

п - 1848
1994
№ 3

1-и экз.

Номер 3

Май - Июнь 1994

ISSN 0016-853X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пущаровский



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



МАИК НАУКА

Российская академия наук

ГЕОТЕКТНИКА

№ 3 1994 Май - Июнь

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 (Австралия & Гавайи), Е.Е. Милановский, В.Д. Наливкин,
А.С. Перфильев, 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

M.E. Artemyev, E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov (Ukraine),
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Australia & Hawaii),
A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, E.E. Milanovsky,
V.D. Nalivkin, 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, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; Telex: 411 848 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.

Номер 3, 1994

Вероятная природа главных сейсмических границ в земной коре континентов <i>С. Н. Иванов</i>	3
Условия проявления остаточной мантийной сейсмичности Альпийского пояса Евразии <i>В. Е. Хаин, Л. И. Лобковский</i>	12
Габбро-амфиболиты в подошве офиолитов Кемпирсайского массива на Южном Урале: петрологические и тектонические аспекты формирования <i>А. Н. Перцев, А. А. Савельев</i>	21
О генезисе Терновской структуры в Криворожском бассейне <i>А. В. Плотников</i>	36
Сейсмичность и глубинная тектоника Черноморской впадины и ее обрамления <i>А. В. Чекунов, Б. Г. Пустовитенко, В. Е. Кульчицкий</i>	44
Вариации состава океанических базальтов, полученных на полигонах разлома Мендосино (Тихий океан) <i>Е. Н. Меланхолина, Б. В. Баранов, М. В. Кононов, С. М. Ляпунов, Г. Б. Рудник, Х. М. Саидова, Л. В. Тихонов, О. А. Шмидт</i>	49
Деформации запада Аравийской плиты как результат сдвиговых перемещений по Левантскому разлому <i>М. Л. Копп, Ю. Г. Леонов, Ж. Аджамян</i>	61
Гравитационная геодинамика в межгорных впадинах Центральной Азии <i>А. Н. Обухов</i>	77
Тектонические фазы и циклы в контексте тектоники литосферных плит <i>В. Н. Пучков</i>	90

ХРОНИКА

Виктор Ефимович Хаин (к 80-летию со дня рождения)	95
---	----

CONTENTS

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

Number 3, 1994

Possible Nature of the Major Seismic Boundaries in Continental Earth Crust	
<i>S. N. Ivanov</i>	3
Conditions of Existence of the Residual Mantle Seismicity of the Alpine Belt in Eurasia	
<i>V. E. Khain, L. I. Lobkovsky</i>	12
Gabbro-Amphibolites at the Base of Kempersai Ophiolite Massif, Polar Ural: Petrologic and Tectonic Aspects of Its Formation	
<i>A. N. Pertsev, A. A. Saveliev</i>	21
On Genesis of the Ternovo Structure in the Krivoi Rog Basin	
<i>A. V. Plotnikov</i>	36
Seismicity and Depth Tectonics of the Black Sea Depression and Its Framing	
<i>A. V. Chekunov, B. G. Pustovitenko, V. Ye. Kul'chitsky</i>	44
Variations in the Composition of Oceanic Basalts from Mendocino FZ Polygons (Pacific Ocean)	
<i>Ye. N. Melankholina, B. V. Baranov, M. V. Kononov, S. M. Lyapunov, G. B. Rudnik, Kh. M. Saidova, L. V. Tikhonov, O. A. Shmidt</i>	49
Deformations of the Western Arabian Plate as a Result of Strike-Slip along the Levant Fault	
<i>M. L. Kopp, Yu. G. Leonov, J. Adjamian</i>	61
Gravity Geodynamics of Intermontane Depressions in Central Asia	
<i>A. N. Obukhov</i>	77
Tectonic Phases and Cycles in the Context of Plate Tectonics	
<i>V. N. Puchkov</i>	90

CHRONICLE

Jubilee of Victor E. Khain (to His 80 Years Old Birthday)	95
---	----

УДК 551.24/550.834(100.4)

ВЕРОЯТНАЯ ПРИРОДА ГЛАВНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ В ЗЕМНОЙ КОРЕ КОНТИНЕНТОВ

© 1994 г. С. Н. Иванов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Поступила в редакцию 12.05.93 г.

Содержание воды и других флюидов в средней и нижней части земной коры не менее 0.3 - 1.5% по объему, что обеспечивает действие закона эффективного давления Терцаги. Реологическая модель упрощенной земной коры включает две главные реологические границы. По ним при тектонических деформациях образуются срывы, отмечаемые сейсмикой как границы K_1 и K_2 . При малых тепловых потоках уровень хрупко-пластичного перехода опускается ниже реологической границы, обусловленной законом Терцаги. При этом может возникнуть дополнительный срыв – K_1' . Граница K_2 обусловлена, видимо, тектоническим срывом по уровню теплового размягчения пород габбрового состава.

ВВЕДЕНИЕ

За последние полтора десятка лет обнаружилась явная недостаточность литологического подхода к геофизическим данным при объяснении их геологической природы. Сверхглубокие скважины: Криворожская, Саатлинская, "КТБ" в Германии и Кольская СГ-3 – не подтвердили "литологическую" интерпретацию геофизических данных, положенную в основу их проектов. Трудности увязки с геологией дневной поверхности геофизических данных при их "литологическом" объяснении встречены во многих регионах.

Нами еще в 1969 г. была предложена гидродинамическая модель земной коры на реологической основе, послужившая началом для дальнейшей разработки реологической модели [8 - 13]. Такие модели земной коры и ее отдельных этажей были предложены рядом исследователей [14, 23, 25, 26, 39, 51, 52, 58]. Все упомянутые и другие авторы моделей при оценке реологических свойств пород не учитывают совсем или (как большинство) крайне неполно учитывают влияние флюидов, в основном воды и водных растворов.

Обычно принимается во внимание заметное понижение прочности влажных пород по сравнению с сухими, обусловленное главным образом гидролитическим эффектом Ребиндера. Но совершенно опускается закон эффективного давления Терцаги.

В связи со сказанным мы вновь коснемся реологической основы нашей модели земной коры – проблемы воды в недрах Земли и закона Терцаги. За прошедшие 5 лет с момента написания [11] удалось существенно уточнить график изменения прочности пород на глубоких горизонтах земной коры, который мы приводим вновь.

ПРОБЛЕМА ВОДЫ В НЕДРАХ И ЗАКОН ТЕРЦАГИ

Когда осадочные породы погружаются до глубины 6 - 15 км, стенки трещин и связанных между собой пор (трещинно-поровое пространство) в них не выдерживают нагрузки и разрушаются, если трещинно-поровое пространство не успевает заполниться продуктами перекристаллизации под давлением.

Из водосодержащих минералов на глубине около 10 км, видимо, только монтмориллонит и иллит при несколько повышенном геотермическом градиенте отдадут свою воду. Остальные минералы (многие минералы глин, хлориты, серпентины, светлые слюды, амфиболы и др.) опускающихся пород испытают дегидратацию намного глубже уровня закрытия свободного трещинно-порового пространства, там, где температура достигает 300 - 450°C. Выделившаяся при дегидратации вода в виде растворов (или надкритического флюида) не может свободно устремляться далеко вверх, так как туда все пути полностью перекрыты. Поэтому эта глубинная вода находится уже под полным литостатическим давлением и не имеет гидродинамической связи с водой зоны свободной циркуляции, расположенной выше.

Такая же в принципе гидродинамическая картина существует и во многих районах, где нет осадочных бассейнов. Там, под зоной закрытия трещинно-порового пространства (которую мы именуем "переходной"), флюиды могут накапливаться за счет глубинных поступлений.

Из сказанного следует, что на некоторой глубине, зависящей от величины нагрузки и состава пород, существует непроницаемая переходная зона, не содержащая свободных флюидов. Ниже переходной зоны располагается зона литостатического

давления на флюид, которая для краткости названа "литостатической" [8].

Вода в значительных количествах поступает в литостатическую зону не только сверху в составе водосодержащих минералов и в трещинно-поровом пространстве блоков очень крепких пород, но и из дегазурующей мантии. В последней вода имеет как исходное происхождение, так и более позднее (вторичное) в виде обильных поступлений из дегидратирующей океанической коры, пододвинутой по зонам субдукции.

Исследования мантийных пород, и прежде всего ксенолитов гипербазитов в базальтах глубинного происхождения, с учетом экспериментальных данных при высоких температурах и давлениях [21, 42, 55, 59 и др.] показали, что в верхней мантии широко распространены следы метасоматических процессов, неравномерно обогативших ее водой [15]. В [27] утверждается, что в субконтинентальной мантии должны быть устойчивы водные флюиды [27]. При очень низкой степени частичного плавления мантии образуется вместо силикатного расплава существенно водный флюид [28].

Изучение метаморфических пород зеленосланцевой и амфиболитовой ступени показало важную роль в их формировании миграции воды под литостатическим давлением [5, 17, 20]. Дан-

ные, полученные этими и другими исследователями, были подтверждены детальным изучением прогрессивного регионального метаморфизма на основе количественных оценок фазовых равновесий и пропорций изотопов кислорода в продуктах метаморфизма [3, 37, 38]. М. Этеридж и его соавторы поняли, что литостатическое давление здесь может поддерживаться только наличием непроницаемой зоны в кровле.

В Кольской сверхглубокой скважине, бурящейся в кристаллических породах, до глубины 0.8 км отмечена зона свободной циркуляции воды по открытым трещинам [18]. От 0.8 до 4.5 км скважина бурилась по породам с большим количеством трещин, закупоренных жильным минеральным веществом. На этом интервале породы не расщеплены и водосодержащие минералы не испытали дегидратации (рис. 1). Содержание химически связанной воды составляет по весу в среднем около 4%. Следует предполагать, что на этом интервале скважина пересекла законсервированную переходную зону увеличенной мощности, видимо, вследствие колебания уровня закрытия трещинно-порового пространства. Древняя гидродинамическая зональность здесь сохранилась благодаря большой мощности переходной зоны и отсутствию стресса, разрушающего монолитность ее по-

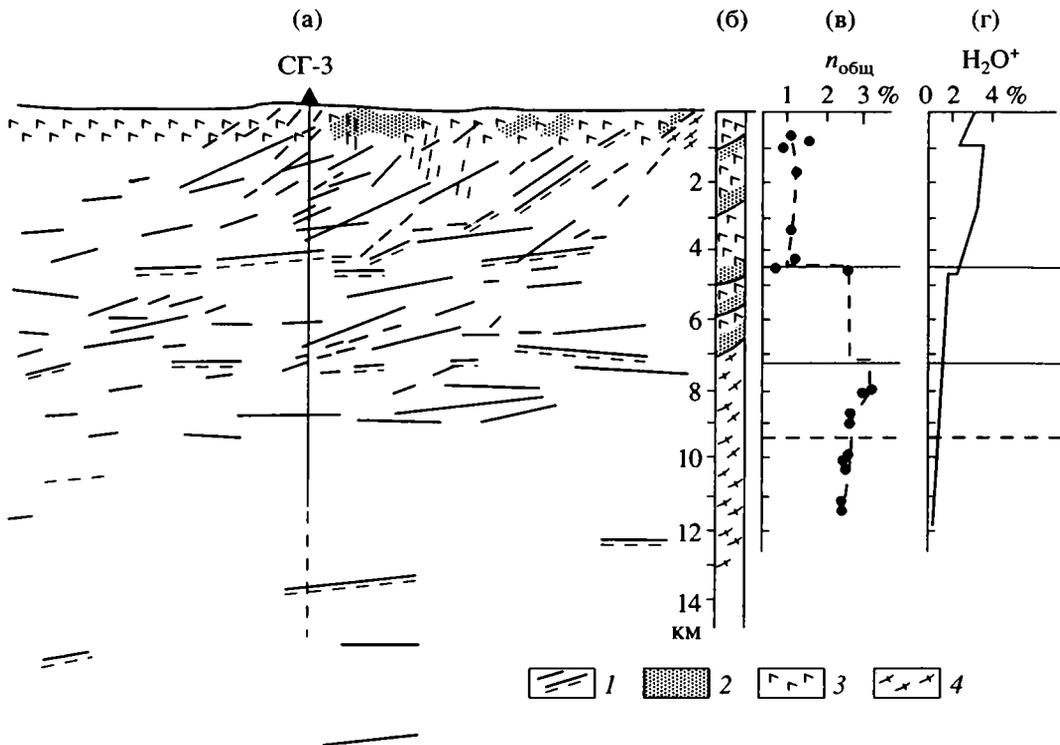


Рис. 1. Сейсмический разрез и характеристика пород Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3): а – сейсмический разрез района заложения СГ-3; б – геологический разрез СГ-3; в – вариации общей пористости метабазитов и амфиболитов в керне скважины; г – весовые содержания химически связанной воды в тех же породах.

1 – отражающие площадки и сейсмические границы; 2 – метаосадочные породы; 3 – вулканогенные породы протерозойского комплекса; 4 – плагиогнейсы (по [18]).

род. Позднейший подъем Балтийского щита и его эрозия объясняют относительно высокое положение переходной зоны. Современная гидродинамическая зональность здесь, видимо, имеет метастабильное состояние. Как только те или иные длительные причины нарушат непроницаемость древней переходной зоны, литостатическое давление флюида под ней понизится до гидростатического, а глубже образуется новая плотная зона. Однако нарушить непроницаемость переходной зоны трудно. Любые возникающие трещины будут вследствие дроссельного эффекта Джоуля–Томсона немедленно полностью закупориваться минеральными новообразованиями [13].

Вверху интервала 0.8 - 4.5 км вследствие разгрузки толщи этого интервала приобрели способность трескаться и, таким образом, уже перешли в современную гидростатическую зону.

С глубины 4.5 км, где отмечена зона тектонического нарушения, картина меняется: породы становятся рассланцованными, количество связанной воды падает до 1% (сохраняются амфиболы) и менее. Количество свободной воды в трещинах и порах возрастает, видимо, во много раз, так как замеры в образцах керна показывают ее увеличение в три раза и более [18]. С глубины 4.5 км и особенно с 7 км отмечались внезапные бурные притоки воды в ствол скважины под большим давлением, выбрасывавшие промывной глинистый раствор. Общая пористость в metabазитах и амфиболитах, составлявшая на интервале 0.8 - 4.5 км в среднем около 1.5%, на глубине 4.5 - 11 км возрастает до 3% и более (рис. 1). Расчет проницаемости с учетом трещин показал, что она возросла на нижних горизонтах по сравнению с интервалом 0.8 - 4.5 км более чем на два порядка [16]. А.А. Кременецкий и Л.Н. Овчинников [18], наиболее разносторонне изучившие Кольскую скважину, пришли к заключению о существовании в земной коре на глубине от 4.5 до 10.5 км зоны “гидрогенно-геохимического разуплотнения”, которая, почти несомненно, представляет собой верх нашей литостатической зоны.

Не только результаты изучения самой Кольской скважины, но и сейсмические данные по району бурения (рис. 1) прекрасно подтверждают нашу реологическую модель земной коры. К сожалению, однако, отсутствие замеров давления флюидов во время бурения и точного баланса промывной жидкости не сделали ее *experimentum crucis* в судьбе предлагаемой модели.

Другими примерами высокого давления флюида в сильнопористой породе под непроницаемой зоной может, видимо, служить западный борт Прикаспийской впадины и глубокие скважины на юге США и в других регионах [6].

К представлению о непроницаемой зоне между верхней и средней корой, кроме автора статьи [8, 9 и др.] и Ю.А. Ежова и Г.П. Лысенина [6],

пришли независимо друг от друга на основе совершенно различных данных и другие исследователи путем изучения: петрографии метаморфических пород – М.А. Этеридж и др. [37]; водосодержания в кернах сверхглубокой скважины – А.А. Кременецкий, Л.Н. Овчинников [18]; а также в результате комплексных геофизических работ – А.Г. Джонс [46].

Изучение газово-жидких включений в минералах и стеклах показывает, что водные включения часто встречаются в породах, образовавшихся на глубинах менее 22 - 25 км. Безводные, состоящие главным образом из CO₂, N₂ и CH₄, образуются на всех глубинах земной коры и даже ниже [24].

Многими исследователями показано широкое распространение метана, а также тяжелых углеводородов в глубоких горизонтах земной коры в районах газовых и нефтяных месторождений. Установлено, что во всех случаях следы углеводородов прослеживаются ниже промышленных залежей в осадочных толщах вплоть до фундамента кристаллических пород, а иногда отмечаются и в нем [4, 19]. Указанные ученые, как и некоторые другие, считают, что повышенные пластовые давления флюидов во многих месторождениях углеводородов есть ослабленное следствие их прорыва из глубины.

Суммируя современные данные, приведенные выше, а также ниже в разделе “Граница K₂”, следует предполагать, что флюиды и летучие (H₂O, CO₂, N₂, CH₄) повсеместно, но весьма неравномерно пропитывают литосферу и в настоящее время трудно говорить об их средних содержаниях в литостатической зоне, где они по всем признакам концентрируются. Надо думать, что в нижней коре материков, а быть может, и в верхней мантии суммарное весовое среднее содержание флюидов находится в пределах от 0.1 до 0.5%, что в переводе на объем означает около 0.3 - 1.5%. Эти цифры должны быть увеличены в несколько раз для верхов литостатической зоны.

Как известно, прочность пород верхней коры Земли определяется законом сухого трения Кулона–Биерли. Согласно этому закону, с увеличением всестороннего давления породы упрочняются. В присутствии трещинно-порового флюида сопротивление сдвигу определяется не общим (литостатическим) давлением на каркас данного элемента породы (или образца при опытах), а его величиной за вычетом порового давления. Это и есть закон эффективного давления Терцаги. Следовательно, когда трещинно-поровый флюид находится под давлением, равным литостатическому, никакого упрочнения пород не происходит.

Закон эффективного давления Терцаги многократно проверен экспериментально [53]. Было установлено, что его действие распространяется на все породы, включая и малопористые (до 0.1 об. %). Ограничивающим условием

является способность флюида проникать в трещинно-поровое пространство. Это условие часто не соблюдается при экспериментальных деформациях со скоростью более 10^{-7} - 10^{-5} с⁻¹.

Было установлено, что закон эффективного давления действует при всех условиях, отвечающих хрупкой деформации в земной коре, в том числе и при температурах 400°C [57]. Более того, подмечено, что наиболее четко он проявляется при высоких всесторонних давлениях, большом поровом давлении (близком к литостатическому) и скоростях деформации менее 10^{-5} с⁻¹, т.е. как раз при всех тех условиях, какие существуют в земной коре ниже 8 - 15 км.

Получены экспериментальные данные о справедливости закона Терцаги в условиях, существующих в верхней мантии [41, 56].

Проведены тонкие опыты по изучению открытой пористости и уточнению закона Терцаги посредством измерения удельной электропроводности пород [31]. Они показали, что точность соблюдения этого закона при экспериментах в какой-то мере зависит от последовательности нарастания $P_{лит}$ и $P_{пор}$ и что в условиях земной коры он должен выполняться.

ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ГРАНИЦЫ K_1

При деформации литосферы, состоящей из реологически различных "слоев" (толщ), на их границах обязательно возникают срывы. По этим срывам во время их образования происходят сравнительно небольшие перемещения [10, 39 и отчасти другие]. При небольших тепловых потоках – порядка 20°C/км в земной коре первое сверху очень резкое изменение реологических свойств обусловлено закрытием трещинно-порового пространства вследствие превышения прочности каркаса породы нагрузкой вышележащих толщ. Механическому разрушению трещинно-порового пространства обычно предшествует и заменяет его перекристаллизация под давлением с частичным разложением полевого шпата. Хороший пример такого процесса описан С. Дженек и П. Эвансом [45].

В результате закрытия трещинно-порового пространства резко возрастает до литостатического поровое давление и исчезает фрикционное упрочнение породы. Это отрезок 1–2 кривой на рис. 2А. При деформации коры внизу этого интервала расположено наиболее вероятное место срыва.

Температурное размягчение кварцсодержащих пород происходит при средних геотермических градиентах несколько глубже указанного срыва [12]. На рис. 2А – это отрезок 2а–3. Перепад прочности пород здесь намного меньше, и срыв при деформации вряд ли возможен. Иное, более глубокое, положение занимает граница размягче-

ния габбровых пород (отрезок 9–4 на рис. 2А). Она отдалена от верхнего разрыва и отмечает более значительный по величине перепад жесткости пород. Срыв при деформации коры здесь вероятен.

При значительных тепловых потоках (видимо, 25°C и более на километр) горизонт размягчения поднимается и первая ступень падения прочности пород, связанная с закрытием трещинно-порового пространства, обуславливается уже не предельной нагрузкой, а температурой ползучего размягчения. Это, видимо, наиболее распространенная ситуация в орогенах и регионах растяжения.

На границу разрушения каркаса пород от нагрузки сильно влияет плотность пород верхней коры (см., например, [22]). Температура и стресс слабо влияют на эту границу (интервал 1–2 на рис. 2А), хотя интенсивная перекристаллизация может ее несколько поднять. Граница теплового размягчения, или, иначе говоря, хрупко-пластичный переход, сильно зависит от увеличения температуры и скорости деформации: первая поднимает эту границу, вторая опускает.

Возникающий под верхней корой срыв предложено называть "отделителем" [11]. Отделитель – это такой "*detachment fault*" англоязычных авторов, который образуется на границах жестких, хрупких, с одной стороны, и податливых, пластичных зон литосферы – с другой. Он не требует гигантских напряжений, обязательных для образования срывов, косо секущих, по ошибочному представлению некоторых исследователей [60 и др.], всю земную кору и уходящих в мантию. В дальнейшей геологической истории тех или иных регионов по ранее образованным отделителям происходят движения совсем иной природы, в том числе и надвиги, что маскирует их исходный генезис.

Изучение выходов отделителя на дневную поверхность вследствие более поздних тектонических движений показало, что во всех случаях он представлен зонами брекчий, сменяющимися ниже милонитами и бластомилонитами. Продолжение наклонного отделителя на глубину в ряде случаев прослежено сейсмическими методами. Это граница K_1 (или F западных исследователей). Она давно установлена во многих районах материков в диапазоне от 6 до 16 км [1, 2, 26, 34, 36, 49] (рис. 3).

Н.К. Булин [1, 2] показал, что эта граница (обозначенная им как горизонт А) имеет почти повсеместное, хотя и не сплошное, распространение чаще всего на глубине 7 - 13 км. Природу границы Н.К. Булин прозорливо видел в резком изменении каких-то физических свойств горных пород. Большинство исследователей различных регионов (в том числе и Кордильер США) интерпретируют эту границу с позиции ее обусловленности литологической неоднородностью земной коры.

Так как граница K_1 обусловлена срывом вдоль переходной зоны (вдоль реологической границы),

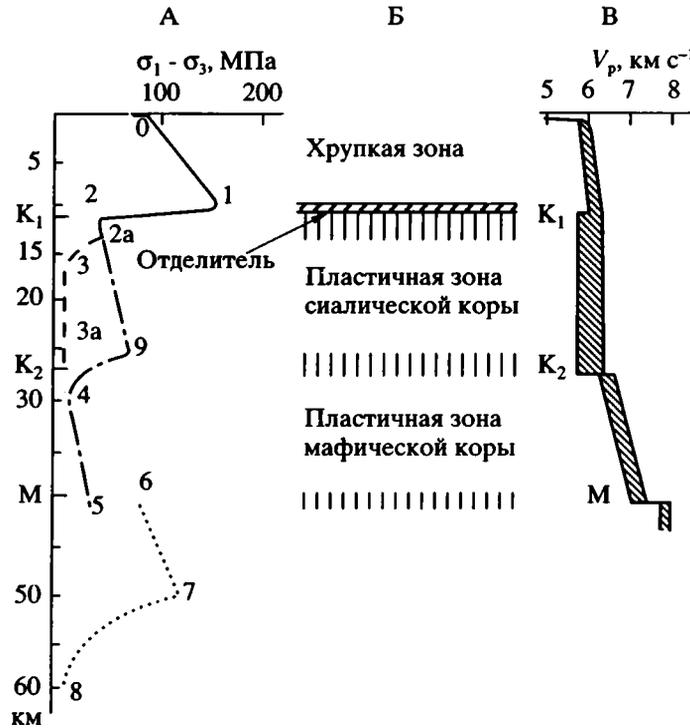


Рис. 2. Изменение с глубиной реологических свойств консолидированных осадочных и глубинных континентальных пород и скорости прохождения в них сейсмических волн.

А – предполагаемая схема изменения с глубиной прочности (при хрупком разрушении) и напряжения (при пластической деформации) во время растяжения со скоростью 10^{-15} с^{-1} при геотермическом градиенте $20^\circ\text{C}/\text{км}$ (сплошная и пунктирные линии). Изображен случай, когда верхняя граница переходной зоны (1–2) расположена выше хрупко-пластической границы (отрезок 2а–3–3а для гранитоидов, 9–4–5 – для габброидов, 7–8 – для гипербазитов). Отрезки кривых означают: 0–1 – возрастание прочности в гидростатической зоне вследствие увеличения разности $P_{\text{лт}} - P_{\text{фл}}$. Характерны дизъюнктивная тектоника, сбросы, сбросо-сдвиги, листрические разрывы, трещины отрыва, брекчии. Пластические деформации лишь в локальных зонах гидротермальной переработки; 1–2 – сильное уменьшение прочности при переходе к литостатической зоне до величины сцепления вследствие возрастания $P_{\text{фл}}$ до $P_{\text{лт}}$. Субгоризонтальные разрывы, члоритизированные брекчии, микрокластиты, иногда бластокластиты, псевдотахилиты; 2–2а – хрупкая деформация, облегченная высоким давлением порово-трещинного флюида обычно с частичным замещением полевого шпата слюдой. Преобладание различных катаклазитов (обычно с признаками перекристаллизации); 2а–3 – пластическая деформация вследствие размягчения кварца в сиалических породах при температуре около 280°C . Зона милонитов и линейных структур, развитие бластитов, структур течения; 3–3а – зона вязкого течения сиалических пород; начало размягчения полевого шпата. Отсутствие возрастания с глубиной скорости сейсмических волн; преобладание пластических деформаций, крупных структур течения; пльчатость, зеленые сланцы, милониты, бластомилониты; 2–9 – хрупкая деформация пород габброидного состава, облегченная высоким давлением порово-трещинного флюида и сопровождаемая новообразованиями вторичных минералов; различные катаклазиты с признаками перекристаллизации; 9–4 – температурное размягчение габброидов; бластомилониты, структуры течения; 4–5 – пластическое течение всех пород, кроме гипербазитов. Возможно постепенное возрастание прочности вследствие увеличения основности пород. Преобладание бластитов и кристаллических сланцев, полосчатые метаморфиты, мигматиты; 5–6 – скачок прочности при переходе к гипербазитам на границе М. Интенсивная пластическая тектоника, в том числе субгоризонтальные срывы, отмечаемые рассланцеванием и сильным уменьшением размеров зерен; 6–7 – возрастание прочности вследствие увеличения эффективного всестороннего давления, хрупкая деформация гипербазитов; различные катаклазиты и бластомилониты; 7–8 и ниже – кривая температурного размягчения оливинового гипербазита. Б – реологические зоны земной коры, косая штриховка – непроницаемая переходная зона; вертикальная штриховка – зоны интенсивного изменения реологических свойств литосферы. В – осредненное изменение скорости продольных сейсмических волн с глубиной по Н.И. Павленковой [26]. Заштрихованная площадь – преобладающий разброс измерений в различных районах.

то она вновь образуется при каждом изменении вертикального положения реологических зон. Это может быть обусловлено не только подъемом или опусканием земной коры, но и изменением геотермического градиента. Следовательно, эта граница нередко является наиболее поздним образованием по отношению к другим элементам структуры литосферы. В то же время палеоотделители в со-

временной земной коре могут иметь различные наклоны и обнаруживать другие элементы более поздних деформаций. Отделитель (граница K_1) ясно проявляется в регионах растяжения. Ниже него крутонаклонные отражатели тектонического происхождения исчезают совсем или резко уменьшаются в количестве, а оставшиеся имеют тенденцию к ослаблению и выполаживанию.

