman S.H.* Mechanics of active and passive rifting // *Tectonophysics*. 1983. V. 194. № 1. P. 39 - 50.
36. *Veevers J.J., Cotterill D.* Western margin of Australia: evolution of a rifted arch system // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1978. V. 89. № 3. P. 337 - 355.
37. *Von Stackelberg U., Exon N.F.* Geology of the Exmouth and Wallaby Plateaus off Northwest Australia: sampling of seismic sequences // *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*. 1980. № 5. P. 113 - 140.

Structure of Aseismic Ridges in the Mascarene-Australian Geotravers Area (Indian Ocean)

A. I. Pilipenko

State Enterprise Central Marine Geological-Geophysical Expedition

Results of the interpretation of multichannel seismic profiling (MCDP) that was done on several ocean rises related to continental and oceanic type of crust are presented. Saya-de-Mal'ya bank (Mascarene ridge) is the nearest analogue of Seishel bank to the north, that has continental origin. South Roy and Joy ridges (north-eastern part of the Indian ocean) that were formed at the rift stage during the Gondwana break, are discussed as an isolated fragments of continental and transitional crust. Description of the structure of continental and transitional crust in the northern part of the Exmouth plato is given.

УДК 551.243.8(569.1)

СТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ В ЮЖНЫХ ПАЛЬМИРИДАХ (СИРИЯ)

© 1994 г. Ж. Аджамян²⁾, М. Л. Копп¹⁾, С. П. Сигачев¹⁾, Ф. Факнани²⁾, Э. Хафез²⁾¹⁾Геологический институт РАН, Москва²⁾Министерство нефти и минеральных ресурсов Сирийской Арабской Республики, Дамаск

Поступила в редакцию 22.09.93 г.

Детальная геологическая съемка и тектонические наблюдения показали, что складки Юго-Западных Пальмирид осложнены комплексом разрывов, характерным для обстановки горизонтального сжатия. Структуры сжатия, сдвига и растяжения развивались геологически одновременно в конце неогена - плейстоцене и в местах пересечения деформировали друг друга. Миграция складчатости была направлена от осевой части складчатой зоны на юго-восток, в сторону Аравийской платформы. Полученные результаты впервые позволяют сделать аргументированный вывод о том, что Пальмирская внутриплитная зона складок образовалась в результате бокового давления, вызванного поддвигом Аравийской плиты к северу. Кроме того, как показывает анализ присдвиговых поворотов, региональное горизонтальное сжатие и связанная с ним деформация чистого сдвига сочетались с рассеянным в пространстве левосторонним скашиванием по типу простого сдвига, которое, очевидно, обусловлено волочением края Аравийской плиты вдоль Левантского трансформного разлома.

Динамическая обстановка формирования внутриплитных структур Пальмирской складчатой зоны трактуется неоднозначно. С одной стороны, небольшая сжатость складок и их приуроченность только в внутриплитному авлакогену рождали представление о довольно спокойном блоковом стиле тектоники, где горизонтальное сжатие если и проявлялось, то только как осложнение вертикальных подвижек [4]. С другой стороны, развивается (особенно в последние годы) точка зрения о том, что Пальмирский складчатый пояс образовался при сжатии, компенсирующем северное перемещение Аравийской плиты, начавшееся в среднем - позднем миоцене. В качестве аргументов обычно приводятся соседство Пальмирид с Левантским левым сдвигом [7, 9], сейсморазведочные данные о глубинном скупивании масс [7, 10], факты о наличии небольших покровов [1, 2], а также генеральные особенности структурного рисунка региона [2].

Некоторые доказательства последней точки зрения получены в результате предпринятого авторами настоящей статьи специального изучения макро- и мезоструктуры участка Джебель Зубейди (рис. 1, 2), проведенного в рамках договора о научно-техническом сотрудничестве в области наук о Земле между РАН и Министерством нефти САР. Участок принадлежит к зоне предполагаемого поддвига Аравийской плиты к северу и характеризуется присутствием здесь всех характерных элементов структуры: складок разной степени крутизны, продольных и по-

перечных разрывов и т.д. Исследование включало детальную геологическую съемку масштаба 1 : 50000 и массовые замеры зеркал скольжения. Нужно отметить, что детальные исследования структуры в таком масштабе проведены в Пальмиридах впервые.

Как и везде в Пальмирской складчатой зоне, осадочный разрез в пределах участка Зубейди представлен шельфовыми преимущественно карбонатными (доломиты, в меньшей степени - известняки и мергели) образованиями мезозоя - палеогена (мощность до 2.5 км). На разновозрастные горизонты мела - палеогена (вплоть до турона) с несогласием ложатся грубые конгломерато-брекчии, которые по аналогии с остальными районами Пальмирид можно считать позднемиоцен-плиоценовыми или плиоценовыми. Осадки собраны в крупные простые складки восток-северо-восточного простирания. Длина их достигает 400 км (наиболее крупная здесь антиклиналь Джебель Зубейди, с учетом ее части, находящейся за пределами рис. 2), а амплитуда - 2.5 - 3 км. Складки погружаются в сторону Аравийской платформы и туда же запрокинуты. Их крутые юго-восточные крылья осложнены многочисленными продольными разрывами. Поперечные разрывы невелики по размерам, однако в ряде мест образуют заметные сгущения. Бросается в глаза зона поперечных дислокаций на западе участка, где складки кулисно погружаются к юго-западу вдоль линии широтного простирания.

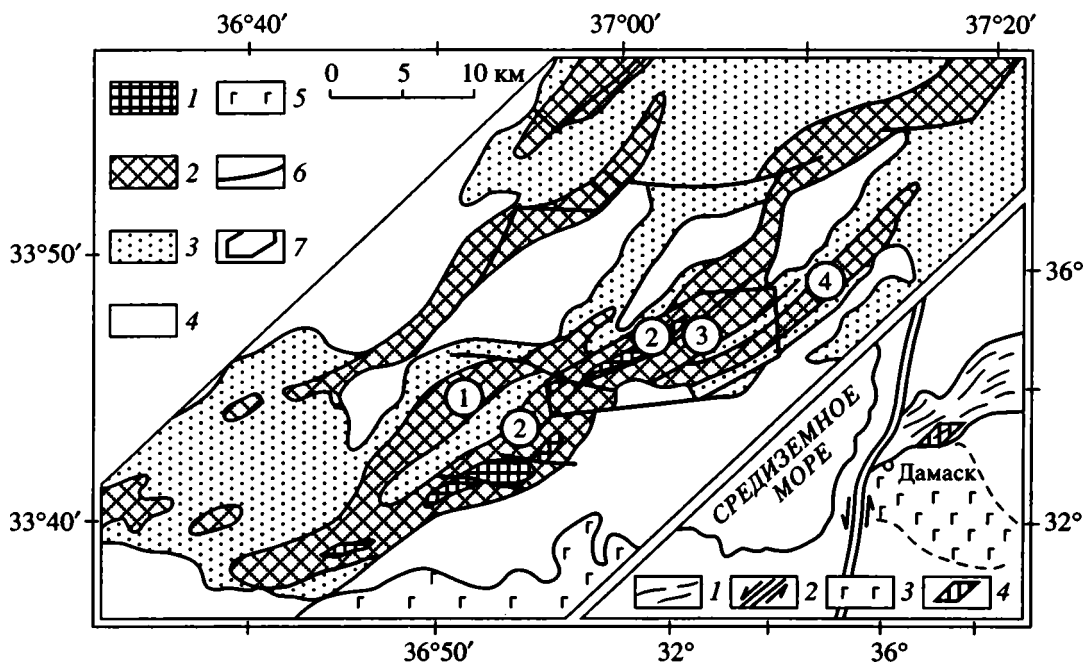


Рис. 1. Геологическая схема Юго-Западных Пальмирид. На врезке – положение Юго-Западных Пальмирид в структуре Западной Сирии.

1 - 4 – стратиграфические единицы: 1 – юра - нижний мел, 2 – верхний мел, 3 – палеоген - неоген, 4 – квартал; 5 – неоген-четвертичные базальты; 6 – разрывы; 7 – контур участка Зубейди (см. рис. 2). Антиклинали (цифры в кружках): 1 – Мгар, 2 – Зубейди, 3 – Эль Ханзир, 4 – Хашм Эль Сафа. Условные обозначения к врезке: 1 – Пальмириды; 2 – Левантский трансформный разлом; 3 – базальтовое плато Джебель Эд Друз; 4 – контур изображенной на схеме территории.

МАКРОСТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

В пределах рассматриваемого района выделяются три структурных парагенеза, соответствующих обстановкам горизонтального сжатия, горизонтального сдвига и горизонтального растяжения.

Парагенез горизонтального сжатия. Многие характеристики складок (линейная конфигурация, непрерывное заполнение пространства, единая вергентность) могут свидетельствовать о том, что они образовались при боковом сжатии. Кроме того, проведенные нами полевые наблюдения позволили найти ряд надежных признаков покровно-надвиговой природы продольных разрывов. Об этом свидетельствуют как непосредственные замеры наклона тектонических контактов, так и характерные принадлежностные образования: тектонический меланж, клипшены, олистостромы, зоны будинажа и кливажа, сильно сжатые мелкие складочки в крыльях разрывов.

Наибольшей стратиграфической амплитудой (средняя юра - эоцен) обладает надвиг на южном крыле антиклинали Зубейди. Последнее сильно редуцировано, так что эта антиклиналь – не что иное, как принадлежностная чешуя вроде карпатских скиб. В свою очередь, это может свидетельствовать о значительной величине горизонтального перекрытия. Наиболее полого ($10^\circ - 20^\circ$) плоскость разрыва наклонена на западе рассматриваемого участка, где надвиг сопряжен с диагональ-

ным правым сдвигом. По мере удаления от последнего угол падения несколько увеличивается, но почти на всем протяжении не превышает $25^\circ - 40^\circ$. В нескольких местах в зоне разрыва зафиксирован тектонический меланж доломитов и мергелей (мощность – до 5 - 8 м, размер глыб – до 3 м). В западной части антиклинали, где линия сместителя сильно выполаживается, на расстоянии всего 100 м описан почти непрерывный переход от тектонического меланжа к сильно надвинутым клипшам карбонатных пород и далее – к плиоценовым олистостромам (рис. 3). Такого рода соотношения характерны для козырьков шарьяжей [3].

Разрыв, осложняющий юго-восточное крыло антиклинали Эль Ханзир, имеет меньшую стратиграфическую амплитуду (турон - маастрихт) и более крутой наклон (в пределах $40^\circ - 70^\circ$). В отличие от вышеописанного надвига здесь везде можно увидеть южное крыло антиклинали, хотя и сильно редуцированное. Оно имеет характерное строение: в южном направлении после плавного перегиба основного шарнира антиклинали – это крыло по мере приближения к надвику сминается во все более крутые и сильно сжатые, вплоть до готических и веерообразных, складки. В обоих крыльях разрыва повсеместно отмечается сильная кливажированность мергелей и алевролитов и будинаж более вязких известняковых прослоев. Вся эта зона деформаций сжатия имеет значительную

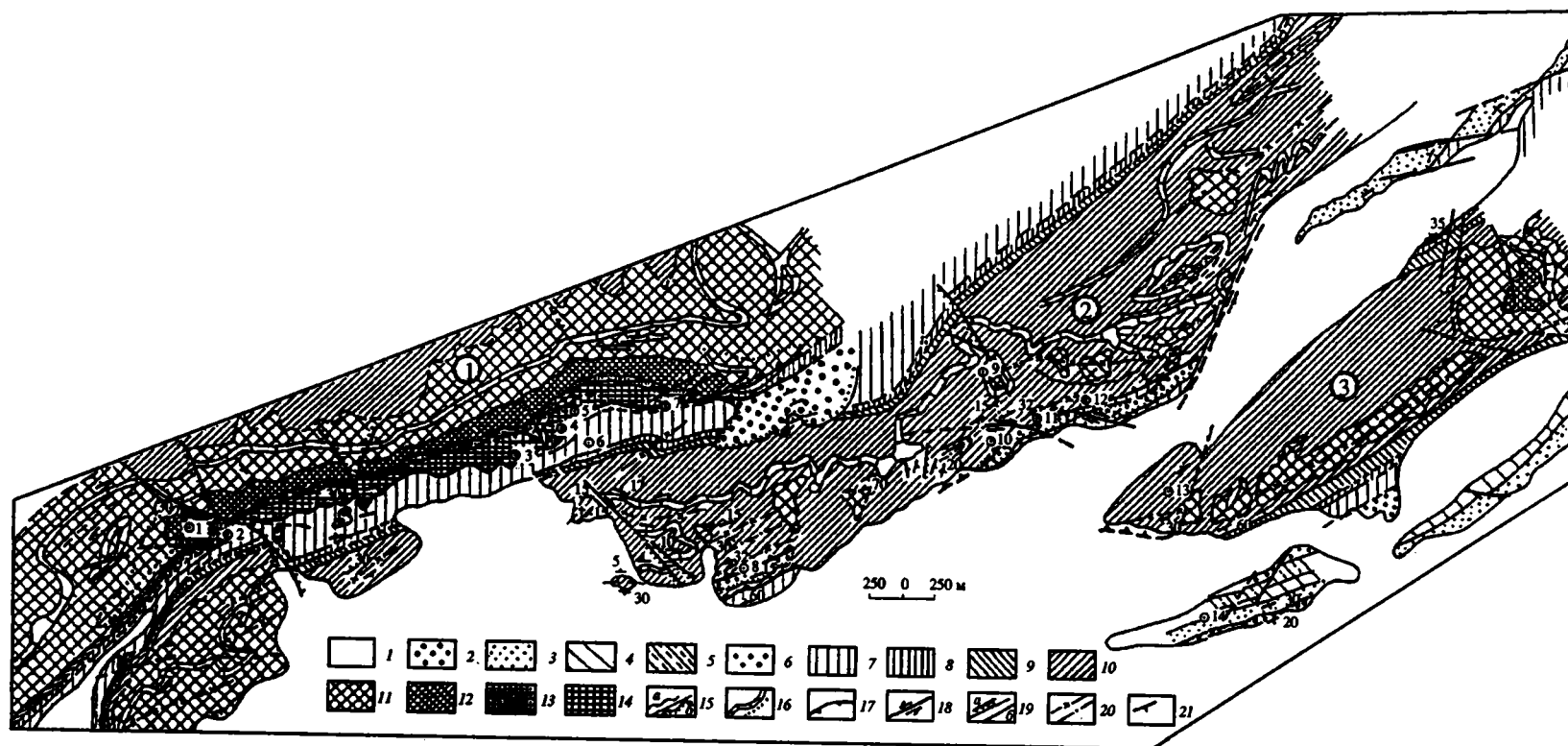


Рис. 2. Схематическая геологическая карта участка Зубейди (см. рис. 1).

1 – четвертичные отложения; 2 – континентальный неоген (плиоцен?); 3 – верхний эоцен - нижний олигоцен; 4 – средний эоцен; 5 – нижний эоцен; 6 – палеоцен; 7 – маастрихт - палеоцен нерасчлененный; 8 – кампан; 9 – коньяк - сантон; 10 – турон; 11 – сеноман; 12 – альб; 13 – апт; 14 – средняя юра; 15 – геологические границы: а – параллельные, б – сопровождающиеся угловым несогласием; 16 – маркирующие горизонты; 17 – надвиги и покровы; 18 – сдвиги; 19: а – сбросы, б – прочие разломы; 20 – оси складок: а – антиклиналей, б – синклиналей; 21 – элементы залегания. Маленькие кружки с точками – станции замеров трещиноватости. Цифры в больших кружках – названия антиклиналей и осложняющих их надвигов: 1 – Зубейди, 2 – Ханзир, 3 – Хашм Эль Сафа.

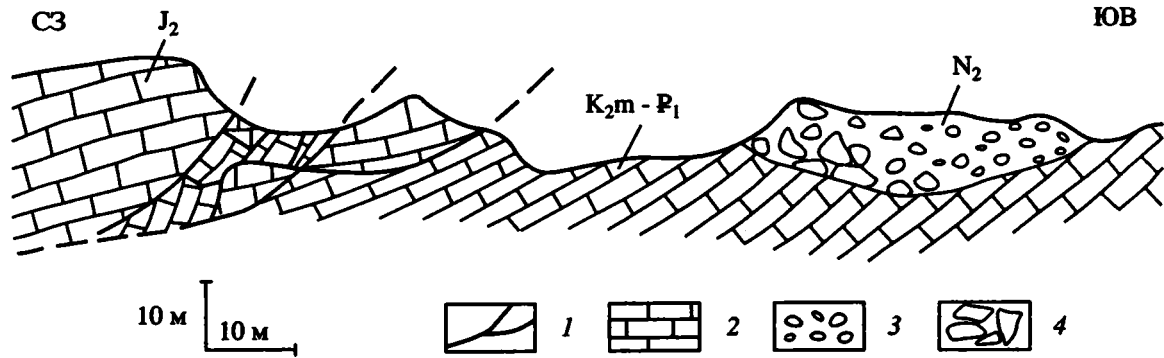


Рис. 3. Тектонический меланж–клиппены–олистостромы в зоне надвига Зубейди (западная часть), полевая зарисовка. 1 – зона надвига, 2 – известняки; 3 – конгломераты; 4 – олистостромы.

(до 200 - 300 м) ширину. Характерным элементом ее являются дополнительные надвиги и чешуи.

Сходным образом построена зона надвига, осложняющего юго-восточное крыло антиклинали Хашм Эль Сафа (находится за пределами карты, показанной на рис. 2); он имеет еще меньшую амплитуду (турон - низы маастрихта) и очень быстро затухает по простиранию.

Таким образом, надвиги района представлены двумя типами (рис. 4). Первый (пример – надвиг Зубейди, см. рис. 4а) характеризуется пологим (до 40°) наклоном сместителя; чешуйчато-скибовым типом поперечного сечения; незначительной шириной зоны разрыва и отсутствием каких-либо признаков ее поперечного сжатия (то и другое свидетельствует о хрупком стиле разрывообразования); наличием линз сильно перемешанного тектонического меланжа, часть которого перетолжена в плиоценовые олистостромы. Все это свидетельствует о покровной природе разрыва и, кроме того, о достаточно значительном (вероятно, первые километры) размере горизонтального перемещения. Надвиги второго типа (Эль Ханзир и Хашм Сафа, см. рис. 4б) отличаются более крутым ($40^\circ - 70^\circ$) наклоном сместителя; лучшей выраженностью нарушенного надвигом крыла антиклинали; большей шириной, сложностью строения и сильной сжатостью зоны разрыва (вязкий стиль разрывообразования); полным отсутствием меланжа и олистостромов. Здесь мы, таким образом, имеем дело с более крутым надвиговым козырьком, который играет роль экрана и вызывает сжатие пород с обеих сторон. Вместе с тем характерная гофрировка висячего крыла, которая, несомненно, должна быстро затухать на глубине, косвенно свидетельствует о весьма вероятном выполаживании сместителя на глубине.

Надвиги обоих типов иногда замещают друг друга по простиранию, как это происходит, например, с разрывом Зубейди, который на своем восточном погружении приобретает черты надвига второго из вышеохарактеризованных ти-

пов. Можно полагать, что несогласные, покровного типа, надвиги первого типа развиваются из надвигов второго типа, первоначально возникших на крутых крыльях антиклиналей.

Это предположение подтверждается и данными о возрастных соотношениях складок и надвигов (рис. 5). Главное структурное несогласие в регионе приурочено к подошве плиоценовых конгломератов, которые содержат породы всего обнаженного разреза. Это означает, что к началу накопления моласс складчатые структуры были уже сформированы. Что же касается надвигов, то здесь вопросов несколько больше. Выше уже приводились аргументы в пользу того, что в плиоцене работал как покров разрыв Зубейди. Чешуйчатая морфология одноименной антиклинали допускает, что надвиг мог существовать и в доплиоценовое время, однако “запечатывания” его молассой нигде не зафиксировано. Нет никаких признаков наличия в доплиоценовое и плиоценовое время надвигов Эль Ханзир и Хашм Эль Сафа. В постплиоценовое время антиклинальные

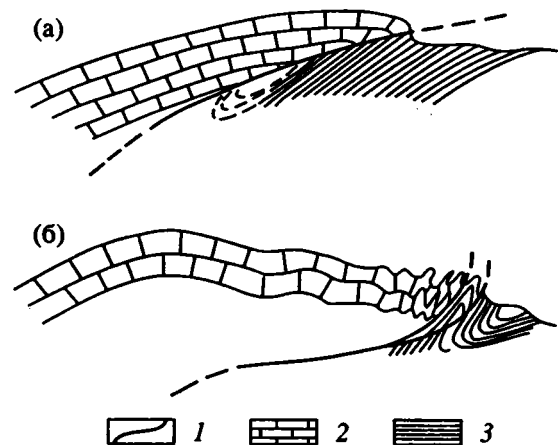


Рис. 4. Два типа надвигов в районе Пальмирид (схема). 1 – надвиги; 2 – известняки; 3 – глины. Остальные объяснения см. в тексте.

структуры достраивались по вертикали незначительно (наиболее заметный рост испытала только самая внешняя из них складка Хашм Эль Сафа), однако происходило их скучивание в результате горизонтальных перемещений.

Таким образом, для двух самых юго-восточных антиклиналей можно уверенно говорить о запаздывании надвигов по отношению к ним. Нижний предел возраста надвига Зубейди остается неясным, очевидно лишь, что он древнее двух других. Далее, результаты наших наблюдений свидетельствуют о последовательном включении в деформацию все более и более южных участков Аравийской плиты, что не противоречит идее об ее поддвиге под Пальмириды.

Парагенез горизонтального сдвига представлен как разрывами-сдвигами, так и горизонтальными флексурами и участками кулисного расположения складок. Правые сдвиги имеют запад-северо-западное широтное простирание. Наиболее крупный в районе – правый сдвиг, пересекающий антиклиналь Зубейди в ее западной части. Этот разрыв уже был

откартирован сотрудниками В.А. Поникарова [4], и, судя по составленной ими геологической карте, он смещает на 1.5 км ось антиклинали Мгар за пределы карты (см. рис. 1, 2). По нашим данным, ось складки Зубейди смещена на 500 м. Весьма характерны здесь небольшие поперечные складки с субвертикальными шарнирами (рис. 6), являющиеся типичным элементом строения сдвиговых зон [1]. Сдвиг существенно меняет облик антиклинали. Например, главный надвиг к западу от правого сдвига становится субвертикальным (ранее мы отмечали его сильное выполаживание к востоку от сдвига) и резко теряет свою стратиграфическую амплитуду. Помимо доказательства сдвиговой природы рассматриваемого поперечного разрыва это показывает парагенетичность структур сжатия и сдвига, развивающихся при одном и том же (субгоризонтальном) положении оси максимального сжатия.