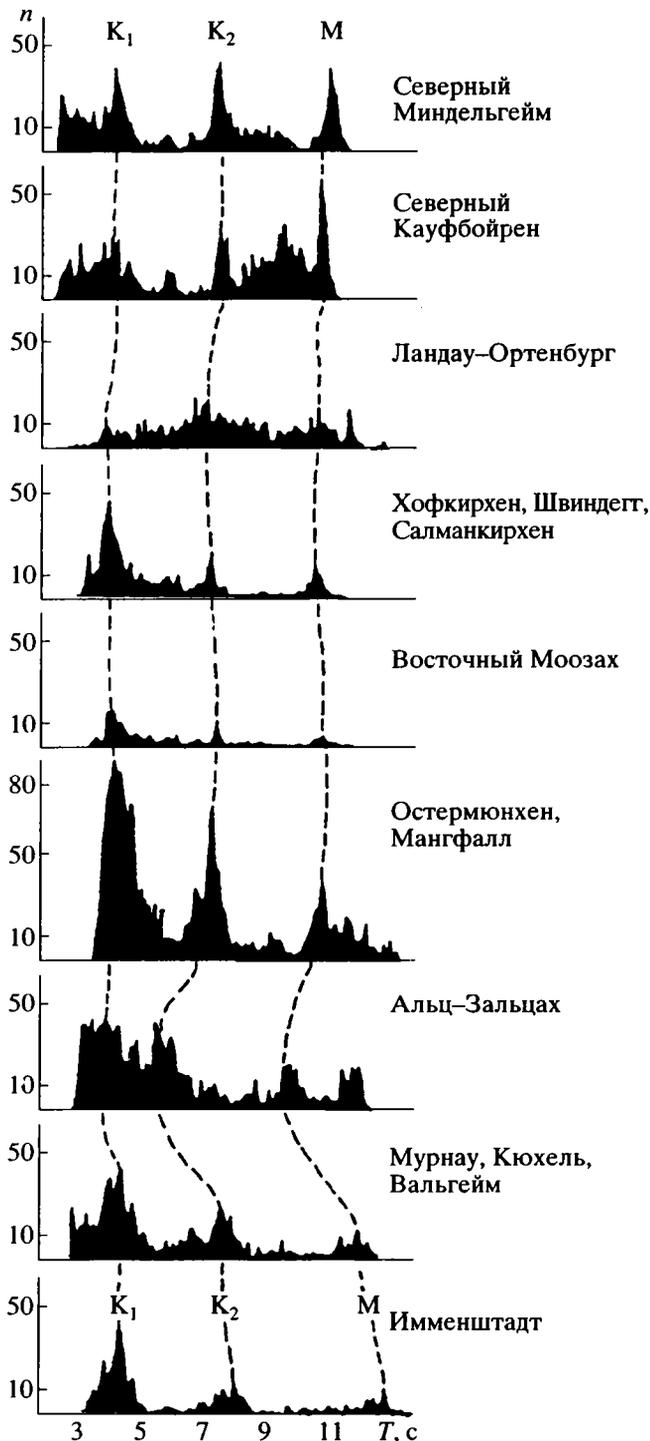
ГРАНИЦА K_2 

Рис. 3. Гистограммы, демонстрирующие относительную длину наблюдаемых глубинных сейсмических отражений во временных интервалах 0.2 с, для различных районов Южной Германии (по [36]).

В работе [13] на уровне рабочей гипотезы сделана попытка дать для интерпретаторов исходных сейсмических данных главнейшие особенности проявления отделителя (границы K_1) в земной коре.

Определение природы сейсмической границы K_2 всецело зависит от знания состава и структуры нижней коры, которую она отделяет от средней. Внимание к нижней коре особенно возросло в связи с появившейся возможностью изучения ее многоканальным профилированием МОВ. Значение этого метода особенно увеличилось, когда выяснилось, что он отмечает по крайней мере некоторые тектонические разрывы, что было установлено глубоко бурением на Криворожском массиве, в Провинции бассейнов и хребтов в США и в других регионах.

Ценные сведения о природе нижней коры были получены при пересечении профилированием МОВ Большого бассейна Кордильер (геотранверс СОСОРП), где геологическая изученность блоков третичного раздвижения коры является лучшей в мире. Не менее важные данные дало интенсивное геофизическое изучение структур растяжения коры в Великобритании и особенно в окружающих ее морях, а также Рейнского грабена. По этим регионам написано и продолжают все в возрастающем объеме публиковаться интересные работы, среди которых отметим следующие, использованные в первую очередь [30, 32 - 36, 40, 43, 44, 50, 51, 54, 61 и др.]. Ценные сведения о влиянии разуплотненной мантии на растяжение коры были получены соотечественниками по Байкалу [7, 48 и др.].

Было выяснено, что нижняя кора в регионах с растянутой, утоненной корой, к которым относятся не только вышеупомянутые, но и многие бассейны Средиземноморского пояса, имеет нижеследующие особенности, существенные для понимания ее природы.

1. Сейсмические волны испытывают преломление и отражение на ее верхней границе вследствие встречи среды, в которой они распространяются быстрее, чем в средней коре. Этот признак нижней коры, как и следующий, давно известен и присущ и нерастянутой коре. Однако разница в скоростях меньше, чем предполагалось первоначально. Для Северного моря и юга Германии она равна, видимо, около 0.2 км с^{-1} [43].

2. По мере углубления вплоть до Мохо отмечается возрастание скорости продольных сейсмических волн [26]. Однако не вполне ясно, в какой мере это подтверждается в районах с сильно растянутой корой, где получено за последнее время много новых данных.

3. Нижняя кора в растянутых регионах более электропроводна, чем выше- и нижележащие толщи. В других регионах этого не наблюдается.

4. В регионах растяжения в пределах всей нижней коры методом отраженных волн неизменно отмечаются многочисленные короткие (несколько километров) отражающие субгоризонтальные

поверхности (пластины), отсутствующие в таком количестве выше границы K_2 и ниже – в мантии.

5. В очень сильно растянутых и, видимо, прогретых участках нижняя кора примыкает или почти примыкает к верхней, как бы “съедающая” среднюю кору.

Многими исследователями обоснованно предполагается пластическое поведение пород нижней коры при деформации. Высказаны две главные гипотезы, объясняющие ее пластические свойства.

1) Частичное плавление. Эта гипотеза объясняет особенность 3 и плохо – 4. При условии допущения смены “гранитного” состава на “габбровый” на уровне K_2 гипотеза частичного плавления объясняет также пункт 1. Но в этом случае она противоречит пункту 5.

2) Присутствие пор, заполненных существенно водным флюидом, в пластически размягченной, но не расплавленной породе. Объясняет особенности пунктов 1, 3, 5 и, видимо, 4.

Условие пункта 2 выполняется обеими гипотезами при возрастании с глубиной содержания темноцветных минералов. Р.Д. Хиндман и П.М. Ширер [44] подробно рассмотрели эту поровую гипотезу, включая микроявления смачиваемости и конфигурацию пор. Они показали, что она удовлетворяет всем особенностям нижней коры и свидетельствует о наличии в ней пористости (1 - 3%) и заполнении пор соленой водой.

Однако “поровая” гипотеза встретила большие затруднения в объяснении отражающих пластин (“ламеллей”). Трудности их понимания в значительной мере (но не совсем) могут быть сняты при допущении пластического течения нижней коры в тех районах, где она ламинирована.

Не имея возможности из-за объема статьи обсуждать этот вопрос, отметим, что гипотеза пластического поведения нижней коры очень хорошо вписывается в нашу модель земной коры. Мы предлагаем рабочую гипотезу образования тектонического срыва (нижний отделитель) по горизонту хрупко-пластичного перехода пород габбрового состава. Этот срыв и отмечается сейсмикой как граница K_2 в интервале кривой 4–9 на рис. 2А.

Согласно экспериментальным данным [29, 47], температурное размягчение пород габбрового состава лежит в интервале 420 - 570°C. Если считать, как это сейчас принято, что нижняя кора состоит из гранулитов-базитов, то следует думать что температура ползучести со скоростью 10^{-14} - 10^{-15} с⁻¹ пород нижней коры лежит где-то в интервале 450 - 570°C. Это при геотермическом градиенте 20°C/км отвечает глубине 23 - 27 км, т.е. как раз той, где чаще всего отмечается сейсмическая граница K_2 .

Наша модель земной коры удовлетворительно объясняет сильное изменение реологических свойств в интервале 9–4 (рис. 2). Выше этого интервала на отрезке 2–9 габброидные породы по-

сле выравнивания $P_{пор}$ и $P_{лит}$ вследствие разрушения стенок трещинно-порового пространства (или заполнения трещинно-порового пространства закупоривающими новообразованиями) вновь начинают упрочняться по мере появления и нарастания эффективного всестороннего давления. Это второй сверху домен Т. Голда [4]. Остается пока неясным, в какой мере может сохраняться и сохраняется ли вообще разница давлений на каркас породы и на поровый флюид на глубинах 23 - 27 км. Думается, что такая разница давлений может кратковременно реализоваться при боковом стрессе, при субгоризонтальных и наклонных деформациях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булин Н.К. Об одной сейсмической границе в консолидированной земной коре Евразии // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1974. № 8. С. 5 - 25.
2. Булин Н.К. Сейсмические модели литосферы // Глубинное строение и геодинамика литосферы. Л.: Недра, 1983. С. 75 - 90.
3. Взаимодействие флюид–порода при метаморфизме. М.: Мир, 1989. 249 с.
4. Голд Т. Происхождение природного газа и нефти // Журн. Всесоюз. хим. о-ва им. Д.И. Менделеева. 1986. Т. 31. № 5. С. 547 - 556.
5. Добрецов Н.Л. Соотношение метаморфизма и анатексиса (“гранитизации”) с глубинными складчатостью и диапиризмом // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 471 - 475.
6. Ежов Ю.А., Лысенко Г.П. Значение зоны переходных давлений в подземной гидросфере // Сов. геология. 1988. № 8. С. 107 - 114.
7. Зоненшайн Л.П., Гольмшток А.Я., Хатчинсон Д. Структура Байкальского рифта // Геотектоника. 1992. № 5. С. 63 - 77.
8. Иванов С.Н. Предельная глубина открытых трещин и гидродинамическая зональность земной коры // Ежегодник 1969. Свердловск: Институт геологии и геохимии УФ АН СССР, 1970. С. 212 - 232.
9. Иванов С.Н. Метаморфизм разрыва плит // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 4. С. 908 - 912.
10. Иванов С.Н. Срединные массивы как результат тектонического расслоения литосферы // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 5. С. 1181 - 1184.
11. Иванов С.Н. Отделитель (о природе и значении геофизической границы K_1) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 428 - 431.
12. Иванов С.Н. Зоны пластических и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // Геотектоника. 1990. № 2. С. 3 - 14.
13. Иванов С.Н. Реологическая зональность литосферы, природа и значение границы K_1 // Метаморфогенная металлогения Урала. Свердловск: РАН. Ур. отд., 1992. С. 10 - 28.
14. Карус Е.В., Саркисов Ю.М. Об антистратиформном характере разреза кристаллического основания континентальной земной коры // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. № 1. С. 176 - 179.
15. Козарко Л.Н. Геохимическая дифференциация мантии и щелочной магматизм // Кристаллическая

- кора в пространстве и времени. Магматизм: Докл. сов. геол. на XXVIII сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1989. С. 85 - 91.
16. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
 17. Коржинский Д.С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах // Геология руд. месторождений. 1962. № 5. С. 3 - 12.
 18. Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.
 19. Кропоткин П.Н. Дегазация Земли и происхождение углеводородов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 6. С. 3 - 18.
 20. Лепезин Г.Г., Ревертатто В.В., Хлестов В.В. Динамические аспекты метаморфической петрологии // Геология и геофизика. 1986. № 7. С. 59 - 65.
 21. Летников Ф.А., Феокистов Г.Д., Остафийчук И.М. и др. Флюидный режим мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980. 143 с.
 22. Минц М.В., Колпаков Н.И., Ланев В.С., Русаков М.С. О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (по данным Кольской сверхглубокой скважины) // Геотектоника. 1987. № 5. С. 62 - 72.
 23. Миясиро А., Аки К., Шенгер А.Дж. Орогенез. М.: Мир, 1985. 288 с.
 24. Наумов Г.Б., Наумов В.Б. Эволюция флюидного режима в градиентных термобарических полях литосферы // Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука, 1985. Т. 1. С. 130 - 138.
 25. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16 - 28.
 26. Павленкова Н.И. Структура и динамика земной коры и верхней мантии континентов // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 58 - 72.
 27. Рябчиков И.Д. Водные растворы в верхней мантии и проблемы дегазации Земли // Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука, 1985. Т. 1. С. 176 - 186.
 28. Рябчиков И.Д., Ганеев И.И. Поведение калия и рубидия в условиях верхней мантии и роль флюидов в геохимической дифференциации подкорового вещества // Земная кора в пространстве и времени. Магматизм: Докл. сов. геол. на XXVIII сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1989. С. 78 - 85.
 29. Симамото Т. Реология горных пород и тектоника плит: от недеформируемых плит к деформируемым // Караки. 1989. Т. 59. № 3. С. 170 - 181. На японском языке.
 30. Badley M.E., Price J.D., Rambech D.C., Agdestein T. The structural evolution of the northern Viking Graben and its bearing upon extensional modes of basin formation // J. Geol. Soc. London, 1988. V. 145. P. 455 - 472.
 31. Bernabe J. The effective pressure law for permeability during pore pressure and confining pressure cycling several crystalline rocks // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № B1. P. 649 - 657.
 32. Blundell D.J. Relationships between deep crustal structure and sedimentary basins around Britain // The potential of deep seismic profiling for hydrocarbon exploration / Ed. Pinet B., Bois C. and Editions Technik. Paris, 1990. P. 317 - 333.
 33. Blundell D.J., Hobbs R., Klemperer S.L. et al. Crustal structure of the Central and Southern North Sea from BIRPS deep seismic reflection profiling // J. Geol. Soc. London, 1991. V. 148. P. 445 - 457.
 34. Burchfiel B.C., Quidong D., Molnar P. et al. Intracrustal detachment within zones of continental deformation // Geology. 1989. V. 17. № 8. P. 748 - 752.
 35. Chadwick R.A., Pharaoh T.C., Smith N.J. Lower crustal heterogeneity beneath Britain from deep seismic reflection data // J. Geol. Soc. London, 1989. V. 146. № 4. P. 617 - 630.
 36. Dohr G. Deep seismic - a tool in the recognition and interpretation of large geological elements, the starting point for deterministic basin modeling // Geol. Rundschau. 1989. V. 78. № 1. P. 24 - 48.
 37. Etheridge M.A., Wall V.J., Vernon R.H. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation // J. Metamorphic Geology. 1983. V. 1. № 3. P. 205 - 226.
 38. Ferry J.M. Metamorphic hydrology at 13 km depth and 400 - 550°C // Am. Miner. 1987. V. 72. № 1/2. P. 39 - 58.
 39. Gans Ph.B., Miller E.L. Style of mid-tertiary extension in east-central Nevada // Guidebook. Part I. Geological Society of America Rocky Mountain and Cordilleran Sections Meeting: Utah Geological and Mining Survey Special Studies. 1983. V. 59. P. 107 - 160.
 40. Gibbs A.D. Basin development, examples from the United Kingdom and comments on hydrocarbon prospectivity // Tectonophysics. 1987. V. 133. № 3/4. P. 189 - 198.
 41. Green H.W. Dissolution of volatiles in mantle olivine: rheological implications // US Geol. Surv. Circ. 1987. № 956. P. 77 - 78.
 42. Hariya Yu. H₂O in the earth's interior // Mater. Sci. Earth's Inter. Tokyo, 1984. P. 463 - 475.
 43. Hyndman R.D., Klemperer S.L. Lower-crustal porosity from electrical measurements and inferences about composition from seismic velocities // Geophys. Res. Letters. 1989. V. 16. № 3. P. 255 - 258.
 44. Hyndman R.D., Shearer P.M. Water in the lower continental crust: modelling magnetotelluric and seismic reflection results // Geophys. J. Int. 1989. V. 98. № 2. P. 343 - 365.
 45. Janecke S.U., Evans J.P. Feldspar-influenced rock rheologies // Geology. 1988. V. 16. № 12. P. 1064 - 1067.
 46. Jones A.G. MT and reflection: an essential combination // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1987. V. 89. № 1. P. 7 - 18.
 47. Kirby S.H., Kronenberg A.K. Rheology of the lithosphere: selected topics // Reviews of Geophysics. 1987. V. 25. № 6. P. 1219 - 1244.
 48. Logachev N.A., Zorin J.A. Evidence and causes of two-stage evolution of the Baikal rift // Tectonophysics. 1987. V. 143. P. 225 - 234.
 49. Lucchitta I. Role of heat and detachment in continental extension as viewed from the eastern Basin and Range Province in Arizona // Tectonophysics. 1990. V. 174. № 1/2. P. 77 - 114.
 50. McGeary. Nontypical BIRPS on the margin of the northern North Sea: The SHET Survey // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1987. V. 59. № 1. P. 231 - 238.
 51. Meissner R., Kuznir N.J. Crustal viscosity and the reflectivity of the lower crust // Annales Geophysicae. Ser. B. 1987. V. 5. № 4. P. 365 - 374.

52. *Ord A., Hobbs B.E.* The strength of the continental crust, detachment zone and the development of the plastic instabilities // *Tectonophysics*. 1989. V. 158. № 1/4. P. 269 - 289.
53. *Paterson M.S.* Experimental rock deformation – the brittle field. N.Y.: Springer-Verlag, 1978. 234 p.
54. *Reston T.J.* The lower crust and the extension of the continental lithosphere: kinematic analysis of BIRPS deep seismic data // *Tectonics*. 1990. V. 9. № 5. P. 1235 - 1248.
55. *Roden M.F., Murthy V.R.* Mantle metasomatism // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* Palo Alto, Calif. 1985. V. 13. P. 169 - 296.
56. *Rovetta M.R., Blacic J.D., Delaney J.R.* Microfracture and crack healing in experimentally deformed peridotite // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. № 12. P. 12902 - 12910.
57. *Rutter E.* The influence of interstitial water on the rheological behavior of calcite rocks // *Tectonophysics*. 1972. V. 14. № 1. P. 13 - 33.
58. *Sibson R.H.* Continental fault structure and the shallow earthquake source // *J. Geol. Soc. London*, 1983. V. 140. P. 741 - 767.
59. *Waff H.S., Holdren G.R.Yr.* The nature of grain boundaries in dunite and lherzolite xenoliths: implications for magma transport in refractory upper mantle material // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. № B5. P. 3677 - 3683.
60. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Can. J. Earth Sci.* 1985. V. 22. № 1. P. 108 - 125.
61. *Wever Th., Trappe H., Meissner R.* Possible relations between crustal reflectivity, crustal age, heat flow and viscosity // *Ann. Geophys. Ser. B.* 1987. V. 5. № 3. P. 255 - 266.

Рецензент: Ю.Г. Леонов

Possible Nature of the Major Seismic Boundaries in Continental Earth Crust

S. N. Ivanov

Institute of Geology and Geochemistry, Ural Unit, Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg

Water and other fluid content in the middle and lower part of the Earth crust is not less than 0.3 - 14.5 vol. %, what provides an action of effective pressure (Terzaghis law). Rheological model of the simplified Earth crust includes two principal rheological boundaries. During tectonic deformations detachment faults marked by seismic methods as K_1 and K_2 boundaries were formed along them. Level of a brittle-ductile transitions at low heat flows sinks below the rheological boundary, caused by the Terzaghis law. In this case additional detachment fault – K_1^1 can form. Tectonic detachment fault is apparently responsible for the K_2 boundary at the level of gabbroic rocks heat softening.

УДК 550.834(415)

УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ОСТАТОЧНОЙ МАНТИЙНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА ЕВРАЗИИ

© 1994 г. В. Е. Хаин*, Л. И. Лобковский**

*Институт литосферы РАН, Москва

**Институт океанологии РАН, Москва

Поступила в редакцию 04.03.93 г.

Рассматриваются особенности пространственного распределения очагов мантийных землетрясений в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. Предлагается интерпретация мантийной сейсмичности с позиций концепции двухъярусной тектоники плит на основе представлений о внутриконтинентальной субдукции типа С. Прерывистый характер этой сейсмичности и ее приуроченность к зонам поперечных (или диагональных) по отношению к простиранию пояса разломов, пересекающих кору коллизионного пояса, объясняются действием следующих двух основных факторов. Во-первых, значительным диссипативным разогревом погружающихся в мантию подкорковых частей литосферных плит, обуславливающим их асейсмичное поведение, что объясняет отсутствие непрерывного пояса мантийной сейсмичности. Во-вторых, действием эффекта "охрупчивания" пластичного материала подкорковой литосферы в результате проникновения в нее воды или флюида сверху сквозь общекоровые разломы и включением механизма внутреннего порового давления, компенсирующего внешнее литостатическое давление, что объясняет локализацию мантийной сейсмичности в местах повышенной проницаемости (трещиноватости) коры.

Альпийский пояс Евразии – второй главный сейсмоактивный пояс Земли после Тихоокеанского. Характер сейсмичности этого пояса достаточно резко отличается от Тихоокеанского, что связано с различной современной геодинамической обстановкой. В то время как на периферии Тихого океана сейсмичность явно концентрируется вдоль зон активной субдукции, почти непрерывным кольцом (перерыв приходится на Антарктиду) опоясывающих этот океан, в Альпийском поясе сейсмичность носит диффузный характер, в особенности на востоке, где она распространяется и на вовлеченные в альпийские деформации горные сооружения Центральной Азии (рис. 1а). Но одно из главных отличий состоит в том, что глубокие мантийные землетрясения в Альпийском поясе наблюдаются не на всем его протяжении, а лишь на отдельных участках, в том числе далеко отстоящих один от другого (рис. 1б). Такими районами мантийных землетрясений с запада на восток являются: 1 – юг Испании (Бетская Кордильера); 2 – Калабрия; 3 – Южно-Эгейский регион (Эллинская дуга); 4 – район Вранча на крутом изгибе Карпат; 5 – район Грозного на северо-восточном Кавказе и прилегающая к побережью Дагестана и Азербайджана часть Каспийского моря; 6 – зона Загроса; 7 – Макран; 8 – восточный Гиндукуш на стыке с Памиром. К району мантийных землетрясений можно, по-видимому, отнести и южный берег Крыма, хотя он не указан на рис. 1б.

Районы 2, 4, 5 и 8 особенно примечательны тем, что мантийная сейсмичность здесь концент-

рируется на очень небольших площадях, напоминающая "горячие точки".

Недавние сейсмические события во Вранче (1977, 1986 гг.) и в районе г. Грозного (1978, 1980 гг.) привлекли внимание к проблеме подобной "прерывистой" мантийной сейсмичности Альпийского пояса и стимулировали попытку ее интерпретации [2]. Однако эта попытка, принадлежащая А.А. Годзиковской и Г.И. Рейснеру, нам представляется неудачной, демонстрируя беспомощность чисто формального подхода к интерпретации сейсмичности, предпринимаемого без учета геодинамической обстановки, и в частности взаимодействия литосферных плит.

Из восьми перечисленных выше районов мантийной сейсмичности три легко поддаются интерпретации, будучи связанными с продолжающейся в настоящее время или совсем недавно закончившейся субдукцией океанской литосферы, причем во всех трех с этим процессом связан и типичный для подобных зон вулканизм. Это Калабрия, Южно-Эгейский район и Макран.

Что касается остальных пяти регионов, то каждый из них характеризуется своей специфической обстановкой. В особенности это касается самого западного, относящегося к крайнему западу Средиземноморья и отличающегося наиболее глубокой сейсмичностью, с очагами до 650 км (!). В настоящее время здесь отсутствует сколько-нибудь выраженная зона Бенъофа, что вызывает большие трудности в проведении границы между Африканской и Евразийской (включая Иберию) литосферными плитами [34]. По тем же данным

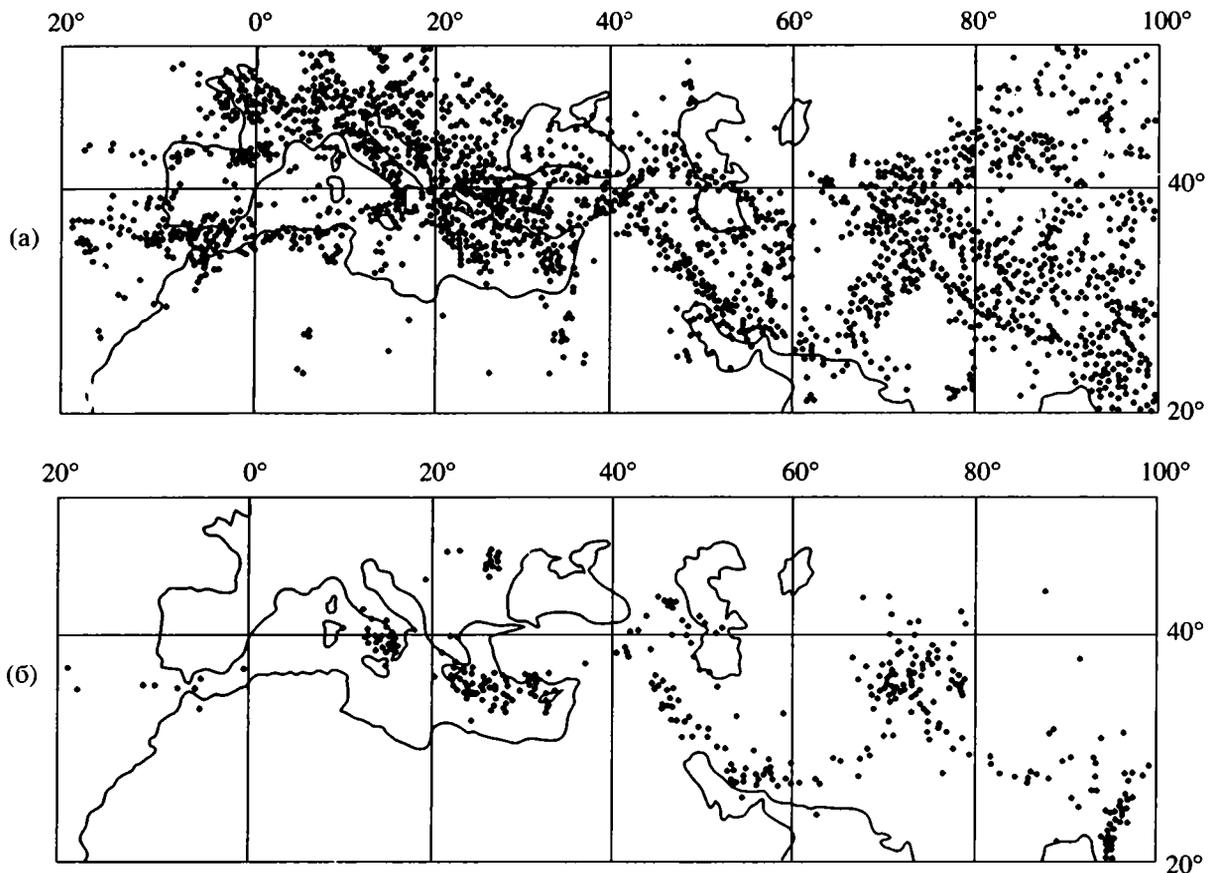


Рис. 1. Пространственное распределение очагов землетрясений в Альпийско-Гималайском поясе. а – коровые и мантийные землетрясения, б – мантийные землетрясения с глубинами гипоцентров больше 60 км (по [35]).

эпицентры современных землетрясений обнаруживают связь с зонами сдвигов, пересекающих в субширотном направлении юг Испании и северо-запад Африки. Вместе с тем сейсмическая томография указывает на существование под югом Испании погружающейся до глубин более 600 км пластины океанской литосферы. Эта картина отражает, очевидно, процесс субдукции, закончившийся к настоящему времени [32].

Весьма своеобразной геодинамической обстановкой отличается и сейсмический район Вранча. Помимо того что он расположен на крутом выпуклом к восток-юго-востоку изгибе Карпатской дуги, к нему подходят с юго-востока разломы, отделяющие складчатую Добруджу от Мёзийской плиты, с одной стороны, и Восточно-Европейской платформы – с другой. А в тылу Карпатской дуги здесь находится Паннонская микроплита, включающая Трансильванскую межгорную впадину. Кроме того, через район Вранча простирается отмеченный рядом исследователей (Ю.К. Шукин [21], А.В. Чекунов [20] и др.) линеймент северо-восточного направления, выраженный в структуре границы литосфера/астеносфера. Существованием этого линеймента объясняется

факт преимущественного распространения сейсмической энергии именно в данном направлении и ощущаемость землетрясений 1977 и 1986 гг., а равно и многих предшествующих в западных и даже центральных районах Русской плиты, включая Москву [1].

Таким образом, район Вранча – это настоящий тектонический узел, с чем непосредственно и связан его “точечный” характер. Вместе с тем отчетливый, хотя и довольно крутой, наклон сейсмофокальной зоны в северо-западном направлении, т.е. под Карпаты, а также проявления неогенового известково-щелочного, островодужного типа, вулканизма в тылу Карпатской дуги указывают на наличие здесь зоны субдукции, активность которой существенно снизилась в четвертичное время. Но и в современную эпоху эта зона является зоной конвергенции литосферных плит, движущихся во встречных направлениях: Паннонская микроплита – к восток-северо-востоку, Мёзийская и Добруджинская – к северо-западу [1].

Следующий сейсмоактивный район, подлежащий рассмотрению, – Крым. То обстоятельство, что на карте мантийных землетрясений (рис. 1б) этот район не отмечен событиями,

связано с выбором глубины 60 км в качестве верхнего уровня гипоцентров мантийных землетрясений. В то же время гипоцентры некоторых крымских толчков расположены в подкоровом диапазоне глубин (40 - 60 км). Крымские землетрясения проявляются преимущественно вдоль южного обрамления полуострова, вдоль границы с Черноморской впадиной (рис. 1а). Эта полоса восточнее простирается вдоль Большого Кавказа и отражает продолжающийся поддвиг Восточно-Черноморской впадины под Горный Крым и Большой Кавказ или, вернее, надвиг этих сооружений на впадину, о котором свидетельствует и развитие типичных аккреционных клиньев в области их континентального склона и подножия. Подобная же картина, судя по механизму недавнего землетрясения в районе Бартина (Турция), наблюдается на противоположной стороне Черного моря. Все это показывает, что Восточно-Черноморская впадина как бы задавливается обрамляющими ее с севера и юга горными сооружениями под очевидным влиянием сближения Аравийской и Евразийской плит.

Однако на этом общем фоне явно выделяется повышенной сейсмической активностью район южного берега Крыма между Ялтой и Алуштой. Здесь в 1927 г. произошло известное землетрясение, напугавшее обитателей и гостей Крыма, и с того времени ежегодно регистрируется большое число сейсмических толчков, хотя и слабых. Примечательно, что эпицентры землетрясений образуют цепочку субмеридионального простираения, пересекающую всю подводную континентальную окраину. Глубина большей части очагов этих землетрясений не превышает 40 км, отдельных – 60 км [3]. Учитывая, что мощность коры здесь не превышает 40 км, можно с некоторой долей условности считать, что и в данном районе мы имеем дело с мантийной сейсмичностью. К тому же отчетливо намечается существование сейсмофокальной зоны, наклоненной к северо-западу, под Горный Крым. Сама же узкая локализация очагов землетрясений в районе Ялта–Алушта объясняется, очевидно, пересечением зоны наклонного разлома ЗЮЗ–ВСВ простираения вдоль континентального подножия поперечным Симферопольским разломом ССЗ–ЮЮВ направления, давно установленным геофизиками.

Обращаясь теперь к Кавказу, отметим прежде всего, что одна из его основных сейсмоактивных зон простирается вдоль южного склона Большого Кавказа. С ней было связано известное катастрофическое Шемахинское землетрясение 1902 г., а на ее другом, западном, конце в 1991 г. произошло подобное же Рачинское землетрясение. В восточной половине горного сооружения сейсмическая активность распространяется и на северный склон хребта, прежде всего в область так называемого Дагестанского клина, и даже на Предкавказье (Терско-Сунженский хребет) и подводную

каспийскую окраину Дагестана и Азербайджана. Имевшиеся уже более 40 лет назад данные о том, что очаги землетрясений в двух последних районах находятся на значительных, мантийных, глубинах привели П.Н. Кропоткина и Л.В. Ларионова [6], а затем и группу исследователей при участии одного из авторов настоящей работы [19] к предположению, что здесь существует реликтовая зона Беньюфа, наклоненная под Большой Кавказ и отражающая коллизия закавказских микроплит с Евразийской плитой.

Однако данные о большой глубине сейсмических очагов в Восточном Предкавказье и в Среднем Каспии вызывали определенные сомнения до тех пор, пока в районе Грозного в 1974 - 1981 гг. не произошли новые землетрясения, глубины очагов которых были определены уже более уверенно как достигающие 100 - 120 км [2]. Мы рассматриваем это как подтверждение существования на Восточном Кавказе сейсмофокальной зоны, наклоненной к северо-востоку под это горное сооружение.

Вместе с тем требует объяснения локализация мантийных очагов на сравнительно коротком отрезке в Терско-Сунженском хребте и, вероятно, таком же отрезке в Среднем Каспии. И здесь снова важную роль играют поперечные и косопоперечные разломы. Действительно, в район Грозного продолжается установленный в свое время Е.Е. Милановским Цхинвали-Казбекский разлом [13]. Кроме того, Грозненский и Каспийский районы мантийной сейсмичности расположены по разные стороны ограниченного разломами сдвигового типа Дагестанского выступа Восточного Кавказа. При этом общая вытянутость эпицентров землетрясений Терско-Сунженского хребта субширотная, т.е. параллельная простираению основной сейсмоактивной зоны южного склона Большого Кавказа.

По южной периферии Ирана прослеживается широкая полоса сгущения эпицентров землетрясений, отвечающая всей зоне деформаций Загрса (рис. 1а). Она вытянута в северо-западном направлении, от района оз. Ван до Ормузского пролива. Наряду с коровыми здесь зарегистрированы также глубокофокусные землетрясения (с глубинами 100 - 150 км) (рис. 1б). Они связаны с продолжающимся поддвигом (субдукцией типа А) Аравийской плиты под Центральную-Иранскую микроплиту.

Рассмотрим, наконец, самый восточный ареал мантийной сейсмичности Альпийского пояса – Восточно-Гиндукушко-Памирский. Он расположен на стыке Гиндукуша и Памира с Туранской плитой и Тянь-Шанем, т.е. протягивается вдоль зоны конвергенции Памирской микроплиты с Европейской плитой или, точнее, с обрамляющими последнюю Таджикской и Ферганской микроплитами. Знаменательно при этом, что глубокая сейсмичность не распространяется на весь фронт коллизии Памира и Тянь-Шаня, а лишь на тот

участок, где к нему подходит с юга Памиро-Афганская левосдвиговая зона, на территории Афганистана и Пакистана выраженная известным Чаман-Мукурским разломом. Сейсмофокальная зона здесь довольно круто наклонена к югу, достигает глубины 250 км, и в ней наблюдается примечательный разрыв на глубине 30 - 60 км, связанный, очевидно, с повышенной пластичностью нижней коры. Кстати, аналогичный разрыв на глубине 30 - 90 км обнаруживает и сейсмофокальная зона района Вранча.

Изложенные выше данные о районах мантийной сейсмичности в пределах Альпийского пояса Евразии приводят к некоторым общим заключениям.

Во-первых, все эти районы располагаются либо в современных зонах субдукции океанической литосферы (Калабрия, Южно-Эгейский регион, Макран), либо в зонах ее недавнего проявления и продолжающейся во внутриконтинентальных условиях коллизии литосферных плит (все остальные районы). Еще сравнительно недавно практически вдоль всего Альпийского пояса функционировали зоны субдукции [4], а данные сейсмической томографии по Западной и Центральной Европе [32 - 33] показывают, что непрерывность погружения пластин океанической (и переходной?) литосферы еще сохраняется на глубине, в частности между Магрибом и Сицилией-Калабрией и в дуге Апеннины-Альпы-Динариды.

Во-вторых, реликтовая конвергентная сейсмичность сохраняется до современной эпохи там, где древняя зона субдукции (и современная зона коллизии) пересекается крупными поперечными и диагональными разломами глубокого заложения (на юге Испании подобную роль играют продольные сдвиги).

Следует заметить, что сходная закономерность – приуроченность наиболее крупных землетрясений к пересечению основных сейсмогенных зон поперечными и (или) диагональными разломами или более широкими линейными отмечается не только для глубокофокусных землетрясений зон субдукции [15, 17]. Наглядный пример – обстановка в области недавнего (1988 г.) катастрофического Спитакского землетрясения в Армении [14]. Основная сейсмогенная зона в Северной Армении – Памбакско-Севанский разлом, продолжающий к востоку Северо-Анатолийский разлом, вдоль которого совсем недавно (1992 г.) произошло также катастрофическое Эрзинджанское землетрясение. Тектонический разрыв – взбросо-сдвиг на поверхности, возникший при Спитакском землетрясении, равно как и сама очаговая область, вытянуты в том же субширотном направлении. Вместе с тем отмечается, что этот очаг находился на пересечении Памбакско-Севанского разлома диагональной Налбандской зоной разрывных нарушений. И наконец, весь этот сейсмогенный узел лежит в полосе Транскавказ-

ского поперечного поднятия, вызванного напором продвигающейся к северу Аравийской плиты, полосе, с которой связаны меридиональные разломы, ограничивающие с запада и востока область Спитакского землетрясения.

Заметим, наконец, что подобную связь очагов землетрясений с пересечением основных разломов поперечными к ним обнаруживают и внутриплитные землетрясения; это показано на примере Соединенной Америки [25].

В чем же физическая причина дискретного проявления мантийной сейсмичности в Альпийском поясе Евразии и каковы взаимоотношения между погружающимися участками литосферы в коллизионном поясе и мантийными землетрясениями? Очевидно, что классическая схема тектоники плит не дает ответа на эти вопросы. В отличие от ясной плитотектонической трактовки океанических зон субдукции, где погружающаяся литосфера четко маркируется сейсмофокальными зонами Бенъофа, в случае коллизии эта схема оказывается неспособной удовлетворительно объяснить даже чисто кинематические аспекты коллизионного взаимодействия литосферных плит, сводя его к представлению о прекращении субдукции океанической литосферы и смене ее континентальной коллизией. Согласно традиционному взгляду, при коллизии плита, несущая на себе фрагмент континентальной коры, например микроконтинент, не может глубоко погружаться в мантию в зоне субдукции в силу низкой плотности и высокой плавучести континентальной коры. В результате имеет место перескок зоны субдукции к тыловому краю микроконтинента и продолжение процесса поддвига уже чисто океанической литосферы в новом месте (рис. 2). Если же к зоне субдукции подходят крупные глыбы континентальной коры, такие, как Аравия или Индостан, то простой перескок зоны субдукции на несколько тысяч километров в тыл этих материков представляется маловероятным (хотя некоторые исследователи усматривают в явлении внутриплитных деформаций Центральной котловины Индийского океана свидетельство зарождающейся зоны субдукции, “перескакивающей” примерно на три тысячи километров к югу от Гималайской зоны коллизии). Обычно считается, что дальнейшее сближение континентальных плит в этом случае компенсируется только внутриплитными деформациями в области коллизии.

Такая точка зрения, однако, не подтверждается сопоставлением величин внутриплитных коллизионных деформаций и перемещений литосферных плит, вызывающих эти деформации. Например, сравнение величины суммарного сжатия континентальной литосферы в зоне коллизии, оцененной по сейсмическим данным, с величиной конвергенции плит, полученной из их мгновенной кинематики, показывает, что смещения в континентальной литосфере обычно

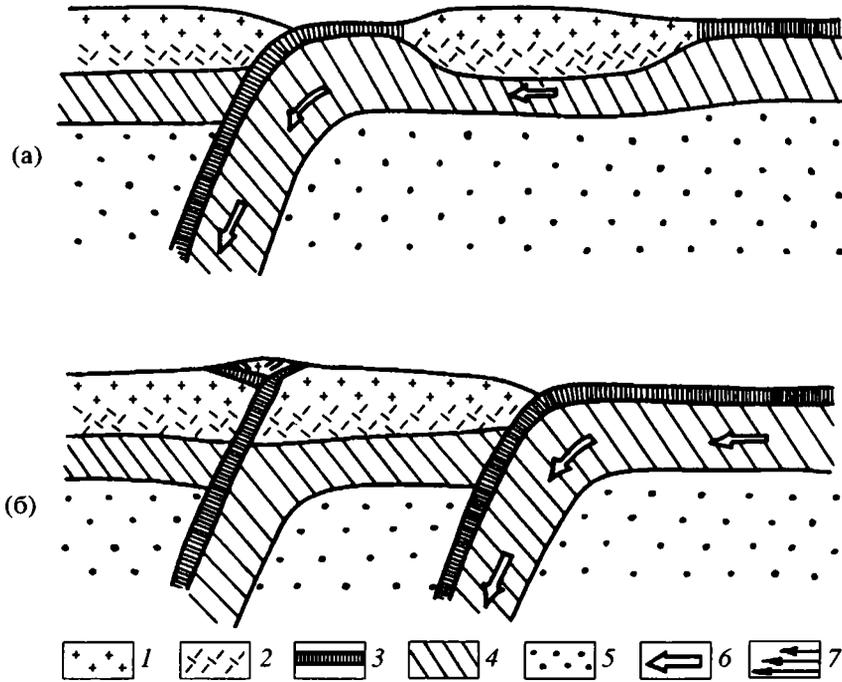


Рис. 2. Традиционная схема перескока зоны субдукции при коллизии континентальной окраины и микроконтинента. а – первая, б – вторая стадии. 1, 2 – слои континентальной коры: 1 – верхний хрупкий, 2 – нижний пластичный; 3 – океаническая кора; 4 – мантийная часть литосферы; 5 – астеносфера; 6 – направление движения литосферы; 7 – течение в пластичном слое коры.

получаются в несколько раз меньшими, чем движения плит, рассчитанные по линейным магнитным аномалиям [26, 29]. Разумеется, эти оценки нельзя считать абсолютно корректными, так как сейсмическая интерпретация основывается на наблюдениях, проводящихся всего несколько десятков лет, и распространять их даже в недалеком геологическом прошлом надо с большой осторожностью. Но ту же тенденцию демонстрируют и сравнения результатов повторных измерений на специальных геодезических полигонах, по которым определяются величины и скорости сокращения континентальной литосферы в зоне коллизии. При таком подходе расхождения с океаническими определениями также существуют, хотя и не такие значительные [17], т.е. в пределах континентального пояса сумма деформаций не компенсирует величину отодвигания плиты от срединно-океанического хребта.

Конкретные плитотектонические реконструкции, выполненные по стандартной схеме для Альпийского пояса Евразии [16], показывают, насколько велики площади перед фронтом Аравийского п-ова и Индостана, которые должны были быть уничтожены в процессе коллизии при движении этих плит за 10 млн. лет в сравнении с очень небольшими межглыбовыми пространствами внутри мозаики микроплит Альпийского пояса. Крупнейшие континентальные плиты-инденторы на обычных реконструкциях как бы отрываются

от перемещений блоков в самой зоне коллизии. Таким образом, при выполнении традиционных плитотектонических реконструкций совершенно не объясненным остается вопрос о природе значительных межплитных зазоров [12]. Ссылки на нежесткость плит при коллизии вряд ли можно считать удовлетворительным решением данной проблемы, так же как и переход к другой крайности – моделированию коллизионного пояса с позиций вязко-пластической среды [27, 28].

Большинство трудностей, с которыми сталкивается традиционная схема тектоники плит при описании коллизионных поясов, удастся преодолеть в рамках концепции двухъярусной тектоники плит, предложенной одним из авторов [7, 8], исходившим из анализа реологической стратификации литосферы и представлений об ее тектонической расслоенности. В ряде последующих работ были продемонстрированы приложения этой концепции к различным региональным геологическим процессам, в частности к процессу коллизии [5, 9, 10, 18]. Согласно новой схеме, мантийная часть литосферы может отслаиваться от континентальной коры и горизонтально проскальзывать относительно ее верхнего хрупкого слоя за счет развития сдвиговых пластических деформаций в нижнем слое коры (рис. 3). Важно подчеркнуть, что в этой схеме отсутствует плотностное ограничение на субдукцию мантийной части литосферы, “освобождающейся” от легкой

континентальной коры в результате процесса отслаивания (рис. 3). Таким образом, в отличие от представлений классической парадигмы о прекращении субдукции при коллизии континентальных участков литосферы, двухъярусная плитотектоническая концепция, наоборот, постулирует продолжение субдукционного процесса на нижнем подкоровом ярусе – явление, которое можно назвать внутриконтинентальной субдукцией или субдукцией типа С (дополнительно к общепринятым в литературе типам субдукции А и В). Соответствующая конвергентная граница плит нижнего подкорового яруса может иметь достаточно сложную конфигурацию, в частности состоять из ряда отдельных сегментов, соединенных нижнеярусными трансформными (сдвиговыми) границами аналогично тому, как это имеет место, например, для желобов западного и юго-западного обрамления Тихого океана.

С этих позиций весь Альпийско-Гималайский коллизионный пояс можно представить как пояс непрерывной внутриконтинентальной субдукции плит нижнего яруса, и только в отдельных зонах, таких, как Калабрия, Южно-Эгейский регион, Макран, субдукционный процесс проявляется на поверхности в классической форме (типа В) погружения океанской коры (и литосферы) в мантию. Возникает вопрос, почему в этом случае погружающиеся плиты нижнего яруса не отражаются повсеместно в виде сейсмофокальных поверхностей, как при обычной субдукции.

Эта проблема специально рассматривалась в работе [5] на основе численных расчетов теплового режима погружающейся плиты нижнего яруса при континентальной коллизии. Выполненные расчеты показали, что в результате ряда факторов, включая диссипативный разогрев литосферы вследствие развития больших сдвиговых деформаций в нижнем пластичном слое коры, температура в низах коры и верхах мантии повышается примерно на 150°C , достигая величины $750 - 800^{\circ}\text{C}$ в верхнем потенциально сейсмоактивном слое мантийной части литосферы. Но такие температуры, как показано в работах [22 - 24], приводят к асейсмичному поведению литосферы, чем и объясняется отсутствие непрерывного пояса мантийных землетрясений в зоне Альпийско-Гималайской коллизии, который отражал бы предполагаемую нами внутриконтинентальную субдукцию.

Отдельные наблюдаемые зоны мантийных землетрясений, приуроченные, как отмечалось выше, либо к районам субдукции океанской коры (Калабрия, Эллинская дуга, Макран), либо к крупным разломам (как правило, имеющим сдвиговый характер, глубокое заложение и крутой наклон), можно объяснить следующим образом. Как известно, сейсмичность есть проявление хрупкой реологии литосферы и коры в определенных условиях. Экспериментально установлено, что хрупкость пород обусловлена целым

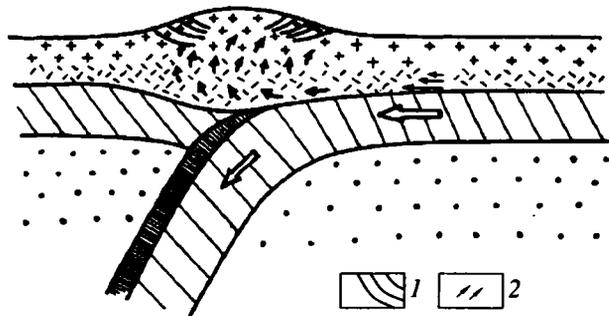


Рис. 3. Развитие коллизионного процесса при внутриконтинентальной субдукции (смена субдукции типа В на субдукцию типа С).

1 – надвиговые чешуи; 2 – направление течения вещества в нижней коре. Остальные условные знаки см. на рис. 2.

рядом факторов, важнейшими из которых являются температура и водо(флюидо)насыщенность. При низких температурах породы коры и мантии проявляют хрупкие свойства. Однако хрупкое поведение геоматериалов литосферы наблюдается при проведении специальных экспериментов только в определенных диапазонах температуры и давления, зависящих от состава пород. В частности, лабораторные испытания показали, что породы континентальной коры гранитного состава теряют хрупкие свойства при достижении некоторой критической температуры (около 350°C), а ультраосновные породы мантии соответственно переходят в асейсмичное квазипластическое состояние при температуре 750°C [23, 24]. Указанные оценки критических температур хрупко-пластического перехода справедливы для экспериментов с сухими породами. В случае влагонасыщенности пород, содержащих даже очень небольшие количества воды (или вообще флюида), их хрупкое поведение может наблюдаться при значительно больших температурах и давлениях благодаря так называемому эффекту охрупчивания пластического материала [11, 30]. Физический смысл механизма охрупчивания состоит в том, что если флюидная фаза, в частности вода, занимает связанное поровое пространство в породе, то “внешнее” литостатическое давление может быть полностью скомпенсировано “внутренним” поровым гидростатическим давлением флюида, в результате чего борта зарождающихся микротрещин, а также существующих трещин или разломов оказываются неприжатыми один к другому. Последнее обстоятельство и позволяет даже при невысоких девиаторных напряжениях развиваться трещинам и сейсмическим подвижкам в породах, находящихся в условиях больших температур и давлений, значительно превышающих их критические величины, соответствующие хрупко-пластическому переходу для сухих пород [11].

Отсюда становится ясна и роль глубоких разломов в локализации мантийной сейсмичности. Эти разломы позволяют проникать воде через континентальную кору в верхи мантии, т.е. в подкоровую часть литосферы, которая, несмотря на дополнительный диссипативный разогрев в зоне коллизии, в силу упомянутого выше эффекта охрупчивания становится сейсмически активной, чем и объясняется дискретный, иногда "точечный", характер мантийной сейсмичности в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе Евразии и ее приуроченность к зонам крупных разломов.

Предложенная в работах [7 - 9, 18] концепция внутриконтинентальной субдукции (С-субдукции), развивающейся обычно на стадии коллизии крупных континентальных блоков, в принципе допускает экспериментальную проверку методами региональной сейсмической томографии, разработанными в последние годы и с успехом примененными в исследованиях строения верхней мантии Европы и Средиземноморья [31 - 33]. Фактически данная методика позволяет картировать погружающиеся участки мантийной части литосферы (нижнеярусные конвергентные границы плит). Важно подчеркнуть, что при таком подходе открывается возможность установить внутреннюю структуру конвергентных границ нижнего яруса, в частности проследить элементы эволюции этих границ.

Гипотетически могут представиться следующие ситуации, которые мы здесь наметим в самой общей форме. Наиболее простой вариант возникает, когда внутриконтинентальная С-субдукция наследует без каких-либо пространственных изменений обычную В-субдукцию океанской литосферы после столкновения континентальных блоков (рис. 3). Причем трансформация океанической В-субдукции во внутриконтинентальную С-субдукцию может проходить через промежуточную фазу так называемой А-субдукции, когда имеет

место частичный поддвиг одной континентальной плиты под другую. В этом случае сейсмотомографическая картина строения верхней мантии должна показывать нижнеярусную плиту в виде наклонного слоя, погружающегося без разрывов от подкоровых горизонтов в глубины мантии.

Может представиться другой случай, когда по каким-либо геодинамическим причинам внутриконтинентальная С-субдукция испытывает "перескок" относительно места, где развивалась океаническая В-субдукция. В этом случае сейсмическая томография должна показать примерно такую картину. В месте, где развивалась океаническая В-субдукция, погружающаяся часть плиты должна быть "оторвана" от подкорового горизонта, так как после столкновения континентальных массивов общий нисходящий мантийный поток в зоне коллизии будет увлекать вниз океаническую часть плиты и через некоторое время возникнет "окно" между горизонтальным участком литосферы и ее погружающейся частью, утопающей в мантии. Наряду с этим в другом месте, куда осуществился перескок нижнеярусной литосферы, возникнет новая, уже непрерывная С-субдукция без "сейсмотомографического окна" (рис. 4).

Наконец, перескоки нижнеярусных зон С-субдукции возможны не только в направлении конвергенции плит (т.е. вкrest простирающегося пояса), но и по латерали (вдоль простирающегося пояса). Возможна также и смена полярности при развитии процесса С-субдукции.

Разработанная глобальная геодинамическая модель двухъярусной тектоники плит, включающая в качестве одного из базовых элементов представление о внутриконтинентальной С-субдукции [7, 8, 18], находит все большее подтверждение в данных сейсмической томографии [32]. К настоящему времени уже выполнен анализ трехмерной структуры верхней мантии под Европейско-Средиземноморским регионом до глубин 1400 км, где в качестве

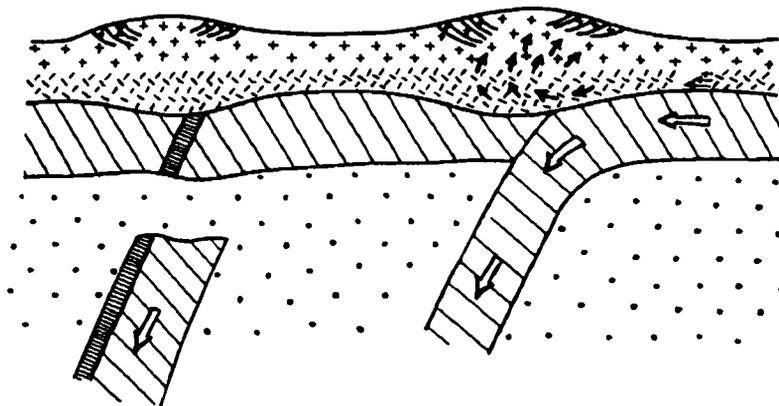


Рис. 4. Перескок внутриконтинентальной зоны субдукции типа С, сопровождаемый образованием нового орогена без офиолитовой сутуры.

Условные обозначения см. на рис. 2 и 3.

основного томографического параметра использовалось время запаздывания сейсмических волн (всего было использовано около двух миллионов определений времен запаздывания упругих сигналов от региональных и телесейсмических событий при построении трехмерной картины скоростных неоднородностей мантии). Полученные распределения мантийных неоднородностей естественным образом были интерпретированы их авторами в терминах субдуцирующих литосферных плит под Испанией, Калабрией, Италией, Альпами, Динаридами и Эллинской дугой [31 - 33]. При этом большая часть выявленных литосферных плит сейсмически неактивна. Важно отметить, что на сейсотомографических разрезах достаточно четко проявлены структуры и геометрические формы процесса отслаивания подкоровой литосферы под Испанией, Италией, Альпами, Эллинидами. В то же время под самой южной частью Эгейского региона (о-в Крит) наблюдается непрерывная от самой поверхности погружающаяся плита, которая пересекает границу между верхней и нижней мантией и прослеживается до глубин 800 - 1000 км [32].

Можно констатировать, что ведущие зарубежные специалисты, занимающиеся анализом строения верхней мантии Европы и Средиземноморья по данным сейсмической томографии, постепенно приходят примерно к тем же представлениям (используя, правда, несколько другие термины и выражения) о внутриконтинентальной субдукции и связанных с ней явлениях, которые на протяжении последних 5 лет развиваются в нашей стране в рамках концепции двухъярусной тектоники плит [5, 7 - 10, 12, 18].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобринский В.М., Макареску В.С., Поята И.А. Геодинамическая природа промежуточных сейсмических очагов зоны Вранча (Восточные Карпаты) // Геотектоника. 1990. № 2. С. 63 - 79.
2. Годзиковская А.А., Рейснер Г.И. Эндогенная позиция глубоких землетрясений Кавказа // Геотектоника. 1989. № 3. С. 15 - 25.
3. Горшков Г.П. Региональная сеймотектоника территории юга СССР: Альпийский пояс. М.: Наука, 1984. 270 с.
4. История океана Тетис / Под ред. Моница А.С., Зоненшайна Л.П. М.: ИОАН, 1987.
5. Керчман В.И., Лобковский Л.И. Особенности строения, сейсмичности и теплового режима коллизийных поясов, обусловленные внутриконтинентальной субдукцией // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 4. С. 836 - 840.
6. Кропоткин П.Н., Ларионов Л.В. Глубинные сейсмические разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 2. С. 311 - 314.
7. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 250 с.
8. Лобковский Л.И. Схема двухмасштабной двухъярусной тектоники плит и внутриплитные деформации земной коры // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 1. С. 62 - 67.
9. Лобковский Л.И. Геодинамика реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы и концепция двухъярусной тектоники плит // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Под ред. Пушаровского Ю.М., Трифонова В.Г. М.: Наука, 1990. С. 27 - 42.
10. Лобковский Л.И., Каракин А.В., Захаров В.С. Модель горообразования в рамках концепции двухъярусной тектоники плит // Геология и геофизика. 1991. № 7. С. 3 - 8.
11. Лобковский Л.И., Николаевский В.Н., Каракин А.В. Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 4. С. 3 - 12.
12. Лобковский Л.И., Сборщиков И.М. Двухъярусная тектоника плит и проблемы деформаций в Альпийско-Гималайском подвижном поясе северного обрамления Индийского океана // Литосфера Индийского океана / Под ред. Чекунова А.В., Непрочнова Ю.П. Киев: Наук. думка, 1989. С. 135 - 146.
13. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.
14. Милановский Е.Е. Геологическое строение района катастрофического Спитакского землетрясения в Северной Армении и тектонические условия его возникновения // Геотектоника. 1990. № 1. С. 3 - 13.
15. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 355 с.
16. Сборщиков И.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П. Структурная эволюция восточной части Альпийского пояса Евразии (современная кинематика) // Геотектоника. 1981. № 6. С. 92 - 108.
17. Трифонов В.Г. Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. 1987. № 1. С. 25 - 38.
18. Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Особенности строения и развития коллизийных орогенов // Геотектоника. 1990. № 6. С. 20 - 31.
19. Халилов Э.Н., Мехтиев Ш.Ф., Хаин В.Е. О некоторых геофизических данных, подтверждающих коллизийное происхождение Большого Кавказа // Геотектоника. 1987. № 2. С. 54 - 60.
20. Чекунов А.В. Тектоническая модель сейсмоактивного района Вранча в Карпатах // Геол. журн. 1987. Т. 47. № 4. С. 3 - 10.
21. Щукин Ю.К., Добрев Т.Б. Глубинное геологическое строение, геодинамика и геофизические поля очаговой зоны Вранча // Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1980. С. 7 - 40.
22. Chen W.P., Molnar P. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 4183 - 4214.
23. De Rito R.F., Cozzarelli F.A., Hodge D.S. A forward approach to the problem of nonlinear viscoelasticity and the thickness of the mechanical lithosphere // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. 8296 - 8313.