Южнее рассматриваемый правый сдвиг расщепляется, причем его основная ветвь приобретает строго поперечное к структурному плану север-северо-западное простирание. Северное кры-

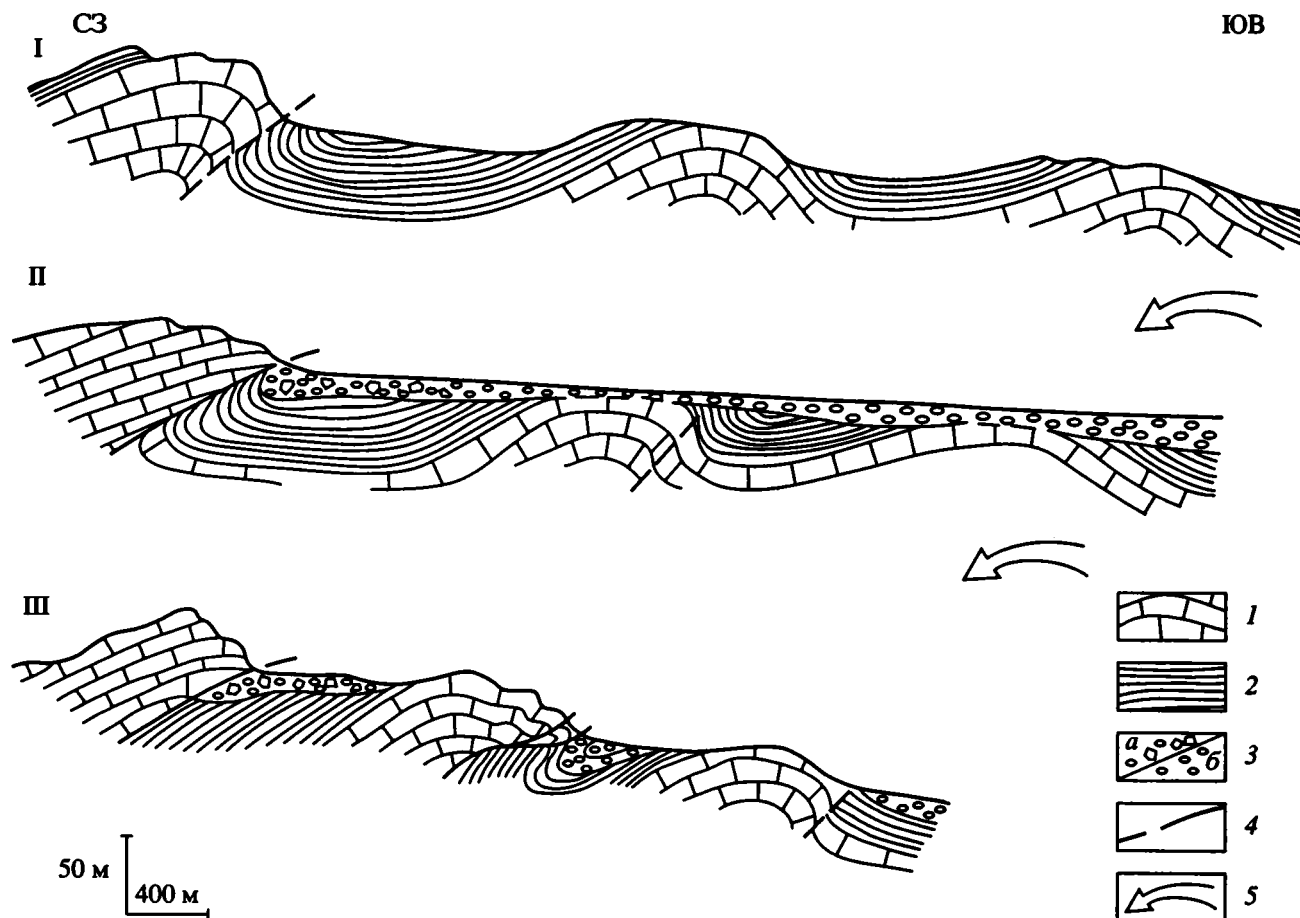


Рис. 5. Развитие во времени складчато-надвиговых деформаций: I – перед отложением плиоценовых конгломератов, II – во время их отложения, III – современный вид. 1 – юра - мел; 2 – палеоген - миоцен; 3 – плиоцен: (а – олистостромовые брекчии, б – сортированные конгломераты); 4 – надвиги и покровы; 5 – направление поддвига Аравийской плиты.

ло антиклинали Эль Ханзир смещено по ней на расстояние порядка 300 м, однако судя по зеркалам скольжения, разрыв здесь имеет уже существенную сбросовую компоненту. На его простирании отмечается ряд небольших разрывов и флексур сбросо-сдвигового типа.

Правые сдвиги широтного простирания откартированы в районе крутого южного крыла антиклинали Эль Ханзир, где они смещают (до 100 - 200 м) фронтальный надвиг и погружающуюся под него молассовую синклинали. Сдвиги существенно влияют на строение последней обуславливая, в частности, ее сильное сужение и редукцию северного крыла, срезанного надвигом.

Левые сдвиги в виде разрывов со смещением встречены в единичных местах и имеют амплитуду не более нескольких десятков метров; они везде ориентированы в меридиональном – север-северо-восточном направлении. Вместе с тем большое значение имеет левосдвиговая деформация, проявленная в пластической форме в виде горизонтальных флексур и эшелонированных зон. Целая серия таких расположенных левокулисно брахискладок присутствует в сводовой части антиклинали Эль Ханзир, будучи сопряжена с коленообразным изгибом последней в виде крупномасштабной сигмоиды. То же отмечается и в осевой зоне складки Зубейди. Наконец, выходя за рамки изученного участка, можно сказать, что

левосторонняя кулисность расположения складок вообще чрезвычайно характерна для Западных Пальмирид, что, вероятно, следует связывать с рассредоточенной деформацией левого сдвига в восточном крыле Левантского трансформного разлома.

Возрастные соотношения структур сдвига и сжатия обладают определенной двойственностью. С одной стороны, сдвиги секут последние и, кроме того, чрезвычайно влияют на их морфологию. Весьма примечательно место на западе участка (см. рис. б), где крупный правый сдвиг пересекает антиклиналь Зубейди, смещая ее ось на расстояние 500 м. Хотя на трассе сдвига рядом находится и фронтальный надвиг Зубейди, он тем не менее сдвигом совершенно не смещен и лишь резко меняет наклон. В некоторой степени меняется и сам сдвиг южнее пересечения надвига (уменьшается его амплитуда, появляется сбросовая составляющая). Все это, несомненно, говорит о геологической одновременности развития того и другого. На участках распространения плиоценовых конгломератов сдвиги (как, впрочем, и надвиги) везде их секут. С другой стороны, эшелонированное расположение крупных складчатых структур свидетельствует о том, что сдвиговые зоны могли закладываться одновременно со складками. Можно, таким образом, констатировать, что сдвиги развивались геологически одновременно со структурами сжатия (во всяком

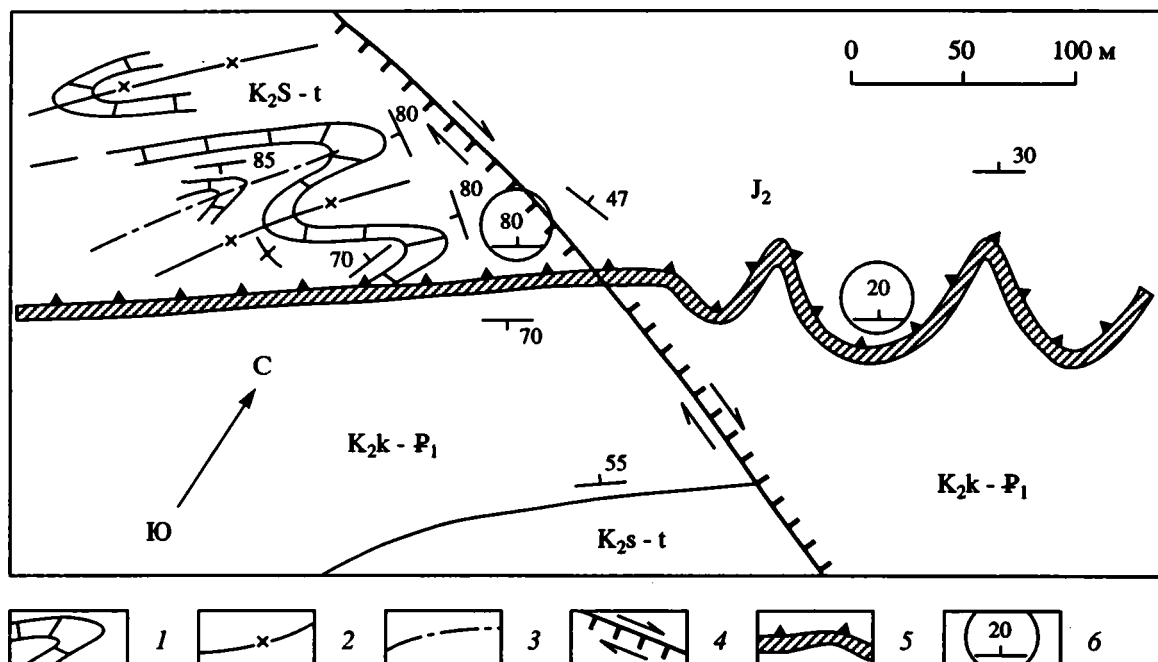


Рис. 6. Строение участка пересечения надвига Зубейди крупным правым сдвигом на западной периклинали одноименной антиклинальной складки.

1 – маркирующие горизонты; 2 – оси антиклиналей; 3 – оси синклиналей; 4 – сбросо-сдвиги (берг-штрихи направлены в сторону опущенного крыла); 5 – надвиги и покровы; 6 – элементы залегания плоскости надвига.

случае с крупными), хотя, может быть, и с некоторым запаздыванием по отношению к локальным складкам.

Вызывает интерес неодинаковый характер выражения правых и левых сдвигов. Первые представлены резко очерченными хрупкими разрывами с ясно проявленным смещением складчатых структур, которые принимают поперечную к разрыву ориентировку (антитетический тип подворота крыльев). Вторые выражены очень широкими флексурными зонами с вязким волочением крыльев, и складки здесь разворачиваются параллельно сдвигу (синтетический тип подворота крыльев). Таким образом, около как левых, так и правых сдвигов складки принимают одну и ту же субмеридиональную аномальную ориентировку, и соответственно сдвиги обеих систем обеспечивали горизонтальное вращение блоков против часовой стрелки. Подобная совместимость подворотов по сдвигам разного знака может быть объяснена только более общим левосторонним скашиванием по типу простого сдвига [2, 8]. Логично считать, что последний обусловлен волочением края Аравийской плиты около коленообразного изгиба Левантского разлома [2].

Парагенез горизонтального растяжения представлен многочисленными малоамплитудными (не более 100 м, а часто – всего несколько метров) сбросами, развитыми только на пологих северных крыльях антиклиналей и на их периклиналильных окончаниях. Сбросы ориентированы поперек складок в северо-западном направлении, а их уступы чаще обращены в стороны соседних периклиналилей. С разрывами данного типа связаны широкие (до 10 - 20 м) полосы брекчий кускового типа. Последние легко удаляются эрозией; поэтому плоскости сбросов часто выражены прекрасно отпрепарированными зеркалами скольжения и, кроме того, контролируют все наиболее крупные поперечные ущелья.

МЕЗОСТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

В пределах рассматриваемого участка мезотектонические наблюдения проводились в 14 точках (см. рис. 2), расположенных в самых разнообразных местах антиклиналей – от крутых южных крыльев до пологих северных, а также на периклиналях и около некоторых поперечных разрывов. Всего замерено порядка 100 мезоструктур, подавляющее большинство которых составляют зеркала скольжения; часть наиболее характерных диаграмм представлена на рис. 7. Обработка материалов велась, главным образом, на основе методик Л.М. Расцветаева [5], О.И. Гущенко и В.М. Парфенова. Выявлены следующие главные закономерности, которые проявляются не только на рассматриваемом участке, но, по-видимому,

и на всех Южных Пальмирадах в целом (беглые мезотектонические наблюдения проводились также и на антиклиналях Касиун, Рмах, Накнакие, Абгар, Хайян).

1. Абсолютное большинство диаграмм свидетельствует о СЗ – ЮВ ориентировке оси максимального сжатия σ_3 . При этом близ крутых южных крыльев антиклиналей последнее реализовывалось, главным образом, в надвиговом поле напряжений, а в их сводовых частях и на пологих северных крыльях – в сдвиговом поле (где фиксируются признаки заложения сдвиговых трещин еще до складчатого изгиба и их последующего наклона вместе со слоями в процессе складчатости). Несколько выходя за рамки настоящей статьи, отметим, что намечается концентрация сдвигового поля в северо-западной части Южных Пальмирид, в частности, в районе антиклинали Касиун. В рассматриваемой же части последних преобладают мезоструктуры надвигового парагенеза.

Как видно, полученные результаты полностью соответствуют проанализированным выше макроструктурным данным. Макро- и мезоструктуры в совокупности свидетельствуют о формировании складчатости в обстановке горизонтального сжатия с растяжением либо вверх, либо по латерали. Заметным отличием сообщества мезоструктур является большая роль сбросов, однако последние развивались в связи с формированием надвигов (см. ниже, пункт 3).

2. Неожиданным оказался тип мезоструктур, с помощью которых горизонтальное сжатие было реализовано. Подавляющее (80 - 90%) большинство замеренных нами зеркал скольжения ориентированы вдоль поверхностей напластования, что особенно характерно для надвигов и покровов. В ряде мест около продольных разрывов отмечались признаки поперечного к ним сплющивания с растеканием материала вверх и по латерали. Явления такого рода ассоциируют с зонами кливажа и будинажа. Сколовые зеркала скольжения вдоль трещин, секущих слоистость и косо ориентированных по отношению к простираанию складок, составляют не более 20% от общего числа и имеют, как правило, сдвиговую природу.

3. Для рассматриваемого участка, равно как и для всех Южных Пальмирид в целом, наиболее характерна структурная диаграмма следующего вида: она пересечена полосой (поясом) полюсов наклоненных в противоположные стороны сбросовых и надвиговых зеркал скольжения, здесь же могут встречаться и субвертикальные трещины со штриховкой по падению сместителя. Все эти мезоструктуры возникли в одной и той же главной кинематической плоскости (плоскость осей

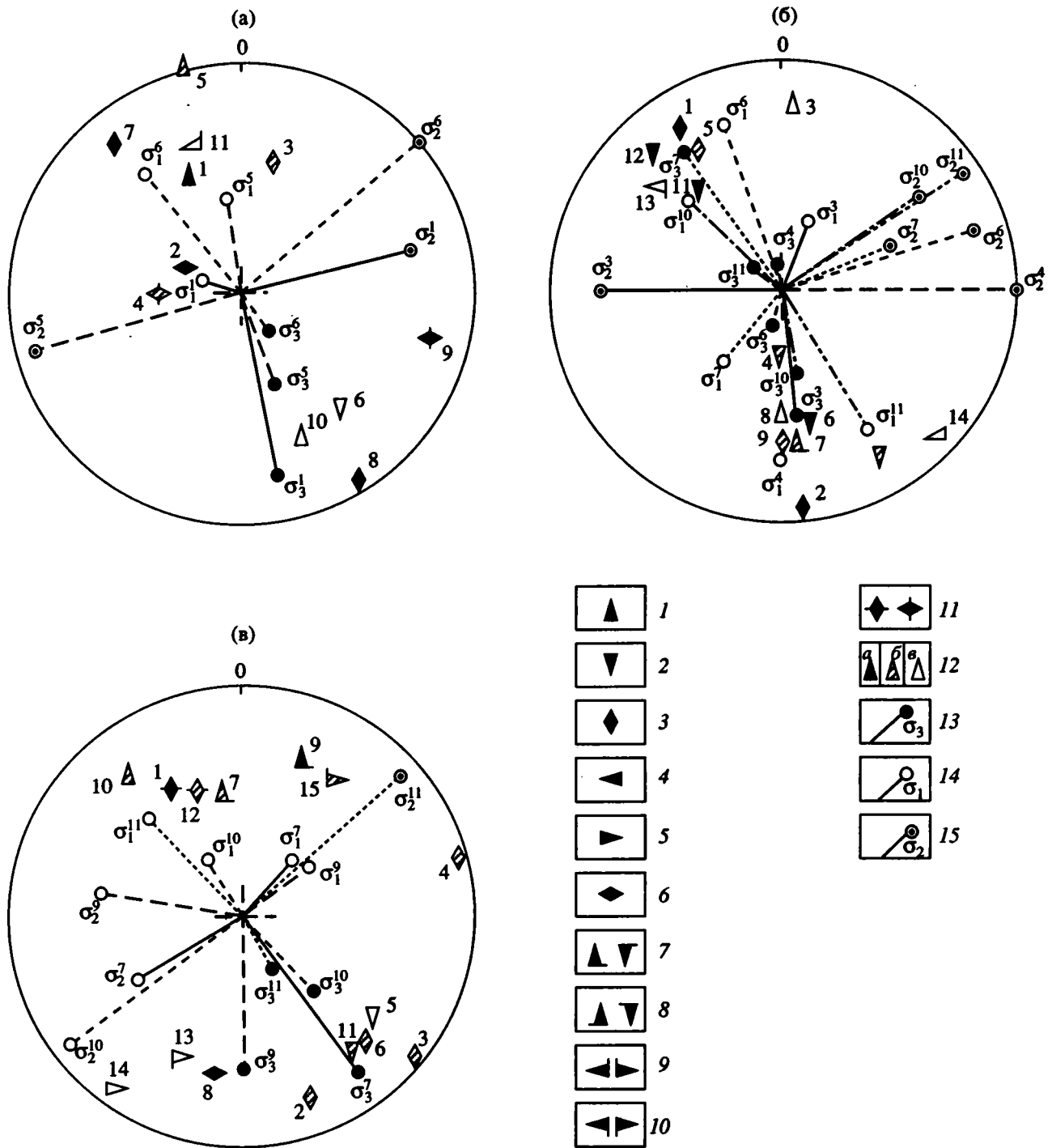


Рис. 7. Диаграммы трещиноватости (местонахождение станций замеров см. на рис. 2): а – станция № 3, антиклиналь Зубейди (центральная часть) в среднеюрских доломитах северного крыла фронтального надвига; б – станция № 8, антиклиналь эль Ханзир (западное погружение) в северном крыле фронтального надвига, сложенном доломитами турона; в – станция № 10, та же структура (центральная часть).

1 - 12 – полюса зеркал скольжения: 1 – надвиги и взбросы, 2 – сбросы, 3 – трещины со смещением по падению сместителя, 4 – левые и 5 – правые сдвиги, 6 – трещины со смещением по простиранию сместителя, 7 – взбросо-надвиги (а) и сбросы (б) с правосдвиговой компонентой смещения, 8 – взбросо-надвиги (а) и сбросы (б) с левосдвиговой компонентой смещения, 9 – левые (а) и правые (б) сдвиги со взбросо-надвиговой компонентой смещения, 10 – левые (а) и правые (б) сдвиги со сбросовой компонентой смещения, 11 – трещины со смещением по диагонали к горизонту в плоскости сместителя: а – сильно и б – слабо наклоненные борозды скольжения, 12 – степень выраженности зеркал и борозд скольжения: а – очень хорошая (наглядная), б – четкая, в – нечеткая; 13 - 15 – полюса и проекции главных осей эллипсоида напряжений: 13 – оси максимального сжатия (минимального растяжения), 14 – оси максимального растяжения (минимального сжатия), 15 – средней оси.

σ_3 и σ_1 , по О.И. Гущенко), в данном случае расположена вертикально и поперек структурного плана; средняя ось σ_2 , соответственно, горизонтальна и ориентирована вдоль последнего.

Возникновение такой совокупности структур складчатости должно быть связано с вращением при деформации главных осей поля напряжений σ_3 и σ_1 вокруг оси σ_2 под действием пары сил в главной кинематической плоскости. В данном случае мы имеем дело с той разновидностью "пояса вращения" [9], которая весьма характерна для надвиговой тектоники. Вращательное движение крыльев антиклинали здесь трансформируется в поступательное (надвигание последней) точно таким же образом, как это происходит в гусеничной передаче, двигающей вперед трактор.

ВЫВОДЫ

1. В результате детальных структурных исследований установлено широкое развитие макро- и мезоструктур, образовавшихся в обстановке горизонтального сжатия. Обнаружены многочисленные свидетельства взбросо-надвигового характера продольных разрывов и сдвигового – диагональных и поперечных нарушений.

2. Все макроструктурные формы, как складчатые, так и разрывные, группируются в три главных парагенеза: горизонтального сжатия (линейные складки, надвиги, зоны смятия, меланжирования и будинажа), горизонтального сдвига (разрывы-сдвиги, присдвиговые складки и горизонтальные флексуры) и горизонтального растяжения (сбросы, флексуры, зоны кусковых брекчий).

3. Все эти крупные ассоциации структурных форм образовались при участии единого горизонтального сжатия, ориентированного вкрест складчатости, что устанавливается по следующим признакам: а) закономерная ориентировка элементов разных парагенезов по отношению друг к другу и к странам света; б) геологическая одновременность формирования структур всех трех парагенезов, проявляющаяся в их взаимоотношениях с плиоценовой молассой; в) взаимное влияние структур разных парагенезов друг на друга в местах их наложения и пересечения. Для надвигов и сдвигов вышеуказанная тектодинамическая обстановка явилась главной причиной их возникновения. Что же касается сбросов, образовавшихся при вертикальном сжатии и горизонтальном растяжении, то влияние регионального горизонтального сжатия проявилось здесь опосредованно, обусловив их поперечную ориентировку к складчатости.

4. Деформация пород в поле действия горизонтального сжатия характеризовалась прежде всего их горизонтальным расплющиванием с удлинением вверх и вдоль складок. При этом деформация сопровождалась надвиганием в сторону Аравийской плиты, а также общим левосторонним сдвигом в плане. Последнее, скорее всего, было связано с пластической деформацией западного края Аравийской плиты, испытывавшего волочение около Левантского трансформного разлома.

5. Мезотектонические наблюдения в целом подтверждают тектодинамические выводы, сделанные на основе изучения макротектонических форм. Во всяком случае, и на данном уровне главенствующая роль горизонтального сжатия в структурообразовании представляется очевидной. Лучше всего в мезоструктуре проявлены продольные надвиги и, что оказалось несколько неожиданным, продольные сбросы. Скорее всего, те и другие образовались в обстановке вращения в вертикальной плоскости, сопутствовавшей надвиганию.

Подводя итоги, можно сказать, что детальное структурно-геологическое изучение участка Джебель Зубейди убедительно показывает доминирующую роль в структурообразовании Южно-Пальмирской зоны горизонтального тектонического сжатия, направленного поперек складок. В свете этих данных, а также данных о возрасте структурных форм теперь представляется несомненным происхождение данной части Пальмирид в результате смятия, связанного с боковым давлением Аравийской плиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Konn M.L.* О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части Альпийского пояса Евразии) // Геотектоника. 1979. № 2. С. 94 - 107.
2. *Konn M.L., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж.* Внутриплитная деформация запада Аравийской плиты как результат неоднородного сдвигового перемещения по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994 (в печати).
3. *Леонов М.Г.* Олистостромы и их генезис // Геотектоника. 1978. № 5. С. 18 - 33.
4. *Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В., Крашенинников В.А. и др.* Сирия // Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Л.: Недра, 1969. Вып. 18. 216 с.
5. *Расцветаев Л.М.* Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 4. С. 905 - 909.
6. *Сугачев С.П., Аль-Хатиб К.* Покровные структуры в юго-западных Пальмиридах (Сирия) // Геотектоника. 1991. № 3. С. 98 - 105.
7. *Chaimov T.A., Barazangi M., Al-Saad D., Sawaf T., Ali Gebran.* Crustal shortening in the Palmyride fold belt,

- Syria and implications for movement along the Dead Sea fault system // *Tectonics*. 1990. Vol. 9. № 6. P. 1369 - 1386.
8. *Freund R.* Kinematics of transform and transcurrent faults // *Tectonophysics*. 1974. Vol. 21. № 1/2. P. 93 - 134.
9. *Girdler R.W.* The Dead Sea transform fault system // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 180. № 1. P. 1 - 13.
10. *McBride J.H., Barazangi Muawia, Best J.* a.o. Seismic reflection structure of infra-cratonic Palmyride fold-thrust Belt and surrounding Arabian platform, Syria // *The Am. Ass. of Petr. Geol. Bull.* 1990. V. 74. № 3. P. 238 - 259.

Рецензенты: Н.В. Короновский, Ю.Г. Леонов

Structural Features Indicating the Horizontal Compression in Southern Palmyrides (Syria)

J. Adzhamyan, M. L. Kopp, S. P. Sigachev, F. Fakiani, E. Hafez

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow
Ministry of Petroleum and Mineral Resources, Damascus, Syria*

The detailed geological survey and tectonic observations revealed that folds in southwestern Palmyrides were dislocated by a fault system characteristic of horizontal compression environments. Structural elements of compression, extension, and shearing are geologically coeval, formed during the Neogene-Pleistocene time interval to deform each other at intersection points. The folding migrated in a southeastern direction from the axial zone toward the Arabian platform. The obtained results allow us to conclude for the first time that the intraplate fold zone of Palmyrides originated due to the horizontal stress initiated by the Arabian plate subduction northward. In addition, the analysis of bend folding adjacent to strike-slip faults indicates that the regional horizontal compression and related slip deformations were combined with a scattered sinistral simple shear, which was probably related to the Arabian margin drag along the Levantine transform fault.

УДК 551.248.2(574.1)

О НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЕ МАНГЫШЛАКА

© 1994 г. В. В. Шолохов, А. А. Никонов

Объединенный институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 2.09.93 г.

Составлены структурные карты по поверхности известняков понтического яруса и среднесарматского подъяруса верхнего миоцена. По построенным картам установлены особенности распределения, амплитуда региональных деформаций в послесреднесарматское и послепонтическое время. Приведены свидетельства молодой активности региональных и локальных структур в плиоцен-четвертичное время. Отмечена существенная роль движений блоков фундамента по разделяющим их разломам. Предполагается сеймотектоническая активность ряда региональных разломов и образование вдоль них зон сеймотектонического дробления.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРУКТУРЕ РАЙОНА

Горный Мангышлак представляет собой систему складок северо-западного простирания, сложенных юрскими и меловыми отложениями. Главными из них являются Каратауская, Бекебашкудукская антиклинальные зоны, а в восточной части – Тузбаирская, Карашек-Карамайнская и Тумгачинская. В наиболее высокой Каратауской антиклинальной зоне выделяются линейные горсто-блоковые поднятия – Каратаучик, Западный, Восточный Каратау, а в Восточном Мангышлаке – Кунабай, Карашек и Карамая. Они слагаются метаморфизованными породами пермотриаса (каратауский комплекс), представляя ограниченные разломами выступы складчатого фундамента. По глубинному строению Мангышлакская система дислокаций принадлежит древнему авлакогену, выполненному каратауским комплексом пород мощностью до 10 - 12 км, который испытал инверсию в конце позднего триаса. Структура Мангышлакского авлакогена не выяснена и до настоящего времени остается дискуссионной [4, 9, 12, 17 и др.].

Мезо-кайнозойский комплекс представлен осадочными терригенными и карбонатными менее дислоцированными отложениями. Они облекают выступы складчатого фундамента, образуя платформенный чехол, в котором выделяется несколько подэтажей. Перерывы между подэтажами проявляются в основном на антиклинальных структурах. Самый верхний из подэтажей – неогеновый – отделен от нижних региональным стратиграфическим и угловым несогласием. Породы мезозоя на Мангышлаке залегают на высотах от +200 - 300 до отрицательных, так что вскрытая денудацией часть Мангышлакской системы дислокаций, в сущности, является крупной обращенной морфоструктурой. За ее пределами

неогеновые породы образуют сплошной покров и слагают соседние с Мангышлаком плато Степного Мангышлака и Устюрта. По мере удаления от Мангышлакской области неогеновые породы последовательно залегают на верхнемеловых, эоценовых и олигоценых отложениях. Соответственно в прогибах заметно возрастает мощность последних (до 500 - 1000 м). Палеогеновые отложения повсеместно слагают основание обрывов плато и бессточных впадин [2, 3, 6]. Высокая степень унаследованности свойственна всем структурным элементам Мангышлака, в связи с чем плановые совпадения и северо-западная ориентировка структур обычны в регионе.

Мезозойский структурный план обнаруживает существенное влияние разломов глубокого заложения и в общих чертах совпадает с ориентировкой основных антиклинальных зон Мангышлака. В районе известны поперечные структуры и нарушения. Они проявляются в поперечной литофациальной зональности меловых и палеогеновых отложений, в структурном рисунке и геофизических полях. Наиболее заметно они сказались в деформациях палеогеновой эпохи, когда обозначились Кайдакская, Карагинская, Карынжарыкская и другие структурные перегибы [6, 20, 29]. По-видимому, сочетания пересекающихся структур в чехле отражает продольную и поперечную делимость или разломно-блоковую структуру фундамента [3, 4, 27].

О региональных и локальных движениях, более молодых, чем позднемиоценовые, имеется мало данных, ввиду отсутствия чехла плиоцен-четвертичных отложений. Анализ высотных положений бакинской и хазарской береговых террас Каспия выявляет их более высокое положение на северо-западном Мангышлаке и п-ове Бузачи (на 10 - 15 м над современным уровнем Каспийского моря), а наиболее низкое отмечено в районе залива Александр-Бай и во впадине Карагие [23].

Указания о дислоцированности хвалынских террас на п-ове Тюб-Караган [10, 11] не подтверждаются исследованиями.

На Мангышлаке отмечены континентальные осадки, условно датируемые как плиоцен-четвертичные. Они выполняют отдельные структурно-денудационные депрессии. Выполненные ранее структурные построения по опорным горизонтам палеогена и подошве миоцена на сопредельных с Мангышлаком плато дают, однако, лишь общие представления о позднекайнозойской и миоценовой тектонике района [5, 22].

Выделение по материалам космофотосъемки разломов [19, 21] вызывает определенные сомнения, поскольку природа видимых на снимках прямых линий не совсем ясна. Более продуктивным представляется анализ плана и типа деформаций по структурно-денудационным поверхностям морских отложений верхнего миоцена, к чему авторы и стремились.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ НЕОГЕНОВОГО ЧЕХЛА

Как известно, Устюрт с поверхности сложен карбонатными породами ниже- и среднесарматского подъярусов, а на Степном Мангышлаке – карбонатными осадками верхнего сармата, меотиса и одесского подъяруса понта. Они разделены перерывами и небольшими несогласиями. Разрезам всех упомянутых подразделений свойственно двучленное строение: низы, отвечающие начальным этапам развития трансгрессий, слагаются глинисто-мергелистыми породами; верхние их части, накопившиеся в эпохи максимального развития трансгрессий, как правило, образованы различными типами прибрежморских известняков широкого латерального распространения. Глубины бассейнов, в том числе среднесарматского в конце трансгрессивного цикла, когда погружение в прогибах компенсировалось осадконакоплением, не превышали одного - двух десятков метров. Фаунистический состав, например, понтических отложений указывает на то, что глубина бассейна повсеместно составляла 7 - 10 метров (устное сообщение Л.А. Невесской). Сказанное свидетельствует о выровненности донного рельефа в конце среднего сармата и понтическом веке. Присутствие в разрезе сарматских и понтических отложений слоев мергелей и глин определило избирательную денудацию и образование частных – “среднесарматских” и “понтических” плато. Они возвышаются над “нижнесарматской” известняковой “равниной” на 15 - 20 м. Рельеф каждого из малых плато, в сущности, представляет откопанные пластовые поверхности слоев, изначально залегавших практически горизонтально. Это позволяет использовать их для структурных построений.

Для этой цели были выбраны кровля, “откопанные” и эрозионные поверхности отложений среднего сармата и одесского подъяруса понта, образованных пластами крепких известняков [3, 24]. Еще давней структурно-теодолитной съемкой Каспийских обрывов и чинков плато установлено, что даже самые верхние пласты известняков понтического яруса, залегание которых кажется горизонтальным, дислоцированы под углами в несколько десятков минут.

Методика построения карт послесреднесарматских и послепонтических деформаций состояла в оконтуривании на топокартах полей распространения отложений и проведении изолиний деформаций по пластовым поверхностям с использованием горизонталей рельефа. При этом учитывалось расчленение за плиоцен-четвертичное время. В глубоких частях Южно-Мангышлакского прогиба, где поверхность среднесарматских известняков перекрыта отложениями верхнего сармата и меотиса, использовались материалы бурения и схемы мощностей. Для построений в области Горного Мангышлака привлекались структурные и тектонические схемы.

На составленных картах (рис. 1, 2) отчетливо выявились региональные структурные элементы: складчатая область Мангышлака, Южно-Мангышлакский и Учкудукский прогибы, Центрально-Устюртская зона поднятий, а также южное крыло Северо-Устюртского прогиба (рис. 3).

Структура области Мангышлакского Горного сооружения по поверхности среднего сармата намечается только в общем виде, поскольку среднесарматские отложения сохранились фрагментарно на высоких останцах рельефа (см. рис. 1). Наиболее высокое положение среднесарматских отложений отмечено на Восточном Каратау (урочище Жармыш – 415 м). В северной Прикаратауской долине на северном крыле Каратауской мегаантиклинали средний сармат залегает значительно ниже (Жайракты – 351 м, Жапракты – 363 м, Аксыртау – 330 м); то же наблюдается и на останцах Восточного Мангышлака (гора Кольдбай – 332 м) и в обрывах западного чинка Устюрта (гора Ушшоки – 326 м, гора Аккуп – 302 м). На склонах Мангышлакского сооружения среднесарматские отложения редко залегают выше 250 - 300 м. На северном склоне их поверхность отмечена на 270 - 300 м (гора Тузбаир – 272 м, урочище Кызыладыр – 301 м). На южном склоне она фиксируется на 270 - 280 м (горы Куланды – 263 м, Сокко – 278 м, Кызылтуран – 280 м и др.). Закономерное снижение высот кровли среднесарматских отложений по мере удаления от Каратауской мегаантиклинали свидетельствует об их новейшей дислоцированности.

Реконструируя по выходам и отдельным останцам поверхность среднесарматских отложений в

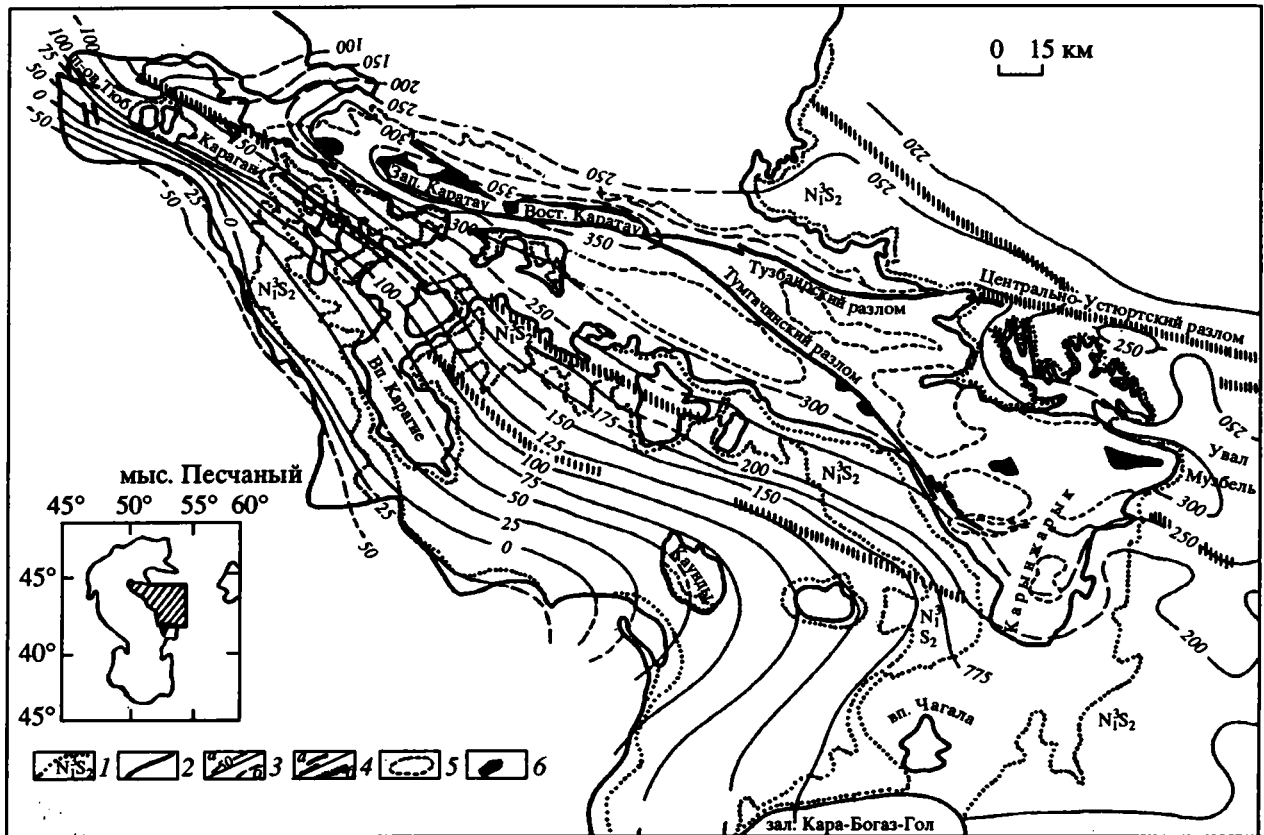


Рис. 1. Схема послесреднесарматских деформаций Мангышлака (за 11.4 млн. лет).

1 – выходы карбонатных отложений среднесарматского подъяруса; 2 – граница неогенового плато; 3 – изогипсы кровли среднесарматского подъяруса: а – достоверные, б – предполагаемые; 4 – разрывные нарушения (а) и флексуры (б) в неогеновом покрове; 5 – контур распространения известняков верхнего мела; 6 – выходы пермо-триасовых пород.

абсолютных значениях, можно составить структурную карту и получить представление о размерах, морфологии и амплитуде подъема Мангышлакского складчатого сооружения. Хотя отдельные структурные и денудационные формы Горного Мангышлака были абрадированы миоценовыми бассейнами, эта складчатая область в позднем миоцене имела вид валообразного поднятия северо-западной ориентировки с размерами по контуру 250-метровой изогипсы кровли среднесарматских отложений 300 км × 70 км и амплитудой около 220 м. Подсчеты показывают, что за послесреднесарматское время (около 11.5 млн. лет) [25] Мангышлак поднимался в среднем со скоростью 0.02 мм/год.

Осредненные углы падения на северном крыле этой региональной структуры не превышают 10' - 20', а южном – 20' - 30'. Наиболее крутые погружения (1° - 0°30') отмечены на полуострове Тюб-Караган, где юго-западное крыло Мангышлакского регионального поднятия смыкается со склоном Южно-Мангышлакского прогиба. К северо-западу и юго-востоку происходит региональное погружение Мангышлакского поднятия,

четко фиксируемое положением кровли среднесарматских отложений.

Деформации за послепонтическое время устанавливаются на основании анализа высотных отметок пласта крепких оолитовых известняков, венчающих разрез нижнепонтических известняков. Последний развит повсеместно. При анализе плана его деформации необходимо иметь в виду, что понтический бассейн образовывал Северо-Устюртский и Южно-Мангышлакский заливы, а в области Горного Мангышлака существовала суша. Структурная схема по поверхности (кровле) известняков нижнепонтического яруса (см. рис. 2) дает лишь сравнительное представление о послепонтических деформациях Южно-Мангышлакского и Северо-Устюртского прогибов. Погружение первого из них было наибольшим и устанавливается достаточно четко, так как понтические осадки повсеместно представлены исключительно мелководными отложениями. По нашим подсчетам общее погружение Южно-Мангышлакского прогиба за послепонтическое время составило 200 м. Сравнение двух построенных структурных схем (см. рис. 1 и 2) показывает, что

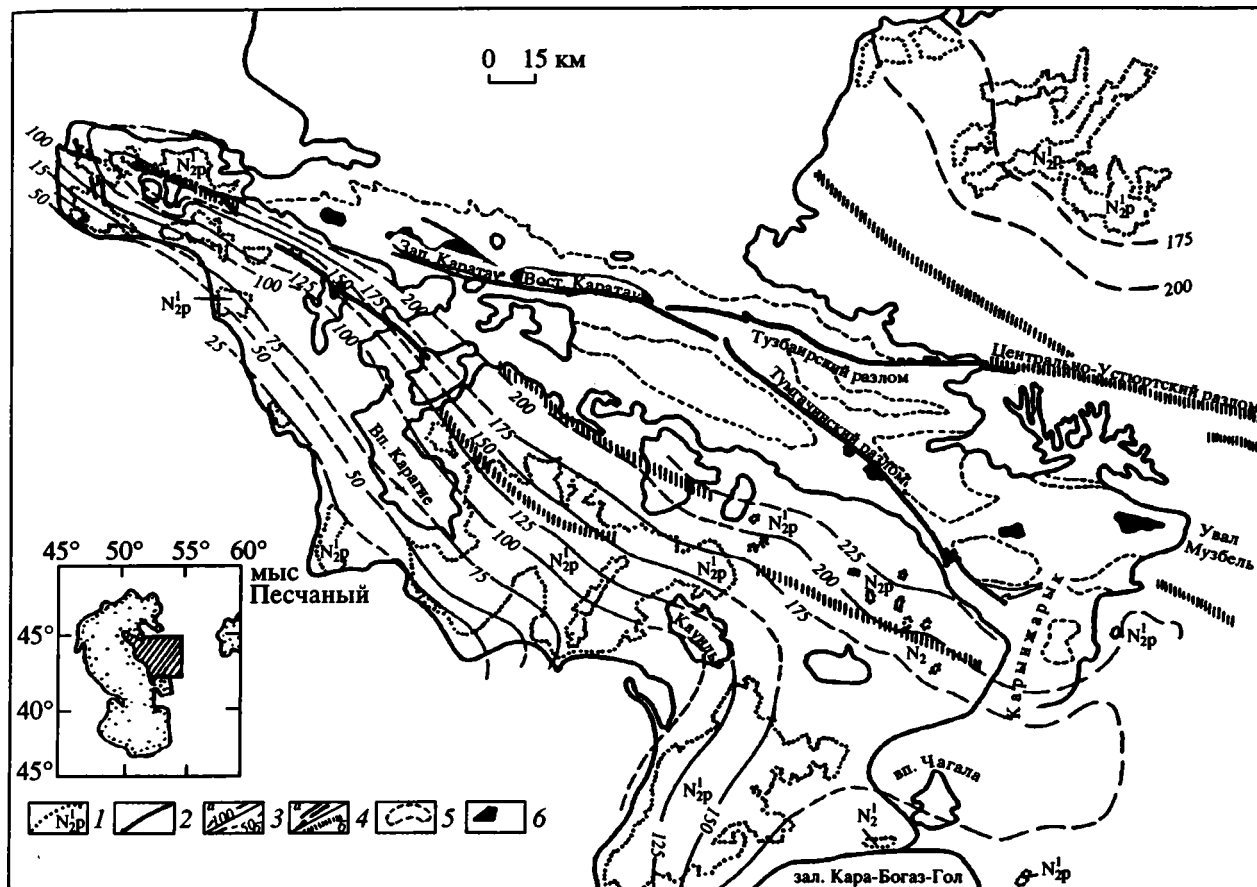


Рис. 2. Схема послепонтических деформаций Мангышлака (за 6.6 млн. лет).

1 – выходы карбонатных отложений понтического яруса; 2 – граница неогенового плато; 3 – изогипсы кровли известняков понтического яруса: а – достоверные, б – предполагаемые; 4 – разрывные нарушения (а) и флексуры (б) в неогеновом покрове; 5 – контур распространения известняков верхнего мела; 6 – выходы пермо-триасовых пород.

из общего подъема Мангышлака за послесредне-сарматское время (примерно 400 м) более половины приходится на послепонтическое время (6.6 млн. лет) [25]. Средняя скорость подъема за это время составляла не менее 0.03 мм/год. Эти заведомо заниженные величины свидетельствуют об увеличении темпов поднятия и усилении их дифференцированности в послепонтическое время.

О характере локальных движений в центральной части Мангышлака судить еще труднее. Они выявляются на основании анализа структурных особенностей и геоморфологии. Уплощенные вершинные поверхности Западного и Восточного Каратау отчетливо наклонены к северо-востоку. Это позволяет предполагать асимметричный подъем этих горных сооружений и, тем самым, считать, что зона Южно-Каратауского нарушения была активной в плиоцен-четвертичное время. На это указывает также уступообразный склон Восточного Каратау, круто спускающийся к южной Прикаратауской ложбине, и тектонический контакт верхнемеловых и пермо-триасовых пород, а

также приуроченность к нему эпицентров слабых землетрясений [4]. Активной, возможно, была также Торыш-Мурзатайская антиклиналь (рис. 3), выраженная в отложениях верхнего мела, и намечаемая вдоль ее северо-восточного крыла зона нарушений в верхнемеловых отложениях. На северо-восточной периклинали структуры выявлены два небольших грабена, выполненных отложениями верхнего эоцена [2, 27]. Случаи залегания верхнеэоценовых отложений в грабенах на Мангышлаке редки и, скорее всего, связаны с активно развивающимися структурами.

На Восточном Мангышлаке повышенной активностью выделяется Тумгачинская антиклинальная зона [2, 16, 27]. Она состоит из группы антиклиналей юго-восточной виргации. Наиболее крупной из них является собственно Тумгачинская структура, образованная в высокой части породами средней юры. В строении северо-западной части Тумгачинской антиклинальной зоны принимают участие верхнеэоценовые отложения,

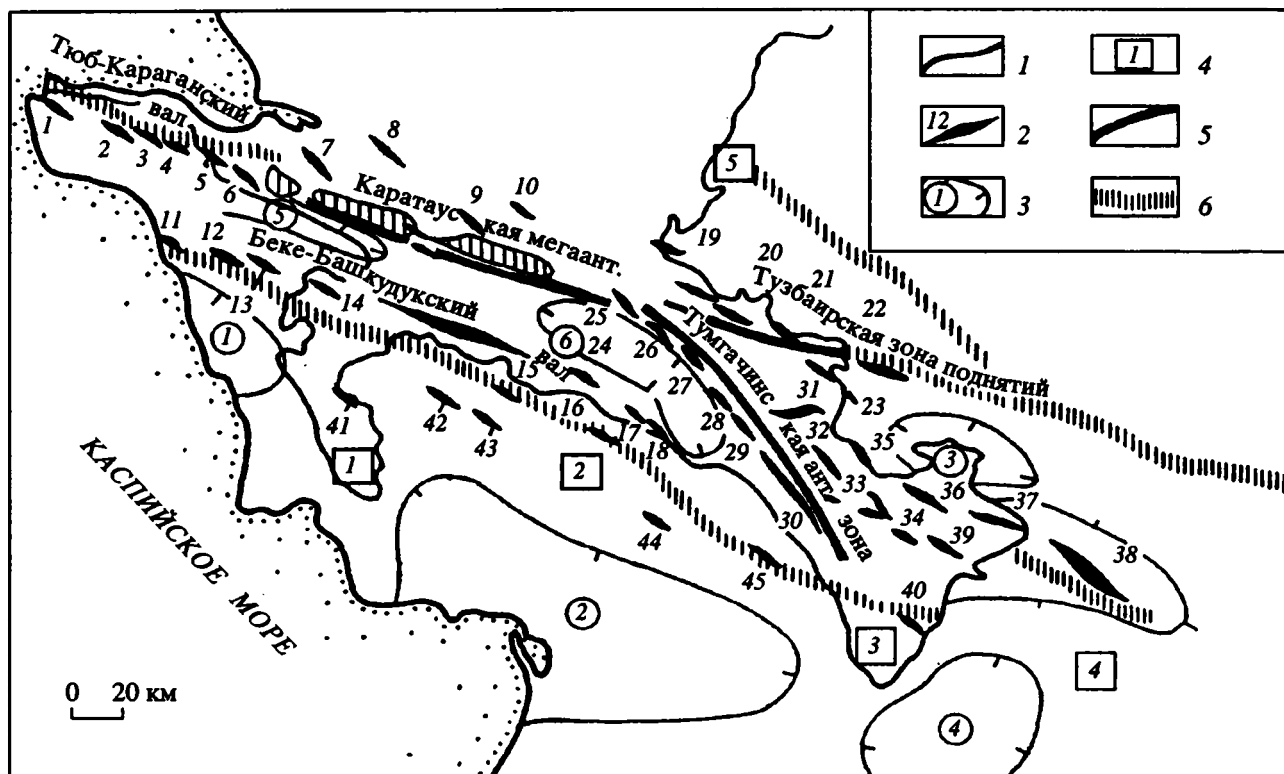


Рис. 3. Схема региональных структурных элементов и локальных поднятий Мангышлака и сопредельных территорий [27].
 1 – контуры неогеновых плато; 2 – локальные антиклинали и их номера: 1 – Кусайникская, 2 – Тюбеджикская, 3 – Бельтуранская, 4 – Джангуржинская, 5 – Удюкская, 6 – Джангыз-Тамская, 7 – Торыш-Мурзатайская, 8 – Шорымская, 9 – Карадерменская, 10 – Кызылкумская, 11 – Жаласканская, 12 – Дунгинская, 13 – Эспелисайская, 14 – Куюлюсская, 15 – Бекебашкудукская, 16 – Соккоская, 17 – Шалабайская, 18 – Сенекская, 19 – Кертская, 20 – Тузбайская, 21 – Сенгеркумская, 22 – Акпанская, 23 – Огландинская, 24 – Огюзская, 25 – Сазская, 26 – Жанашинская, 27 – Тышканкумская, 28 – Кызылсуинская, 29 – Байсарыкуинская, 30 – Тумгачинская (а также Кунабайская и Белясеньская), 31 – Чонкальская, 32 – Акорпинская, 33 – Келендинская, 34 – Карашекская, 35 – Жосалынская, 36 – Кыртахойская, 37 – Караманнская, 38 – Музбельская, 39 – Айтманащинская, 40 – Кансуйская, 41 – Тарлинская, 42 – Жетьбайская, 43 – Западно-Жетьбайская, 44 – Кокумбайская, 45 – Тучискенская; 3 – крупные прогибы на неогеновых плато (цифры в кружках): 1 – Сегендынский, 2 – Джазгурлинский, 3 – Бусагинский, 4 – Учкудук-Карасайский, 5 – Чакырганский, 6 – Саускан-Бостанкумский; 4 – поперечные структурные перемычки (цифры в квадратах): 1 – Карагинская, 2 – Узеньская, 3 – Карынжарыкская, 4 – Тасолюк-Биринжикская, 5 – Кайдакская; 5 – региональные разломы Мангышлакской складчатой области; 6 – крупные флексуры неогенового чехла.