24. *Jackson J.A.* Active continental deformation and regional metamorphism // *Phil. Trans. R. Soc. Ser. A. London*, 1987. V. 321. P. 47 - 66.
25. *Kuang J., Long L.T., Mareschal J.-C.* Intraplate seismicity and stress in the southeastern United States // *Tectonophysics*. 1989. V. 170. P. 29 - 42.
26. *Molnar P., Chen W.P.* Seismicity and mountain building // *Mountain building processes* / Ed. Hsü K.J. London: Acad. Press, 1982. P. 41 - 57.
27. *Molnar P., Tapponier P.* Active tectonics of Tibet // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. № B11. P. 5361 - 5375.
28. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // *Science*. 1975. V. 189. № 2401. P. 419 - 426.
29. *North R.G.* Seismic rates in the Mediterranean and Middle East // *Nature*. 1974. V. 252. P. 560 - 563.
30. *Raleigh C.B., Paterson M.S.* Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications // *J. Geophys. Res.* 1965. V. 76. P. 3965 - 3985.
31. *Remkes M.J.N., Spakman W.* Seismic tomography of the European upper mantle using branch ray tracing methods // *AGU. Fall Meeting, California, San Francisco*, 1992. P. 395.
32. *Spakman W.* Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean // *Terra Nova*. 1991. V. 2. P. 542 - 553.
33. *Spakman W., Vander Lee S.* P-wave velocity anomalies in the Aegean mantle to a depth of 1400 km from delay time tomography // *Am. Geophys. Union. Spring Meeting. Montreal*, 1992. P. 202.
34. *Weijermars R.* Geology and tectonics of the Betic Zone, SE Spain // *Earth Sci. Rev.* 1991. V. 31. P. 151 - 236.
35. *World map of volcanoes, earthquakes, and plate tectonics* / Compiled by Simkin T., Tilling R.I., Taggart J.N., Jones W.J., Spall H. U.S. Geological Survey: Smithsonian Institution, 1989.

Рецензенты: Н.В. Короновский, А.В. Николаев

Conditions of Existence of the Residual Mantle Seismicity of the Alpine Belt in Eurasia

V. E. Khain*, L. I. Lobkovsky**

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

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

Earthquakes epicenters spatial distribution in mantle of the Alpine–Himalayas collision belt are discussed. Mantle Seismicity is interpreted from the point of view of 2 dimensional plate tectonic conception on the base of C-type intracontinental subduction. Intermediary type of this seismicity and its connection with transverse (or diagonal) to fracture belts that cut crust of the collision belt, is explained by the action of 2 main factors. First, significant dissipate heating of subducting into mantle subcrustal parts of the lithosphere plates that explain the absence of continuous mantle seismicity. Second, action of “rigidity” effect of plastic material of subcrustal lithosphere as a result of water or fluid precipitation into it through crustal faults and by switching inner porous pressure mechanism that compensate outer lithostatic pressure. This explain localization of mantle seismicity in the places with increased crust permeability.

УДК 551.243/552.48(234.85)

ГАББРО-АМФИБОЛИТЫ В ПОДОШВЕ ОФИОЛИТОВ КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ

© 1994 г. А. Н. Перцев, А. А. Савельев

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 27.01.93 г.

Габбро-амфиболиты, находящиеся в подошве краевого аллохтона Кемпирсайского массива офиолитов, образовались по габброидам двух поколений. Раннее из них – формация расслоенных габбро – входит в состав среднеордовикской офиолитовой ассоциации, а внедрение последующего связано с завершением позднеордовикско-раннесилурийских деформаций коры океанического типа на участках малого спрединга, между зонами скупивания и накопления седиментогенных призм осадков островодужных формационных комплексов. Внедрение позднего поколения протолита происходило вдоль зон сдвигов в офиолитах. Синкинематические внедрение и метаморфизм остывающих тел кызылкаинского габбро протекали при высокой химической активности воды и проявились в образовании по ним габбро-амфиболитов практически повсеместно, независимо от формы тел и места нахождения их в структуре офиолитов Кемпирсайского массива. Однако высокотемпературные (820 - 990°C) пироксен-гранатовые ассоциации среди габбро-амфиболитов и/или ассоциации с пироповым гранатом и сапфирином проявлены только вдоль границы с подстилающим осадочно-вулканогенным эбетинским аллохтонным комплексом. Повышенное теплосодержание остывающих интрузивных тел здесь связывается с благоприятными условиями накопления и сохранения тепла (в промежуточной камере или подводных каналах?).

В составе многих краевых офиолитовых аллохтонов складчатых поясов присутствуют значительные по объему массы габброидов, та или иная часть которых преобразована в габбро-амфиболиты. Многие крупные офиолитовые аллохтоны Мира содержат в основании тела габбро-амфиболитов, которые отличаются от других подобных образований сложным составом и строением. Геологические условия их нахождения, внутреннее строение, состав, проблемы петрологических и геодинамических условий формирования вызывают неослабевающий интерес исследователей, занимающихся изучением офиолитовых ассоциаций.

Аналогичные габбро-амфиболиты присутствуют и в составе раннепалеозойских офиолитов Кемпирсайского массива Южного Урала, который вместе с другими тектоническими фрагментами палеозойских структурно-формационных комплексов находится в аллохтонном залегании на позднедевонско-раннекаменноугольных офиолитокластовых олистостромах приуральской окраины Восточно-Европейской платформы [12, 14]. В восточном обрамлении массива в его подошве на протяжении многих километров границы со структурно подстилающими седиментогенными нижнепалеозойскими толщами аллохтонного комплекса Эбетинского поднятия залегают габбро-амфиболиты. Наиболее полно их разрез обнажен в средней части массива [3, 8 - 10, 16]. Близкие по минеральному и химическому составу породы обнаружены и изучались в Мамытском

массиве [9, 10], расположенном в 15 - 20 км юго-восточнее (рис. 1).

Цель этой статьи – суммировать накопленные авторами новые и опубликованные геологические и петрологические материалы по толще габбро-амфиболитов, вскрытой каньоном р. Куагач в подошве Кемпирсайского офиолитового массива, охарактеризовать состав и соотношения формаций, а также вероятные обстановки образования этого специфического формационного комплекса.

ОБЩЕЕ СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

С первых работ [6, 7, 16] утвердилось и остается в представлениях авторов последней версии крупномасштабных карт массива (Коробков и др., 1990) существование в его структуре двух формаций габброидов: кокпектинской (ранней), весьма пестрой по составу, и тыгашинской (поздней) – даек габбро-диабазов и диабазов.

Вместе с тем работами Н.П. Хераскова [16], А.А. Ефимова и Е.П. Царицына [3], А.А. Ефимова и Л.П. Ефимовой [2], С.Ф. Соболева и Н.А. Панеях [9, 10] установлено, что среди выделяемых таким образом кокпектинских габброидов и габбро-амфиболитов по петрографическому и валовому химическому составам различаются две группы: а) высокомагнезиальные светлые оливковые габброиды и габбро-амфиболиты по ним (собственно кокпектинские габбро и метагаббро); б) высокожелезистые темные, образовавшиеся частично по кызылкаинским габброидам и частично

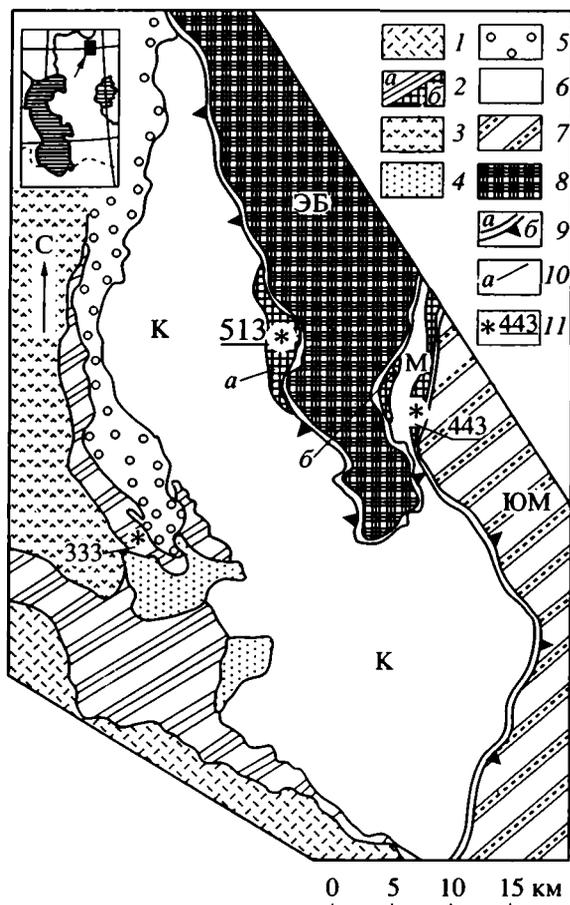


Рис. 1. Схема размещения структурно-формационных комплексов в обрамлении Кемпирсайского массива офиолитов.

1 - 6 - Сакмарский суперпакет пластин с пакетами: 1 - Тассай - подушечных лав, гиало- и пирокластички базальтовой недифференцированной и базальт-андезит-риодацитовых длинных или укороченных серий вулканитов, переслаивающихся с пачками пород фтанитовой и кремнисто-глинистой формаций ранне-среднепалеозойского возраста; 2 - Кокпектинский с пластинами: а - Шиликтинской - оливиновых габбро, троктолитов, дунитов, анортозитов кокпектинской формации и б - Куагачской - габбро-амфиболитов, габбро-норитов, габбро, пироксенитов, верлитов и дунитов кызылкаинской формации; 3 - Желентау - подушечных толетовых лав с линзами фтанитов среднеордовикских; 4 - Шандашинский - фтанитов и углеродистых сланцев ордовикских; 5 - Кызылжольский - вулканитов базальт-андезит-риодацитовых укороченных и длинных серий, переслаивающихся с пачками пород фтанитовой и кремнисто-глинистой формаций ранне-среднепалеозойского возраста; б - Кемпирсайский - гарцбургитов, лерцолитов, дунитов с массивами Кемпирсайским (К) и Мамытским (М); 7 - Южно-Мугоджарский суперпакет пластин базальтов недифференцированной серии силурийско-раннедевонских, а также флишиоидов и олистостром позднедевонско-раннекаменноугольных (ЮМ); 8 - Эбетинский суперпакет пластин вулканитов базальт-андезит-риодацитовых длинных и укороченных дифференцированных серий, а также углеродисто-силицитовой и граувакковой формаций вендско-го(?), раннепалеозойского возраста (ЭБ); 9 - границы: а - структурно-формационных комплексов, б - пакетов тектонических пластин; 10 - разрезы: а - куагачский, б - мамытский; 11 - точки опробования.

(по мнению авторов) по базальтоидным вулканитам из обрамления массива.

Позднее показано существование в составе Кемпирсайского массива не менее четырех формаций габброидов, сменявших во времени одна другую: 1) кокпектинской раннепалеозойской (расслоенных оливиновых габбро, троктолитов, дунитов); 2) кызылкаинской предсреднеордовикской (дифференцированных габбро, габбро-норитов, пироксенитов, верлитов, дунитов, часто флогопитизированных и превращенных в габбро-амфиболиты); 3) шандашинской среднеордовикской (изотропных габбро, габбро-диабазов, диабазов и подушечных базальтов) и 4) тыгашинской среднепалеозойской (диабазовых порфиритов и порфиритовых габбро-диабазов). Первые три включены в состав офиолитовой ассоциации и испытали метаморфизм от амфиболитовой до зеленосланцевой фации включительно, причем наибольшему метаморфизму габброиды этих формаций подверглись в восточном и южном обрамлении массива, а наименьшему - в западном. Тыгашинские габброиды остались не метаморфизованными [13].

Кокпектинские расслоенные габброиды (нижние габбро офиолитов) встречаются только в периферии ультрабазитового ядра массива: западнее (рис. 1) они сохранили первичные интрузивные контакты с ультрабазитами и на современном эрозионном срезе расположены в разрезах структурно выше них; восточнее эти габброиды встречаются в подошве массива ультрабазитов в виде тектонических или интрузивных включений в габбро-амфиболитах кызылкаинской формации.

Кызылкаинские габброиды наблюдаются в виде многочисленных крупных тел не только в кровле (на западе) и в подошве (на востоке) массива гипербазитов, но и внутри него, в виде отдельных простых или сложных жил, даек или их эшелонированных роев. Наблюдались многократно включения кокпектинских габброидов и ультрабазитов в кызылкаинские, но не известно ни одного случая пересечения ими шандашинских изотропных габброидов и базальтов.

В пакетах тектонических пластин, которые структурно перекрывают, подстилают или прослаивают офиолиты Кемпирсай, устанавливаются: а) среднеордовикский комплекс офиолитовых формаций недифференцированных подушечных толетовых лав, фтанитов, углеродистых и безуглеродистых сланцев и б) ордовикско-девонские граувакковая, кремнисто-сланцевая, карбонатная мелководная и вулканогенные формации с богатыми пирокластикой длинными и укороченными дифференцированными сериями. Тектонические пластины этих толщ прослоены серпентинитовыми blastomilonитами и/или меланжем и прорваны, в свою очередь, субинтрузиями и субвулканами риодацитов.

Дайки и дайковые рои среднепалеозойских тыгашинских габбро-диабазов и диабазов рассекают

границы всех других ультрабазит-базитовых формаций массива и тектонические пластины нижнепалеозойских седиментогенных толщ обрамления, сшивая их в единые пакеты.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ

Опубликованные данные [3, 9, 10, 16] и наши исследования куагачского разреза показали, что на том отрезке восточной границы Кемпирсайского массива, где между пос. Жусалы и Кемпирсай его косо к контакту пересекает каньон р. Куагач, обособляются три структурно-формационных комплекса пород:

а) седиментогенные толщи обрамления занимают восточное и самое нижнее положение в структуре участка;

б) ультрабазитовые мантийные тектониты (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты) – самое западное и верхнее структурное положение;

в) куагачские габбро-амфиболиты располагаются между ними, а их подошва и кровля полого ($10^\circ - 20^\circ$) погружаются к западу, что хорошо видно напротив северной окраины пос. Кемпирсай и в береговых обрывах левого берега р. Куагач; общая мощность габбро-амфиболитов в этом разрезе по данным картирования не превышает, по-видимому, ста метров.

Во всех описаниях участка, начиная с работы Н.П. Хераскова [16], обращается внимание на непрерывное и постепенное вытеснение из разреза габбро-амфиболитов внутрь массива ультрабазитами (дунитами, клинопироксенитами, верлитами, гарцбургитами) и постепенное замещение габбро-амфиболитов метавулканитами в сторону обрамления. Наши исследования показали здесь более сложную картину соотношений пород.

Границы. Юго-восточнее куагачского разреза на левом берегу р. Куагач, напротив пос. Кемпирсай и далее к пос. Батамшинский, вдоль шоссе в коренных выходах и в карьерах можно видеть жильные тела и дайки верлитов, клинопироксенитов и габброидов кызылкаинской формации, секущих полосчатые гарцбургиты и дуниты главного тела ультрабазитов Кемпирсайского массива. В районе пос. Кемпирсай пояс этих даек и жил разветвляется; одно ответвление уходит в глубь основного поля ультрабазитов массива, другое – в его восточную периферию, где занимает то же положение, что в куагачском и в ряде других разрезов южнее пос. Батамшинского (рис. 1). Таким образом, постепенные переходы между габброидами куагачского разреза и ультрабазитами массива [16] характеризуют только соотношения мантийных ультрабазитовых тектонитов и кызылкаинских габброидов.

В отношении подошвы толщи куагачских габбро-амфиболитов представляются важными следующие наблюдения:

а) в куагачском разрезе и южнее, к югу от Батамшинских карьеров, в восточный контакт с

вмещающими седиментогенными толщами приведены темные кызылкаинские габбро-амфиболиты, а на других участках с обрамлением контактируют непосредственно ультрабазиты главного тела массива;

б) вулканогенно-осадочные вмещающие (нижнепалеозойские) толщи восточного обрамления массива испытали одноактный метаморфизм зеленосланцевого уровня (добититовая ступень), габбро-амфиболиты восточного обрамления массива, в том числе и из куагачского разреза, несут следы метаморфизма аналогичного уровня как последней стадии их преобразований [16 и др.];

в) соотношения между кызылкаинскими и шандашинскими габброидами (изотропными такситовыми габбро и габбро-диабазы параллельных даек), а также с подушечными лавами среднего ордовика остаются неясными для всего массива; установлено вместе с тем, что кызылкаинские габбро-амфиболиты образуют прерывистую оболочку габбро-гипербазитового ядра массива и отделяют его от обрамляющих толщ среднеордовикских недифференцированных толеитовых базальтов офиолитовой ассоциации и силурийских островодужных осадочно-вулканогенных формаций.

Состав. Основная масса пород куагачского разреза сложена габбро-амфиболитами, габброидами и ультрабазитами кызылкаинской формации и является вмещающей для включений кокпектинских габброидов и габбро-амфиболитов. Темные, местами черные габбро-амфиболиты, в свою очередь, преобладают в составе пород кызылкаинской формации в этом разрезе. Средне- и мелкозернистые габбро, габбро-нориты, клинопироксениты, верлиты и дуниты неравномерно рассеяны в виде разобщенных тел неправильной формы среди этих габбро-амфиболитов; их соотношения и структура разреза, предшествовавшие образованию габбро-амфиболитов, не поддаются общей расшифровке, однако местами в реликтовых телах наблюдается их полосчатая перемежаемость. В ряде других участков массива установлено бесспорное пересечение телами кызылкаинских габброидов полосчатости кокпектинских [13]. Среди массы темных габбро-амфиболитов неравномерно распределены тектонизированные каплевидные, линзовидные и угловатые интрузивные(?) включения светло-зеленых оливиновых габбро и метагабро, а также габбро-амфиболитов по ним.

Габброиды кокпектинской формации сохранились только в немногих ядрах включений в виде средне- и крупнозернистых однородных и массивных пород, которые отделены от обрамляющих кызылкаинских габбро-амфиболитов внутренней оболочкой различно амфиболитизированных флазер-габро и внешней оболочкой полосчатых габбро-амфиболитов со светло-зеленой роговой обманкой. Тектонизация текстуры во всех наблюдавшихся включениях нарастает от

ядра к периферии. Ядра многих включений не содержат массивных кокпектинских габбро и представлены только разномасштабными (вплоть до пегматоидных) светло-зелеными габбро-амфиболитами. Ненарушенные контакты этих габброидов или габбро-амфиболитов с лецитолит-гарцбургитовыми и дунитовыми мантийными тектонитами в этом разрезе не наблюдались.

Включения рассеяны в толще темных габбро-амфиболитов неравномерно: встречаются изолированные тела или их рои; в последних включения либо разобщены на расстояния, превышающие размеры включений, либо сближены почти

вплотную. Местами можно видеть крупные включения, расчлененные на меньшие по размерам (рис. 2а), частично повернутые одно относительно другого и потерявшие или сохранившие связи между собой. Наблюдались в ряде случаев деформационные текстуры нескольких поколений в одном включении или в группе соседних. Большинство из них, независимо от размеров, имеет форму трехосной укороченной или удлиненной капли (рис. 2б) с соотношением вертикальной, поперечной и продольной осей 1 - 2 : 3 - 5 : 5 - 10, с характерным дельтовидным сечением в плане, крутолобой во фронтальной части, утоняющейся к

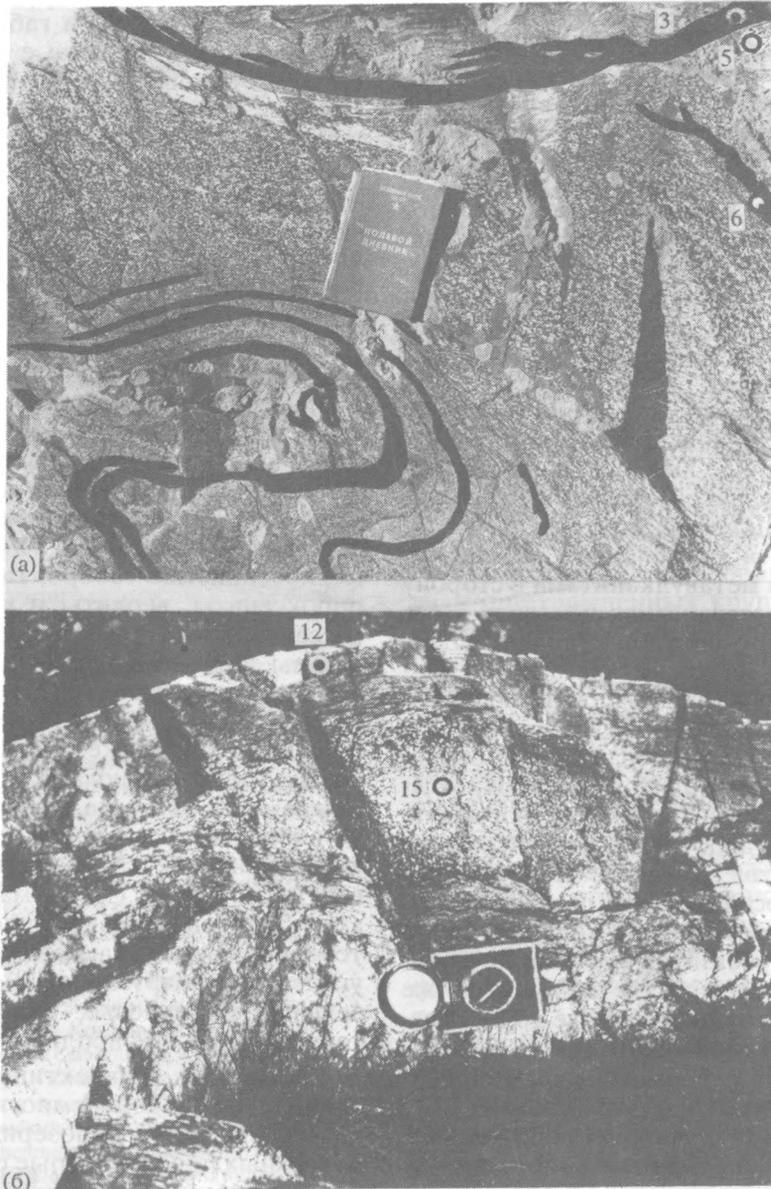


Рис. 2. Деформированные включения кокпектинских габброидов в габбро-амфиболитах.

Массивная текстура ядра (а – серия частично пережатых будин, б – каплевидное включение) сменяется к периферии полосчатой ориентированной текстурой вмещающей массы. В точках 3, 5, 6, 12 и 15 отобраны образцы 513-3, 513-5, 513-6, 513-12 и 513-15 соответственно, упоминаемые в тексте и таблицах.

флангам и к хвосту, внешне напоминающей ска-та. Поверхность продольного (осевого) сечения этих тел полого наклонена к западу и ориентирована субсогласно с полосчатостью кызылкаинских габбро-амфиболитов и с граничными поверхностями всей куагачской толщи. Непосредственно в контакте с этими телами полосчатость темных габбро-амфиболитов плавно огибает границы единичных "капель" или их групп с образованием характерного рисунка ламинарного гидродинамического обтекания каплевидного тела в массопотоке. Лобовые части каплевидных будин обращены на юг или юг-юго-запад, хвостовые – на север или север-северо-восток.

ПЕТРОГРАФИЯ

Включения габброидов являются довольно многочисленными и часто имеют зональное строение. В центральной части многие из них сложены сравнительно мало измененными габбро-троктолитами кокпектинской формации с однородной, неориентированной текстурой, гипидиоморфной структурой и состоят главным образом из первичномагматических минералов (табл. 1): основного плагиоклаза (50 - 85%), оливина (15 - 45%) и клинопироксена (0 - 5%). Субге-

дральный плагиоклаз ($An = 75 - 81$)¹ с хорошо проявленным двойникованием частично или полностью сосюритизирован. Ангедральные зерна интеркумулюсного оливина ($Fe\# = 0.12$) замещаются по трещинам серпентином, а в образцах 513-6 и 513-18 полностью оталькованы. Клинопироксен ($Fe\# = 0.08 - 0.12$) встречается в виде пойкилитовых выделений и кайм вокруг оливина; вторичным изменениям почти не подвержен. Реже встречаются включения безоливиновых габбро, содержащих до ~30% клинопироксена.

В направлении к периферии включений увеличиваются удлинение и генерализованность ориентировки минералов и/или минеральных агрегатов вдоль края будин; нарастает дифференциация минерального состава с обособлением полосчатого чередования суб- или мономинеральных полос, огибающих массивное ядро; появляются полосы моно- или полиминеральных агрегатов мелкозернистого гранат-амфиболового состава, ближе к контакту с амфиболитами огибающие каплевидное ядро.

¹ Здесь и далее: а – химическая активность; $An = 100Ca/(Ca + Na + K)$; $Fe\# = Fe/(Fe + Mg)$; Amph – амфибол; Crx – клинопироксен; Grt – гранат; Hbl – роговая обманка; Ol – оливин; Орх – ортопироксен; Pl – плагиоклаз; Sprl – шпинель.

Таблица 1. Химический состав реликтовых магматических минералов

Минерал	Crx	Ol	Pl	Pl	Crx	Pl	Crx
№ обр.	333			513-18	513-6		505
SiO ₂	54.33	40.75	48.40	47.26	52.01	49.00	52.97
TiO ₂	0.12	–	0.02	–	0.49	–	0.31
Al ₂ O ₃	2.74	–	33.44	34.63	3.02	33.34	2.54
Cr ₂ O ₃	0.39	–	–	–	0.37	0.06	0.00
FeO	2.72	11.81	0.05	–	3.87	0.14	5.89
MnO	0.22	0.19	–	–	0.02	–	0.20
MgO	17.43	47.23	–	–	16.19	–	15.69
NiO	0.00	0.09	–	–	–	–	–
CaO	23.02	0.00	16.75	16.62	23.25	16.04	21.78
Na ₂ O	0.27	–	2.19	2.23	0.65	2.65	0.46
K ₂ O	0.05	–	0.06	0.06	0.04	0.04	0.06
Сумма	101.28	100.06	100.90	100.81	99.91	101.26	99.91
Si	1.95	1.01	2.20	2.15	1.91	2.22	1.95
Ti	0.00	–	0.00	–	0.01	–	0.01
Al	0.12	–	1.79	1.86	0.13	1.78	0.11
Cr	0.01	–	–	–	0.01	0.00	0.00
Fe	0.08	0.24	0.00	–	0.12	0.01	0.18
Mn	0.01	0.00	–	–	0.00	–	0.01
Mg	0.93	1.74	–	–	0.89	–	0.86
Ca	0.88	0.00	0.81	0.81	0.91	0.77	0.85
Na	0.02	–	0.19	0.20	0.05	0.23	0.03
Fe/(Fe + Mg)	0.08	0.12	–	–	0.12	–	0.17

Петрографически метаморфизм проявляется в образовании зональных реакционных оторочек между оливином и плагиоклазом (рис. 3), среди которых выделяется три типа: а) $Ol/Orx/Amph/Amph + Spl/Pl$ (обр. 513-15; минералы не анализировались); б) $Ol/Orx (+Spl)/Amph + Grt/Pl$ (обр. 513-18); в) $Ol/Orx/Crx/Crx + Grt (+Hbl)/Pl$ (обр. 513-6). Реакционные образования типа а более характерны для кокпектинских габбро-троктолитов в юго-западной части Кемпирсайского массива, пространственно не связанных с данной метаморфической толщей (обр. 333).

В северной оконечности выхода метаморфических пород среди габбро-амфиболитов встречаются реликтовые участки неправильной часто удлиненной вдоль полосчатости формы с хорошо сохранившейся структурой крупно- и среднезернистых офитовых и пойкилоофитовых габбро (сравнительно более железистых и титанистых), характерных для кызылкаинской формации. В этих породах первичный минеральный агрегат неравномерно, участками замещается гранат-амфиболовым агрегатом, вплоть до полной перекристаллизации в габбро-амфиболиты.