что доказывает проявление подвижек в послеоценовое время. Основная Тумгачинская антиклиналь состоит из высокой Тумгачинской антиклинали и осложняющих ее Кунабайской и Белясеньской брахиантиклиналей; в ядрах последних вскрываются пермо-триасовые породы.

Наиболее значимым элементом зоны является Тумгачинский разлом длиной около 180 км (см. рис. 3). На всем его протяжении юго-западное крыло этой крупной структуры приподнято и местами надвинуто на северное. В юго-восточной части антиклинали, напротив, обнаружены крупные надвижения северного блока на южный. Здесь пермо-триасовый комплекс оказался надвинутым на верхнемеловые породы до маастрихтских включительно [2, 15, 27].

В ядре Белясеньской антиклинали скважиной, заложеной между двумя выходами триасовых

пород, была вскрыта толща интенсивно заглипсованных глин, песков и галечников мощностью 230 м. В низах ее обнаружены валуны со средне-сарматской фауной, залегающие непосредственно на триасовых отложениях. Геоморфологические и геологические условия залегания толщи позволяют считать, что она выполняет новейший грабен [15]. В северо-западной части Тумгачинской антиклинали вблизи горы Жанаулие, также в грабенообразной депрессии, известны молодые конгломераты (не древнее среднего плейстоцена), залегающие под углами $30^\circ - 40^\circ$ [8].

Яркая морфологическая выраженность присуща Тузбайской антиклинальной зоне. Вблизи осложняющего ее разлома выявлены депрессии, выполненные молодыми четвертичными отложениями мощностью несколько десятков метров. Этот факт указывает на возможную связь

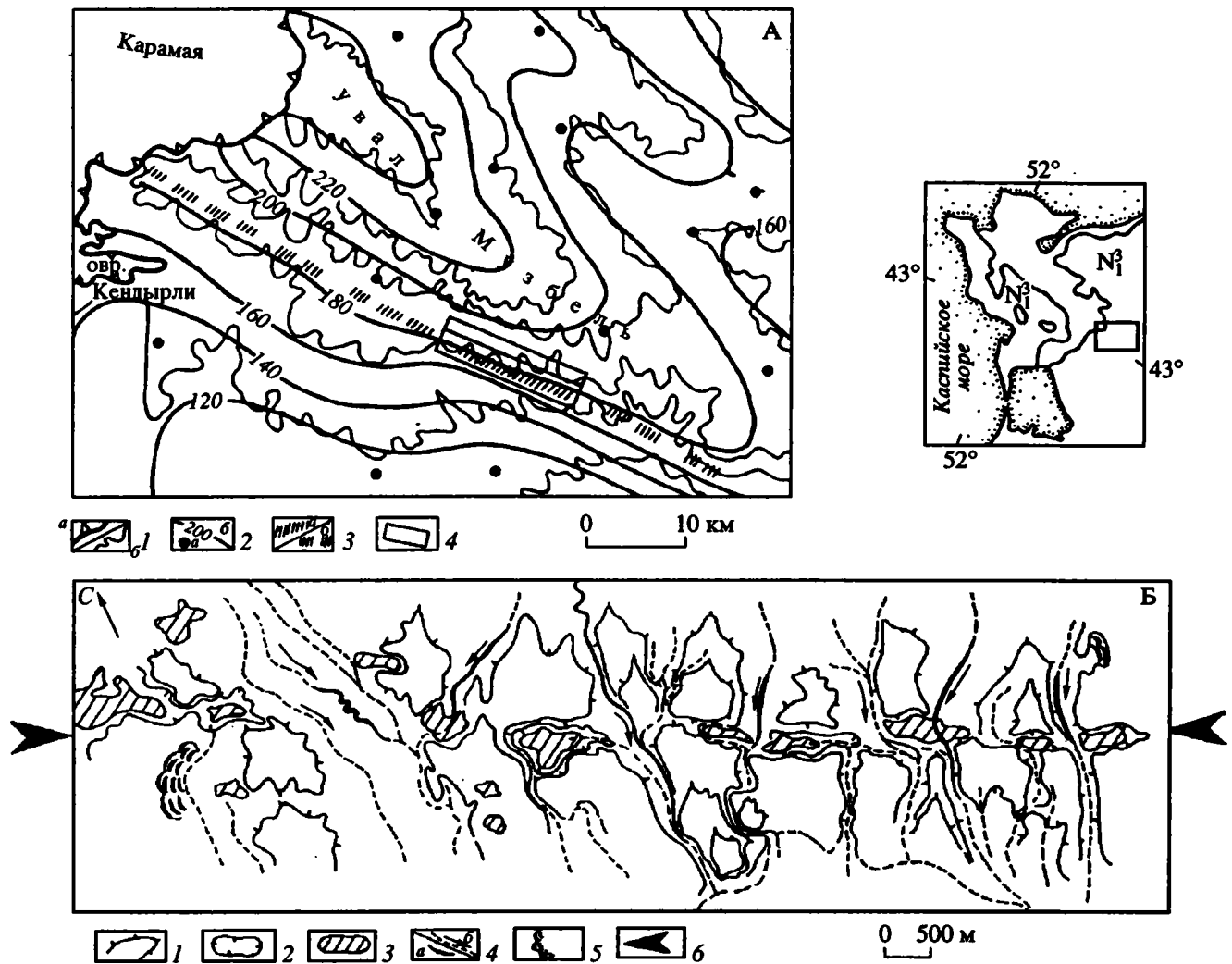


Рис. 4. Обзорная структурная карта Музбельского поднятия (А) и схема дешифрирования аэрофотосхемы Южно-Музбельской активной зоны (Южный Устюрт) – Б.

А: 1 – чинк плато (а) и горизонтали рельефа (б); 2 – скважины (а) и изогипсы подошвы отложений нижнего сармата (б); 3 – зона тектонического дробления: намечаемая уверенно (а) и предположительно (б); 4 – плановое положение аэроснимка (см. рис. 4Б). Б: 1 – пластовые поверхности среднесарматских известняков; 2 – мелкие замкнутые котловины; 3 – такыры, сформированные во впадинах; 4 – русла временной эрозионной сети и направление стока (а), участки увеличенной (до 3–5 м) глубины вреза в них (б); 5 – оползни; 6 – выделяемая зона дробления и трещиноватости.

районов значительных мощностей молодых отложений с локальными отрицательными структурами – мульдами и небольшими грабенами [7]. Недавно в северной части впадины Карагие, в верховьях долины Куюлус, обнаружено надвижение эоценовых пород на четвертичные пролювиальные отложения [18]. Фактов деформирования именно в плиоцен-четвертичное время установлено пока немного, но они указывают на активность не только региональных, но и локальных структур.

Еще более четко молодые плиоцен-четвертичные деформации проявлены на высоких известняковых плато (Тюб-Карагане, Устюрте, Степном Мангышлаке) [3, 6].

Плато Степной Мангышлак расположено в области Южно-Мангышлакского прогиба и имеет отчетливый региональный наклон к Каспию. По поверхности среднесарматских отложений и нижнего понта изогипсами 150–175 м отчетливо обозначается его синклинальное строение. Вблизи Каспия, в южной части полуострова Тюб-Караган (пос. Саура) кровля среднесарматских отложений находится на отметке минус 25 м, а наиболее глубокая область по понтическим отложениям приурочена к району мыса Песчаный (+25 м). Северо-западная часть прогиба наиболее крута (наклон $20' - 25'$). В южной части, со стороны Карабогазского свода, углы падения не превышают $10'$. На юге замыкание Южно-Мангышлакского прогиба происходит

перед Карынжарыкской структурной перемычкой, примерно в 50 - 70 км западнее центриклинали по среднесарматским отложениям (см. рис. 1, 2). Это связано с миграцией наиболее глубокой части прогиба в северо-западном направлении.

В центральной части полуострова Тюб-Караган изогипсами 125 и 150 м соответственно по поверхности среднесарматских и нижнепонтических отложений обозначается Тюб-Караганский вал (20 × 50 км; амплитуда до 30 м), образующий крайнее западное звено Каратауской антиклинальной зоны. Вал является одной из наиболее резко выраженных структур в отложениях позднего миоцена, что указывает на его высокую новейшую активность. В плане структура совпадает с приподнятым блоком складчатого фундамента [2, 9, 26]. Осложняющие его локальные структуры (см. рис. 3) также активно формировались в позднем неогене, о чем свидетельствует детальный палеотектонический анализ локальных структур [9]. Многие из них еще в понтическом бассейне были проявлены в донном рельефе положительными формами и отдельными органогенно-аккумулятивными банками [10, 11]. В послепонтическое время на Тюб-Карагане проявились существенные подвижки по разломам. Они будут рассмотрены ниже.

Восточное продолжение неотектонического Мангышлакского поднятия на Южном Устюрте, подобно Тюб-Караганскому валу, выражено в рельефе и запечатлено деформациями сарматских отложений. Отдельные структуры этой части Мангышлакского складчатого сооружения, в том числе и на Устюрте, в неогене были достаточно активны [16, 27]. На наиболее высоких складках неогеновые отложения залегают на нижнемеловых и верхнемеловых образованиях; в прогибах — на эоценовых и олигоценых отложениях. В этой части плато развиты в основном среднесарматские и нижнесарматские отложения, а понтические слои встречаются на единичных останцах и не могут быть использованы для реконструкции единой понтической поверхности. Ввиду этого структурный план отложений позднего неогена выявляется только по поверхности карбонатного комплекса нижнего и среднего сармата. В этой части плато четко обозначается группа складок, продолжающих (подставляющих) антиклинальные зоны Восточного Мангышлака. Выделяемые здесь положительные структурные элементы по амплитуде редко превышают 20 м. Они очерчиваются изогипсами поверхности среднего сармата 175 и 200 м (см. рис. 1). Примечательно то, что с продвижением к востоку амплитуда и выраженность их в рельефе заметно уменьшаются одновременно с выполаживанием структурных элементов в юрско-палеогеновом структурном этаже. Углы падения пластов сред-

него сармата на крыльях структур не превышают 20' - 30'. В рельефе плато и сарматских отложениях проявляются особенности строения и морфологии многих структурных элементов. Представление о характере деформации, морфологии и выраженности структур в рельефе дает схема, составленная для Музбельского поднятия (рис. 4).

Иной характер выраженности в рельефе и дислоцированности среднесарматских отложений имеет примыкающая с севера область Северного Устюрта. Здесь по поверхности среднего сармата (см. рис. 1) изогипсами 200 - 225 м обозначается лишь южный склон Северо-Устюртского прогиба. В донеогеновых отложениях в районе выявлены плоские брахиантиклинальные поднятия. В рельефе плато и деформациях поверхности среднесарматских отложений они выражены посредственно. По-видимому, слабая степень выраженности в рельефе является отражением их малой активности [6].

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЛИНЕЙНЫЕ СТРУКТУРЫ И ФЛЕКСУРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К этой категории структур отнесены резкие линейные изменения положения кровли среднесарматских и понтических отложений. Они выражены зонами резких перегибов рельефа плато и обусловлены подвижками по разломам и флексурам, установленным в донеогеновых образованиях. В настоящее время все они подтверждены бурением и сейсморазведкой [2]. Ввиду небольших амплитуд перемещений на составленных структурных картах (см. рис. 1, 2) флексуры видны недостаточно четко. Более отчетливо они видны на крупномасштабных топографических картах и совпадают с узкими прямолинейными зонами резкого сгущения горизонталей рельефа. В сарматских отложениях им соответствуют пологие флексуры с падением до 1° - 2° (рис. 5, см. рис. 4). В юрских и нижнемеловых отложениях сейсморазведкой МОГТ вдоль этих зон прослежены крутые флексуры и разрывные нарушения амплитудой в десятки, реже первые сотни метров. Степень выраженности этих линейных структур в рельефе и отложениях верхнего миоцена неодинакова по простиранию. Это свидетельствует об изменении амплитуд вдоль структур.

Наиболее отчетливо выражены Жетыбай-Узеньская, Кокумбайская, Сарболатская флексуры, а также флексуры, осложняющие южное крыло Тюбкараганского вала и южный склон Музбельского поднятия. Зафиксированные падения в отдельных случаях в породах верхнего миоцена превышают многие десятки минут, достигая иногда 2°.

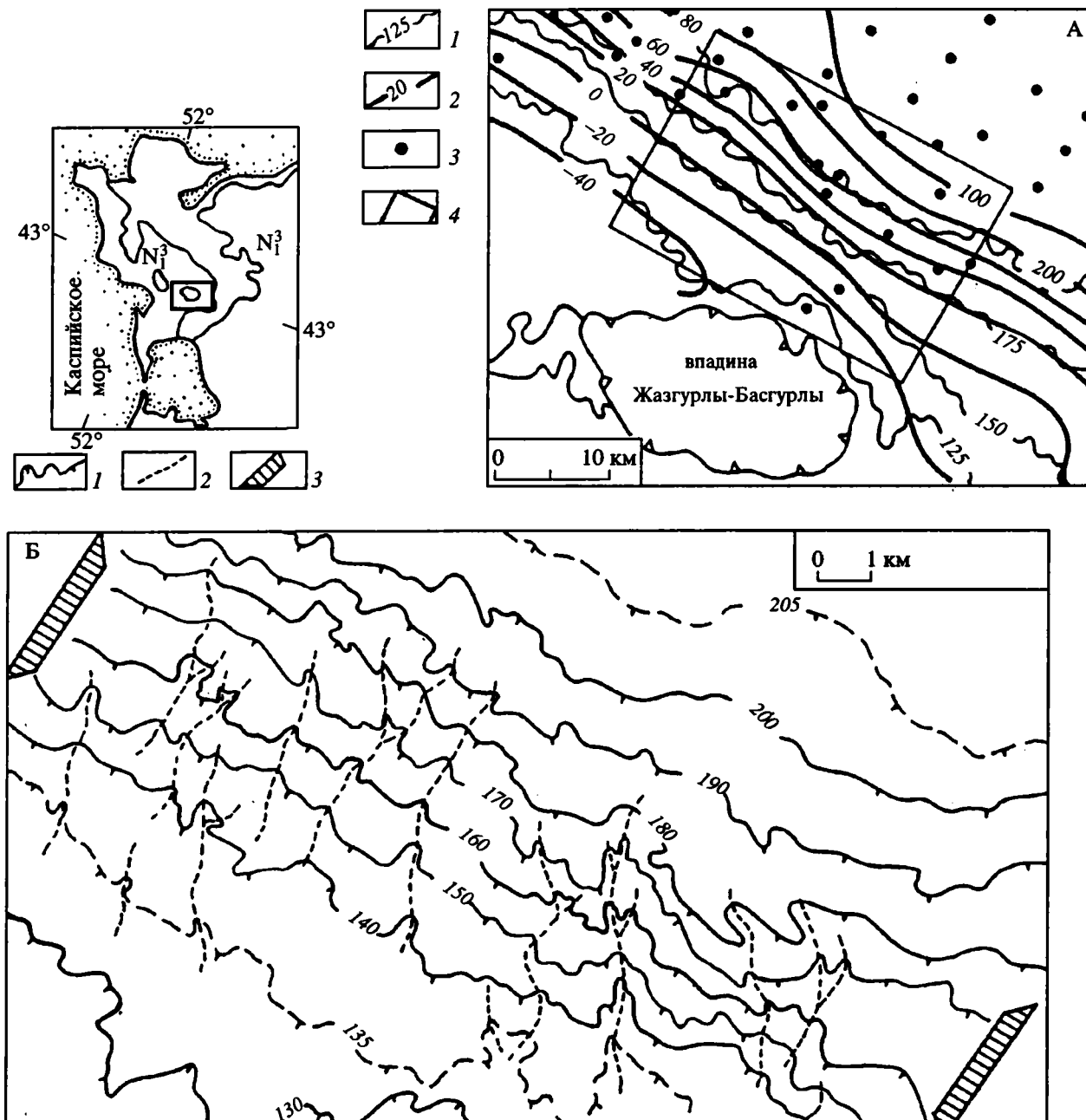


Рис. 5. Обзорная структурная карта А и схема рельефа участка Южно-Мангышлакской флексуры (Степной Мангышлак) – Б

А: 1 – горизонталы современного рельефа; 2 – изогипсы подошвы нижнего сармата; 3 – скважины; 4 – граница детального участка (см. рис. Б). Б: 1 – горизонталы рельефа; 2 – русла временных водотоков; 3 – полоса рельефа, приуроченная к флексуре в неогеновых отложениях (сгущение горизонталей и перегиб в рельефе плато).

Имеются основания предполагать их длительное, но прерывистое развитие. С их развитием, видимо, связано трансгрессивное срезание, выклинивание пород меотического яруса и верхнесарматских отложений, например, на региональной Южно-Мангышлакской флексуре [2, 24]. Специфической чертой описываемых зон является то, что увеличение наклонов слоев в сармат-

ских и понтических отложениях не сопровождается разрывами сплошности бронирующих известняков, проявляясь лишь на отдельных участках увеличением трещиноватости пород.

Ориентировка неогеновых флексур в целом согласуется с простираем разломов в мезозое и ориентировкой структурных зон Мангышлакской складчатой области. Формирование их, как

можно полагать, контролировалось блоковым строением метаморфического фундамента и сескущими его разломами. Необычайно яркая выраженность ряда флексурных осложнений в рельефе плато указывает на их возможную активизацию в четвертичное время (см. рис. 4). Подсчеты показывают, что средняя относительная скорость деформации сарматских и понтийских слоев в зонах флексурных осложнений была достаточно высока и за послесреднесарматское время (11.4 млн. лет) превысила 0.07 - 0.1 мм/год. Эти величины превышают скорости формирования региональных структур на порядок.

Рассмотрение плана и скоростей новейших деформаций позволяет с известной условностью дифференцировать Мангышлакскую область на районы с различным характером новейших деформаций. Несомненно, наиболее активный подъем в послепонтийское время испытала Каратауская антиклинальная зона и ее структурное продолжение – Тюб-Караганский вал. Это доказывается наиболее высоким гипсометрическим положением среднесарматских отложений (см. рис. 1, 2). На Тюб-Карагане углы падения даже на локальных поднятиях достигают десятков минут, а скорость поднятия составила более 0.05 мм/год за последние 6.6 млн. лет.

Второй район возможных значительных линейных движений намечается на Южном Устюрте, в пределах области погружения антиклинальных зон Восточного Мангышлака. Этот вывод можно сделать на основании четкой выраженности отдельных локальных структурных элементов в рельефе плато, хотя не исключено, что это связано с эффектом денудационного “подчеркивания” [6]. Обращает на себя внимание то, что наибольший подъем в новейшее время свойственен районам, где отмечены значительные мощности каратауского комплекса, а также там, где намечаются границы между разными блоками. Это позволяет связывать активность и дифференцированность новейших послесреднесарматских и послераннепонтийских движений с глубиной фундамента, его блоковым строением, подвижками по разделяющим их разломам. За пределами Мангышлака высокая активность свойственна антиклиналям Центрально-Устюртской зоны поднятий. Она связана с ее пограничным положением между крупными блоками земной коры, различными по времени консолидации фундамента и геологической истории.

В области Степного Мангышлака несмотря на преобладание отрицательных движений в новейшую эпоху проявились подвижки по разломам, определившие ступенчатое погружение фундамента к центральным областям Южно-Мангышлакского прогиба. Существенное значение при формировании флексурных зон имели, видимо, физико-меха-

нические свойства всей осадочной толщи и резкое возрастание мощности (до 500 - 1000 м) глинистых пород в зонах разломов, например, на Южно-Мангышлакской флексуре. В подобных условиях происходит пластическое перемещение материала и неравномерное уплотнение глин, подстилающих неогеновую карбонатную “броню” [14]. Таким образом, образование флексур определялось тектоническими и литоседиментационными процессами.

Отмеченные ранее поперечные структурные элементы: Кайдакская, Карагинская, Карынжарыкская и другие структурные перемычки (см. рис. 3) – активно формировались в олигоцене. В позднем неогене формирование их прекратилось, за исключением Карынжарыкской (см. рис. 1, 2) [6, 7, 29]. Именно ее развитием было предопределено восточное замыкание Южно-Мангышлакского прогиба и существенные литофациальные различия пород позднего неогена на Южном Устюрте и Степном Мангышлаке.

Анализ новейшего развития локальных поднятий возможен по материалам геолого-статистических исследований отдельных нефтегазоносных площадей Степного Мангышлака [9]. Было установлено, что вертикальные движения на большинстве изученных локальных поднятий происходили одновременно с региональными деформациями. На Жетыбай-Узеньской структурной террасе рост большинства локальных структур продолжался вплоть до конца сарматского века (Жетыбайская, Тенгинская, Тасбулатская и др.), хотя некоторые поднятия в это же время испытали существенное выполаживание и даже частичное расформирование в позднеплиоценовое и четвертичное время. В целом, однако, подавляющее большинство сформированных на Жетыбай-Узеньской ступени структур выделяется более контрастным развитием по сравнению с выявленными в глубоких частях Южно-Мангышлакского прогиба (см. рис. 3). В связи с региональным погружением последнего в сторону Каспия многие из структур не выражены в поздненеогеновых отложениях и рельефе; у других – плановые соответствия по неогеновым отложениям значительно снижаются, а амплитуды уменьшаются (Песчаномысское, Оймашинское и др.). Это ведет к выводу о том, что по мере движения в сторону глубоких прогибов дифференцированность движений и активность развития локальных поднятий снижаются.