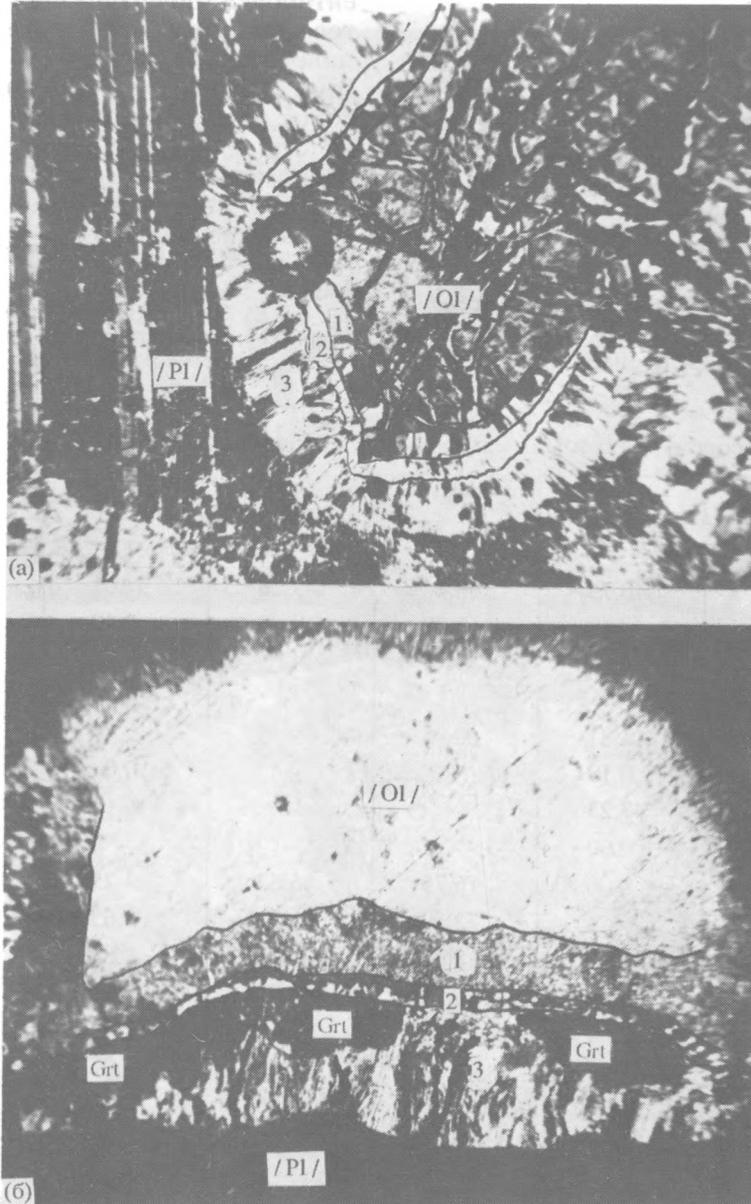


Рис. 3. Зональные микроагрегаты на границах зерен оливина и плагиоклаза. Поляроиды скрещены.

а – обр. 333. Ув. $\times 39$. Зоны: 1 – ортопироксеновая, 2 – амфиболовая, 3 – шпинель-амфиболовая; б – обр. 513-6. Ув. $\times 36$. Ol – оталькованный оливин; Pl – сосюритизированный плагиоклаз. Зоны: 1 – ортопироксеновая (замещенная вторичным актинолит-хлорит-талковым агрегатом), 2 – клинопироксеновая, 3 – гранат-клинопироксеновая ($\pm Amph$).

Габбро-амфиболиты основной толщи не имеют реликтовых структур габбро, но среди них ясно различается два типа материала: 1) лейкократовый относительно магнезиальный, со светлым амфиболом (“пироповые амфиболиты” [3]), соответствующий кокпектинским габброидам, и 2) меланократовый, сравнительно более железистый, с темным амфиболом, часто с рутилом, сфеном и апатитом, соответствующий кызылкаинским габброидам (преобладает). В наиболее обнаженной части (точка 513) амфиболитовой толщи хорошо видны удлинённые линзы и прослои мощностью от первых сантиметров до первых метров меланократового материала в лейкократовом (рис. 2а). Вместе с тем первичный субстрат всей амфиболитовой толщи вряд ли можно строго разделить по соответствию габброидам двух формаций. Это связано с широкими частично перекрывающимися вариациями состава габброидов, с вероятным перемешиванием вещества в процессе синметаморфического пластического течения и с возможной примесью базитового материала иного происхождения.

В габбро-амфиболитах (1) основная масса (70 - 100%) сложена нематогранобластовым агрегатом зерен (0.1 - 1.5 мм) бледно(густо)-грязно-зеленого амфибола (Fe# = 0.25 - 0.3) и ксенобластовыми различно сосюритизированными зернами плагиоклаза; часто присутствуют гранат, сфен, рутил, ильменит, апатит. К этим породам близки обогащенные сфеном гранат-клинопироксеновые амфиболиты (“эклогитоподобные породы”), встреченные в единичных образцах.

В габбро-амфиболитах (2) нематогранобластовый агрегат и вроски (45 - 65%) зерен 0.5 - 1.5 мм бесцветного амфибола (Fe# = 0.14 - 0.19) чередуются с частично или полностью сосюритизированными пойкилобластами (до 3 мм) плагиоклаза (An = 80 - 85; 5 - 50%) и идиобластами (0.2 - 3 мм) граната (0 - 5%).

**СООТНОШЕНИЯ СОСТАВ-ПАРАГЕНЕЗИС
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ
АССОЦИАЦИЙ**

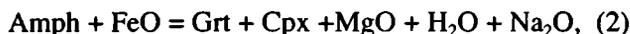
На парагенетических диаграммах (рис. 4) изучаемых метаморфических ассоциаций валовой состав амфиболитов, согласно минеральному составу, должен попадать главным образом в поле Pl + Amph + Grt. Метаморфическая ассоциация Pl + Cpx + Amph характерна для амфиболитов, содержащих каплевидные реликты безоливиновых габбро, изначально обогащенных клинопироксеном. В парагенетические поля Grt + Orpx + Amph и Amph + Orpx + Grt валовые составы амфиболитов не попадают. Однако локально в отмеченных выше зональных оторочках возможен парагенезис Orpx + Cpx (на границе мономинеральных зон Orpx/Cpx, рис. 3б) и парагенезис Grt + Orpx + Amph (на границе зон Orpx/Amph + Grt в обр. 513-18).

ФАКТОРЫ СМЕЩЕНИЯ РАВНОВЕСИЙ

Положение симплектитового парагенезиса Amph + Spl на диаграммах рис. 4 предполагает смещение равновесия



а положение амфибола на конноде Grt + Cpx соответствует равновесию



смещенному в изучаемых амфиболитах обычно влево. Однако в зональных оторочках (рис. 2б), по всей видимости, достигаются условия равновесия (2). Имеющиеся анализы сосуществующих минералов (табл. 2, № 14 - 16) позволяют оценить стехиометрию равновесия (2) при постоянстве Si/Al/(Mg + Fe)/Ca для рассматриваемого случая:

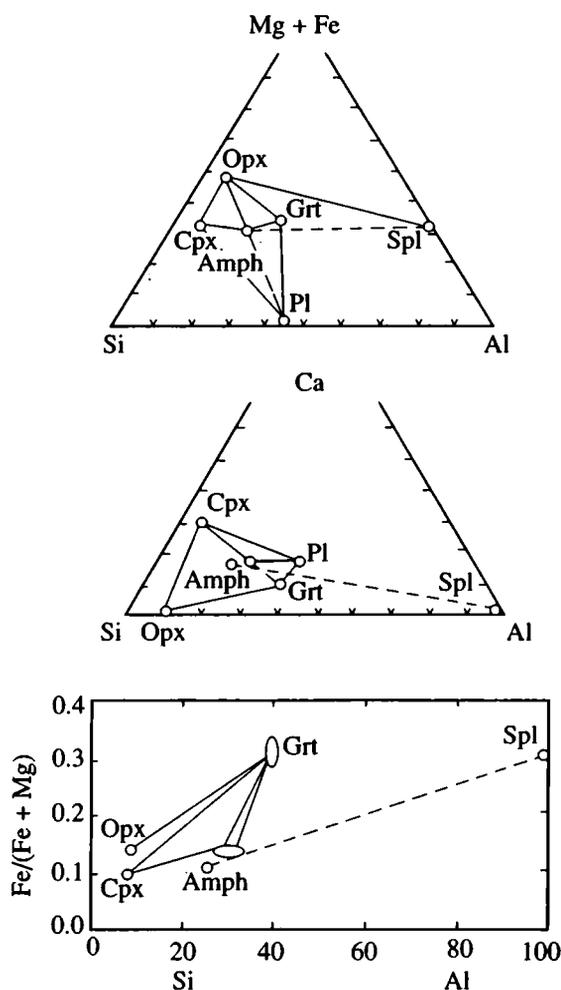
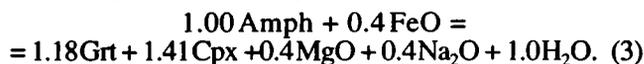


Рис. 4. Метаморфические минеральные ассоциации в габброидах и габбро-амфиболитах на диаграммах (Mg + Fe)-Al-Si, Ca-Al-Si и Fe/(Fe + Mg)-100Al/(Al + Si). Кружки и овалы – обобщенные составы минералов, пунктир – ассоциация Amph + Spl (обр. 333).

Таблица 2. Состав метаморфогенных минералов

№ п. п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ обр.	333				513-12		513-18						513-6	
Минерал	Opх	Amph	Amph	Spl	Grt	Amph	Spl	Opх	Opх	Grt	Grt	Amph	Cpx	Grt
Ассоциирующие минералы	-	-	Spl	Amph	Amph Pl	Grt Pl	Opх	Spl	Grt Amph	Opх Amph	Amph	Grt	-	Cpx Amph
SiO ₂	57.41	50.72	47.66	-	41.25	45.42	-	55.88	53.18	40.99	40.65	45.84	52.06	41.44
TiO ₂	-	0.00	0.00	0.00	0.01	0.08	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.17	0.12	0.00
Al ₂ O ₃	1.21	9.85	13.94	67.85	22.90	17.89	65.98	3.82	4.49	22.93	22.73	15.93	3.12	22.72
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	-	0.03	-	-	0.00	0.01	-	-	-	0.03	0.05	12.48
FeO	8.05	3.60	4.09	13.97	13.77	5.13	14.88	8.94	9.31	13.30	15.71	5.41	3.06	0.21
MnO	0.38	0.00	0.09	0.15	0.48	0.10	0.11	0.09	0.11	0.48	0.51	0.09	0.04	15.89
MgO	32.31	19.92	18.31	17.72	16.11	16.03	20.65	32.88	30.70	17.20	14.84	17.40	16.93	7.00
CaO	0.08	12.03	11.74	0.04	4.01	10.55	-	0.31	0.23	3.63	6.30	12.05	23.39	0.00
Na ₂ O	0.00	1.33	1.99	-	0.31	2.06	-	-	-	-	0.04	2.51	0.38	-
K ₂ O	0.03	0.05	0.06	-	-	0.18	-	-	-	-	-	0.13	0.04	-
Сумма	99.47	97.49	97.88	99.76	98.85	97.43	101.65	101.98	98.03	98.53	100.77	99.56	99.20	99.77
Si	2.00	7.04	6.63	-	3.03	6.36	-	1.91	1.90	3.01	2.98	6.35	1.91	3.02
Ti	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Al	0.05	1.61	2.29	2.03	1.98	2.95	1.93	0.15	0.19	1.98	1.96	2.60	0.14	1.95
Fe	0.23	0.42	0.48	0.33	0.85	0.60	0.23	0.26	0.28	0.82	0.96	0.63	0.09	0.76
Mn	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01	0.00	0.01
Mg	1.68	4.12	3.80	0.67	1.76	3.35	0.76	1.68	1.63	1.88	1.62	3.59	0.93	1.72
Ca	0.003	1.788	1.751	0.001	0.315	1.582	-	0.011	0.009	0.286	0.494	1.788	0.922	0.546
Na	0.000	0.359	0.537	-	0.045	0.558	-	-	-	-	0.005	0.673	0.027	0.000
K	0.001	0.009	0.010	-	-	0.032	-	-	-	-	-	0.022	0.002	-
Fe#	0.12	0.09	0.11	0.33	0.33	0.15	0.23	0.13	0.15	0.30	0.37	0.15	0.09	0.31

Таблица 2. Окончание

№ п. п.	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
№ обр.	513-6		513-5			513-3	505		526-8				
Минерал	Cpx	Amph	Grt	Amph	Pl	Amph	Grt	Amph	Grt ₁	Grt ₁	Grt ₂	Grt ₂	Amph
Ассоциирующие минералы	Grt Amph	Grt Cpx	Amph Pl	Grt Pl	Grt Amph	-	Amph	Grt	Центр зерна 1	Край зерна 1 Amph	Центр зерна 2 -	Край зерна 2 Amph	Grt
SiO ₂	52.53	43.28	41.55	44.62	47.58	47.07	38.26	45.86	40.35	41.21	40.82	41.15	46.81
TiO ₂	0.04	0.05	0.00	0.15	-	0.60	0.07	0.52	0.11	0.05	0.01	0.02	0.58
Al ₂ O ₃	3.83	14.89	23.18	17.82	32.91	12.24	21.23	12.41	22.40	22.72	22.44	22.66	16.17
Cr ₂ O ₃	3.17	4.87	14.29	6.51	-	9.49	20.35	10.64	19.82	18.22	19.26	17.82	6.24
FeO	0.05	0.05	0.49	0.12	-	0.15	1.49	0.15	1.16	0.55	0.66	0.53	0.08
MnO	16.61	17.25	17.76	15.52	-	15.75	6.62	13.91	13.06	14.91	14.03	15.34	15.78
MgO	23.06	12.38	4.46	11.80	17.06	11.50	11.71	11.81	3.94	3.93	3.86	3.89	10.94
CaO	0.55	2.78	0.03	1.85	2.34	1.85	-	2.16	0.05	0.05	0.11	0.04	1.98
Na ₂ O	0.01	0.10	-	0.50	0.10	0.55	-	0.31	-	-	-	-	0.13
K ₂ O													
Сумма	99.87	95.65	101.76	98.90	100.09	99.29	99.74	97.78	100.88	101.63	101.20	101.43	98.71
Si	1.91	6.27	2.97	6.24	2.19	6.65	2.96	6.63	2.99	3.00	3.00	3.00	6.50
Ti	0.00	0.01	0.00	0.02	-	0.06	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06
Al	0.16	2.54	1.95	2.94	1.78	2.04	1.94	2.11	1.96	1.95	1.95	1.94	2.65
Fe	0.10	0.59	0.85	0.76	-	1.12	1.32	1.29	1.23	1.11	1.18	1.09	0.72
Mn	0.00	0.01	0.03	0.01	-	0.02	0.10	0.02	0.07	0.03	0.04	0.03	0.01
Mg	0.90	3.72	1.89	3.24	-	3.32	0.76	3.00	1.44	1.62	1.54	1.67	3.27
Ca	0.901	1.920	0.342	1.769	0.842	1.740	0.972	1.829	0.313	0.306	0.304	0.303	1.628
Na	0.039	0.780	0.004	0.503	0.209	0.507	-	0.605	0.007	0.007	0.016	0.006	0.534
K	0.000	0.020	-	0.090	0.006	0.100	-	0.056	-	-	-	-	0.022
Fe#	0.10	0.14	0.31	0.19	-	0.25	0.63	0.30	0.46	0.41	0.43	0.39	0.18

Факторами, смещающими равновесия (1) и (2) вправо, могут служить: повышение температуры (всегда способствующее реакциям дегидратации) и/или возрастание $\alpha\text{FeO}/\alpha\text{MgO}$; противоположное действие оказывает возрастание $\alpha\text{H}_2\text{O}$ и/или $\alpha\text{Na}_2\text{O}$.

Температура. Оценки температур и давлений изучаемых метаморфических минеральных ассоциаций приведены в табл. 3. Относительно надежными среди них можно считать те, которые получены по термометрам Grt + Cpx [22] и Grt + Opx [11], входящим в согласованную систему термометров [15]. И при смещении равновесия (2) влево (обр. 513-18), и при локальном достижении равновесия (3) (сбр. 513-6) температуры оцениваются величинами 820 - 900°C. Очевидно, что в данном случае смещение равновесия (2) не было обусловлено вариациями температуры.

Имеющиеся данные позволяют получить некоторое представление о поле температур, в котором происходили метаморфические преобразования в масштабе всего массива. При этом устанавливается сравнительное повышение температуры метаморфизма от западного к восточному обрамлению Кемпирсайского массива и далее на восток, до Мамытского массива включительно.

Хотя метаморфические минеральные ассоциации Amph + Spl, или реакционная зональность типа а, наблюдаемые в кокпектинских габброидах западного обрамления, не пригодны для непосредственной термометрии, возможны сравнительные оценки по составу реакционных ортопироксенов в частично перекристаллизованных троктолитах. Так, в троктолите 513-18 из куагачской амфиболитовой толщи ортопироксен, образовавшийся при температуре 820 - 900°C (табл. 3), содержит заметно больше примесей Al и Ca (табл. 2, № 8, 9), чем ортопироксен в троктолите 333 из юго-западной

части массива (табл. 2, № 1). Это указывает на сравнительно меньшие температуры (вероятно, не выше 800°C) при образовании последнего. Намечающиеся вариации температур согласуются со смещением равновесия (1) влево для метагабброидов западного обрамления массива (отсутствие граната, присутствие шпинель-амфиболовых ассоциаций). Согласуется это и с систематическим смещением равновесия (1) вправо в габбро-амфиболитах куагачской толщи при более высоких температурах. Полученные оценки температур для клинопироксен-гранатового габбро-амфиболита 443-3, типичного для Мамытского массива, свидетельствуют о существовавших там еще более высокотемпературных условиях метаморфизма: 960 - 990°C (табл. 3).

В целом, как видно, только в куагачском и мамытском разрезах присутствуют клинопироксен-гранатовые габбро-амфиболиты; только здесь, среди габбро-амфиболитов, в реликтовых телах магнезиальных габброидов в ассоциации с метаморфическим клинопироксеном встречается гранат с высоким содержанием пироповой молекулы. Можно видеть вместе с тем из приводимых приближенных оценок, что характеризующие западные габброиды отстоят от куагачского и мамытского разрезов в современной структуре на расстояние около 40 - 50 км и заметно различаются величинами температур преобразования габбро (примерно на 200°C).

Роль $\alpha\text{FeO}/\alpha\text{MgO}$. Амфибол, отвечающий смещенному влево равновесию (1) (симплектит Amph + Spl; табл. 2, № 3), имеет более магнезиальный состав по сравнению с амфиболами из гранат-плагиоклаз-амфиболовых парагенезисов. Следовательно, смещению равновесия (1) вправо,

Таблица 3. Оценки температур и давлений

Образец	Парагенезис (зона)	Температура, °C				Давление, кбар	
		Grt + Cpx [22] Grt + Opx [11]			Amph + Grt [5]	Amph [17, 18, 20]	Grt + Opx [1, 19, 21]
		6 кбар	10 кбар	14 кбар			
333	Amph*	-	-	-	-	1 - 7	-
	Amph + Spl	-	-	-	-	5 - 11	-
513-12	Amph + Pl + Grt	-	-	-	740	8 - 14	-
513-18	Opx*/Amph + Grt	845	871	897	688	6 - 11	9 - 13
513-6	Cpx + Grt + Amph	816	829	842	839	7 - 13	-
	Cpx*/Cpx + Grt	857	870	883	-	-	-
513-5	Amph + Pl + Grt	-	-	-	937	8 - 14	-
513-3	Amph	-	-	-	-	4 - 9	-
526-8	Amph + Grt	-	-	-	706	6 - 12	-
505-3	Amph + Grt	-	-	-	787	5 - 11	-
443-3	Cpx + Grt + Amph + Pl	962	975	989	1001	7 - 13	-

* Мономинеральная зона.

помимо повышения температуры, способствовало возрастанию отношения $\alpha\text{FeO}/\alpha\text{MgO}$.

В локальном равновесии (3) железистость амфибола и граната (табл. 2, № 14, 16) оказывается ниже, чем в соответствующих минералах бесклинопироксеновых парагенезисов (табл. 2, № 5, 6, 11, 12, 17, 18). Очевидно, имевшие место вариации $\alpha\text{FeO}/\alpha\text{MgO}$ не способствовали смещению равновесия (2).

Роль $\alpha\text{Na}_2\text{O}$. Судя по содержанию Na_2O в амфиболах, реальное изменение $\alpha\text{Na}_2\text{O}$ не было причиной смещения равновесий (1) и (2). Так, относительно высокое формульное содержание Na (0.78) имеет амфибол из ассоциации Grt + Cpx + Amph (табл. 2, № 16). Относительно низкое (0.54 - 0.56) – амфибол из ассоциации Amph + Spl (табл. 2, № 3) и ассоциации Amph + Grt + Pl (табл. 2, № 6, 18).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ РЕАКЦИИ МЕЖДУ ОЛИВИНОМ И ПЛАГИОКЛАЗОМ В КОКПЕКТИНСКИХ ГАББРОИДАХ

В наблюдаемых разнотипных зональных оторочках каждая из зон может быть рассмотрена как продукт отдельной метаморфической реакции между оливином и плагиоклазом, независимо от конкретного пути ее протекания. На диаграммах

рис. 5, 6 видны соотношения главных компонентов в зональных микроагрегатах и предполагаемые (наиболее изохимичные) пути изменения состава при образовании зон. В табл. 4 приведены приблизительные расчеты соответствующих реакций при допущении неизменности содержания нескольких указанных компонентов. Образование мономинеральных ортопироксеновых зон, непосредственно контактирующих с оливином, вероятно, должно было сопровождаться возрастанием $\text{Si}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ (рис. 5). Изохимичнее могло быть образование зон, непосредственно контактирующих с плагиоклазом. Особенно ярко это отражено в зональности обр. 513-18, где коннода Ol + Pl пересекается очень короткой коннодой Amph + Grt (рис. 5). В обр. 333 (габбро-троктолит вне амфиболитовой толщи) симплектитовый агрегат Amph + Spl, контактирующий с плагиоклазом, сохраняет также и железистость, близкую к той, что у оливина (рис. 6). В куагачском разрезе общая железистость микрозон, контактирующих с плагиоклазом, существенно выше (рис. 6). Общее повышение железистости микроагрегатов по направлению от оливина к плагиоклазу проявлено в постепенном изменении состава минералов в пределах зон (табл. 2, № 8 и 9; 10 и 11; 13 и 15). Отмечается заметное перераспределение CaO при

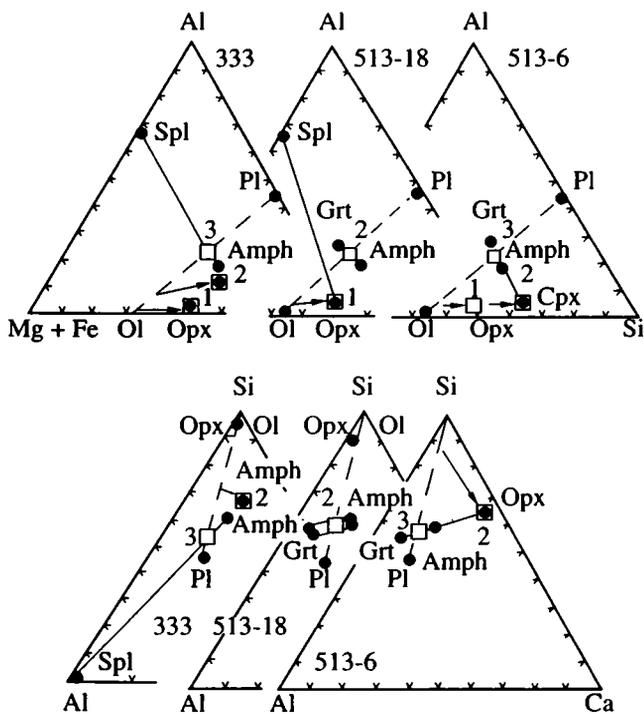


Рис. 5. Минеральные ассоциации и состав реакционных зон между оливином и плагиоклазом в координатах (Mg + Fe)–Al–Si и Al–Si–Ca для обр. 333, 513-18, 513-6.

Пунктир – первичная ассоциация Ol + Pl; квадраты – приблизительный валовой состав зон в соответствии с расчетами табл. 4 (цифры обозначают порядковые номера зон от оливина к плагиоклазу).

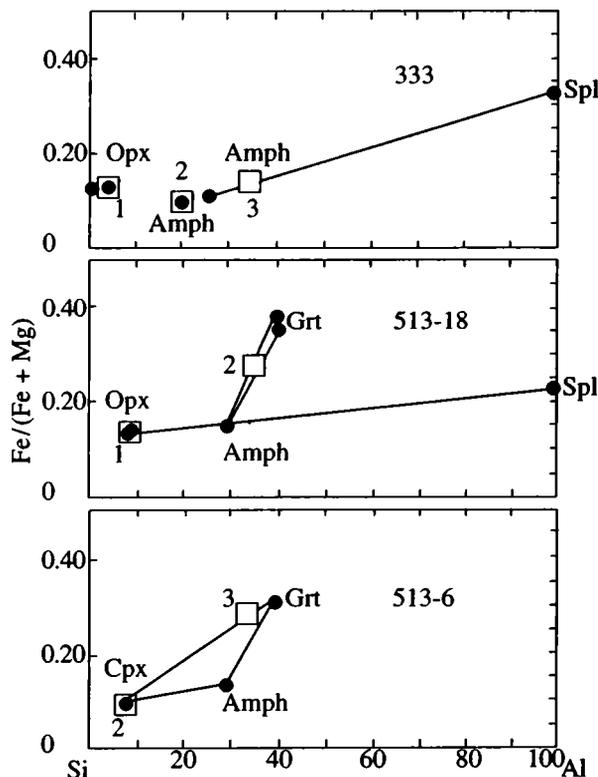


Рис. 6. Минеральные ассоциации и состав реакционных зон между оливином и плагиоклазом в координатах $100\text{Al}/(\text{Al} + \text{Si})$ – $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ для обр. 333, 513-18, 513-6.

Условные обозначения см. на рис. 5.

образовании мономинеральной клинопироксеновой зоны (рис. 5; табл. 4).

Хорошо выдержанные соотношения мощностей зон в реакционных оторочках, минимальные мощности внутренних зон (Amph или Crx) и постепенное изменение состава минералов в пределах отдельных зон отражают биметасоматическую диффузионную природу этих образований [4], выраженную в микромасштабе.

ОБЩИЕ ТЕНДЕНЦИИ МЕТАМОРФИЗМА ГАББРОИДОВ

Присутствие в куагачском разрезе габбро-амфиболитов и петрохимически идентичных им [3] включений габбро, в которых метаморфизм наиболее проявлен только на микроуровне, позволяет проследить две стадии преобразований габброидов. Обе удобно проиллюстрировать на примере одного из каплевидных включений (рис. 2а), для которого сравнение составов амфибола и граната из массивного троктолитового ядра – обр. 513-6 (табл. 2, № 14, 16) и из габбро-амфиболитов зоны пластического течения в его периферии – обр. 513-5 (табл. 2, № 17, 18) показывает нарастание от ядра Fe/(Fe + Mg) и K/(K + Na). Локальный градиент железистости, по-видимому, связан с частичным перемешиванием вещества маложелезистых кокпектинских габброидов ядра и более железистых кызылкаинских (см. темные прослойки железистого амфибола на рис. 2а; обр. 513-5).

В реакционных оторочках Ol/Orx/Crx/Crx + Grt (+ Amph)/Pl массивного габбро 513-6 локально достигается равновесие (2), тогда как рядом, в габбро-амфиболите 513-5, испытавшем пластические деформации и метаморфическую диффе-

ренциацию, равновесие (2), как и во всей толще габбро-амфиболитов, смещено в сторону амфибола. Выше показано, что это смещение могло быть вызвано разными факторами. Значимая роль температурного градиента между точками 513-5 и 513-6 (25 см) маловероятна, поскольку рядом, между точками 513-6 и 513-18, на расстоянии нескольких метров, расчетные температуры практически одинаковые. Возрастания $\alpha\text{Na}_2\text{O}$ при переходе от точки 513-6 к 513-5 не было, так как содержания натрия в амфиболах (табл. 2, № 16, 18) говорят, скорее, об обратном. Поэтому причиной смещения равновесия (2) здесь мы считаем только существенное увеличение $\alpha\text{H}_2\text{O}$ в направлении от ядра к зоне пластического течения габбро-амфиболитов 513-5, которое отразилось только в частичном достижении равновесности между системами некоторых не полностью переработанных включений кокпектинских габброидов и вмещающих кызылкаинских габбро-амфиболитов.

Присутствие симплектита Amph + Spl в габброидных включениях размером до 0.5 м (обр. 513-15, рис. 2б), по-видимому, связано с сохранением низкой железистости среды, в которой он формировался. Это предполагает тесную взаимосвязь изменений железистости и эффективной проницаемости среды, а также относительно высокую чувствительность равновесия (1) к вариациям $\alpha\text{FeO}/\alpha\text{MgO}$.