В последние годы применительно к Степному Мангышлаку развиваются представления о значительной роли шарьяжно-надвиговых движений в формировании локальных поднятий мезо-кайнозойского структурного этажа [17, 18]. Сейсмо-разведкой МОГТ выявлен сложный плановый рисунок локальных поднятий на высокой Мангыш-

лакской ступени. Сравнительное сопоставление планового положения фронтальных зон, надвигов локальных поднятий и рельефа Степного Мангышлака показывает, что некоторые неровности поверхности среднесарматского и понтичского плато могут быть результатом активизации надвиговых процессов.

Резюмируя вышесказанное, не будет ошибкой утверждать, что послепонтические движения проявились на Мангышлаке весьма широко. Этот вывод подтверждается образованием по периферии Степного Мангышлака и Устюрта глубоко-расчлененного погребенного рельефа (Бузачи, залив Кара-Богаз-Гол и др.) и повсеместным прилеганием акчагыльских отложений к чинкам плато [7]. Проведенный анализ развития новейшей структуры не позволяет согласиться с мнением [27] о региональном ослаблении движений в послепонтическое время.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Сведения о разрывах неогеновых пород, трещиноватости и других нарушениях сплошности пород на Степном Мангышлаке и Устюрте весьма скудны, так как они специально не изучались. В большинстве случаев они трассируются по косвенным геоморфологическим признакам. В последние годы многочисленные нарушения на Степном Мангышлаке были намечены по материалам космической фотосъемки. Лишь некоторые из них (20%) совпали с нарушениями, установленным бурением и сейсморазведкой [19, 21].

К чести геологов НПО Аэрогеология: В.В. Букина, Ю.М. Клейнера, И.С. Плещеева, С.Е. Петрова, А.И. Шарапова, С.О. Хондқариана и других – на сводной геологической карте Казахстана масштаба 1 : 500 000 [2] были показаны лишь те из них, которые исследовались в полевых условиях. Небольшие амплитуды смещений (первые метры), отсутствие признаков брекчирования, милонитизации позволяют даже эти линии отнести к тектоническим нарушениям с большей долей условности. Ряд нарушений, однако заслуживает специального рассмотрения.

На северном крыле Тюб-Караганского вала в донеогеновых породах выделяется региональный разлом, по которому опущена северная часть структуры. Здесь в узкой зоне северо-западной ориентировки в отложениях сарматского и понтичского ярусов обозначается флексура, местами переходящая в малоамплитудные разломы и зоны трещиноватости (рис. 6). Разрывы и флексуры в рельефе обозначаются "щеткой" наклонных, иногда вертикальных плиток известняков и прямолинейным контактом четвертичных суглинков и отложений понтичского яруса. В плане молодое нарушение совпадает с разрывом, уста-

новленным бурением в миоценовых отложениях, амплитудой несколько десятков метров [2, 10, 11, 26]. На южном склоне вала также вдоль регионального разлома в неогене обозначается нарушение амплитудой по среднему миоцену около 40 м. К юго-западу от него геологической съемкой установлен грабен, выраженный в понтичских отложениях (рис. 6).

В осевой зоне Тюб-Караганского вала, в области наиболее высокого положения среднесарматских и понтичских отложений, в мезозойских отложениях выявлена серия нарушений, диагональных к главному Тюб-Караганскому разлому. Вдоль одного из них по линии мыс Тюб-Караган – пос. Саура выделяются отдельные участки длиной 5 - 10 км, на которых обнаружены разрывы, секущие среднесарматские и понтичские отложения.

На Южно-Мангышлакском плато вдоль линии, проходящей через колодцы Ащибас, долину Куюлус, останец Елыктау и далее к колодцу Кандыбас, при крупномасштабной геологической съемке прослежена зона молодого разрывного нарушения северо-западного простирания, секущего верхнемиоценовые породы, протяженностью более 80 км. В рельефе нарушение выражено уступом, а при пересечении долин – ступенью в дочетвертичных отложениях и узкими ложбинами, поперечными к направлению долин. Ныне эти формы коренного ложа долин погребены под четвертичными отложениями аллювиально-пролювиального генезиса (устное сообщение А.И. Шарапова). Этот факт указывает на плиоцен-четвертичное время подвижек вдоль разлома. Амплитуда вертикального смещения отложений миоцена в обрывах останца Елыктау составляет по оценке А.И. Шарапова 6 м. В палеогене зона разрывного нарушения, помимо смещения, сопровождается трещиноватостью с признаками смятия. Специфические зоны дробления известняков сарматского яруса установлены на Устюрте в верховьях оврага Бусага, где проявлены ортогональным рисунком временной эрозионной сети. Бурением вдоль некоторых долин установлены вертикальные смещения меловых пород амплитудой до 60 м.

Подобным образом в рельефе плато и сарматских отложениях отражено крупное Центрально-Устюртское нарушение. Оно трассируется к юго-востоку от колодца Мамбетказган в направлении колодца Аккурлукбалча на протяжении около 80 км, в основном по прямолинейному рисунку горизонталей и руслам временных водотоков. Явных смещений среднесарматских отложений здесь не установлено, но они вполне допустимы. Восточнее колодца Аккурлукбалча на продолжении этой тектонической линии располагается прямолинейное долинообразное понижение

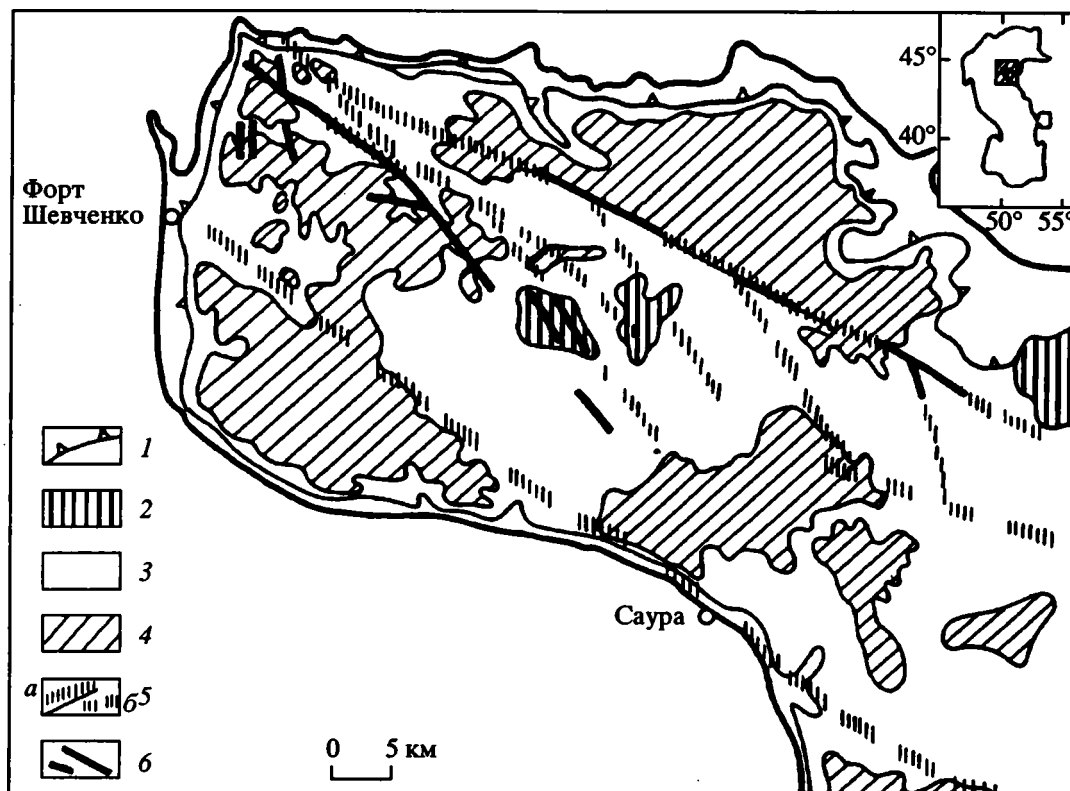


Рис. 6. Схема разрывных нарушений и флексур на п-ове Тюб-Караган, Степной Мангышлак.

1 – граница неогенового плато; 2 – выходы меловых пород; 3, 4 – поля распространения пород: 3 – сарматского и 4 – понтического ярусов; 5 – флексуры в неогеновых породах: прослеженные (а), предполагаемые (б); 6 – разрывные нарушения в неогеновых породах.

северо-запад-юго-восточной ориентировки шириной от 0.5 до 2.0 км. Большая часть этой своеобразной зоны находится за пределами Мангышлака, однако анализ ее строения имеет важное значение для понимания формирования новейших разрывных нарушений в регионе.

Особенностью ее является образование вдоль ложбины многочисленных мелких котловин и значительного покрова четвертичных отложений, скрывающего структуру среднесарматских пород [28]. В ложбине отмечаются группы провальнокарстовых форм. У подножий северного склона Карабаурского увала зафиксированы значительные наклоны (до $8^\circ - 15^\circ$) нижнесарматских отложений [1]. Очевидно, что и здесь сарматские породы осложнены флексурой. Идентификация одновозрастных пластовых поверхностей сармата по аэрофотоматериалам и детальным топокартам между колодцами Мысык и Ханабай на расстоянии около 40 км по разные стороны от ложбины обнаруживает вертикальные перемещения сарматских слоев на 5 - 7 м. В этой же зоне бурением на такыре Баймен подтверждено локальное погружение среднесарматских пород более чем на 70 м [1]. Сказанное позволяет считать, что региональная Центрально-

Устюртская флексура на отдельных участках, видимо, трансформируется в разрывные нарушения и сопровождается дроблением пород сармата. В пользу последнего свидетельствует геоморфологическое строение и значительная ширина линейной ложбины.

В качестве хорошо (применительно к условиям района) выраженной зоны нарушений рассматривается полоса на южном склоне Музбельского поднятия (см. рис. 3) на востоке Мангышлака. Эта полоса запад-северо-западного, т.е. общемангышлакского простирания выделяется по перегибу рельефа (сгущению горизонталей) (см. рис. 4А) и еще более наглядно по морфологическим особенностям эрозионной сети (см. рис. 4Б). Последние характерны как в профиле, так и в плане. Увеличенное на несколько метров врезание русел перед полосой продольных плоских понижений и дальнейшими протяжениями к югу отмечает молодое поднятие северного крыла относительно южного. Относительные перемещения на несколько метров могут относиться к позднему плейстоцену или даже к голоцену.

Не менее характерны однонаправленные смещения в плане долинных врезов, в том числе брошенных вправо на 500 - 600 м с образованием

перехватов, обезглавленных долин и т.п., что характерно для морфологии сдвиговых участков, когда они пересекаются эрозионной сетью. В данном случае по долинам (не по современным руслам) выводится правостороннее сдвигание за время, ограниченное, по-видимому, интервалом средний плиоцен - поздний плейстоцен, когда активно формировалась эрозионная сеть, ныне не действующая. Соответственно скорость новейшего сдвигания в среднем за 3.5 млн. лет может оцениваться величиной $1.6 \leq v \leq 5.0$ мм/год. Продолжаются ли такие движения в голоцене и в настоящее время, без специальных исследований определить трудно. Но в любом случае принципиально важным надо считать, во-первых, установление правосторонних сдвиговых смещений в плиоцен-четвертичное время, а, во-вторых, определение средней скорости горизонтальных движений, которая здесь на порядок, если не более, больше по сравнению с величинами скорости вертикальных смещений в зонах разрывов района.

Мы рассмотрели лишь некоторые наиболее крупные нарушения сплошности известняковой "брони" Устюрта и Степного Мангышлака в зонах региональных разломов. Геологические и геоморфологические данные указывают на их, несомненно, тектоническую природу. Не исключены и сейсмотектонические перемещения вдоль упомянутых тектонических линий. Четкая приуроченность их к флексурным осложнениям неогенового чехла и плановое совпадение с разрывными нарушениями донегеновых пород указывают на то, что мы имеем дело, по-видимому, с настоящими разрывами неогенового покрова.

Вместе с тем, ввиду своеобразного характера их проявления (в виде ложбин с элементами дробления пород) и прежде всего из-за крайне небольшой амплитуды перемещений последние можно трактовать как следствие сейсмических проявлений - своего рода вибрации при линейаризованном распространении энергии сейсмических импульсов. Этому дополнительно могло способствовать присутствие в разрезе неогена пород с разными механическими и прочностными свойствами и, прежде всего, резкое увеличение мощности пластичных глин палеогена на крыльях структур и вблизи крупных разломов. Благодаря упомянутым свойствам подстилающих пород в прочных, нередко хрупких известняках сармата, бронирующих Степной Мангышлак и Устюрт с поверхности, при новейших подвижках, а также вследствие сейсмической активности вполне могли образоваться линейные зоны дробления и трещиноватости умеренной степени морфологической выраженности.

Новейшие движения на Мангышлаке проявились в общем сводовом подъеме Мангышлакской складчатой области и активизации блоковых по-

движек, выраженных флексурами неогенового покрова.

На основании комплексной интерпретации геолого-геоморфологических данных с некоторой условностью выделяются районы, различающиеся интенсивностью и дифференцированностью новейших (послесреднесарматских и послепонтических) движений. Наиболее значительными, вероятно, были послепонтические (ранне-среднеплиоценовые) движения, определившие наступление континентальной фазы развития Устюртско-Мангышлакской области.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОДИНАМИКИ

Для обоснованного восстановления геодинамического развития региона на новейшем этапе данных недостаточно. Однако собранные к настоящему времени позволяют предложить схему, которая в дальнейшем может усовершенствоваться.

Главными выявляемыми ныне чертами новейшей структуры и динамики, на которых основываются наши суждения, надо признать следующие.

1. Крупный Мангышлакский новейший вал - это продольная унаследованно развивающаяся пликативная структура запад-северо-западного простирания с продольными же флексурно-разрывными осложнениями (см. рис. 1, 2, 4, 5).

2. Основные зоны нарушений новейшего времени (Северо-Мангышлакская зона, Тузбаирский разлом, Тумгачинский разлом и др.) в плане представляют расходящуюся к востоку фигуру (см. рис. 1, 2), подобный же план ("конского хвоста") имеют и разломы более мелкого порядка, как это установлено, например, на п-ове Тюб-Караган (см. рис. 6). Уже эта особенность ведет к представлению о развитии характеризуемых новейших разрывов преимущественно за счет горизонтальных сдвиговых движений с образованием деформаций и нарушений правого кулисного ряда.

3. К тому же представлению ведут и структурно-кинематические особенности в зонах нарушений. В большинстве нарушений поднятыми являются северные (северо-восточные) крылья и они же взброшены на южные (юго-западные). С другой стороны, на нескольких концевых частях оперяющих нарушений северо-западного протяжения установлены узкие новейшие грабены, заполненные плиоценовыми и четвертичными отложениями, формирование которых естественно допустить в условиях близширотного растяжения (в тылу сдвигающихся к западу южных пластин). Наконец, в том же ряду принципиально важных структурных признаков находится обнаружение правостороннего смещения в течение

позднеплиоцен-четвертичного периода (на величину в 1.5 - 2 раза большую по сравнению с общим вертикальным поднятием) по одному из нарушений на Устюрте.

Все эти признаки независимо и согласно ведут к представлению о новейшем развитии Мангышлакского вала, ограничивающих и частично секущих его структур в условиях господствующего субмеридионального сжатия и правосдвигового перемещения крупных продольных блоков (пластин) с образованием полос растяжения в тылу. Скорости горизонтальных перемещений в целом за позднеплиоцен-четвертичное время оцениваются несколькими миллиметрами в год (периодически, возможно, и выше), т.е. довольно высоки для спокойных структур платформенного типа. Иными словами, платформенный Мангышлак на новейшем этапе (в конце его) оказывается активизированным участком коры, вовлеченным в геодинамическое развитие, вероятно, определяемое взаимодействием Аравийской и Евразийской плит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные новые факты и предпринятое обобщение известных данных указывают на значительные региональные и локальные, складчатые и линейные, в том числе разрывные тектонические движения в позднем неогене и в четвертичное время в пределах Мангышлака и Устюрта. Определенно устанавливается значительный сводово-блоковый подъем Мангышлакской складчатой области и ступенчатое погружение сопряженных с нею прогибов Южно-Мангышлакского, Северо-Устюртского, Учкудукского и др. Оно происходило по системе разломов, выраженных в неогене флексурами. Наиболее значительную активизацию испытали Южно-Каратауский, Тюб-Караганский, Южно-Мангышлакский, Тумгачинский, Тузбаирский, а также Центрально-Устюртский и Музбельский разломы. Выявляются свидетельства горизонтальных движений вдоль некоторых разломов.

Вдоль ряда нарушений в новейшее время установлены разрывные нарушения малой амплитуды (первые метры) и намечены участки дробления пород. По мнению авторов, они являются следствием "вибрационных" сейсмических воздействий вблизи активизированных тектонических швов. Возникновение же в регионе сильных землетрясений установлено теперь независимо теми же данными [13].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафьева Л.Ф. Структурно-геологические особенности миоценового покрова и их отражение в рельефе увала Карабур, Центральный Устюрт. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 60 - 72. (Тр. "Союзбургаза". Вып. № 2).
2. Геологическая карта Казахстана. Масштаб 1 : 500000. Объяснительная записка. Л.: Недра, 1980. 146 с.
3. Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Прикарабогазье. Л.: Недра, 1964. 300 с.
4. Димаков А.И., Тамаров А.И. Глубинная структура Мангышлака. Л.: Недра, 1973. 75 с.
5. Карта новейшей тектоники Юга СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Л.: Недра, 1971.
6. Клейнер Ю.М., Кузнецов Ю.Я., Полканова Л.П., Шолохов В.В. Структурно-геоморфологическое изучение столовых равнин на примере плато Устюрт и Степного Мангышлака. М., 1967. С. 195 - 201. (Тр. ВНИИЗарубежгеологии. № 15).
7. Клейнер Ю.М., Кузнецов Ю.Я., Хондариан С.О., Шолохов В.В. Основные этапы формирования рельефа Закаспия в поздненеогеновое и четвертичное время // Геоморфология. 1976. № 4. С. 70 - 79.
8. Лобачев А.В., Грибков В.В. Новые данные о неотектонических движениях на Восточном Мангышлаке // Бюл. НТИ "Проблемы нефтегазоносности Мангышлака и Устюрта". 1968. № 19. С. 24 - 26.
9. Мирчинк М.Ф., Есенов Ш.Е., Бененсон В.А., Летавин А.И., Оруджева Д.С. Тектоника и нефтегазоносность Мангышлака и Устюрта. Л.: Недра, 1972. 240 с.
10. Можаяев Б.Н. К истории геологического развития западной части Тюб-Карагана в кайнозойское время // Геология Закаспия. Л.: Изд-во АН СССР, 1958. Вып. 1. С. 79 - 95.
11. Можаяев Б.Н. О выраженности на аэроснимках структурных форм полуострова Тюб-Караган, созданных новейшей тектоникой Л.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 54 - 61. (Тр. ЛАЭМ. № 6).
12. Мстиславский М.М., Мезенцев А.М., Олофинский Л.Н. Тектоническое районирование доюрского основания Мангышлакской зоны поднятий // Геотектоника. 1980. № 2. С. 63 - 77.
13. Никонов А.А. Разрушительное землетрясение на Мангышлаке // Физика Земли. 1993. № 6 (в печати).
14. Огнев А.О. Пространственно-временные изменения коэффициента необратимого уплотнения глинистых пород // Геология нефти и газа. 1990. № 10. С. 18 - 20.
15. Петров С.Е., Плещеев И.С. О некоторых особенностях тектонического развития юго-восточной части Тумгачинской антиклинали на Мангышлаке // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. № 1. С. 50 - 53.
16. Плещеев И.С., Шаранов А.И., Шлезингер А.Е. Структура Восточного Мангышлака и прилегающей территории плато Устюрт // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. № 1. С. 40 - 51.
17. Попков В.И. Внутриплитные структуры бокового сжатия // Геотектоника. 1991. № 2. С. 13 - 27.
18. Попков В.И., Жданов С.М. Молодые деформации горизонтального сжатия на Южном Мангышлаке // Геотектоника. 1991. № 5. С. 81 - 92.

19. Попков В.И., Праздников А.В., Тимурзиев А.И. Новейшая разломная тектоника Мангышлака // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261. № 1. С. 165 - 168.
20. Столяров А.С., Шлезингер А.Е. Тектоника и основные черты развития структурного плана Южно-Мангышлакского плато // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 37. № 1. С. 3 - 26.
21. Тимурзиев А.И. Новейшая тектоника Песчано-мысско-Ракушечной зоны // Сов. геология. 1984. № 6. С. 64 - 71.
22. Тимурзиев А.И. Основные черты новейшей структуры и морфоструктура Мангышлака // Геоморфология. 1991. № 4. С. 91 - 98.
23. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря М.: Изд-во АН СССР, 1957. 298 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 10).
24. Чельцов Ю.Г., Сальман Г.Б. О стратиграфических взаимоотношениях и условиях залегания понтических и меотических отложений Прикарабагазья Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 239 - 250. (Тр. КЮГЭ. Вып. 8).
25. Чумаков И.С., Пызова С.Л., Ганжей С.С. Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. М.: Наука, 1992. 96 с.
26. Шаранов А.И., Нурманов А.М., Плещеев И.С., Токарев В.П. Тектоническое строение полуострова Тюб-Караган (Мангышлак) в связи с перспективами нефтегазоносности // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55. № 4. С. 9 - 14.
27. Шлезингер А.Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. М.: Наука, 1965. 218 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 132).
28. Шолохов В.В. Отражение глубинных нарушений в геоморфологическом облике Устюрта // Нефтегазовая геология и геофизика. 1963. № 8. С. 54 - 58.
29. Шолохов В.В. О происхождении и тектонике впадины Карынжарык // Изв. вузов. Геология и разведка. 1964. № 10. С. 15 - 20.

Рецензент : В.Г. Трифионов

On the Modern Structure of Mangishlak

V. V. Sholokhov, A. A. Nikonov

Joint Institute of Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow

Structural maps of the surface of Low Pliocene Pontian stage and Upper Miocene Middle Sarmatian substage limestones are presented. Peculiarities of distribution, amplitude of regional deformations in Postsarmatian and Postpontian time are established according to these maps. Evidences of the young activity (Pliocene - Quaternary) in regional and local structures are given. It is stressed the important role of block movements along faults. Seismotectonic activity of some of the regional faults and formation of seismotectonic shearing along them are suspected.

УДК 551.24.02

НОВЫЕ ПОДХОДЫ К МОДЕЛИРОВАНИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

© 1994 г. В. Г. Талицкий

Геологический факультет Московского государственного университета, Москва

Поступила в редакцию 27.12.93 г.

На основе развиваемых в последнее время новых подходов к моделированию геологической среды и протекающих в ней динамических процессов проанализированы механизмы формирования парагенезов разномасштабных структурных форм, являющихся структурным выражением тектонических деформаций. Показано, что структурообразование в геологической среде может рассматриваться как релаксационный автоколебательный процесс структурной самоорганизации вещества тектоносферы.

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

В последнее десятилетие в тектонике и геофизике отчетливо проявилась тенденция новых подходов к моделированию геологической среды и протекающих в ней динамических процессов. За этот период времени различными исследователями был предложен ряд принципиально новых моделей, значительно отличающихся от традиционных моделей континуума [6 - 10, 14, 15]. В их рамках геологическая среда представляется неоднородной, иерархически построенной системой разномасштабных структурных элементов, и по этому признаку подобные модели могут быть объединены под общим названием: модели среды со структурой.