Наконец, реакционная зональность Ol/Orx (Spl)/Amph + Grt/Pl в обр. 513-18 (равновесие (1) смещено в сторону Grt + Amph, а (2) – в сторону амфибола, как и в основном объеме толщи габбро-амфиболитов), по-видимому, обусловлена незначительными размерами включения (~1.5 см), что

Таблица 4. Предполагаемые метаморфические реакции между оливином и плагиоклазом в габброидах

№ образца	Зона	Мощность зоны (мм)	Fe# исходная	Приблизительная схема реакции	Fe# конечная	Неизменные соотношения содержаний главных компонентов
333	Amph + Spl	0.2 - 0.3	0.12	$3.4\text{Pl} + 4.3\text{Ol} + 0.2\text{Na}_2\text{O} + 1.8\text{H}_2\text{O} \rightarrow 1.8\text{Amph} + 1.0\text{Spl}$	0.12	$\text{Si}/\text{Al}/\text{Fe}/\text{Mg}/\text{Ca} = 10/5.2/0.9/6.3/2.5$
	Amph	0.04 - 0.08	0.12	$0.9\text{Pl} + 5.1\text{Ol} + 1.0\text{CaO} + 1.0\text{H}_2\text{O} + 0.1\text{Na}_2\text{O} \rightarrow 1.0\text{Amph} + 4.7\text{MgO} + 0.9\text{FeO}$	0.09	$\text{Si}/\text{Al} = 10/2.3$
	Orx	0.08 - 0.12	0.12	$2.0\text{Ol} \rightarrow 1.0\text{Orx} + 0.2\text{FeO} + 1.8\text{MgO}$ (или: $\text{Ol} + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{Orx}$)	0.12	–
513-18	Amph + Grt	1 - 2	?	$3.6\text{Pl} + 18.6\text{Ol}^* + 1.0\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2.1\text{Grt} + 1.0\text{Amph}$	0.27	$\text{Si}/\text{Al}/(\text{Mg} + \text{Fe})/\text{Ca} = 10/5.3/7.7/2.3$
	Orx	1 - 2	?	$1.0\text{Pl} + 18.6\text{Ol}^* \rightarrow 10.9\text{Orx} + 1.1(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} + 0.7\text{CaO} + 0.1\text{Na}_2\text{O}$	0.14	$\text{Si}/\text{Al} = 10/0.9$
513-6	Crx + Grt ± Amph	0.2 - 0.6	?	$2.1\text{Pl} + 2.7\text{Ol}^* + 0.3\text{CaO} \rightarrow 1.8\text{Grt} + 1.0\text{Crx} + 0.2\text{Na}_2\text{O}$	До 0.27	$\text{Si}/\text{Al}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 10/5.0/7.4$
	Crx	0.06 - 0.1	?	$1.0\text{Pl} + 22.9\text{Ol}^* + 11.3\text{CaO} \rightarrow 13.1\text{Crx} + 32.5(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} + 0.1\text{Na}_2\text{O}$	0.09	$\text{Si}/\text{Al} = 10/0.7$
	Orx*	0.2 - 0.3	?	Аналогично Orx-зоне в обр. 513-18	?	–

* Минерал полностью замещен вторичными продуктами и не проанализирован.

способствовало равновесному выравниванию химических активностей H_2O , MgO и FeO .

ОБСУЖДЕНИЕ

Изложенное позволяет обсудить состав и соотношения формаций, слагающих куагачские габбро-амфиболиты, и обстановки их формирования.

Работами Н.А. Панеях и С.Ф. Соболева с соавторами [8 - 10] установлены и нашими материалами подтверждаются два типа протолитов для куагачских габбро-амфиболитов: высокомагнетизальный гроктолит-габбровый и высокожелезистый с повышенным содержанием титана и фосфора. По петрологическим характеристикам оба эти типа отвечают кокпектинской и кызылкаинской габброидным формациям [13] соответственно. Наличие среди них образований по вулканитам [3, 16] докембрийского возраста, инъецированных ультрабазитами [16], не подтверждается наблюдениями. Во всех случаях устанавливаются интрузивные контакты габброидов кызылкаинской формации с мантийными ультрабазитовыми тектонитами и с габброидами более ранней кокпектинской формации; интрузивных или тектонических включений вулканогенно-осадочных пород в разрезе куагачских габбро-амфиболитов не обнаружено.

Представление о нарастании щелочности базитов с ростом содержания калия от Кемпирсайского массива на восток к Мамытскому массиву [10] можно уточнить. Это нарастание происходит только за счет сравнительного обеднения разреза, от западного контакта массива к восточному и далее, к его Мамытскому ответвлению, магнетизальными и высокоглиноземистыми габброидами кокпектинской формации и обогащение его железисто-титанистыми кызылкаинскими габброидами с фосфором, марганцем и с относительно повышенным содержанием калия. Надежная датировка габброидов позволила бы обсуждать либо полярность магматизма [9, 10], либо изменение состава базитовых магм во времени с запада на восток. В пользу последнего предположения говорит относительная разновозрастность габброидных формаций. В куагачском разрезе наблюдаются включения блоков кокпектинских габброидов в кызылкаинские, на многих других участках массива полосчатость первых из них пересекается границами тел вторых [13]. В связи со всем этим представление о наличии в Кемпирсайском массиве геологических и петрологических следов парного пояса метаморфизма [10] представляется необоснованным.

Важным и, по-видимому, решающим моментом в установлении времени появления кызылкаинских габброидов в структуре Кемпирсайского массива является их размещение в куагачском и в ряде других разрезов восточного и южного обрамления массива между ультрабазитами и вмещающими вулканогенно-осадочными толщами,

проникновение апофиз (жил или их роев) кызылкаинских габброидов в ультрабазитовое тело массива, а также присутствие в них включений кокпектинских габброидов. Все это свидетельствует о внедрении кызылкаинских габброидов на том этапе эволюции структуры региона, когда в ней уже были совмещены в верхней части литосферы и фрагменты ультрабазитовых мантийных тектонитов, и расслоенные кокпектинские габбро, и частично деформированные среднеордовикские седиментогенные толщи, т.е. в ходе ранних деформаций офиолитовой ассоциации коры океанического типа.

Кинематические характеристики условий внедрения габброидов кызылкаинской формации частично отражены в геометрии включений кокпектинских габброидов в кызылкаинские в куагачском разрезе. Каплевидная форма включений может быть объяснена сочетанием ряда условий: а) расщеплением кокпектинских габброидов на частично или полностью разобщенные блоки и пластины в поле сдвиговых деформаций; б) сохранением достаточно высокой вязкости габброидного материала включений, что препятствовало превращению некоторых из них в пластическую амфиболитовую массу; в) периодическим "зацеплением" включений (или их групп) одно за другое, а также за выступы обрамления или ультрабазитового массива при их относительном смещении; г) наличием градиента скоростей сдвиговых деформаций в направлении, перпендикулярном осевой поверхности включений, и относительным движением менее вязкого амфиболитового материала навстречу крутолобым фронтальным частям включений (в север-северо-восточном направлении). Учитывая это и эшелонированный рисунок размещения жил кызылкаинских габброидов внутри ультрабазитов, можно думать, что доминантными тектоническими условиями их внедрения были сдвиговые деформации.

Метаморфическую амфиболизацию габброидов (кроме тыгашинской среднепалеозойской формации) можно видеть практически в любой части Кемпирсайского массива. Наиболее широко представленными продуктами этого процесса являются габбро-амфиболиты с различно развитыми структурами высокотемпературного пластического течения в твердом состоянии. Однако высокометаморфизованные ассоциации (гранатпироксеновые и сапфириновые) распространены только в восточном обрамлении Кемпирсайского и в обрамлении Мамытского массивов, т.е. они пространственно локализованы. Эта локализация подчеркивается и тем, что и в восточном обрамлении массива эти ассоциации размещаются в пределах сравнительно небольших участков, разобщенных обширными полями плагиоклаз-амфиболовых габбро-амфиболитов. Тем не менее эти ассоциации встречаются только здесь, и этому должно существовать приемлемое объяснение.

Одной из возможных причин неоднородности метаморфизма принято считать повышение общего давления на отдельных участках линейных зон синкинематического метаморфизма, связываемое здесь с приуроченностью этих ассоциаций к подошве офиолитового аллохтона [3, 16]. Действительно, их пространственная приуроченность к зоне структурного сочленения эбетинского и сакмарского структурно-формационных комплексов не вызывает сомнения. Вместе с тем очевидно, что тектонизации подвергались толщи кокпектинских и кызылкаинских габброидов, размещавшихся и внутри, и в верхней части разреза офиолитового аллохтона, и что формирование структур высокотемпературного пластического течения габбро-амфиболитов в твердом состоянии отражает их достаточно низкую эффективную вязкость, которая не способствовала созданию внутри потока вязкой жидкости локальных областей с давлением, превышающим гидростатическое, особенно вблизи свободной поверхности. Таким образом, мы не видим оснований для придания этому фактору решающего значения.

Анализ минеральных парагенезисов габбро-амфиболитов показывает существование температурной зональности при их образовании. Метаморфизм габброидов западной части Кемпирсайского массива проходил при температурах, вероятно, не выше 800°C с формированием шпинель-амфиболовых ассоциаций. Восточнее, в куагачском разрезе, образование таких же габбро-амфиболитов проходило при температурах 820 - 900°C, что отражено смещением равновесия $Amph + Spl = Grt + Pl$ вправо и развитием главным образом гранат-(клинопироксен)-плагиоклаз-амфиболовых ассоциаций с пироповым гранатом. Далее к востоку, в разрезах Мамытского массива, устойчивые плагиоклаз-клинопироксен-амфибол-гранатовые ассоциации метабазитов отражают еще более высокие температуры (960 - 990°C). Следы таких высокотемпературных преобразований вмещающих ультраосновных, габброидных или седиментогенных пород на массиве нигде не наблюдались. Поэтому высокие температуры метаморфизма кызылкаинских и кокпектинских габброидов, соответствующие гранулитовой фации, по-видимому, следует в целом связывать с остаточным теплом самих остывавших и деформировавшихся интрузивных тел кызылкаинских габброидов.

Принимая во внимание высокие температуры метаморфизма, нельзя не отметить для куагачской толщи обилие или резкое преобладание амфибола, что отражает смещение равновесия $Amph = Grt + Crx$, как правило, влево. Такое смещение равновесия должно объясняться необычно высокой химической активностью воды, расширяющей поле устойчивости амфибола. Повышенная химическая активность воды, вероятно, способствовала и снижению эффективной вязкости среды, в которой протекал синкинематический метаморфизм, что подтверждается наблюда-

емыми структурами интенсивного пластического течения габбро-амфиболитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Синкинематические внедрение и метаморфизм остывающих тел кызылкаинского габбро протекали в условиях высокой химической активности воды, все вместе привело к преобразованию их практически повсеместно в габбро-амфиболиты, независимо от формы тел и места нахождения в структуре офиолитов Кемпирсайского массива [13], что указывает на протекание этих процессов в верхней части разреза коры океанического типа. Однако только вдоль границы со структурно подстилающим эбетинским аллохтонным комплексом и только местами среди безгранатовых габбро-амфиболитов встречаются плагиоклаз-клинопироксен-гранат-амфиболовые ассоциации. Их образование требовало наиболее высоких температур (820 - 990°C). Это единственное реальное отличие габбро-амфиболитов куагачского (и мамытского) разреза от всех других разрезов массива. Увязывая высокие температуры преобразований кызылкаинского габбро с повышенным теплосодержанием остывающих интрузивных тел, можно полагать, что только здесь существовали наиболее благоприятные условия для накопления и сохранения тепла (промежуточная камера или подводные каналы?).

Наблюдаемое размещение, строение, состав и условия образования габбро-амфиболитов в куагачском разрезе и в других частях массива приводят к представлению о формировании их в геодинамической среде, близкой по свойствам к современному активным эксиматическим окраинам тихоокеанского типа. В такой модели среды внедрение и метаморфические преобразования их главного компонента – кызылкаинской формации габброидов – приходится на раннепалеозойский интервал времени между завершением формирования среднеордовикской офиолитовой ассоциации и внедрением позднесилурийско-среднедевонских даек тыгашинских габбро-диабазов. Наиболее вероятно, что это могло происходить в позднеордовикско-раннесилурийское время деформации коры океанического типа на участках малого спрединга, между зонами скупивания и накопления седиментогенных призм осадков островодужных формационных комплексов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аранович Л.Я., Косякова Н.А. Гранат-ортопироксеновый геотермометр: термодинамика и примеры применения // Геохимия. 1987. № 10. С. 1363 - 1377.
2. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. О природе габброидов Кемпирсайского гипербазитового массива // Сов. геология. 1974. № 5. С. 55 - 66.
3. Ефимов А.А., Царицын Е.П. Образование пироповых амфиболитов по оливиновым габброидам в контактовой зоне Кемпирсайского гипербазитового массива // Геология мафических комплексов

- Урала. IV. Свердловск, 1975. С. 26 - 35. (Тр. Свердловского горного ин-та; вып. 116).
4. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
 5. Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Экспериментальное изучение амфибол-гранатового равновесия (бескальциевая система) // Доклады АН СССР. 1989. Вып. 306. № 1. С. 173 - 175.
 6. Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. Хромитонность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале // Хромиты СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. Т. 2.
 7. Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 197 с.
 8. Панях Н.А., Соболев С.Ф. Метаморфизм расчлененного комплекса офиолитов Кемпирсая // Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983. С. 156 - 158.
 9. Панях Н.А., Соболев С.Ф., Петрова Т.Л., Меламедов С.В. Природа амфиболитов Кемпирсайского и Мамытского массивов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 2. С. 25 - 37.
 10. Панях Н.А., Соболев С.Ф. Петрохимическая зональность габбро-амфиболитов восточной окраины Кемпирсайского и Мамытского массивов (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 5. С. 43 - 53.
 11. Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В. Некоторые гранат-ортопироксен-амфиболовые равновесия как геотермометры и геобарометры для метаморфических пород // Эксперимент 89: Информ. вып. М.: Наука, 1990. С. 44 - 45.
 12. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны: Тектоническая природа и структурное положение // М.: Наука, 1976. 171 с.
 13. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции // Геотектоника. 1991. № 6. С. 57 - 75.
 14. Самыгин С.Г. Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 29 - 64. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 343).
 15. Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н. Система согласованных минералогических термометров для метаморфических комплексов // Физико-химический анализ процессов минералообразования. М.: Наука, 1989. С. 96 - 126.
 16. Херасков Н.П. Гипербазитовая формация Кемпирсайского массива Южного Урала и ассоциирующие с ней габбро-амфиболиты // Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. С. 103 - 141.
 17. Blundy Y.D., Holland T.Y. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. and Petrol. 1990. V. 104. № 2. P. 208 - 224.
 18. Hammarstrom J.M., Zen E.-An. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer // Am. Min. 1986. V. 71. № 11/12. P. 1297 - 1313.
 19. Harley S.L. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ // J. Petrol. 1984. V. 25. № 3. P. 665 - 694.
 20. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of sodification of calc-alkaline plutons // Am. Min. 1987. V. 72. № 3. P. 231 - 239.
 21. Nickel K.G., Green D.H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. V. 73. № 1. P. 158 - 170.
 22. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet - clinopyroxene geothermometer revisited // J. Metamorphic Geol. 1985. V. 3. № 3. P. 231 - 243.

Рецензент: А.С. Перфильев

Gabbro-Amphibolites at the Base of Kempersai Ophiolite Massif, Polar Ural: Petrologic and Tectonic Aspects of Its Formation

A. N. Pertsev, A. A. Saveliev

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

Gabbro-amphibolites at the base of marginal allochthone of Kempersai ophiolite massif were formed after gabbro of two generations. Middle Ordovician ophiolite association includes: formation of layered gabbro (earlier); intrusion of later material that is connected with the termination of Late Ordovician - Early Silurian deformations of oceanic crust in the areas of small spreading between piling and formation of island arc sedimentary prisms. Intrusion of late protolith generation took place along strike slip zones in ophiolites. Synkinematic intrusion and metamorphism of Kyzylkain cooling gabbro bodies took place at high chemical water activity and are seen in the formation of gabbro-amphibolites after them nearly everywhere without connection with the shape of the bodies and their structural position in Kempersai massif. However high temperature (820 - 990°C) pyroxene-garnet associations in gabbro-amphibolites and/or associations with pyrope garnet and sapphirine exist only along the border with subjacent volcanic-sedimentary Ebetin allochthone complex. High heat content in the cooling intrusive bodies is connected here with favorable conditions of accumulation and heat preservation (in transitional camera or in magma channels).

УДК 551.243:551.21.217

О ГЕНЕЗИСЕ ТЕРНОВСКОЙ СТРУКТУРЫ В КРИВОРОЖСКОМ БАССЕЙНЕ

© 1994 г. А. В. Плотников

Криворожский горнорудный институт, г. Кривой Рог

Поступила в редакцию 17.08.92 г.

Терновская структура, расположенная на севере Криворожского железорудного бассейна, рассматривается одними исследователями как результат падения метеорита ("Терновская астроблема"), другие же связывают ее образование с вулканическим взрывом. Результаты детального инструментального геолого-структурного картирования Терновской структуры позволили выявить сложный полигенный ее генезис. Формирование общего плана Терновской структуры связано с положением ее между гранито-гнейсовыми куполами: Саксаганским и Демуриным. Внутреннее строение Терновской структуры определяется взаимодействием двух систем глубинных разломов: Криворожско-Кременчугского и Девладовского. Положение Терновской структуры в зоне пересечения древнейших долгоживущих глубинных разломов предопределило место тектоно-магматической активации Украинского щита, проявившейся в виде взрывных вулканических процессов, приведших к шоковому метаморфизму вмещающих пород.

Криворожский железорудный бассейн расположен в центральной части Украинского щита и протягивается на 120 км в субмеридиональном направлении. Для него характерна выдержанность простирания стратиграфических горизонтов. Плоские метаморфических пород протягиваются на десятки километров, практически не изменяя элементов залегания. Однако в северной части района (Первомайское месторождение) линейная структура Криворожского рудного пояса испытывает резкий изгиб, в результате чего северо-восточное простирание пород (азимут 30° - 35°) сменяется северо-западным (азимут 290° - 300°). Угол поворота достигает 90°. Падение пород изменяется от западного под углом 40° - 90° южнее изгиба до южного под тем же углом севернее изгиба.

В месте изгиба интенсивно развиты разрывные нарушения, сопровождающиеся мощными зонами брекчий, состоящих из обломков размером от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. В результате образуется сложная блоковая структура, в которой выделяются блоки с размером от нескольких десятков до первых сотен метров. В этом районе встречены вулканические породы девонского возраста [7, 18], неизвестные в других частях Криворожского бассейна, и описаны [4 - 6, 8, 12, 15] признаки шокового метаморфизма. Структура в месте изгиба в литературе получила название Терновской (по поселку Терны, вблизи которого она расположена).

Происхождение Терновской структуры различными авторами интерпретируется по-разному. Первые предположения об ее природе были сформулированы Н.П. Семененко [16]. Он считал, что изгиб возник в результате поперечной деформации Криворожского синклиория и является следствием третьей фазы тектогенеза в Криворожском бассейне, сопровождавшейся интенсивным

проявлением метасоматических процессов, сложной системой разрывных нарушений, зон брекчий и других динамометаморфических пород. В последние годы широко обсуждается проблема астроблемного генезиса Терновской структуры [4, 7, 8, 12, 15], впервые высказанная А.П. Никольским [14]. В качестве основных доказательств астроблемной природы Терновской структуры приводятся следующие данные: а) сложная система разрывных нарушений, напоминающая в плане структуру разбитой тарелки; б) наличие планарных элементов в кварце, отобранном из брекчий, конусов разрушения и диаплектовых стекол; в) обнаружение высокобарических форм кремнезема - коэсита и стишовита.

Сторонники астроблемного генезиса объясняют резкое изменение простирания и падения пород в районе Терновской структуры запрокидыванием пластов "мишени" при ударе метеорита, а встреченные магматические породы относят к импактитам [4, 8, 15].

Описанные выше проявления шокового метаморфизма и резкое изменение падения и простирания пород другими исследователями объясняются вулканическим взрывом [5, 10, 16, 17].

Таким образом, как сторонники вулканического генезиса Терновской структуры, так и сторонники ее метеоритной природы рассматривают ее как изолированную, сформированную независимо от развития как Криворожского железорудного района, так и прилегающих к нему структур Центрального Приднепровья и Западно-Ингулецкой полосы. С другой стороны, в указанных концепциях не учитываются особенности внутреннего строения Терновской структуры. Поэтому для понимания генезиса Терновской структуры необходимо рассмотреть ее строение и

развитие во взаимосвязи с окружающими ее структурами Украинского щита.

ПОЛОЖЕНИЕ ТЕРНОВСКОЙ СТРУКТУРЫ НА УКРАИНСКОМ ЩИТЕ

Для докембрийских щитов характерно развитие гранито-гнейсовых куполов и межкупольных прогибов. Купола являются активными тектоническими формами, а межкупольные синклиналильные или моноклиналильные формы – пассивными структурно-тектоническими элементами. Их форма и внутреннее строение полностью определяются положением между купольными структурами [11]. Железисто-кремнистые и зеленокаменные формации сохранились именно в межкупольных структурах. Терновская структура расположена между тремя купольными поднятиями (рис. 1). С запада ее ограничивает Ингулецкий вал – купольное поднятие, вытянутое в субмеридиональном направлении; с юго-востока – Саксаганский купол, а с северо-востока – значительно меньший по размерам Демуриноский купол. Межкупольная пассивная синклиналильная структурная форма, сложенная амфиболитами конкско-верховцевской серии, перекрывающимися породами криворожской серии, имеет вид треугольника, “зажатого” между Демуриносским и Саксаганским куполами. Амфиболиты распространяются на восток в виде языкообразной полосы на 30 км, затем после небольшого перерыва, обусловленного частичным размывом межкупольного

прогиба, они прослеживаются в Верховцевской синклинали (рис. 1). Характерно, что слои метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ субпараллельны внутренней структуре куполов. Это обстоятельство отражает условия осадконакопления и последующих тектонических преобразований. Положением межкупольных прогибов среди куполов объясняются многие черты их внутреннего строения: ориентировка и виргация складок, развитие мелких разрывных нарушений и другие структурные особенности.

Изложенный материал позволяет сделать следующие заключения. Во-первых, резкий изгиб осадочно-метаморфических толщ криворожской серии и подстилающих их метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород конкско-верховцевской серии является следствием развития межкупольной структуры, и, во-вторых, изгиб заложился в ранние этапы формирования Криворожско-Кременчугского пояса, т.е. имеет раннедокембрийский возраст. Поэтому описанные особенности Терновской структуры не могут быть объяснены ни с помощью взрывных вулканических проявлений, ни с помощью метеоритного удара.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ТЕРНОВСКОЙ СТРУКТУРЫ

Терновская структура сложена толщей нижнепротерозойских (криворожская серия) и архейских (конкская свита конкско-верховцевской

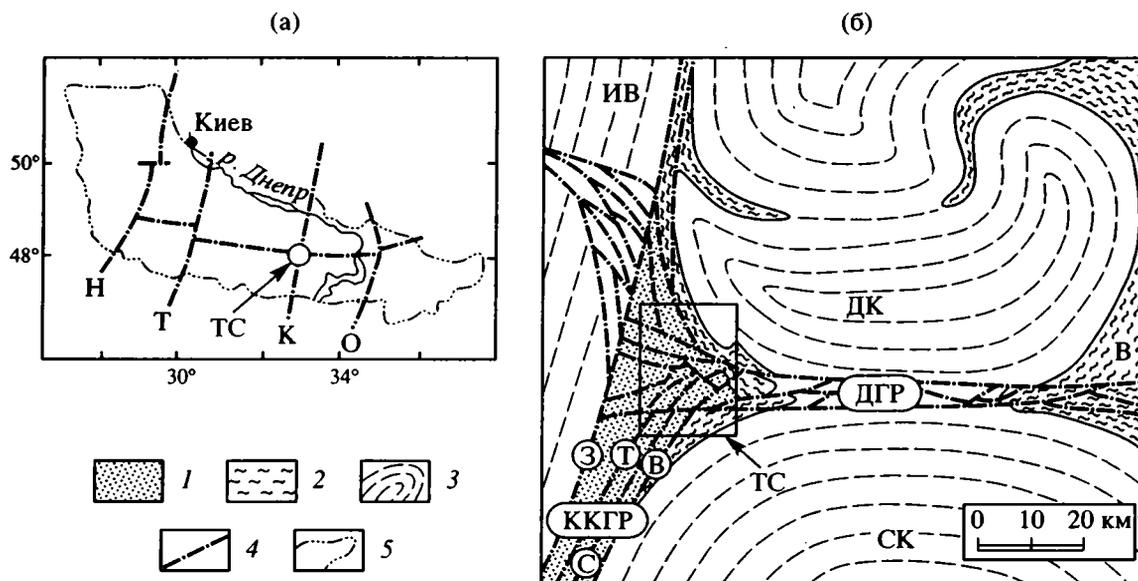


Рис. 1. Положение Терновской структуры на Украинском щите (а) и в Центральном Приднепровье (б).

1 – криворожская серия (нижний протерозой); 2, 3 – архей; 2 – амфиболиты конкско-верховцевской серии, 3 – гранитоиды днепровского комплекса; 4 – разрывные нарушения; 5 – контур Украинского щита по изолинии кровли кристаллических пород на глубине 300 м (по [11]). Буквами обозначены: глубинные разломы 1-го ранга: Н – Немировский, Т – Тальновский, К – Криворожско-Кременчугский, О – Орехово-Павлоградский, Д – Девладовский глубинный разлом; зоны глубинных разломов: ККГР – Криворожско-Кременчугского, ДГР – Девладовского; буквы в кружках – отдельные разрывные нарушения Криворожского бассейна: З – Западный, Т – Тарапаковский, С – Саксаганский, В – Восточный; ТС – Терновская структура; купола: СК – Саксаганский, ДК – Демуриносский; ИВ – Ингулецкий вал; В – Верховцевская межкупольная структура.

серии) метаморфических пород, несогласно залегающих на архейских гранитоидах днепрпетровского комплекса.

Конкская свита сложена в основном метавулканогенными породами: амфиболитами с массивной или миндалекаменной текстурой и среднетермической структурой. Ее мощность составляет около 500 м.

Криворожская серия представлена следующими свитами: скелеватской (метапесчанико-филлитовой), состоящей из трех горизонтов: метапесчаникового мощностью 150 м, филлитового (120 м) и тальк-карбонатного (около 60 м); саксаганской, состоящей из переслаивающихся между собой сланцевых (сланцы хлорит-биотитовые, хлорит-серицит-биотитовые, графит-хлорит-серицитовые, биотит-куммингтонитовые) и железистых (магнетит-куммингтонитовые, гематит-эгирин-куммингтонитовые, гематит-магнетитовые, куммингтонит-биотитовые кварциты) горизонтов общей мощностью более 1500 м; гданцевской (мраморо-кварцито-сланцевой), которая слагает западную часть Терновской структуры и имеет мощность около 600 м.

В целом строение Терновской структуры представляется в виде крупной поперечной складки, ось которой проходит по азимуту 300° . Наличие складки подтверждается резким изменением простиранья пород в северной и южной частях Терновской структуры (рис. 1). Шарнир складки круто, под углом $50^\circ - 70^\circ$, погружается на северо-запад. Замок складки характеризуется резким изгибом пород с незначительным их смятием. Южное крыло синклинали простирается по азимуту $30^\circ - 35^\circ$. Общее простиранье пород усложняется поворотом блоков, разделенных разрывными нарушениями: в результате азимут простиранья может отклоняться от среднего на 90° в ту или иную сторону. Породы северного крыла синклинали отличаются довольно выдержанным простираньем по азимуту $290^\circ - 300^\circ$. Следовательно, угол между крыльями складки составляет около 90° . В западной части Терновской структуры этот угол несколько уменьшается, причем здесь синклиналь имеет открытую корытообразную форму. Падение пород южного крыла северо-западное ($300^\circ - 320^\circ$) под углом $40^\circ - 90^\circ$. Местами отмечается опрокинутое залегание пород. В среднем угол падения составляет 60° . Падение пород северного крыла Терновской структуры крутое южное (угол $45^\circ - 90^\circ$).

Таким образом, рассмотренные особенности внутреннего строения Терновской структуры также хорошо объясняются положением ее между гранито-гнейсовыми куполами, т.е. изгиб образовался в результате обрамления Демуринского и Саксаганского куполов железисто-кремнистыми и зеленокаменными формациями Криворожско-Кременчугского рудного пояса.

Как отмечалось выше, Терновская структура характеризуется широким развитием разрывных

нарушений, которые не наблюдаются в других межкупольных структурах Украинского щита (Конкской, Верховцевской, Сурской и др.). Сторонники астроблемного генезиса объясняют их образование метеоритным ударом, в то время как сторонники вулканического происхождения Терновской структуры интерпретируют их как результат вулканического взрыва. Однако результаты картирования разрывных нарушений в карьерах Анновского и Первомайского месторождений, находящихся в пределах Терновской структуры, с их инструментальной привязкой к геодезической сети позволяют выделить несколько систем разрывных нарушений различного происхождения (рис. 2).

Основной фон разрывных нарушений Терновской структуры создается взаимодействием двух перпендикулярно ориентированных систем глубинных разломов: Девладовской и Криворожско-Кременчугской. Роза-диаграмма простиранья разрывных нарушений позволяет выделить две основные системы (рис. 3). Первая система имеет субширотное простиранье, т.е. является зоной Девладовского глубинного разлома. Она представлена мощными зонами брекчированных пород шириной от 25 до 120 м. Внутри этих зон часто выделяются блоки ненарушенных пород размерами 20 - 40 м, несколько вытянутые по простиранью. Вторая система характеризуется субмеридиональным простираньем, характерным для зоны Криворожско-Кременчугского глубинного разлома. Она представлена различными породами, интенсивно брекчированными. Среди брекчий выделяются брекчии силикатно-магнетитовых кварцитов и железисто-силикатных сланцев. Брекчии силикатно-магнетитовых кварцитов делятся на крупнообломочные с размером обломков, превышающим 200 мм, среднеобломочные, размер обломков которых лежит в пределах 200 - 10 мм, и мелкообломочные с размером обломков не более 10 мм. Обломки цементированы рудным цементом силикатно-магнетитового, кварц-магнетитового, кварц-гематит-магнетитового и эгирин-магнетитового состава. Сланцевые брекчии по размерам обломков аналогичны брекчиям силикатно-магнетитовых кварцитов. Обломки цементированы перетертой сланцевой массой. Брекчии смешанного состава состоят из различных по размерам обломков силикатно-магнетитовых и магнетит-силикатных кварцитов, сланцев, жильного кварца и доломита.

На долю описанных двух систем разрывных нарушений приходится около 70% от общего количества разломов, задокументированных в пределах Терновской структуры.

Следующая система разломов развита в основном в южной и северной частях Терновской структуры, т.е. на крыльях складки, и почти не проявлена в центральной ее части (замке). Разломы, составляющие эту систему, хорошо интерпретируются как следствие тектонических напряжений,

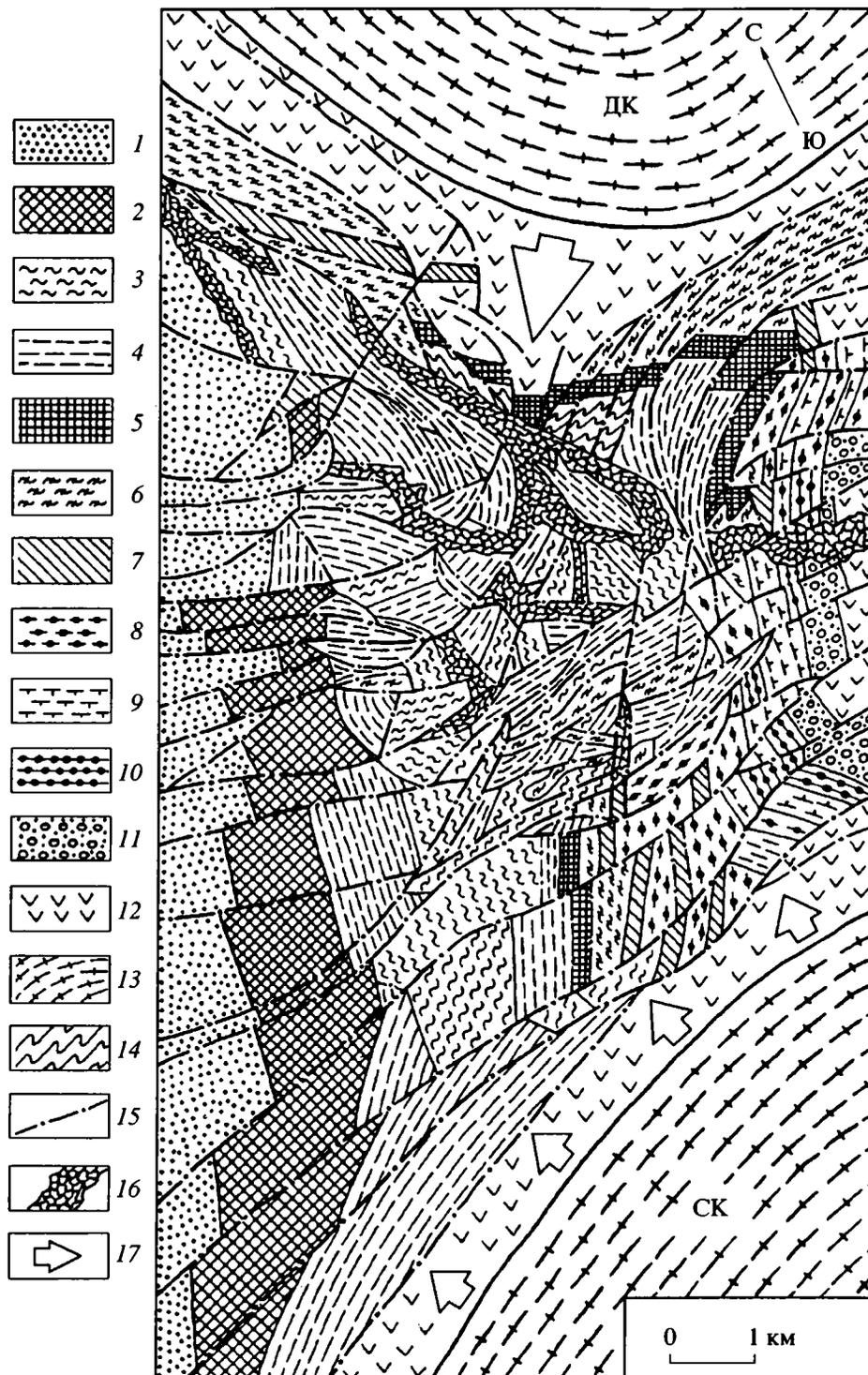


Рис. 2. Геолого-тектоническая схема Терновской структуры.

1 - 11 - криворожская серия (нижний протерозой): 1 - гданцевская свита (кварциты безрудные, сланцы графит-биотитовые); 2 - 8 - саксаганская свита: 2, 3 - седьмой горизонт (2 - железистый - кварциты магнетит-силикатные (богатые), 3 - сланцевый - кварциты магнетит-силикатные (бедные)), 4 - шестой и 5 - пятый железистые горизонты (кварциты амфибол-магнетитовые), 6 - третий, четвертый и пятый сланцевые горизонты (сланцы хлорит-биотитовые, гранат-хлорит-биотитовые), 7 - первый и второй железистые горизонты (кварциты биотит-амфибол-магнетитовые), 8 - первый и второй сланцевые горизонты (сланцы биотит-амфиболовые); 9 - 11 - скелеватская свита: горизонты: 9 - тальк-карбонатный, 10 - филлитовых сланцев, 11 - аркозовых кварцитов; 12, 13 - архей: 12 - конкская свита конкско-верховцевской серии, 13 - гранитоиды днепропетровского комплекса; 14 - зоны интенсивного смятия; 15 - разрывные нарушения; 16 - зоны брекчий; 17 - направления тектонических напряжений, связанных с развитием гранито-гнейсовых куполов. Купола: ДК - Демуринский, СК - Саксаганский. Положение рис. 2 см. на рис. 1.

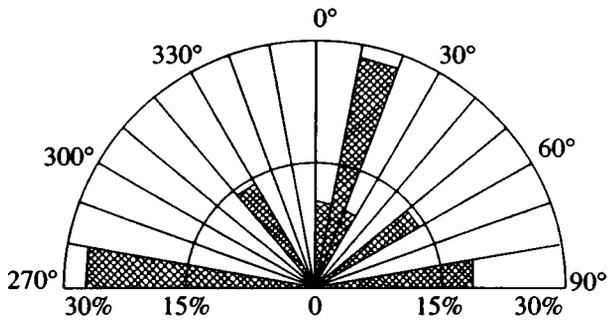


Рис. 3. Роза-диаграмма простираций разрывных нарушений Терновской структуры.

возникших в результате развития окружающих гранито-гнейсовых куполов (рис. 2).

И наконец, последняя, самая поздняя по возрасту система разрывных нарушений не может быть объяснена ни как следствие взаимодействия Криворожско-Кременчугского и Девладовского глубинных разломов, ни как результат развития межкупольной структуры. Она представлена мощными зонами днепротетровского архиплексса. Характерной особенностью этих брекчий является несоответствие состава обломков составу вмещающих их пород. Так, в составе обломков брекчий, вмещающими породами которых являются железистые кварциты и сланцы саксаганской свиты, встречаются как породы вышележащей гданцевской свиты (мраморы и безрудные кварциты), так и породы "фундамента", представленного архейскими гранитоидами днепротетровского архиплексса. Цементом этих брекчий являются магматические породы, состав которых соответствует в центральной части Терновской структуры базальту, а в периферийных ее частях в основном андезиту и трахиандезиту. Образование этой системы разрывных нарушений легче всего объяснить с помощью взрывных явлений. При этом наиболее вероятным является вулканический взрыв. Поскольку метеоритным взрывом (т.е. взрывом "сверху") невозможно объяснить наличие архейских гранитоидов фундамента в брекчиях вышележащих нижнепротерозойских пород саксаганской свиты, особенно если учесть, что "астролема" эродирована до уровня цоколя [4], а расстояние между цоколем "астролемы" и гранитным фундаментом превышает два километра.

Таким образом, общий структурный план разрывных нарушений Терновской структуры обусловлен в основном взаимодействием двух перпендикулярно расположенных систем глубинных разломов: Криворожско-Кременчугской и Девладовской (около 70% от общего количества разломов). Остальные 30% разрывных нарушений, задокументированных в Терновской структуре, представлены разрывами, сформировавшимися в результате развития гранито-гнейсовых куполов и вулканического взрыва.

Некоторые сторонники астролеменного генезиса Терновской структуры, не найдя возможности объяснить приуроченность "мишени" к древнему узлу пересечения глубинных разломов, утверждают, что астролема расположена не на их пересечении, а несколько в стороне [4]. При этом они отождествляют Криворожско-Кременчугский глубинный разлом с одной структурной линией, называемой в Криворожском бассейне Западным разломом, ширина зоны которого не превышает 100 - 150 м. А поскольку центр "мишени" не совпадает с пересечением именно этой структурной линии с Девладовским разломом, то связь Терновской взрывной структуры с пересечением глубинных разломов отрицается. Однако работами М.И. Черновского и Г.И. Каляева [9, 11] показано, что основные разрывные нарушения Криворожского бассейна: Тарапаковский, Саксаганский и Восточный разломы – проявляют тенденцию к веерообразному слиянию на глубине с Западным разломом (рис. 4). Поэтому вся зона, включающая Западный, Тарапаковский, Саксаганский и Восточный разломы, является зоной Криворожско-Кременчугского глубинного разлома, ширина которой превышает 10 км (рис. 1).

Девладовский глубинный разлом также представляет собой целую систему кулисообразно расположенных, зачастую ветвящихся разрывных нарушений шириной около 10 км. Причем ширина зон как Криворожско-Кременчугского, так и Девладовского разлома при приближении к узлу их пересечения значительно увеличивается (рис. 1). Зона пересечения в плане представляет собой несколько вытянутую в субмеридиональном направлении область (из-за сдвиговых перемещений вдоль Криворожско-Кременчугского разлома) со средней поперечной шириной более 20 км. Именно в этой двадцатикилометровой зоне и находится вся Терновская структура (рис. 1).

Как было уже указано выше, одной из особенностей Терновской структуры является наличие в ее пределах признаков шокового метаморфизма (конусов разрушения, диаплектовых стекол, планарных элементов в кварце, высокобарических форм кремнезема: коэсита и стишовита). Наличие этих признаков в структурах, подобных Терновской (Попигайской, Ильинецкой, Балтышской и др.), одними исследователями объясняется метеоритным ударом [4, 8, 12, 14, 15], а другими – взрывными вулканическими извержениями [5, 10, 18]. Так же как и Терновская, другие подобные (с признаками шокового метаморфизма) структуры древних щитов находятся в зонах пересечения крупных разломов. Например, Попигайская структура (Анабарский щит) находится на пересечении нескольких разнонаправленных глубинных разломов: Молодо-Попигайского, Муна-Анабарского и др. [5]. Ильинецкая взрывная структура на Украинском щите расположена в узле пересечения Белоцерковского и Девладовского (Центрального) глубинных разломов. Эти факты

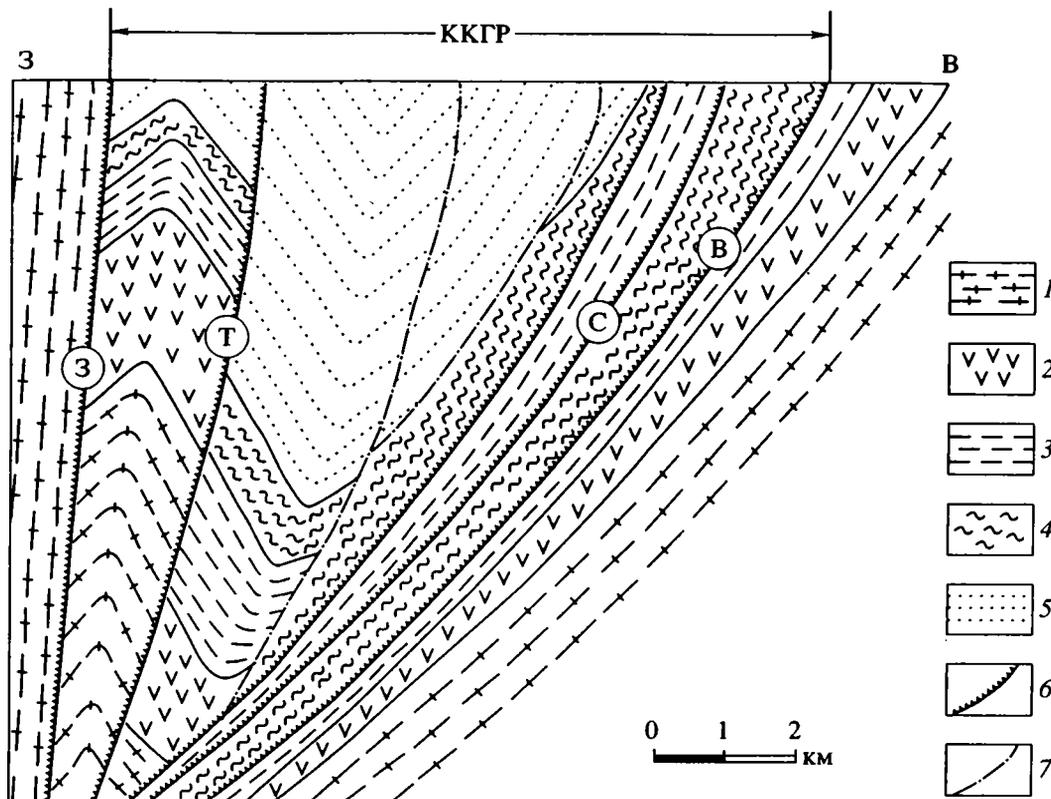


Рис. 4. Разрез через зону Криворожско-Кременчугского глубинного разлома (по [9]).

1, 2 – архей: 1 – гранитоиды днепрпетровского комплекса, 2 – амфиболиты конкско-верховцевской серии; 3 - 5 – свиты криворожской серии (нижний протерозой): 3 – скелеватская, 4 – саксаганская, 5 – гданцевская; 6 – разломы 1-го порядка (буквы в кружках: З – Западный, Т – Тарапаковский, С – Саксаганский, В – Восточный); 7 – разломы 2-го порядка: ККГР – Криворожско-Кременчугский глубинный разлом. Положение рис. 4 см. на рис. 1б.

достаточно очевидно можно объяснить вулканическим генезисом и практически невозможно – падением метеоритов. Тем не менее А.А. Вальтер и др. [4], приняв в расчет практически все известные системы разломов Украинского щита, показали, что вероятность падения метеорита в узел пересечения разломов достаточно велика. Действительно, если учесть, что Украинский щит разбит густой сетью разнонаправленных разломов, от крупных, протяженностью более 1000 км, до мелких, протяженностью которых не превышает 1 км, то даже такой сравнительно небольшой метеорит, как “Терновский”, при падении не может не попасть в зону пересечения каких-нибудь разрывных нарушений.

Однако обратимся к разломной тектонике Украинского щита. В его пределах выделяются всего четыре глубинных разлома первого ранга [11]: Немировский, Тальновский, Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлоградский (см. рис. 1а). Это древнейшие глубинные разломы архейского заложения. Они разделяют Украинский щит на мегаблоки, отличающиеся между собой формационными комплексами горных пород и их возрастными соотношениями, типами складчатости и закономерностями их размещения, характером

физических полей, глубинным строением земной коры. Эти разломы пересекают в субмеридиональном направлении весь Украинский щит и прослеживаются на север в пределы Днепровско-Донецкой впадины и Воронежского кристаллического массива, а на юг – в пределы Причерноморской впадины. По геофизическим данным они пересекают всю земную кору и уходят в мантию, образуя резкий скачок глубины залегания границы Моховичича. Заложение их произошло на самых ранних этапах развития Украинского щита, а движения по ним происходили с архея и фиксируются в наши дни. Крупнейшим поперечным глубинным разломом мантийного заложения на Украинском щите является Девладовский.

Именно к узлу пересечения одного из этих четырех субмеридиональных (Криворожско-Кременчугского) и самого крупного субширотного древнейших долгоживущих глубинных разломов приурочена Терновская структура. Подобные структуры пересечения являются наиболее благоприятными для тектоно-магматической активизации древних щитов. С ними чаще всего связаны трубки взрыва. Как было показано работами [5, 10], взрывные вулканические проявления могут приводить к шоковому метаморфизму вмещающих

пород. Поэтому представляется более вероятной связь шокового метаморфизма в Терновской структуре с вулканическим взрывом, поскольку в случае принятия астроблемной гипотезы приуроченность “мишени” к узлу пересечения древнейших долгоживущих глубинных разломов мантийного заложения выглядела бы довольно странным совпадением. Еще более невероятным совпадением

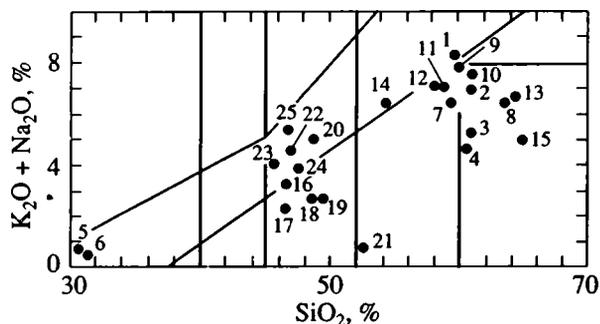


Рис. 5. Положение составов магматических пород Терновской структуры на классификационной диаграмме А.А. Маракушева.

Для Терновской структуры: 1, 3, 4, 9 – трахиандезиты, 2, 8, 10, 13, 15 – андезитодациты, 5, 6 – кимберлиты, 7, 11, 12 – андезиты, 14 – трахиандезитобазальт, 18 – базальт (среднее по 25 анализам из центральных частей даек и жил), 22 – 24 – щелочной базальт, 25 – базальтовое стекло; 16, 17, 19 – базальты из зоны пересечения: 16 – Криворожско-Кременчугского глубинного разлома с субширотными разломами Днепровско-Донецкой впадины (среднее по 31 анализу), 17 – Орехово-Павлоградского и Девладовского глубинных разломов (среднее по 33 анализам), 19 – Криворожско-Кременчугского и Никопольского глубинных разломов (среднее по 20 анализам), 20 – средний анализ щелочного базальта по Р. Дели, 21 – пироксенит.

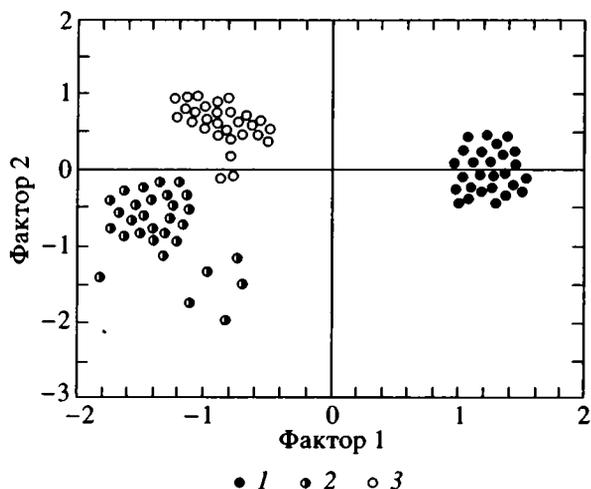


Рис. 6. Факторная диаграмма магматических, вмещающих и брекчированных пород Терновской структуры и зон пересечения глубинных разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины.

1 – магматические породы; 2 – обломки тектонических и эруптивных брекчий; 3 – вмещающие породы.

выглядит приуроченность всех “астроблем”, известных в настоящее время в пределах Украинского щита, к узлам пересечения субширотных и субмеридиональных глубинных разломов, возраст которых намного древнее возраста “мишеней”.

Как было уже указано выше, характерной особенностью Терновской структуры является наличие в ее пределах молодых магматических пород. Они залегают в виде даек, жил и тел неправильной заливообразной формы с крутыми углами падения. Широким развитием также пользуются эруптивные брекчии, состоящие из обломков пород железистых и сланцевых горизонтов, цементированных магматическими породами основного состава [18]. Одни исследователи относят магматические породы к импактитам, образовавшимся в результате теплового воздействия метеорита, расплавившего породы “мишени” [4, 15], в то время как другие исследователи считают их вулканитами [7, 13, 17]. Химический состав магматических пород, по данным опробования, проводившегося в ходе геолого-структурного картирования Первомайского и Анновского месторождений, а также по литературным данным [1 – 3, 7, 13, 17], показывает, что они представлены базальтами, трахиандезитами и андезитами (рис. 5), т.е. основными и средними магматическими породами. Химический состав обломков из взрывных брекчий соответствует химическому составу железистых горизонтов криворожской серии, а химический состав цемента – базальту. Кроме того, факторная диаграмма (рис. 6) подтверждает различие магматических (дайки, жилы) и вмещающих их пород, а также обломков и цемента в взрывных брекчиях. Они образуют отдельные поля точек, соответствующие различным породам.

Изложенные факты не позволяют отнести магматические породы Терновской структуры к импактитам. Поэтому следует принять их вулканический генезис. Результаты факторного анализа (рис. 6) показывают, что базальты, трахиандезиты и андезиты Терновской структуры, Днепровско-Донецкой впадины, а также зон пересечения субмеридиональных глубинных разломов с субширотными зонами разломов Украинского щита образовались в результате проявления одних и тех же геологических процессов, связанных с действием первого фактора. Первым фактором объясняется 87% изменчивости химического состава магматических пород в этих структурах. Примечательно также, что магматические породы Терновской структуры и аналогичные вулканиты Днепровско-Донецкой впадины обнаруживают одинаковый изотопный возраст, соответствующий позднему девону. Это позволяет связать тектоно-магматическую активизацию Украинского щита в Терновской структуре с позднедевонским этапом развития Днепровско-Донецкой впадины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного детального структурного анализа Терновского "узла" можно сделать следующие выводы.

1. Формирование общего плана Терновской структуры связано с развитием гранито-гнейсовых куполов – Саксаганского и Демуриного. Именно развитием ее как межкупольной структуры объясняется резкое изменение простирания и падения зеленокаменных и перекрывающих их железисто-кремнистых формаций Криворожско-Кременчугского пояса. Положением Терновской структуры между куполами объясняются некоторые особенности ее внутреннего строения: развитие мелких разрывных нарушений и виргация складок.

2. Внутреннее строение Терновской структуры определяется в основном положением ее в зоне пересечения древнейших долгоживущих глубинных разломов – Криворожско-Кременчугского и Девладовского. Взаимодействие этих разломов создало основной фон развития разрывных нарушений и определило сложную блоковую структуру.

3. Положение Терновской структуры в зоне пересечения глубинных разломов предопределило место тектоно-магматической активизации, проявившейся в виде взрывных вулканических процессов, приведших к шоковому метаморфизму вмещающих пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бернадская Л.Г.* Вулканические породы Днепро-Донецкой впадины. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 190 с.
2. *Бутурлинов Н.В., Панов Б.С.* Вулканизм и рудоносность Донбасса // *Геохимия и рудообразование*. 1985. № 13. С. 23 - 33.
3. *Быков И.Н.* Верхнедевонские базальты юго-восточной части Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1975. 155 с.
4. *Вальтер А.А., Рябенко В.А., Котловская Ф.И.* Терновская астроблема – новый наиболее эродированный метеоритный кратер Украинского щита // *Докл. АН УССР. Сер. Б.* 1981. № 2. С. 3 - 6.
5. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ / *Ваганов В.И., Иванкин П.Ф., Кропоткин П.Н.* и др. М.: Недра, 1985. 200 с.
6. *Гуров Е.П.* Стишовит из Терновской астроблемы // *Мин. журн.* 1982. Т. 4. № 2. С. 75 - 76.

7. *Дмитриев Э.В., Грицай Ю.Л., Сокуренок И.Г.* Субвулканические дайки трахилипаритов Криворожского железорудного бассейна // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1981. № 2. С. 28 - 34.
8. *Еременко Г.К., Яковлев В.М.* Терновская астроблема в Северном Криворожье // *Докл. АН СССР*. 1980. Т. 253. № 2. С. 449 - 451.
9. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР: Структуры месторождений и рудных районов / Под ред. Гречишниковца Н.П., Черновского М.И. Киев: Наук. думка, 1989. 156 с.
10. *Иванкин П.Ф.* Морфоструктуры и петрогенезис глубинных разломов. М.: Недра, 1991. 256 с.
11. *Калаяв Г.И., Глевасский Е.Б., Димитров Г.Х.* Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. Киев: Наук. думка, 1984. 240 с.
12. *Масайтис В.Л., Мащак М.С., Соколова И.Ю.* Гипербарические фазы кремнезема в Терновской астроблема // *Докл. АН СССР*. 1980. Т. 255. № 3. С. 709 - 713.
13. *Мордовец Л.Ф., Веригина Р.С., Кузнецова М.Н., Сокуренок И.Г., Быстров М.В., Герра М.А., Богданова Э.В., Акименко Н.М.* Субвулканические породы андезит-трахиандезитового комплекса Северного Криворожья // *Геохимия и рудообразование*. 1977. Вып. 6. С. 42 - 46.
14. *Никольский А.П.* О генезисе тридимит-гизингеритовых пород Первомайского месторождения в Криворожье // *Докл. АН СССР*. 1979. Т. 249. № 2. С. 436 - 439.
15. *Никольский А.П., Наумов В.П., Коробко Н.И.* Первомайское железорудное месторождение в Криворожье и его преобразование, обусловленное ударным метаморфизмом // *Геология руд. месторождений*. 1981. Т. 23. № 5. С. 92 - 105.
16. *Семененко Н.П.* Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений. Киев: Изд-во АН УССР, 1946. Т. 1. 254 с.
17. *Семененко Н.П., Ярощук Э.А., Великанов Ю.Ф., Сокуренок И.Н., Горностаев А.В., Ширинбеков Н.К.* Связь мезозойского платформенного вулканизма с зонами активизации в докембрии Северного Криворожья // *Геохимия и рудообразование*. 1985. № 13. С. 3 - 13.
18. *Тихонов В.А., Карпенко В.С., Кудлаев А.Р., Танцова Н.П.* Брекчиевая трубка взрыва в Северном Криворожье // *Геология руд. месторождений*. 1968. Т. 10. № 3. С. 17 - 28.

Рецензент: Е.Е. Милановский

On Genesis of the Ternovo Structure in the Krivoi Rog Basin

A. V. Plotnikov

Krivorozhski Mining Institute, Krivoi Rog

Situated in the north of the Krivoi Rog iron-ore basin, the Ternovo structure is viewed by some scientists as resulting from a meteorite impact (Ternovo astrobleme), while others tie it to a volcanic explosion. Results of a detailed instrumental geologo-structural mapping of the Ternovo structure are suggestive of its complex and compound genesis. Its general plan associates mostly with its position between two granite-gneiss domes: Saksagan and Demurino. The inner Ternovo structure results from interaction between two deep fault systems: Krivoi Rog–Kremenchug and Devladovo. The Ternovo's position at the intersection of ancient long-lived deep faults predetermined the site of the tectonomagmatic reactivation of the Ukrainian Shield, which manifested itself in explosive volcanic processes resulting in shock metamorphism of country rocks.

УДК 550.34+551.24(477)

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ГЛУБИННАЯ ТЕКТОНИКА ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

© 1994 г. А. В. Чекунов, Б. Г. Пустовитенко, В. Е. Кульчицкий

Институт геофизики АН Украины, Киев

Поступила в редакцию 26.03.93 г.