Новые подходы к моделированию геологической среды сформировались в связи с накоплением фактического материала, интерпретация которого не укладывается в рамки традиционных представлений механики. Так, к настоящему времени получены многочисленные геологические и геофизические наблюдения, которые свидетельствуют, что осуществляемые в процессе тектонических деформаций динамические перестройки структуры геологической среды зависят в большей мере не от осредненных полей напряжений, как это предполагают модели континуума, а от их максимумов, т.е. концентраторов напряжений, распределение и перестройка которых, в свою очередь, определяются детальной структурой среды, а не ее осредненными свойствами [11]. В этой связи возникла необходимость специального исследования роли детальной структуры геологической среды в механизмах тектонических деформаций.

По образному выражению В.С. Пономарева, новые модели геологической среды призваны "...способствовать освещению таких явлений, происходящих в горных породах, какие остаются вне поля зрения, сформированного в луче сложив-

шихся традиционных представлений" [6, с. 133]. Иными словами, не являясь альтернативой континуальных, модели среды со структурой нацелены на исследование процессов тектогенеза, выходящих за границы применимости моделей механики сплошных сред. К числу последних относятся процессы структурообразования, происходящие в геологической среде при ее прогрессирующей деформации. Именно эти процессы, в конечном счете, привели к выработке тех новообразованных структурных сочетаний (структурных парагенезов, структурных рисунков), которые в настоящее время определяют тектоническое строение различных регионов Земли. В этой связи установление закономерностей процессов структурообразования в геологической среде является важнейшей задачей современной структурной геологии, ориентированной на разработку методик геодинамической интерпретации сложнопостроенных тектонических структур с длительной историей их формирования.

О СВЯЗНЫХ И РАЗРЫВНЫХ ДЕФОРМАЦИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Новый подход к моделированию природных структурногеологических объектов (структурных парагенезов, структурных рисунков), в свете отмеченных выше функций предлагаемых моделей геологической среды, требует переосмысления некоторых устоявшихся в тектонике представлений, оформившихся в луче сложившихся традиционных представлений и превратившихся, по существу, в стереотипы. К стереотипам подобного рода относится искусственное разделение тектонических деформаций на связные и разрывные, при этом связные деформации отождествляются с пластичностью, а разрывные – с механическим разрушением. Между тем автоматическое перенесение таких понятий механики, как пластичность и разрушение, на значительные объемы

геологической среды уже само по себе требует обоснования их применимости, тем более, что в основу разделения деформаций положен их структурный результат. С другой стороны, необоснованное разделение тектонических деформаций на связные и разрывные по принципу их структурного результата создает определенные сложности при решении генетических вопросов структурообразования, заранее определяя, а, фактически, навязывая представления о механизмах формирования тех или иных структурных форм и их сочетаний.

Так, практически в любом учебнике по структурной геологии заранее определено, что складки и сопровождающие их структуры являются результатом связной (пластической) деформации, а тектонические разрывы – результатом разрывной деформации (разрушения). Однако в тех же учебниках наряду со сказанным прекрасно употребляются такие термины, как “складки скальвания” и “трещины скальвания”, явно противоречащие вышеобозначенному разделению, так как конкретный механизм “скальвания” одновременно приписывается и пластичности, и разрушению.

Другой пример: определяя тектонические разрывы как зоны физического разрушения пород (что соответствует обсуждаемому принципу разделения тектонических деформаций), М.В. Гзовский отмечает, что тектоническими разрывами следует считать нарушения практически любых размеров, от трансляционных смещений в кристаллах, наблюдаемых под электронным микроскопом, до глобальных нарушений протяженностью в несколько тысяч километров [2]. Вместе с тем трансляционные смещения в кристаллах являются одним из микроскопических механизмов пластичности, но не разрушения.

Примеров подобного рода несоответствий можно привести множество, но проблема в еще большей степени усугубляется, если учесть, что в структурной геологии практикуется и иной принцип разделения тектонических деформаций, в корне противоречащий первому. Если в первом случае в основу разделения тектонических деформаций на связные и разрывные положено чисто интуитивное восприятие их структурных результатов, второй строится на анализе деформационных диаграмм, получаемых при механических испытаниях образцов горных пород, и в этом смысле такой подход в большей степени обоснован. Но при его применении возникают другие сложности.

“Так, при наблюдениях в некотором макромасштабе может казаться, что тело горной породы претерпело деформацию без возникновения трещин и соответственно эту деформацию можно назвать пластической, и тем не менее фактически

она может быть гетерогенной, что видно при более тонких наблюдениях. Такие гетерогенности могут проявляться в скольжении (разновидность пластической деформации) или в образовании тончайшей трещиноватости (катаклиз, или хрупкая деформация)” [1, с. 139]. В обоих случаях деформационные диаграммы (диаграммы $\sigma - \epsilon$) могут быть однотипными (например, пластичность с упрочнением), но структурный результат деформаций резко различен, причем выявить эти различия можно лишь при детальном структурных исследованиях.

Таким образом, деформация даже небольшого объема горных пород, непосредственно испытанного в машине, может быть охарактеризована различно. Основываясь лишь на диаграммах испытаний, макродеформацию образца в общем случае следует классифицировать как течение, но результаты детального изучения структурных изменений, происшедших в образце, позволяют выявить конкретный механизм, посредством которого это течение осуществлялось. В первом случае таким механизмом являлось трансляционное скольжение в кристаллах, следовательно, течение истинно пластическое, во втором – течение проходило посредством разрушения кристаллов и смещения одних обломков относительно других, т.е. через катаклиз – “катакластическое течение”. Во втором случае к описанию деформации пород можно применить как механический термин “пластичность”, так и механический термин “разрушение” в зависимости от выбранного масштаба исследований. В тектонике, имеющей дело и с деформационными петроструктурами, и со структурами регионального плана, масштабный подход к изучению тектонических деформаций и их структурных результатов – обычное явление, отсюда и появление таких терминов двойственного толкования, как “катакластическое течение”, ставящих под сомнение принятое в структурной геологии разделение деформаций на связные и разрывные.

Сомнения подобного рода в еще большей мере усиливаются в связи с четко обозначившимся в последнее время парагенетическим подходом к изучению тектонических деформаций, сместившим акцент генетических исследований с отдельных элементарных структурных форм к структурным ансамблям, включающим структурные формы разной морфологии и размера, в том числе и сосуществующие структурные формы, относимые к связной и разрывной деформации (складки и тектонические разрывы). Один из пионеров такого подхода А.В. Лукьянов справедливо замечает, что широко распространенные в литосфере весьма значительные деформации горных масс не сводятся лишь к складко- и разрывообразованию, но могут быть описаны как сложное тектоническое течение, при котором и формируются

структурные ансамбли – структурные рисунки, состоящие из структурных парагенезов более крупного масштаба и, в свою очередь, являющиеся парагенезами мелкомасштабных структурных рисунков. В связи со сказанным рекомендуется изучать деформации на разных масштабных уровнях, причем на каждом из таких уровней имеются свои неоднородности, нарушающие сплошность среды [3].

Отметив этот факт, А.В. Лукьянов практически призвал отказаться от моделирования природных структурногеологических объектов как сплошной среды и подготовил почву для разработки качественно новых моделей среды со структурой. Ведь собственные неоднородности содержит любой из масштабных уровней, и от них невозможно избавиться. Но, видимо, отдавая дань традициям, А.В. Лукьянов сопоставил тектоническое течение в литосфере с механической (реологической) моделью ползучести. Последнее вряд ли справедливо или справедливо лишь в первом приближении, в том смысле, что, находясь длительное время в напряженном состоянии, массивы горных пород способны накапливать необратимую деформацию, нарастающую со временем до грандиозных размеров. Однако по механизму накопления деформации тектоническое течение скорее может быть квалифицировано как “катакластическое” или “макрокатакластическое” течение, при котором в разных масштабах пространства и времени сложно сочетается истинно пластическая деформация с разрушением. Термин “истинно пластическая деформация” в приведенном определении соответствует такой деформации, которая может быть названа пластической не только по соотношению $\sigma - \epsilon$ на диаграммах механических испытаний, но и является пластической по микроскопическим механизмам ее протекания (диффузионные, трансляционные, зернограничные и т.д.).

В связи со сказанным для характеристики тектонических деформаций и их структурных результатов представляется целесообразным заменить термины “связная” или “пластическая” деформация более нейтральным термином “остаточная” деформация, имея при этом в виду, что остаточная деформация может соответствовать механическому понятию пластичности по соотношению $\sigma - \epsilon$, существенно отличаясь от нее по механизмам протекания. В таком понимании тектонические деформации в интервалах геологического времени практически всегда остаточные, но их развитие сопровождается локальными разрушениями геологической среды и “кусовым” характером перемещений и поворотов разномасштабных структурных элементов. Понятие же “истинная пластичность”, видимо, можно применять лишь для характеристики деформаций глубинных зон литосферы. Механическое же разру-

шение в полном смысле этого слова происходит лишь на поверхности Земли либо в очаговых областях землетрясений при мгновенном протекании тектонических процессов.

В связи с приведенными соображениями моделирование природных структурногеологических объектов должно заключаться в исследовании конкретных физических механизмов протекания остаточных деформаций, посредством которых и формируются структурные ансамбли в реальной геологической среде.

МОДЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ СО СТРУКТУРОЙ

Конкретные механизмы протекания остаточных деформаций невозможно понять, изучая лишь диаграммы механических испытаний, так же, как, основываясь лишь на феноменологических моделях, невозможно понять физическую природу пластичности. Выявить физические механизмы пластических деформаций удалось, лишь исследовав атомно-молекулярную структуру вещества и дефекты, нарушающие эту структуру. В последнее время в физике твердого тела дефекты, нарушающие кристаллическую структуру материалов, были представлены как самостоятельные структуры различной уровня организации вещества, что привело к рождению принципиально новой физической модели – модели механики среды со структурой [4, 5], в рамках которой предпринимаются попытки привести в соответствие феноменологические модели с физикой микроскопических процессов, определяющих механическое (реологическое) поведение кристаллических веществ. Собственно, такая же цель преследуется геологами и геофизиками при изучении тектонических деформаций, и, более того, для достижения этой цели предлагаются одни и те же средства: модели среды со структурой. Разница состоит лишь в том, что физиков в большей мере интересуют микроскопические механизмы пластических деформаций и разрушения твердых тел, а специалистов геологических направлений – макроскопические механизмы остаточных деформаций геологической среды.

Для изучения физических механизмов остаточных деформаций геологической среды представляется естественной замена модели среды, состоящей из точек, являющихся, по совместительству, материальными частицами среды, на модель, в которой среда образована совокупностью геометрических структурных элементов, объединенных в систему. По определению, система – это множество элементов, находящихся в отношениях и связях друг с другом, образующих определенную целостность, единство. Иначе говоря, система – это ряд особым образом организованных элементов, а организация элементов в

системе является ее структурой. Таким образом, в отличие от континуума, новая модель – модель среды со структурой. В этой модели среда представляется сплошной в том смысле, что она практически непрерывно заполняет геологическое пространство, но в то же время она дискретна, так как состоит из элементов определенной геометрии и размеров, связанных в единое целое. Такая модель может быть исследована на предмет динамических перестроек структуры системы в ответ на какие-либо внешние воздействия.

Изначальное структурное состояние реальной геологической среды определяется совокупностью разномасштабных структурных элементов, являющихся структурными уровнями ее организации. На разных структурных уровнях такими элементами могут быть отдельные минеральные зерна, агрегаты зерен, слои, пачки слоев, блоки и т.д., а структура среды в целом представляет собой суперпозицию структур разных структурных уровней. Следовательно, модель изначальной структуры реальной геологической среды может быть представлена иерархической системой элементов, содержащей разные уровни их структурной организации. В простейшем виде такая иерархия содержит внутризерновые уровни (атомы, дислокационные структуры, блоки мозаики и др.), уровни зерен, агрегатов зерен, слоев, пачек слоев, блоков и т.д., при этом каждый из последующих структурных уровней включает в себя предыдущие. Нетрудно заметить, что такая модель геологической среды синтезирует масштабные уровни, выделяемые А.В. Лукьяновым и другими исследователями, но ее преимущество состоит в том, что помимо деформаций, происходящих на каждом из масштабных уровней, в рамках такой модели появляется возможность анализировать процессы перехода деформаций с уровня на уровень, т.е. процессы взаимодействия деформаций разных масштабных уровней.

НОВЫЙ ПОДХОД К МОДЕЛИРОВАНИЮ ПРИРОДНЫХ СТРУКТУРНОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Поскольку для анализа процессов структурообразования, являющихся результатом остаточных деформаций геологической среды, привлекается модель среды с изначальной иерархической структурой, имеет смысл, прежде всего, определить функции этой структуры в механизмах тектогенеза. Основная функция иерархической структуры заключается в том, что при нагружении системы (или ином внешнем воздействии) возникающие в ней напряжения распределяются неравномерно, концентрируясь на неоднородностях разных структурных уровней. Иначе говоря, иерархия структурных уровней среды порождает

иерархию полей напряжений с концентраторами разных размеров и интенсивности. Появление в нагружаемой среде концентраторов напряжений – весьма важное явление, так как в этих областях раньше, чем в других частях системы, напряжения достигают предельных значений, что вызывает неравномерность деформации, локализацию ее в концентраторах.

Необратимые деформационные процессы в концентраторах могут реализоваться различными способами, как механическими, так и физико-химическими: изменением формы структурных элементов, возникновением пластических сдвигов, перекристаллизацией, растворением или разрушением материала и др., но все они ведут к релаксации концентраторов, в которых эти процессы происходят. Концентраторы каждого из уровней структурной организации системы при определенных внешних условиях и условиях нагружения обладают собственными механизмами и собственными временами релаксации напряжений, поэтому деформационные процессы в системе проходят не хаотически, а вполне упорядоченно, последовательно переходя с уровня на уровень. При релаксации концентраторов одного из структурных уровней осуществляется переход деформации на другой структурный уровень. Этот переход вполне закономерный, так как теперь это уже качественно иная система, с иной структурой, а, следовательно, с отличным от первоначального интегральным полем напряжений. Естественно, что и механизмы релаксации концентраторов напряжений теперь также иные, т.е. иные механизмы деформаций.

Таким образом, можно отметить, что предыстория создания в системе структуры (в том числе и деформационная предыстория) подготавливает систему к ее дальнейшей структурной эволюции. В процессе этой эволюции последовательно формируется весь спектр разномасштабных структурных форм, наблюдаемых в природе.

Конкретные механизмы деформационного взаимодействия разных структурных уровней иерархической структуры системы были показаны на примере формирования природных структурных парагенезов [12, 15], на примере физического моделирования парагенезов структур [13, 15, 16]; их можно установить и посредством анализа деформационных диаграмм механических испытаний кристаллических материалов. На рис. 1 представлена одна из таких диаграмм, которая интерпретируется с позиций механики среды со структурой. На этой диаграмме результирующая кривая течения определяется тремя процессами: зарождением пластических сдвигов в концентраторах при напряжении σ_{cr} ; релаксацией напряжений при движении элементов новой структуры как дефектов кристалла; деформационным

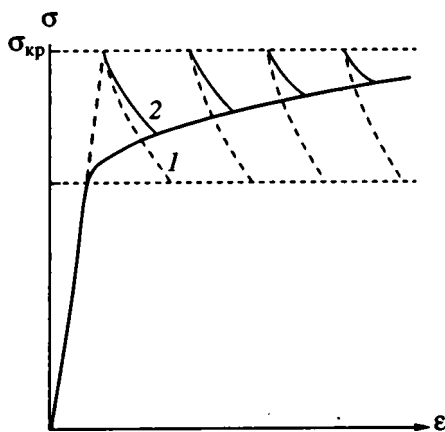


Рис. 1. Диаграмма пластического течения твердых тел по [4].

σ – напряжение; ϵ – деформация; $\sigma_{кр}$ – критическое напряжение в концентраторах; 1, 2 – кривые релаксации концентраторов.

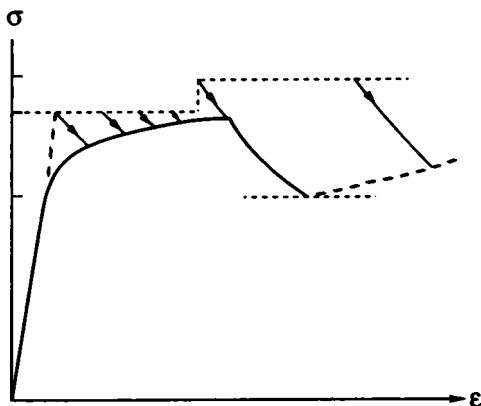


Рис. 2. Фрагмент гипотетической кривой остаточной деформации геологической среды, построенной на основе диаграммы пластичности с разупрочнением.

σ – напряжение, ϵ – деформация.

упрочнением как следствием размножающихся дефектов, обуславливающим релаксацию напряжений не по кривой 1, а по кривой 2. Если, следуя вышеизложенному, считать, что любой механизм пластичности реализуется как релаксационный процесс, при котором каждый сброс напряжений и скачкообразный прирост деформации начинаются тогда, когда на одном из концентраторов достигается критическое напряжение, при котором возможно перемещение элемента, и заканчивается, когда напряжение падает ниже уровня, необходимого для его движения, то график пластичности должен быть представлен в виде пилообразной функции. Но поскольку в системе имеется значительное число концентраторов, которые срабатывают без четкой последовательности, перекрываясь, кривая сглаживается и пластичность представляется как интегральный процесс самоорганизации элементарных актов пластичности,

носящий коллективный скоррелированный характер [4].

Следуя этой логике, можно проанализировать иной тип диаграмм, диаграммы с деформациями в запредельных областях (рис. 2). Такие диаграммы часто получаются при испытаниях горных пород. На этих диаграммах, так же, как и в предыдущем случае, вначале отмечается деформация с упрочнением, а затем происходит частичная потеря сопротивления, фиксируемая спадом напряжений до полного разрушения образца. Изучение структурных изменений в образцах после деформации показывает, что на начальной стадии деформации осуществляется механизм трансляционных скольжений, но при достижении определенного уровня в образце зарождается единичная “трещина скалывания” (зона разупрочнения материала), по которой в дальнейшем происходит смещение блоков, фиксируемое спадом напряжений. По существу, на этой диаграмме четко проявляется та самая пилообразность, которая сглаживается при большом количестве работающих концентраторов, но появляется, когда концентратор один. Пик напряжений на диаграмме отмечает формирование в системе новой структуры и переход деформации с одного структурного уровня на другой. Непосредственно перед таким переходом наблюдается деформация с упрочнением, а сразу же за ним – деформация с разупрочнением, что говорит об энергетической выгоде такого перехода.

Теперь если мысленно провести механические испытания значительного по размерам объема геологической среды, содержащего разные структурные уровни, можно представить обобщенную диаграмму его остаточной деформации. Очевидно, такая диаграмма должна иметь вид пилообразной функции с более или менее отчетливо выраженными пиками, фиксирующими накопление напряжений в концентраторах и их релаксацию путем структурных перестроек. Если деформация идет на одном структурном уровне (например, на уровне зерен при формировании кливажа или на уровне слоев при формировании складок), пики сглаживаются, так как одновременно работает множество концентраторов одного энергетического уровня, которые коррелируют коллективный процесс структурообразования, обеспечивающий прирост деформации (формируется множество кливажных зон или множество складок, постепенно заполняющих весь объем). Такая деформация сопровождается упрочнением, так как качественно изменяется структура работающего структурного уровня (при формировании кливажа точечные контакты зерен постепенно заменяются плоскостными; при формировании складок с изменением их угла увеличивается трение между слоями). Упрочнение указывает на снижение релаксационных

возможностей системы, и при исчерпании этих возможностей на одном структурном уровне деформация переходит на другой структурный уровень, имеющийся в системе или подготовленный деформационной предысторией.

Подготовка нового структурного уровня может сопровождаться локальными разрушениями геологической среды в концентраторах. При переходе деформации с уровня на уровень на воображаемой деформационной диаграмме пик проявляется отчетливо, так как в этот момент процесс нарушается включением концентраторов другого энергетического уровня, способных более эффективно релаксировать напряжения. В момент включения этих концентраторов отмечается резкий спад напряжений, но полной разгрузки объема не происходит, так как в деформационный процесс вовлекается все большее и большее число новых структурных элементов и их нарастающие перемещения и повороты в условиях стесненной деформации требуют все больших и больших усилий. Деформация вновь переходит в режим упрочнения: накопления напряжений (упругой энергии) для следующей коренной структурной перестройки. В структурном выражении резкие пики на диаграмме остаточной деформации соответствуют образованию "трещин скалывания" при переходе деформации с уровня зерен на уровень агрегатов зерен, потере устойчивости при переходе деформации на уровень слоев, формированию тектонических разрывов при переходе деформации на уровень блоков и др. Интегральным же структурным результатом представленной обобщенной диаграммы является весь комплекс разномасштабных структурных форм, сформированный в результате прогрессивной остаточной деформации неоднородной, иерархически построенной геологической среды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новые подходы к моделированию геологической среды и протекающих в ней динамических процессов позволяют иначе, чем это делалось ранее, подходить к интерпретации сложнопостроенных региональных тектонических структур. С позиции таких подходов разномасштабные структурные формы (в том числе и малые), участвующие в строении региональных тектонических структур, рассматриваются не как осложнения последних, а как закономерные члены единого структурного парагенеза, отражающие историю тектонических движений и деформаций. В этой связи структурный парагенетический анализ должен рассматриваться в качестве одного из основных и обязательных методов при геодинамических реконструкциях региональных тектонических структур.

Анализ механизмов структурообразования с позиции моделей среды со структурой полностью подтверждает точку зрения А.В. Лукьянова [3] о том, что деформации геологической среды, так же как и многие другие геологические явления, могут рассматриваться как релаксационные автоколебательные процессы структурной самоорганизации вещества тектоносферы. Такие процессы характерны для сложных неравновесных динамических систем; возникают в связи с поступлением в систему энергии и направлены на переработку и диссипацию энергии при стремлении системы к равновесию. Исходя из сказанного, тектоносфера может быть представлена как сложная динамическая система, черпающая энергию из космоса и глубинных зон Земли, а протекающие в ней геологические процессы, в том числе и процессы структурообразования, – как способы переработки энергии на пути стремления системы к равновесию. Обоснованию и развитию таких представлений способствует моделирование геологической среды как среды с неоднородной иерархической структурой.

Настоящая работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (№ 94-05-17059а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вернон Р.Х. *Метаморфические процессы. Реакции и развитие микроструктуры.* М.: Недра, 1980. 227 с.
2. Гзовский М.В. *Основы тектонофизики.* М.: Наука, 1975. 536 с.
3. Лукьянов А.В. *Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере.* М.: Наука, 1991. 144 с.
4. Панин В.Е., Гриняев Ю.В., Данилов В.И. и др. *Структурные уровни пластической деформации и разрушения.* Новосибирск: Наука, 1990. 255 с.
5. Панин В.Е., Лихачев В.А., Гриняев Ю.В. *Структурные уровни деформации твердых тел.* М.: Наука, 1985. 229 с.
6. Пономарев В.С. *Структуры самопроизвольного разрушения в горных породах // Изучение тектонических деформаций.* М.: Наука, 1987. С. 117 - 136.
7. Родионов В.Н., Сизов И.А., Кочарян Г.Г. *О моделировании природных объектов в геомеханике // Дискретные свойства геофизической среды.* М.: Наука, 1989. С. 14 - 19.
8. Садовский М.А. *Естественная кусковатость горной породы // Докл. АН СССР.* 1979. Т. 247. № 4. С. 829 - 831.
9. Садовский М.А. *О значении и смысле дискретности в геофизике // Дискретные свойства геофизической среды.* М.: Наука, 1989. С. 5 - 14.
10. Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Родионов В.Н. *От сейсмологии к геомеханике: о модели геофизической среды // Вестн. АН СССР.* 1983. № 1. С. 82 - 88.

11. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 95 с.
12. Талицкий В.Г. О соотношении кливажа со складками (генетический аспект) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 4. С. 3 - 14.
13. Талицкий В.Г. Формирование трещиноватости и разрывных зон в структурированных средах (по экспериментальным данным) // Тектонофизические аспекты разломообразования в литосфере: Тез. докл. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1990. С. 113, 114.
14. Талицкий В.Г. Модель структурообразования в неоднородной геологической среде // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1991. № 1. С. 27 - 33.
15. Талицкий В.Г., Галкин В.А. Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 61 - 70.
16. Талицкий В.Г., Короновский Н.В. Физическое моделирование надвиговых структур // Геодинамика и нефтегазоносность осадочных бассейнов СССР. М.: ВНИГНИ, 1991. С. 106 - 118.

A New Approach to Model the Geological Medium

V. G. Talitskii

Geological Faculty, Moscow State University, Moscow

Forming mechanisms of paragenetic structural forms of various scales, which represent structural manifestations of tectonic deformations, have been analyzed using modern approaches to model geological medium and geodynamic processes. It is shown that the structural arrangement of geological medium can be considered as an auto-oscillating relaxation process of structurally self-adjusting matter of the tectonosphere.

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА И СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА НА БАЙКАЛЬСКОМ ЭТАПЕ (по поводу статьи О.С. Ступки “Рифейский зеленосланцевый пояс юго-западной и южной окраин Восточно-Европейской платформы и его тектоническая природа”)

© 1994 г. С. Г. Рудаков

Геологический факультет Московского государственного университета

Поступила в редакцию 16.06.93 г.

Статья О.С. Ступки привлекает внимание к интересному вопросу о характере сочленения Восточно-Европейской платформы и Средиземноморского пояса на начальном этапе его самостоятельной эволюции. Главным объектом исследования [7] служит “зеленосланцевый комплекс”, главные выходы которого на поверхность находятся в Центральной Добрудже, в Румынии. Отсюда, по данным бурения и геофизики, он прослеживается в Западное Причерноморье и далее под Восточными Карпатами и Предкарпатским прогибом в юго-восточную Польшу. Здесь комплекс обнажен в Свентокшиских горах. Аналоги комплекса развиты, вероятно, в основании Мезийской платформы, в Степном Крыму и Предкавказье. Региональная значимость комплекса несомненна. О.С. Ступка считает этот комплекс средне-позднерифейским и рассматривает его как единственный индикатор тектонической природы периферии Восточно-Европейской платформы. Древние же комплексы покровно-складчатого обрамления, которым служат Карпато-Балканиды, по мнению О.С. Ступки, “сформировались в геодинамических обстановках, которые определялись добайкальским развитием южной части Средиземноморского пояса” [7, с. 36] (выделено мною – С.Р.). Исключая из анализа фрагменты карпатских и балканских зон, содержащих древние комплексы, О.С. Ступка указывает, что они перекрыты “раннемезозойскими образованиями в южноальпийских фациях”, а гнейсово-сланцевые комплексы и “палеозойскими отложениями, имеющими в отдельных случаях гондванские черты” [7, с. 35]. Следствием такого подхода становится принципиальное заключение, что рифейские образования на периферии “документируют зону, представляющую собой палеоаналог современных пассивных окраин” [7, с. 37].

Намеченная палеотектоническая реконструкция вызывает у автора сомнения и решительные возражения, но, прежде всего, необходимо остановиться на терминологических разногласиях.

1. Типичными породами для комплекса, называемого О.С. Ступкой “гнейсово-сланцевым”, являются слюдяные разности сланцев, и комплексы точнее называть “гнейсово-слюдяносланцевыми”.

2. Породы “комплекса зеленых сланцев”, находящегося в центре внимания О.С. Ступки, испытывали лишь самые начальные метаморфические изменения, а глинистые их разности представлены филлитами. Характеризуя этот комплекс, как и остальные, интенсивностью метаморфизма, удачнее говорить о нем как о филлитовом.

3. Название “зеленокаменно-сланцевый” никак не коррелируется с определенной фацией метаморфизма и не имеет никаких преимуществ перед общепринятым в регионе названием “зеленосланцевый”. Кроме того, гнейсово-слюдяносланцевые и зеленосланцевые комплексы в Карпато-Балканидах столь разнообразны, что точнее говорить о них во множественном числе. Ниже автор пользуется исключительно принятыми в регионе названиями крупнейших стратиграфических комплексов, а во избежание недоразумений сопоставляет различия в терминологии, используемой О.С. Ступкой и автором.

По О.С. Ступке [7]	По автору
Зеленосланцевый	Филлитовый
Зеленокаменно-сланцевый	Зеленосланцевые
Гнейсово-сланцевый	Гнейсово-слюдяносланцевые

Неубедительным выглядит средне-позднерифейский возраст филлитового комплекса. О.С. Ступка сопоставляет этот комплекс с полеской серией среднего рифея [7, с. 31], и, казалось, комплекс следовало бы также считать среднерифейским, но почему-то возрастной диапазон расширен на поздний рифей. В пользу же довендского возраста комплекса использовано заключение [3, с. 48] о том, что при накоплении нижневендских

осадков в Западном Причерноморье “основная терригенная масса поступала со стороны Добруджи в результате интенсивного размыва формации зеленых сланцев”. Однако эта публикация не содержит убедительных оснований для столь однозначного заключения об источнике сноса. Приведенное же в тексте [7, с. 31, 32] указание, что “в разных местах на его (комплекса – С.Р.) размытой поверхности залегают отложения венда - кембрия”, выглядит просто недоразумением, так как на рис. 1, предложенном О.С. Ступкой, такого предвендского несогласия справедливо не показано.

Имеющаяся палинологическая и радиологическая информация указывает на иной возраст филлитового комплекса. В. Мутяхак и Л. Ионеси [11, с. 110], на которых ссылается и О.С. Ступка, отметили, что палинологические данные позволяют считать комплекс инфракембрийским, а его верхи предполагать кембрийскими. К такому же выводу пришли Х. Крейтнер и Х. Саву [10]. В основании Мезийской платформы комплекс перекрыт ордовиком. Непрерывность этого монотонного флишоидного комплекса определяет возможность характеристики тектонической природы окраины платформы только для всего времени его формирования. Рифейский период не может быть вычленен для анализа, а среднерифейское время вообще должно быть исключено, поскольку раскрытие океанского Прототетиса произошло лишь в позднем рифее, после рубежа в 850 - 800 млн. лет назад [5]. В этом бассейне и сформировались ныне зеленосланцевые комплексы, подавляющее большинство которых в Карпатах, Балканах и Северной Добрудже палинологически датировано концом протерозоя - началом кембрия [5, 10]. Приведенные данные свидетельствуют также, что филлитовый комплекс не является более древним, чем песчано-глинистые отложения венда в Западном Причерноморье, как это показано [7, рис. 1], а в значительной мере принадлежит к тому же временному интервалу, тем более, что перикратонная терригенная седиментация без перерыва продолжалась и в раннем кембрии [1, 4]. Эта возрастная близость зеленосланцевых комплексов обрамления платформы, филлитового комплекса и песчано-глинистых отложений на ее краю имеет важнейшее значение для дальнейшей дискуссии.

Заключение о чужеродности для данного района зеленосланцевых и гнейсово-сланцевых комплексов базируется на аргументе о южноальпийских фациях перекрывающих их отложений нижнего мезозоя. В домезозойской истории пояс дважды испытал замыкание бассейнов Прото- и Палеотетиса со скучиванием разнородных зон, и нижнемезозойские отложения накопились, таким образом, на достаточно гетерогенном субстрате. Кроме того, наблюдения в разных частях Карпат и Балкан подтверждают

столь значительное разнообразие отложений триаса и юры, что вряд ли их целиком можно считать южноальпийскими [7]. Других доводов в пользу гондванского происхождения зеленосланцевых комплексов О.С. Ступкой не указано. Анализ же эволюции Прототетиса [5, 6] приводит к выводам, свидетельствующим против решения, предлагаемого О.С. Ступкой. В прилегающей к Северной Гондване части подвижного пояса кадомский, или панафриканский, тектогенез в венде или около границы венда и кембрия отделил собственно геосинклинальную стадию от последовавшего орогенеза, и единые комплексы верхов протерозоя - низов кембрия здесь не известны. Для удаленной же от Гондваны части пояса, непосредственно обрамлявшей Восточно-Европейский материк, характерны отсутствие кадомского тектогенеза, замыкание исходных бассейнов лишь на салаирском рубеже и как прямое следствие непрерывность седиментации в конце позднего рифея - начале кембрия. Та же непрерывность комплексов верхов протерозоя - низов кембрия, как показано выше, присуща и близлежащим перикратонным элементам.

Что касается элементов с гнейсово-сланцевым основанием, перекрытым палеозойскими отложениями, то лишь в единичных случаях строение последних вблизи кратона указывает на гондванское происхождение зон [8]. Большая же часть таких элементов либо вообще лишена палеозойского чехла, либо его строение не дает никаких оснований считать исходные зоны гондванскими. Вероятно, большая часть таких элементов представляла микроконтинентальные блоки в пределах байкальского бассейна, находившиеся на разном удалении от Восточно-Европейского материка.

Более того, если все комплексы, известные ныне в покровно-складчатом обрамлении, признаются чужеродными по отношению к краю кратона, то очень маловероятным выглядит полное отсутствие реликтов зон Прототетиса, составлявших первичное обрамление Восточно-Европейского материка.

Разделение комплексов на байкальские и добайкальские вызывает недоуменные вопросы, возникающие вне связи с конкретной геологической ситуацией. 1. Если гнейсово-сланцевые комплексы обрамления и филлитовый комплекс на краю платформы, судя по рис. 1 в статье О.С. Ступки, относятся к среднему - верхнему рифею, то почему первые из них являются добайкальскими, а последний – байкальским [7, с. 35]? 2. Если филлитовый комплекс среднего - верхнего рифея отражает байкальское развитие края платформы, то каким образом более молодые комплексы верхов рифея - низов кембрия в ее обрамлении могут быть продуктами добайкальской эволюции [7, с. 35]? Логичнее рассматривать

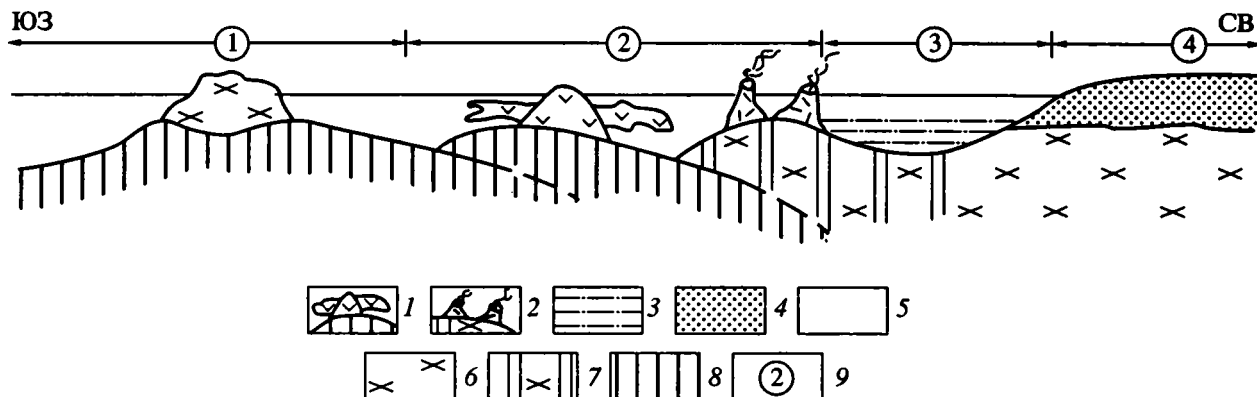
зеленосланцевые комплексы вместе с филлитовым в качестве продуктов байкальского развития.

Общность тектонических рубежей, ограничивавших время формирования филлитового комплекса на краю кратона и зеленосланцевых в его обрамлении, отражает, по-видимому, единство исходного бассейна, включавшего байкальскую геосинклинальную область и окраину прилегавшей добайкальской платформы. Это обстоятельство позволяет искать ответ на вопрос о тектонической активности окраины Восточно-Европейского материка в анализе сопряженных, хотя и разных по природе зон. Решению этой задачи благоприятствует принципиальная возможность реконструкции главнейших черт строения океанского бассейна, обрамлявшего Восточно-Европейский материк на байкальском этапе, в конце позднего рифея - начале кембрия (рисунок).

Во-первых, выше была отмечена стратиграфическая близость терригенных отложений на краю кратона, филлитового и зеленосланцевых комплексов. Во-вторых, вполне естественные формационные различия этих толщ отражают принадлежность исходных зон именно к разным "тектоническим единицам" в пределах одного бассейна. В-третьих, в нем находится место и добайкальским гнейсово-сланцевым комплексам. При выполнении этой реконструкции из анализа были исключены аллохтонные перигондванские элементы, байкальские комплексы которых ограничены кадомским рубежом, а местами и перекрыты молассоидами венда - кембрия [8]. В расположении же реликтов зон с салаирским замыканием, хотя они и являются аллохтонными, улавливается вполне определенная реликтовая упорядоченность. Ближе к краю кратона (в Северной Добрудже, Восточных Карпатах и

горах Северные Апусени) находятся единицы, содержащие байкальские комплексы с кислыми метавулканитами. Их петрохимические особенности и ассоциация с субвулканическими гранитоидами указывают на энсиалическую природу исходных островных дуг, вероятно, имевших основанием менее переработанный добайкальский континентальный субстрат. Дальше от платформы, в Южных Карпатах и на Балканах, в разновозрастных комплексах преобладают основные вулканиды, являющиеся продуктами эволюции энсиматических островных дуг, возникших в более внутренних частях бассейна. В Данубикуме Южных Карпат и Старопланинской зоне Балкан с этими комплексами ассоциируют и метаморфизованные офиолиты, что отражает первичную близость открытого океанского бассейна.

Показательно, что аналогичная последовательность расположения реликтов зон бассейна с салаирским замыканием выдерживается и на более северо-западном участке сочленения платформы с ее обрамлением, представленным сооружением Западных Судет. А. Грохольский [9] показал, что ниже всего в структуре, т.е. первично ближе к кратону, здесь находится единица, байкальский комплекс которой богат кислыми островодужными метавулканитами. Тектонически выше, т.е. изначально дальше от края кратона, расположены единицы, байкальские метаэффузивы которых имеют основной состав, а с верхней из них ассоциируют и метаофиолиты. Самым же верхним положением в покровной структуре обладает единица, возможно, гондванского происхождения. Со стороны платформы этот латеральный ряд наращивается Келецкой зоной Свентокшиских гор, содержащей тот же филлитовый комплекс, который обнажен в Центральной Добрудже.



Реконструкция вероятной зональности окраины Прототетиса на сочлениении с Восточно-Европейским материком.

1, 2 – островные вулканические дуги: 1 – энсиматические, 2 – энсиалические; 3, 4 – бассейны: 3 – краевого моря, 4 – перикратонный; 5 – морская вода; 6 – континентальная кора; 7 – она же, слабо деструктурированная; 8 – кора океанического типа; 9 – главнейшие части области сочленения материка и океана (цифры в кружках): 1 – океанический бассейн с микроконтинентальным массивом, 2 – островодужные вулканические системы, 3 – краевое море, 4 – перикратонный бассейн.

В Свентокшиских горах он датируется вендом - кембрием, а его метаморфизм, как и карпато-балканских комплексов, имел место перед ордовиком, на сандомирском, т.е., салаирском, рубеже. В предлагаемой реконструкции зона на краю кратона, занятая филлитовым комплексом, оказывается предпоследним звеном единого латерального ряда байкальских зон, который заканчивается перикратонным бассейном в составе Балтийско-Приднестровской системы [1].

Характеристика окраины Восточно-Европейского материка на байкальском этапе эволюции как тектонически активной, сделанная автором ранее [5, 6], прямо вытекает из многостороннего сходства намеченного варианта строения океана Прототетис в юго-западном обрамлении Восточно-Европейского материка с зональностью современной азиатской окраины Тихого океана. Бесспорное наличие в Прототетисе тектонически пассивной полосы, отвечавшей бассейну краевого моря, не является определяющим, поскольку с последним, вероятно, были непосредственно сопряжены островодужные вулканические системы, ближе к матерiku энсиалические, а дальше от него – энсиматические. Тектоническая активность Восточно-Европейского ограничения Прототетиса подтверждается и характером эволюции Предгалицийской краевой вулканической системы, которая была охарактеризована А.Я. Радзивиллом [4], также отметившим многостороннее сходство юго-западной периферии Восточно-Европейского материка со строением азиатского обрамления современного Тихого океана.

Еще одним признаком высокой тектонической активности области сочленения Прототетиса с материком может служить наличие в Старопланинской зоне Балкан олистостромовой толщи, развитой в верхах диабаз-филлитовидного комплекса, палинологически датированной [2] самым началом ордовика и отражающей северовергентную обдукцию при салаирском замыкании Перифенносарматского бассейна Прототетиса, служившего именно юго-западным обрамлением Восточно-Европейского материка.

Заканчивая, приходится отметить, что неверная датировка филлитового комплекса и изолированное рассмотрение эволюции края материка вне связи с соседним бассейном предопределили, по мнению автора, принципиально ошибочный вывод о тектонической пассивности края Восточно-Европейской платформы в рифее.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гарецкий Р.Г., Зиновенко Г.В., Вишняков И.Б. и др.* Балтийско-Приднестровская система перикратонных опусканий // Геология запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1981. С. 44 - 61.
2. *Калвачева Р.* Палинология и стратиграфия диабазово-филлитовидного комплекса Западной Стара-Планины // Списание на Българск. геол. друж. 1982. Т. 43. Ч. 1. С. 8 - 24.
3. *Няга А.* Литолого-минералогическая характеристика разреза древних образований параметрической св.4-р и их стратиграфическое положение // Геол.-литологич. исследования в Молдавской ССР. Кишинев: Штиинца, 1972. С. 37 - 52.
4. *Радзивилл А.Я.* Краевые системы Карпат и пра-Карпат // Тектоника и стратиграфия. Киев: Наук. думка, 1975. Вып. 8. С. 10 - 19.
5. *Рудаков С.Г.* О начальном этапе развития Средиземноморского пояса Европы // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1990. Т. 65. Вып. 1. С. 32 - 43.
6. *Рудаков С.Г.* О двух крупнейших частях европейского Прототетиса // Вести. МГУ. Сер. Геология. 1991. № 2. С. 26 - 36.
7. *Ступка О.С.* Рифейский зеленосланцевый пояс юго-западной и южной окраин Восточно-Европейской платформы и его тектоническая природа // Геотектоника. 1993. № 2. С. 29 - 36.
8. *Хаш В.Е., Рудаков С.Г.* О современном положении первичной северной границы Гондваны в Европе и Передней Азии // Геотектоника. 1991. № 4. С. 24 - 38.
9. *Grocholski A.* Proterozoic and Palaeozoic of South Western Poland in a light of new data // Biul. Inst. Geol. Polsk. 1986. № 355. P. 7 - 29.
10. *Krätner H.G., Savu H.* Precambrian of România // Mater. to the IGCP Project 22. Prague, 1978. P. 5 - 38.
11. *Mutihac V., Ionesi L.* Geologia României. Bucuresti: Tehnica, 1974. 648 p.

О СТАТЬЕ В.П. ЗИНКЕВИЧА, С.Ю. КОЛОДЯЖНОГО, Л.Г. БРАГИНОЙ, Е.А. КОНСТАНТИНОВСКОЙ И П.И. ФЕДОРОВА “ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СРЕДИННОКАМЧАТСКОГО МАССИВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД”

© 1994 г. М. Н. Шапиро

Объединенный институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 02.03.94 г.

Авторы статьи [2] в своих положениях исходят из геологического строения территории сравнительно небольшой по площади (25 × 25 км), но действительно очень важной для понимания тектонической истории Камчатки в конце мела - начале палеогена. Предложенная ими интерпретация основных черт строения этого участка, включающая расчленение меловых пород на свиты, их биостратиграфические датировки и выделение основных структурных единиц, не содержит существенных отличий от той, которая была дана в работе [6] и которая в значительной степени была основана на еще более ранних результатах геологических съемок и тематических работ. Дополнительные сведения о радиоляриях ирунейской свиты, литологических особенностях ее пород и о структурах, осложняющих главные надвиги, безусловно представляют интерес, но сами по себе не дают оснований для каких-то новых палеотектонических реконструкций. В то же время первичные соотношения выделенных здесь свит до сих пор остаются проблематичными, что в принципе допускает разные решения вопросов региональной палеотектоники. Таким образом здесь, как и везде, ядро проблемы реконструкции палеотектоники – это интерпретация пространственно-временных соотношений основных формаций, а проще говоря, построение соответствующей стратиграфической схемы.

К схеме, предложенной авторами данной статьи, есть только одно замечание, которое тем не менее, представляется существенным, так как относится к той ее части, которая отличает эту схему от других. Речь идет о соотношениях континентальной барабской свиты с глубоководными осадками хозгонской и ирунейской свит. Ранее было показано, что биостратиграфические данные не позволяют ранжировать эти свиты по возрасту [6]. Авторы статьи [2] считают это достаточным основанием для того, чтобы рассматривать все три свиты как фациальные аналоги. Для ирунейской и хозгонской свит такой характер соотношений предполагался достаточно давно, хотя отсут-

ствии переходных разрезов и слабая палеонтологическая характеристика обеих свит не позволяют считать этот вопрос закрытым. Кроме того он должен решаться на более широком региональном материале, так как область распространения хозгонской и ирунейской свит несоизмеримо больше участка, рассматриваемого в статье. В то же время, соотношения двух этих свит с барабской, нигде за пределами этого участка не выделявшейся, значительно более дискуссионны, и от их понимания существенно зависят представления о формационных рядах верхнего мела Камчатки.

Барабская свита структурно перекрыта хозгонской, и некоторыми исследователями (например И.А. Сидорчуком) рассматривалась как ее базальная фация. Разрывы на границе этих свит имеют четкое структурное выражение, но амплитуда их не определена, и их существование не противоречит такой интерпретации, хотя и лишает ее доказательности. Песчаники барабской и хозгонской свит отличаются весьма заметно: последние не содержат повышенного количества метаморфогенных обломков [5], которые доминируют в первых. Это плохо согласуется с представлениями о постепенном переходе барабской свиты в вышележащую хозгонскую. Но в еще большей мере это противоречит развиваемым в статье [2] представлениям о фациальных соотношениях барабской и хозгонской свит. В связи с этим особый интерес представляет упоминаемое авторами “наличие в разрезе хозгонской свиты невыдержанных горизонтов грубообломочных пород, подобных отложениям барабской толщи” [2, с. 83]. К сожалению, ни описания этих пород, ни указаний на места их распространения статья не содержит. Более того, авторы присоединяются к представлениям В.И. Гречина [1] о том, что источником хозгонских песчаников могли быть “складчатые области дна Охотского моря или мезозонды Северо-Востока” [2, с. 88], а отнюдь не метаморфиты Срединного хребта. Таким образом, вывод о фациальных соотношениях барабской и хозгонской свит не может даваться

в сколько-нибудь категоричной форме и без рассмотрения альтернативных решений.

Еще более сложен вопрос о соотношениях барабской и ирунейской свит. Во второй половине 60-х годов И.А. Сидорчуком, а затем и Э.М. Ерешко в верховьях р. Химка были описаны небольшие (от первых м до первых десятков м по мощности) линзы кремнисто-глинистых пород, которые залегают структурно ниже конгломератов барабской свиты, отделяя ее от метаморфитов химкинской свиты. Сходство этих пород, содержащих кампан-маастрихтских радиолярий [6] и обломки призматических слоев раковин иноцерамов с породами ирунейской свиты очевидно, и никем не оспаривается. Их структурно нижние контакты обнажены плохо, и интерпретируются как стратиграфические несогласные (И.А. Сидорчук), метаморфические (Э.М. Ерешко), или тектонические [6]. Верхние местами обнажены удовлетворительно, и до сих пор описывались как стратиграфические согласные (И.А. Сидорчук) или несогласные (Э.М. Ерешко, [6]). Обломки таких пород в конгломератах барабской свиты достоверно не установлены.

Предложено три интерпретации структурной позиции этих линз. Согласно первой (И.А. Сидорчук) – это мелководные, вероятно лагунные осадки самого начала позднемеловой трансгрессии, согласно перекрытые барабскими конгломератами, указывающими на локальную и временную регрессию в связи с поднятиями смежной суши. Согласно второй (Э.М. Ерешко) – это автохтонно или паравтохтонно залегающая ирунейская свита, подстилаемая своими метаморфическими аналогами (химкинской свитой), а сверху несогласно перекрытая барабскими конгломератами. Согласно третьей [6] – это останцы размытого барабского тектонического покрова. Две последние интерпретации предполагают, что барабская свита моложе ирунейской, и они разделены этапом интенсивных тектонических деформаций. Только первая интерпретация согласуется со стратиграфической схемой авторов рассматриваемой здесь статьи, но она коренным образом противоречит представлениям о глубоководном генезисе ирунейской свиты и, следовательно, всем их палеотектоническим реконструкциям.

Не исключено, что можно дать и другие истолкования геологической позиции линз глинисто-кремнистых пород в основании барабской свиты. Но одно очевидно: без учета этих соотношений нельзя даже приступать к интерпретации стратиграфии, палеогеографии и палеотектоники позднего мела и начала палеогена в рассматриваемом районе. Косвенным признаком того, что авторы задумывались над этой проблемой, служит их карта [2, рис. 2], в северо-западной части которой, в верховьях р. Химка и к СВ от них показана узкая,

но протяженная полоска ирунейской свиты между барабской свитой и метаморфитами малкинской серии. Судя по рисовке – это выходы разлинзованного маломощного пологого пластового тела. Его нижняя граница нигде не показана надвигом (м.б. из-за нехватки места для бергштрихов?), а верхняя изображена именно как надвиг. Это последнее обстоятельство казалось бы, не позволяет утверждать, что барабская свита залегают здесь стратиграфически выше ирунейской. Но встает другой вопрос: почему в единой системе покровов комплекс, по мнению авторов паравтохтонный залегают структурно выше аллохтонного? Это как минимум повод для серьезного обсуждения проблемы, но оно, к сожалению, в статье отсутствует.

Вообще раздел “Обсуждение” в этой статье, хотя формально и существует, но предельно лаконичен и больше напоминает расширенный реферат. Здесь дается краткая, в один абзац, характеристика палеотектонического профиля, построенного исходя из принятой авторами стратиграфической схемы, привязывается этот профиль к Озерновско-Валагинской палеодуге, выделенной одним из авторов ранее [3], и указывается на ларамийский возраст деформаций. Только эта последняя датировка признана нуждающейся в уточнении, в то время как остальные положения статьи не обсуждаются и, видимо, рассматриваются как бесспорные. Выше я пытался показать, что дискуссионна прежде всего стратиграфическая основа приведенной в статье реконструкции. Но, поскольку журнал, в котором опубликована статья, все-таки посвящен тектонике, на мой взгляд, есть и другие резоны для серьезного обсуждения затронутых в ней проблем.

Так, рассматривая барабскую свиту как чехол микроконтинента, авторы почему-то не задаются вопросом: а с чем связано появление здесь мощной континентальной молассы, предшествующей даже самым ранним проявлениям рассмотренных в статье тектонических движений? С чем связано проявление здесь же андезито-дацитового вулканизма, в большинстве случаев имеющего надсубдукционную природу? Если перемещение островодужных комплексов мела относительно метаморфического массива столь грандиозно и измеряется как минимум сотнями километров, то как в таком случае интерпретируются известные данные о комагматичности кирганинской свиты и габбро-пироксенитовых интрузий, прорывающих метаморфиты [4]? Каким образом покровные пластины, мощность которых, судя по приведенному профилю, не превышала 1 км, перемещались на многие десятки, а скорее всего, первые сотни километров вверх по палеосклону, на микроконтинент? Что в это время происходило с океанической литосферой, первоначально подстилавшей эти пластины? Вот далеко не полный перечень вопросов, которые, по всей вероятности, не могут быть сегодня

окончательно решены, но обсуждение которых сделало бы оправданным обращение авторов статьи к общим проблемам тектоники мела Срединного хребта даже при ограниченном количестве новых фактических данных. Быть может, эта заметка даст В.П. Зинкевичу и его соавторам повод перейти от деклараций к такому обсуждению.

В заключение должен заметить, что ссылка на работу М.Н. Шапиро и П.И. Федорова, приведенная в статье для подкрепления данных о залегании ирунейской свиты непосредственно под хозгонской [2, с. 91], абсолютно не верна и может рассматриваться только как досадное недоразумение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гречин В.И. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных областях. М.: Наука, 1979. С. 130 - 149.
2. Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г., Константиновская Е.А., Федоров П.И. Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81 - 96.
3. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое - раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97 - 112.
4. Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 148 с.
5. Шапиро М.Н., Маркевич П.С., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Мел-палеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 1.
6. Шапиро М.Н., Разницын Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В. Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5 - 21.

60-ЛЕТИЕ ЮРИЯ ГЕОРГИЕВИЧА ЛЕОНОВА



15 ноября 1994 г. исполняется 60 лет со дня рождения одного из ведущих тектонистов нашей страны, председателя Межведомственного тектонического комитета, члена редколлегии журнала "Геотектоника", члена-корреспондента РАН Юрия Георгиевича Леонова. Ю.Г. Леонов родился в семье известного ученого-геолога, профессора Московского университета Георгия Павловича Леонова и, как и младший брат Михаил, избрал ту же профессию геолога. Еще будучи школьником, он уже принимал участие в качестве коллектора в полевых работах на Кавказе, в Дагестане. В 1952 г. он поступил и в 1957 г. закончил геологический факультет МГУ, защитив под руководством М.М. Москвина дипломную работу "Стратиграфия нижнеюрских отложений междуречья Баксана и Кубани".

По окончании университета Ю.Г. Леонов продолжил исследования на Восточном Кавказе, теперь уже по линии ВНИИГАЗ'а. При этом научные интересы Юрия Георгиевича постепенно смещались из области стратиграфии в область тектоники, что видно из названия его кандидатской диссертации "Стратиграфия и тектоника нижнеюрских отложений восточной части Центрального Кавказа", защищенной в 1964 г. в МГУ также под руководством М.М. Москвина.

В 1964 г. Ю.Г. Леонов приступил к работе в Институте физики Земли АН СССР, в лаборатории тектонофизики, которой тогда руководил М.В. Гзовский. Центральный Кавказ как район полевых исследований Юрий Георгиевич сменил на еще более высокогорный Памир, распространив исследования в 1965 - 1966 гг. и на Афганский Бадахшан. Основным направлением работ были

тектоника, история развития и сейсмоструктура Памира и смежных областей. Этим вопросам был посвящен ряд публикаций Ю.Г. Леонова.

В 1971 г. начинается новый этап в научной деятельности Ю.Г. Леонова. А.А. Богдановым он был приглашен на работу в Комиссию по международным тектоническим картам, в которой трудится и по сей день. Участие Юрия Георгиевича в деятельности Комиссии становится все более активным, и его роль все более ответственной; он участвует в подготовке 2-го издания Международной тектонической карты Европы, а затем выступает уже в качестве соредатора, вместе с В.Е. Хаиным, первой Международной тектонической карты Мира и ее уменьшенного варианта. В настоящее время им подготовлено к печати совместно с В.Е. Хаиным 3-е издание Тектонической карты Европы. Одновременно Ю.Г. Леонов продолжает полевые исследования на Памире, занимается проблемой глобальной корреляции тектонических явлений в рамках проекта МПГК, опубликовав, совместно с В.Е. Хаиным, специальную работу на эту тему и выпустив сборник статей, переведенных затем на английский язык издательством Уайли в Англии. С этой тематикой была связана и докторская диссертация "Орогенные периоды и эпохи тектогенеза", написанная на материале девонской и новейшей истории материков, защищенная в Геологическом институте АН в 1980 г. и еще раньше частично изданная в виде отдельной монографии в "Недрах" (1976 г.).

Активная работа над международными тектоническими картами, научная компетентность, организаторские способности и такт, проявленные

на сессиях Комиссии по геологической карте Мира Международного геологического конгресса в Сиднее, Париже, Москве, завоевали Ю.Г. Леонову необходимый авторитет для избрания его в 1984 г. Генеральным секретарем Подкомиссии по тектоническим картам указанной Комиссии и членом ее Бюро.

В 1989 г. на Ю.Г. Леонова возлагается руководство Советско-Сирийской геологической экспедиции. По этой линии он проводит в Сирии ряд полевых сезонов, а итогом многолетних работ явилось создание Тектонической карты Сирии в масштабе 1 : 500000 и ряд статей в журнале "Геотектоника", из которых одна вышла из печати уже в текущем году.

В 1989 г., не оставляя работы в Комиссии по международным тектоническим картам АН СССР, Ю.Г. Леонов избирается заведующим лабораторией тектоники платформ ГИН'а и назначается руководителем темы "Тектоника и геодинамика внутриплитных процессов".

Организаторские способности Ю.Г. Леонова не остаются незамеченными в академических кругах, и в 1990 г. он назначается заместителем академика-секретаря Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук АН СССР, а его научные достижения были отмечены в 1991 г. избранием в члены-корреспонденты теперь уже Российской Академии наук. Одновременно за ним сохранилось заведывание лабораторией в ГИН'е и участие в руководстве Комиссией по международным тектоническим картам в качестве заместителя председателя. Ю.Г. Леонов является, кроме того, членом НИСО РАН и председателем

Секции литературы по наукам о Земле, членом редколлегии "Геотектоники", руководителем русской части программы "Европроба". Справляться с этими многочисленными обязанностями Юрию Георгиевичу помогают, наряду с природными способностями быстро схватывать существо возникающих вопросов, незаурядное трудолюбие и четкость в выполнении различных задач.

Эти же качества позволяют Ю.Г. Леонову успешно продолжать творческую научную деятельность. Им опубликовано около 100 трудов. Как исследователя Ю.Г. Леонова отличает острый аналитический ум, нестандартность мышления (явно унаследованные от отца!), широкая эрудиция, сосредоточенность на наиболее актуальных проблемах.

Недавно на долю Юрия Георгиевича выпала новая весьма ответственная роль – возглавить коллектив Геологического института РАН, имея столь знаменитых предшественников, как В.А. Обручев, А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский, А.В. Пейве и оставаясь при этом заместителем академика-секретаря ОГТГН. Можно надеяться, что Юрий Георгиевич успешно справится и с этой большой задачей.

Редколлегия "Геотектоники" желает своему коллеге и товарищу доброго здоровья и всяческих успехов на всех направлениях его многогранной деятельности.

*Редколлегия журнала "Геотектоника"
Межведомственный тектонический комитет
Президиума РАН*

УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА “ГЕОТЕКТОНИКА” ЗА 1994 ГОД

<i>Авдейко Г.П.</i> Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магнообразования	№ 2
<i>Аджамян Ж., Копп М.Л., Сигачев С.П., Факиани Ф., Хафез Э.</i> Структурные признаки горизонтального сжатия в Южных Пальмирадах (Сирия)	№ 6
<i>Антипов М.П., Беляков С.Л., Пуцаровский Ю.М., Шлезингер А.Е.</i> О тектонике перикокеанических бассейнов	№ 1
<i>Белгородский Е.А.</i> Рудоносность ранне- и среднепалеозойского вулканизма в различных геодинамических обстановках (Урал)	№ 2
<i>Беляков С.Л.</i> Нижнепермские структурные элементы Тимано-Печорского региона	№ 1
<i>Буш В.А., Виноградов Л.Д., Титов А.И.</i> Тектонические брекчии и надвиговая тектоника в третичных отложениях Северо-Запада Перу	№ 2
<i>Вержбицкий Е.В., Гольмшток А.Я., Сорохтин О.Г.</i> Зависимость теплового потока от вещественного состава океанической литосферы	№ 1
<i>Виноградов В.И., Юркова Р.М., Соколов С.Д., Буякайте М.И., Воронин Б.И.</i> Результаты Rb-Sr датирования динамометаморфических пород Пенжинского хребта Камчатки	№ 5
<i>Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.</i> Горячий пояс ранней Земли и его эволюция	№ 5
<i>Дылевский Е.Ф.</i> Зональность Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и его тектоническая природа (Северо-Восток Азии)	№ 4
<i>Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г., Константиновская Е.А., Федоров П.И.</i> Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород	№ 1
<i>Иванов С.Н.</i> Вероятная природа главных сейсмических границ в земной коре континентов	№ 3
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Фуджита К.</i> Активные разломы и современная геодинамика сейсмических поясов Якутии	№ 2
<i>Касьянова Н.А.</i> Особенности современной геодинамики Терско-Сунжинского района (Восточное Предкавказье)	№ 5
<i>Кашинцев Г.Л.</i> Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (палеоцен - плейстоцен)	№ 5
<i>Коган Л.И., Перфильев А.С., Мурзин Р.Р.</i> Строение и тектоника котловины Гаттераса в Западной Атлантике (по сейсмическим данным)	№ 6
<i>Копп М.Л.</i> Поперечные перемещения в складчатых поясах и связанные с ними структурные рисунки (на примере Альпийско-Гималайского пояса)	№ 4
<i>Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж.</i> Деформации запада Аравийской плиты как результат сдвиговых перемещений по Левантскому разлому	№ 3
<i>Красный Л.И.</i> Нужен ли тектонический кодекс?	№ 4
<i>Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н.</i> Новые доказательства теории тектоники плит	№ 1
<i>Курчавов А.М.</i> Латеральная изменчивость и эволюция орогенного вулканизма складчатых поясов	№ 2

- Межвилк А.А.* Надвиговые и сдвиговые зоны на севере России № 4
- Меланхолина Е.Н., Баранов Б.В., Кононов М.В., Ляпунов С.М., Рудник Г.Б., Саидова Х.М., Тихонов Л.В., Шмидт О.А.* Вариации состава океанических базальтов, полученных на полигонах разлома Мендосино (Тихий океан) № 3
- Милиц М.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б.* Трехмерная модель геологического строения верхней коры района Кольской сверхглубокой скважины и сопредельных территорий Кольского полуострова № 6
- Миронов Ю.В., Зорина Ю.Г.* Эволюция вулканизма рифтогенных структур окраинных морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны № 4
- Митрофанов Г.Л., Таскин А.П.* Структурные соотношения Сибирской платформы со складчатым окружением № 1
- Москаленко В.Н., Коган Л.И.* Особенности строения осадочного чехла в восточной части Азоро-Гибралтарской зоны (бассейн Хосшу) № 4
- Никонов А.А.* Признаки молодой тектонической активности в зонах Южно-Азовского и Керченского разломов № 5
- Обухов А.Н.* Гравитационная геодинамика в межгорных впадинах Центральной Азии № 3
- Перфильев А.С., Пейве А.А., Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Турко Н.Н.* Разломная зона Романш: строение, особенности развития, геодинамика № 4
- Перцев А.Н., Савельев А.А.* Габбро-амфиболиты в подошве офиолитов Кемпирсайского массива на Южном Урале: петрологические и тектонические аспекты формирования № 3
- Петров Г.А., Пучков В.Н.* Главный Уральский разлом на Северном Урале № 1
- Пилипенко А.И.* Строение асейсмичных хребтов в зоне Маскаренско-Австралийского геотраверса (Индийский океан) № 6
- Пилипенко А.И.* Тектоническая расслоенность океанической коры глубоководных котловин (по сейсмическим материалам) № 1
- Плотников А.В.* О генезисе Терновской структуры в Криворожском бассейне № 3
- Плотников А.В.* Тектоническое строение и развитие Криворожского рудного района как зоны глубинного разлома № 2
- Пучков В.Н.* Тектонические фазы и циклы в контексте тектоники литосферных плит № 3
- Рихтер А.В., Дергунов А.Б., Лунева О.И., Рязанцев А.В.* Гранитно-метаморфический комплекс в чехле Бумбугерского массива (Центральная Монголия) № 4
- Савостин Л.А., Бондаренко Г.Е., Сафонов В.Г., Павлов В.Э.* Структурная эволюция юго-западного обрамления Омолонского массива в юрское время № 5
- Силантьев С.А., Соколов С.Д., Полунин Г.В.* Новые данные о составе метаморфических образований бассейна р. Таловки (Пенжинский район, Северо-Восток России) № 2
- Талицкий В.Г.* Новые подходы к моделированию геологической среды № 6
- Хаин В.Е., Лобковский Л.И.* Условия проявления остаточной мантийной сейсмичности Альпийского пояса Евразии № 3
- Чекунов А.В., Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е.* Сейсмичность и глубинная тектоника Черноморской впадины и ее обрамления № 3
- Шолохов В.В., Никонов А.А.* О новейшей структуре Мангышлака № 6

<i>Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С.</i> Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия)	№ 5
---	-----

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

<i>Касьянова Н.А.</i> Особенности современной геодинамики Терско-Сунженского района (Восточное Предкавказье)	№ 5
<i>Леонов Ю.Г.</i> Миф об Урало-Оманском линеаменте	№ 5

ДИСКУССИИ

<i>Рудаков С.Г.</i> О тектонической природе области сочленения Восточно-Европейского кратона и Средиземноморского пояса на Байкальском этапе (по поводу статьи О.С. Ступки "Рифейский зеленосланцевый пояс юго-западной и южной окраин Восточно-Европейской платформы и его тектоническая природа")	№ 6
<i>Сомин М.Л.</i> Адвекционная гипотеза складкообразования на Большом Кавказе в свете данных о деформациях его фундамента (по поводу статьи В.Н. Шолпо "Гипотеза адвекции и структура ядерной части инверсионных антиклинорий Большого Кавказа")	№ 5
<i>Шапиро М.Н.</i> О статье В.П. Зинкевича, С.Ю. Колодяжного, Л.Г. Брагиной, Е.А. Константиновской и П.И. Федорова "Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород"	№ 6
<i>Шолпо В.Н.</i> "Простая логика" и гипотеза адвекции	№ 5

РЕЦЕНЗИИ

<i>Леонов Ю.Г.</i> Строение литосферы в отраженных волнах	№ 4
---	-----

ХРОНИКА

<i>Карякин Ю.В.</i> Совещание "Тектоника и метаморфизм"	№ 4
Виктор Ефимович Хаин (к 80-летию со дня рождения)	№ 3
60-летие Юрия Георгиевича Леонова	№ 6
К юбилею Марины Сергеевны Нагибиной	№ 2
Памяти академика Юрия Александровича Косыгина	№ 4
Памяти Антонины Спиридоновны Новиковой (1918 - 1993 гг.)	№ 2
Георгий Сергеевич Поршняков (1918 - 1993 гг.)	№ 2
Памяти Дмитрия Петровича Резвого	№ 4

Сдано в набор 01.08.94 г.

Подписано к печати 30.09.94 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 6,7 тыс.

Уч.-изд. л. 12.0

Бум. л. 6.0

Тираж

541

экз.

Зак. 1706

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

Правила представления статей в журнал “Геотектоника”

1. Работа должна быть представлена на русском языке. Объем статей не должен превышать 32 страниц и кратких сообщений – 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.
2. Текст рукописи представляется в двух экземплярах, рисунки и фотографии – в трех экземплярах.
3. Конструкция статьи. Как правило, статья должна содержать следующие элементы:
 - а) Заглавие.
 - б) Фамилии и инициалы авторов; полные названия учреждений, в которых выполнена работа, с указанием города и почтового индекса.
 - в) Резюме, в котором должны быть изложены главные выводы. Размер резюме – не менее 200 и не более 400 слов.
 - г) Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Здесь же уместны исторические сведения.
 - д) Описание метода исследования (если он не стандартен) и фактического материала. Необходимо разбить описание на разделы и снабдить их заголовками и подзаголовками.
 - е) Результаты исследования и их обсуждение.
 - ж) Заключение.
 - з) Список цитированной литературы.
 - и) Таблицы (на отдельных страницах).
 - к) Подписи к рисункам (с новой страницы).
4. Первый экземпляр текста статьи должен быть подписан авторами. На отдельном листе необходимо указать фамилию, почтовый адрес, номера телефона и телекса автора, с которым редакция будет поддерживать связь.
5. Требования к тексту рукописи.
 - а) Рукопись необходимо печатать через два интервала, оставляя слева поля 4 см, на машинке с нормальным шрифтом или на компьютере шрифтом № 12. Обязательно представление первого экземпляра машинописи.
 - б) Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.
 - в) Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала – русскому, затем – латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера страниц; для книг – название работы, издательство, место и год издания, количество страниц. В случае приведения в списке литературы иностранных монографий и статей из сборников, переведенных на русский язык и изданных в России, необходимо после русского названия и фамилий авторов повторить оригинальное название научного труда и фамилий его авторов на иностранном языке. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.
 - г) Обозначения греческими буквами и формулы вписываются черными чернилами. Необходимо делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные – сверху. Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие – красным карандашом.
6. Требования к рисункам.
 - а) Первый экземпляр рисунков должен быть вычерчен черной тушью. Второй и третий экземпляры представляются в виде ксерокопий или фотокопий.
 - б) Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть хорошего качества и отпечатаны на глянцевой бумаге.
 - в) В статье должна быть обзорная карта, на которой показан район исследований и положение других рисунков.
 - г) На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка, на картах обязательно показывать географические координаты. Сейсмические профили должны иметь вертикальный масштаб в километрах.
 - д) Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить все упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.
 - е) Максимальный размер рисунка в журнале 17 × 23 см. Можно представить более крупные рисунки (до 60 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; нагрузка на рисунках должна допускать уменьшение до указанного выше размера.
 - ж) На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.
 - з) В тексте обязательны ссылки на все рисунки. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи.
7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией.
8. Авторы получают 25 оттисков опубликованной статьи.

МАИК "НАУКА"

"ИНТЕРПЕРИОДИКА"

**Журналы Российской академии наук
выходят в свет одновременно
на русском и английском языках**

Акустический журнал
Астрономический журнал
Вестник РАН
Водные ресурсы
Вопросы ихтиологии*
Высокомолекулярные соединения
Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника*
Доклады РАН

Acoustical Physics
Astronomy Reports
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources

Polymer Science
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits

Doklady Biochemistry, Doklady Biological Science,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Physical Chemistry, Physics Doklady

Журнал аналитической химии
Журнал неорганической химии
Журнал физической химии
Защита металлов
Известия АН. Физика атмосферы и океана*
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Кристаллография
Неорганические материалы
Океанология*
Оптика и спектроскопия
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение*
Стратиграфия. Геологическая
корреляция
Теоретические основы
химической технологии

Journal of Analytical Chemistry
Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Protection of Metals

Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Crystallography Reports
Inorganic Materials

Optics and Spectroscopy
Petrology
Astronomy Letters

Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical
Engineering

High Temperature
Thermal Engineering

Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Физика Земли*
Физика плазмы
Физиология растений
Химия высоких энергий
Электрохимия
Ядерная физика

Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Electrochemistry
Physics of Atomic Nuclei
*Glass Physics and Chemistry***
*Studies on Russian Economic Development***
*The Physics of Metals and Metallography***
*Laser Physics***
*Pattern Recognition and Image Analysis***

* В 1994 г. журналы издаются МАИК "Наука" только на русском языке.

** В 1994 г. журналы издаются совместно МАИК "Наука" и "Интерпериодикой"
только на английском языке.