Обнаружена сейсмичность центральной “безгранитной” части Черноморской впадины. Ранее она считалась асейсмичной. По особенностям проявления сейсмичности проведено районирование впадины и ее обрамления. Во впадине эпицентры землетрясений группируются в цепочки-линеаменты диагональной ориентировки, разделяющие крупные блоки. Распределение сейсмичности по вертикали позволяет подразделить тектоносферу Черноморского региона на четыре главных этажа, различающихся упруго-прочностными свойствами: осадочный, кристаллическая кора – наиболее хрупкий, верхнемантийный – более пластичный и, глубже, – мантийный существенно гомогенный. Отмечается азимутальное несогласие структур на разных этажах. Верхнемантийный пластичный этаж, видимо, связан с астеносферой. Он наиболее приподнят под глубоководной “безгранитной” частью Черноморской впадины, и, по-видимому, именно он ответствен за ее формирование. Здесь вероятно существование мантийного астенолита (астенолитов?).

Как известно [2, 9, 18 и др.], Черноморский регион является областью активной “живой” тектоники и сейсмичности. Так как эти явления взаимосвязаны, изучение пространственного и временного распределения сейсмических очагов, выделяемой ими энергии, выявление сейсмических неоднородностей и составление скоростных моделей имеют первостепенное значение для познания глубинного строения тектоносферы региона и процессов, происходящих в ней.

До сих пор считалось, что центральная глубоководная часть Черноморской впадины асейсмична. Соответственно при оценке сейсмической опасности в качестве зон генерации сильных землетрясений рассматривались только тектонические структуры континентального склона и побережья [7].

В последнее время выполнена большая работа по обобщению данных сейсмологических наблюдений в Черноморском регионе за инструментальный период с 1927 г. [6]. В результате установлено, что центральная часть Черного моря также сейсмически активна, хотя и меньше, чем структуры обрамления. По признакам сейсмической активности проведено районирование региона. Определены закономерности распределения очагов землетрясений и выделяемой ими энергии по вертикали. В совокупности это позволяет сделать ряд тектонических выводов.

Сейсмическое районирование. Из рис. 1 видно, что основная часть эпицентров и наибольшая выделенная энергия за рассмотренный период приурочены к краевым частям Черного моря – границам Черноморской впадины. Сейсмическими процессами охвачена также центральная “безгранитная” часть этой структуры. По сходным особенностям проявления сейсмичности в Черно-

морской впадине и ее обрамлении выделяются следующие основные зоны: *А* – Центральночерноморская (“безгранитная”); *Б* – Южнобережно (Крымско)-Кавказская; *В* – Северо-Анатолийская; *Г* – Мраморного моря; *Д* – Скифская; *Е* – Вранча. В центре зоны *А* находится перемычка с “гранитным” слоем небольшой мощности (*А'*), соединяющая с северо-запада на юго-восток крымское и турецкое побережья и соответствующая валу Андрусова [3, 10]. Северное ограничение Южнобережно (Крымско)-Кавказской зоны (*Б*) в свете новых данных [5, 16] проводится от Западно-Кубанского прогиба через Южно-Азовский разлом, севернее мыса Казантип на Керченском полуострове, к Судаку–Алуште–Ялте–Севастополю, т.е. в крымской части существенно севернее, чем принималось ранее. Сооружение Горного Крыма рассматривается как приподнятая краевая часть распахнутой севернее сейсмически спокойной Скифской плиты (зона *Д*) [15]. Западнее Одесского субмеридионального разлома [17] Крымская Южнобережная зона не прослеживается.

Южная часть зоны *Б* и северная зоны *В* находятся под водами Черного моря, образуя его шельф и континентальный склон. Сейсмическая активность в области Мраморного моря (зона *Г*) связана, вероятно, с формированием его структуры и входит составной частью в Северо-Анатолийскую зону. Не исключено, впрочем, что здесь проявляется влияние расположенного южнее крупного Эгейского астенолита [14]. Сейсмоактивный район Вранча с глубоководными очагами (зона *Е*) территориально близок Черному морю, однако, как и вся Карпатская дуга в целом, генетически связан с глубинными процессами в Паннонии.

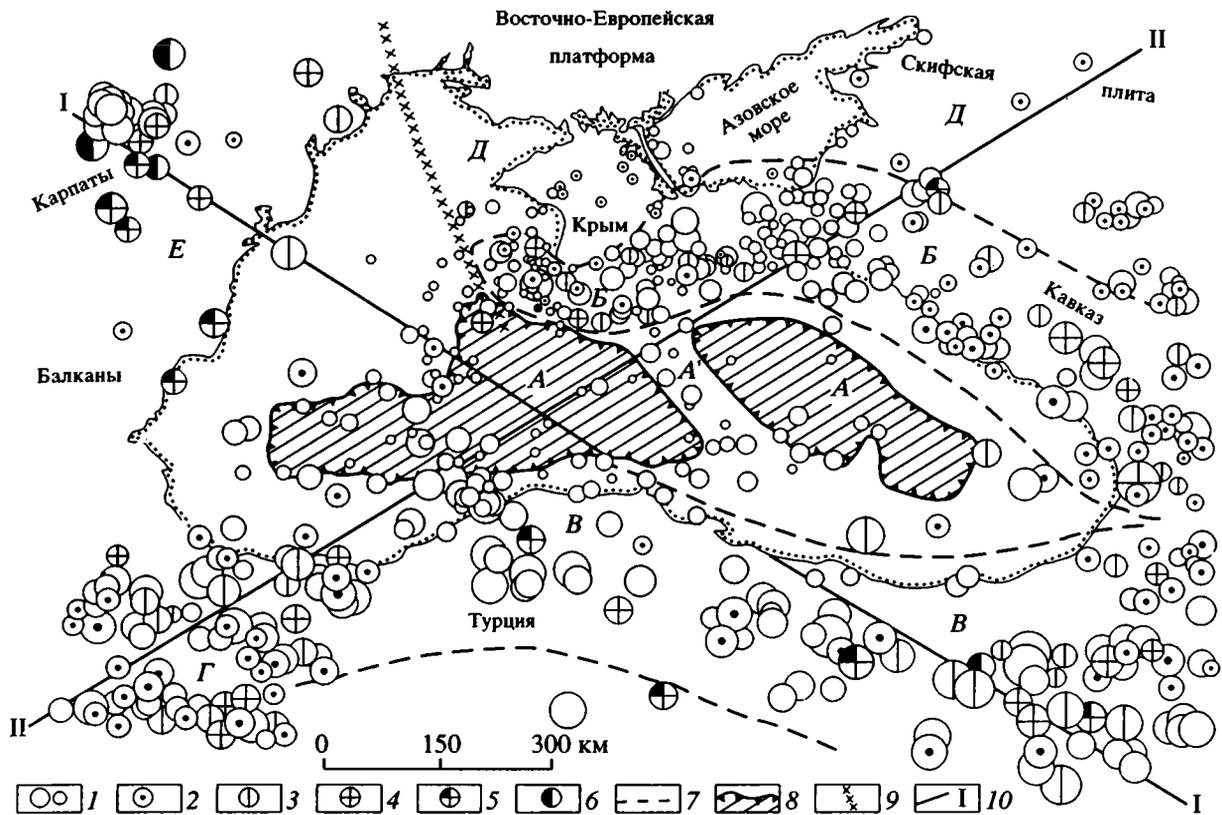


Рис. 1. Схема Черноморского региона с сейсмическими зонами и разрезами по профилям.

1 – очаги землетрясений (размеры кружков пропорциональны магнитуде); 2 - 6 – глубины очагов, км: 2 – 0 - 15, 3 – 15 - 30, 4 – 30 - 50, 5 – 50 - 100, 6 – 100 - 150; 7 – контуры зон сейсмичности; 8 – “безграничная” часть Черноморской впадины; 9 – Одесский разлом; 10 – положение разрезов I-I и II-II (рис. 3). Буквенные обозначения А - Е расшифрованы в тексте.

Особенности сейсмичности глубоководной части Черноморской впадины. Эпицентры землетрясений Черноморского бассейна распределены в пространстве не случайным образом, а имеют тенденцию группироваться в “цепочки” (линеаменты?) и крупные “пятна” (места пересечения вытянутых линеаментов), образуя крупные кластеры (рис. 2). Протяженные сейсмические линеаменты ориентированы в основном в диагональных направлениях северо-западного и северо-восточного простираний, маркируя и разделяя всю Черноморскую впадину на ряд блоков. Два наиболее крупных и хорошо выделяемых блока (II и IV) расположены практически симметрично относительно центра впадины и имеют близкие линейные размеры (около 150 × 150 км). Размеры других блоков (I и III) примерно в 1.5 - 2 раза меньше, и их контуры менее четко выражены. Внутри блоков землетрясений с $K > 10$ пока не отмечено. Наибольшая плотность потока сейсмической энергии выявлена в западной части впадины.

Угловой коэффициент графика повторяемости землетрясений, связанный с дробностью геофизической среды, оценен по материалам наблю-

дений за период 1933 - 1984 гг. В первом варианте учтены только землетрясения, строго попадающие во внутреннюю часть впадины, где отсутствует “гранитный” слой. Во втором – близлежащие эпицентры на расстоянии до 20 км от границ впадины, поскольку координаты эпицентров и сама граница определяются с погрешностью.

Отмечен низкий угловой коэффициент графика повторяемости землетрясений ($\gamma = 0.22$), т.е. примерно в два раза меньше, чем для области континентального склона вблизи Крыма ($\gamma = 0.44$). Это указывает на то, что среда в районе внутренней части Черноморской впадины менее раздроблена, а накопленная энергия выделяется в основном по более крупным разрывам. В работе [4] показано, что наибольшие очаги землетрясений с магнитудой $M > 7$ возникают в районах с низкими значениями γ . Не являются ли полученные нами данные указанием на возможность возникновения сильных землетрясений в районе Черноморской впадины, по силе превосходящих известные крымские землетрясения с $M = 6.8$? С какими структурами они могут быть связаны? Наличие крупных блоков в Черноморском бассейне, ограниченных протяженными сейсмическими

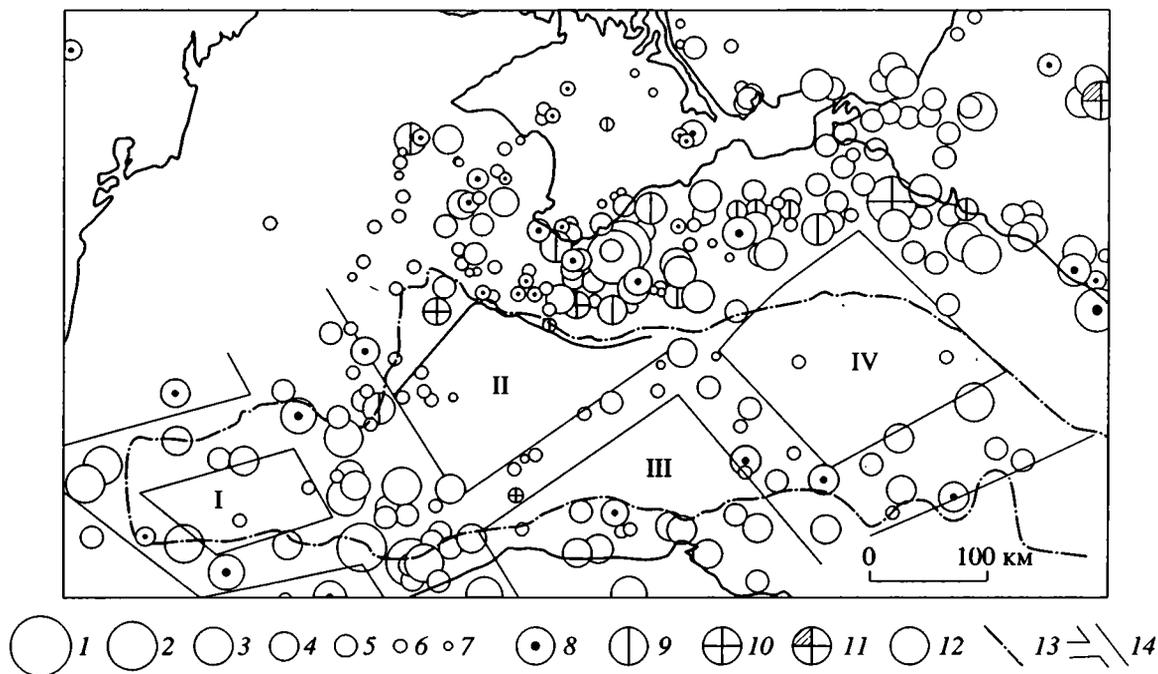


Рис. 2. Схема эпицентров землетрясений Черноморского региона.

1 - 7 - эпицентры землетрясений 1900 - 1986 гг.: 1 - $M \geq 7.5$, 2 - $6.5 \leq M \leq 7.4$, 3 - $5.5 \leq M \leq 6.4$, 4 - $4.5 \leq M \leq 5.4$, 5 - $3.5 \leq M \leq 4.4$, 6 - $2.5 \leq M \leq 3.4$, 7 - $1.5 \leq M \leq 2.4$; 8 - 12 - глубины очагов, км: 8 - 0 - 15, 9 - 15 - 30, 10 - 30 - 50, 11 - 50 - 100, 12 - без определения глубины; 13 - контур области с "безграничной" земной корой; 14 - сейсмические линеаменты. Римские цифры расшифрованы в тексте.

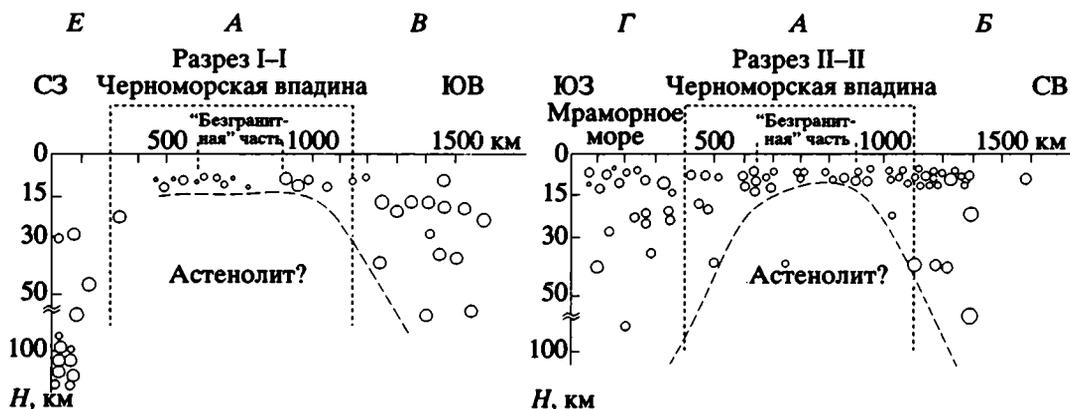


Рис. 3. Распределение эпицентров землетрясений по глубине вдоль разрезов I-I и II-II (рис. 1). Толстый пунктир - контур предполагаемого астенолита. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

линеаментами длиной около 200 км, не противоречит возможности возникновения очагов с $M \approx 7 - 7.5$.

Распределение очагов и энергии по глубине. Из рис. 3 видно, что в зоне А очаги землетрясений располагаются на глубинах до 15 км. Если учесть, что мощность осадочной толщи составляет 10 - 15 км [2], то понятно, что "потрескивают" только самые верхи кристаллической коры, представленной здесь "базальтовым" слоем. В местах появления "гранитного" слоя (зоны В и В'), а

также в подзоне А' (вал Андрусова) сейсмическая активность увеличивается и глубины очагов растут.

В зоне В, а еще значительно в зонах В и Г глубина очагов возрастает соответственно до 50 - 100 км. Особенно глубокие очаги зарегистрированы в зоне Вранча (до 190 - 200 км). Таким образом, "безграничная" часть Черноморской впадины с севера, востока и юго-запада окружена уходящими на глубину сейсмоактивными зонами.

Энергетически в зонах А и Д нет магнитуд более 5, преобладают значения менее 4 (рис. 4).

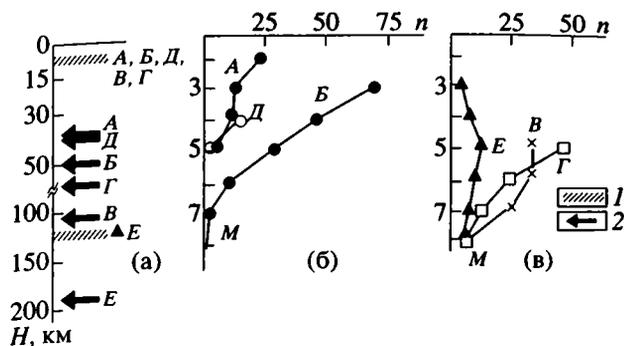


Рис. 4. Распределение по зонам сейсмичности (а) и магнитуд (б, в) землетрясений.

1 – максимум выделившейся энергии; 2 – нижняя кромка сейсмичности. А - Е – зоны сейсмичности по рис. 1. М – магнитуда, Н – глубина, n – количество.

То же наблюдается и в зоне В, однако здесь уже довольно много магнитуд 5 - 6, есть единичные ≈ 7. Иная картина в зонах В, Г и Е, где большой энергетический вклад вносят источники с М = 5 и более, вплоть до 8.

Во всех зонах, кроме Вранча, общее количество выделившейся энергии с глубиной уменьшается. Больше всего энергии выделилось в верхнем 15-километровом этаже, при этом максимальные показатели в зонах В, В и Г и обрамляющих Черноморскую впадину. Явление уменьшения суммарной энергии землетрясений с глубиной вполне объяснимо снижением хрупкости пород. Особенно быстро это происходит в зонах А и Д. Если под Скифской плитой это связано со спокойствием потерявшей активность стабилизированной платформы, то в центральной части Черного моря может указывать на аномально быстрое увеличение пластичности в материале “живого” глубинного астенолита, согласно модели [13].

Глубинный структурный план. Простираения рассмотренных сейсмогенных зон видны из рис. 1. Определяющей является субширот-

ная вытянутость при диагональной ориентировке отдельных сегментов. Исходя из глубинности очагов можно думать, что эти закономерности направлений сохраняются до уровня ~100 км, затем простираения меняются на юго-запад-северо-восточные (рис. 5). Здесь же уменьшается дифференциация скоростей сейсмических волн [1], что свидетельствует о нарастающей с глубиной гомогенности материала.

Этажи тектоносферы. Идеи разноэтажной тектоники в настоящее время активно развиваются [11, 12 и др.]. Применительно к тектоносфере в целом они в большей степени основываются на теоретических представлениях об изменениях реологических свойств меняющейся по составу геологической среды в термодинамических условиях больших глубин. Приведенный экспериментальный материал, в сочетании с данными других методов и геологии, подкрепляет эти построения и позволяет выделить в тектоносфере Черноморского региона следующие главные этажи:

1. Осадочный. Его толщина и внутренняя структура изучены достаточно хорошо геологическими, геофизическими методами и бурением. Землетрясения определяются в первую очередь движениями консолидированного основания, причины которых находятся в более глубоких этажах. Внутри осадочного комплекса выделяются более дробные структурно-вещественные ярусы с хрупкими и пластическими деформациями, которые здесь не рассматриваются.

2. Верхний – в кристаллической коре, наиболее хрупкий. В силу его свойств в нем возникает наибольшее число землетрясений, имеющих среднюю и малую интенсивность. Их суммарная энергия, однако, доминирует в общей сейсмической активности региона.

3. Нижний – в мантии, более пластичный. Видимо, он связан с астеносферой и его глубинные отметки отражают верхний уровень ее влияния (рис. 3). Он наиболее приподнят под глубоководной “безграничной” частью Черноморской

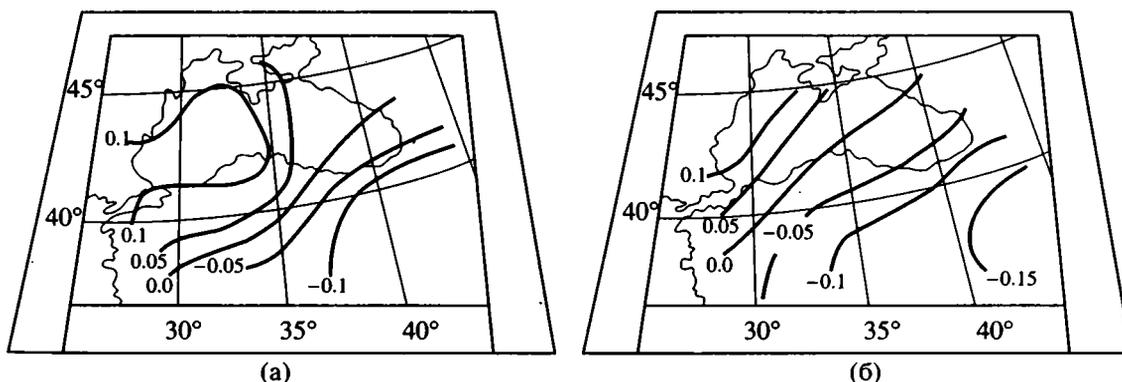


Рис. 5. Скоростные неоднородности верхней мантии Черноморского региона на уровнях глубин: а – 50 и б – 150 км [1]. На изолиниях – поправки к скорости сейсмических волн – Δv км/с (относительно стандартного разреза Джеффриса).

впадины, где вероятно существование астеносферного астенолита. Именно он, по-видимому, ответствен за формирование впадины [13]. На боковых контактах с верхним хрупким этажом вследствие различия свойств и дифференцированности движений возникают срывы и другие деформации, приводящие к землетрясениям. В северо-западном секторе впадины астенолит, очевидно, вырождается, поэтому здесь отсутствует соответствующее горноскладчатое обрамление с сейсмоактивной зоной. Тектонически этот район можно рассматривать как перикратонный прогиб расположенной севернее платформы.

4. Наиболее глубинный, существенно гомогенный. Простирается выделяемых в нем структур ЮЗ–СВ, резко отличное от этажей, расположенных выше. “Корни” Черноморской впадины уже не прослеживаются. Как уже отмечалось в [1], простирающиеся структур этажа совпадают с направлением сквозьлитосферных трансрегиональных линеаментов, намеченных в [8]. Возможно, что эти линеаменты диагональной ориентировки отражают ротационную динамику планеты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гобаренко В.С., Нестеров А.Н. Строение верхней мантии Черного моря по данным Р-волн // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1990. № 6. С. 8 - 11.
2. Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. 358 с.
3. Москаленко В.Н., Маловицкий Я.П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 9. С. 23 - 31.
4. Полякова Т.П. Сейсмичность центральной части Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1985. 160 с.
5. Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Борисенко С.Л. и др. Рой землетрясений 8 - 10 апреля 1987 г. в северо-западной части Керченского полуострова (Крым) и их возможная геолого-тек-

- тоническая интерпретация // Геофиз. журн. 1988. № 3. С. 37 - 47.
6. Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Горячун А.В. Землетрясения Крымско-Черноморского региона (инструментальный период наблюдений 1927 - 1986 гг.). Киев: Наук. думка, 1990. 190 с.
 7. Сейсмическое районирование СССР / Под ред. Медведева С.В. М.: Наука, 1968. 476 с.
 8. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Принципиальные черты строения литосферы Украины // Геофиз. журн. 1985. № 6. С. 43 - 54.
 9. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. М.: Наука, 1989. 162 с.
 10. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
 11. Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция // Геодинамика и развитие тектоносферы: Тез. докл. XXIII Всесоюзного тектонического совещания. М.: Наука, 1990. С. 52 - 53.
 12. Чекунов А.В. Принципы строения и эволюции тектоносферы юга Европейской части СССР // Геотектоника. 1987. № 5. С. 25 - 41.
 13. Чекунов А.В. Проблемы Черноморской впадины // Геофиз. журн. 1987. № 4. С. 3 - 25.
 14. Чекунов А.В. Глубинные мотивы тектогенеза // Геофиз. журн. 1988. № 5. С. 3 - 12.
 15. Чекунов А.В. Крым в системе разломов Черноморского региона // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1990. № 3. С. 20 - 24.
 16. Чекунов А.В., Гавриленко Н.М., Шнюков Е.Ф. и др. Геологическая структура и геодинамика района Крымской АЭС // Геофиз. журн. 1990. № 3. С. 3 - 27.
 17. Чекунов А.В., Гаркаленко И.А. Одесский глубинный разлом и его продолжение на Русской платформе и в Черном море // Геофиз. сб. АН УССР. Киев: Наук. думка, 1969. Вып. 31. С. 25 - 41.
 18. Monograph on the Black Sea // Boll. Geof. Teor. Appl. Trieste, 1988. V. XXX. № 117/118. 324 p.

Рецензент: Е.Е. Милановский

Seismicity and Depth Tectonics of the Black Sea Depression and Its Framing

A. V. Chekunov, B. G. Pustovitenko, V. Ye. Kul'chitsky

Institute of Geophysics, Ukraine Academy of Sciences, Kiev

The central, “granite-free” portion of the Black Sea depression was found to be seismic, with the respective seismicity zones in the depression and its framing. In the depression, earthquake epicenters group in chains of diagonal lineaments that separate major blocks. The vertical zonation of seismicity outlines four major levels of the Black-Sea tectonosphere different in their strength properties: a sedimentary level; the most brittle level of the crystalline crust; a more plastic one of the upper mantle, and a predominantly homogeneous level of the deeper mantle. Structures at different levels show azimuth unconformity. The upper-mantle, plastic level must be related to the asthenosphere. It comes closest to the deep-water “granite-free” part of the Black Sea depression and must be responsible for its formation. A mantle asthenolith (asthenoliths?) can be inferred there.

УДК 552.313/551.242(265/266)

ВАРИАЦИИ СОСТАВА ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ, ПОЛУЧЕННЫХ НА ПОЛИГОНАХ РАЗЛОМА МЕНДОСИНО (ТИХИЙ ОКЕАН)

© 1994 г. Е. Н. Меланхолина*, Б. В. Баранов**, М. В. Кононов**, С. М. Ляпунов*, Г. Б. Рудник**, Х. М. Саидова**, Л. В. Тихонов***, О. А. Шмидт****

*Геологический институт РАН, Москва

**Институт океанологии РАН, Москва

***Институт физики Земли РАН, Москва

****Лаборатория региональной геодинамики РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.11.92 г.

В результате проведения драгирования на разломе Мендосино были получены базальты, их туфы, гналокластиты, долериты и габбро-долериты позднемелового и палеогенового возраста. Петрологические и геохимические исследования пород показывают их принадлежность четырем самостоятельным комплексам, имеющим состав толеитов *N*- и *T*-типов *MORB*, *P*-типа *MORB* (?) и щелочных базальтов. Обсуждается вероятность образования толеитов *T*-типа (возможно, и более обогащенных) в ходе фракционирования расплава, имевшего первоначальный состав *N*-типа *MORB*. Кристаллизация высокотитанистых базальтов *P*-типа (?) предположительно реконструируется в камерах, сформированных в конце позднего мела и в эоцене при продольном продвижении спрединговой зоны через трансформный разлом на участки ранее сформированной океанической коры. Приводятся данные, свидетельствующие о развитии внутренних нарушений во втором слое, о продолжении деформаций в пассивной части разлома Мендосино.

Изучение вариаций базальтовых серий становится все более необходимым для тектонических реконструкций. Особенно это относится к абиссальным толеитовым сериям, характер выплавления и фракционирования которых проливает свет на обстановку развития океанического спрединга. Обширный материал по современным океаническим базальтам позволяет судить о пространственных неоднородностях спрединговых зон. Но весьма ограниченными остаются наши знания о древних базальтовых комплексах океана, важных для историко-тектонических реконструкций. Для их сравнительного изучения в Тихом океане было предложено опробование разновозрастных выходов второго слоя в единой полосе вдоль разлома Мендосино¹. Такое опробование пока только начато. Полученные материалы представляют пример весьма сложных вариаций состава океанических базальтов, позволяют обсудить некоторые причины таких вариаций и ориентировать постановку дальнейших работ на разломе Мендосино.

К настоящему времени для толеитовых базальтов океанического дна определенно выявлена значительная изменчивость состава, с выделением *N*-, *T*- и *P*- (или *E*-) типов *MORB* [16, 17, 20 и др.]. Геохимические различия базальтоидов связываются преимущественно с неоднородностью их мантийных источников [6 и др.]. В ранних работах по Атлантическому океану Л.В. Дмитриевым с соавторами такая связь обсуждалась для двух крупных провинций, различающихся по петрохи-

мии молодых базальтовых стекол. При более детальном районировании современной "нулевой" зоны Срединно-Атлантического хребта к северу от экватора в нем было обнаружено чередование не менее десяти сегментов, генерирующих базальты *N*- и *P*-типов *MORB* [1, 2, 13, 17].

Продолжение исследований в океане выявляет все более сложную картину распространения и взаимоотношений разных типов пород. Их образцы в ряде случаев встречаются в одной скважине [8], в едином обнажении и даже в материале одной драгировочной станции, как это наблюдалось при опробовании зоны разлома Зеленого Мыса [5]. Имеющиеся анализы, по-видимому, позволяют допускать наличие взаимопереходов между базальтами разного состава и предполагать единство полученных сложных комплексов. При работах на разломах Нова и Кларирон изучение полных комплексов пород, включая глубинные и излившиеся разности, показало значительное влияние ранней фракционной кристаллизации на формирование типов базальтоидов [4]. В целом пока остается неясным, насколько ход фракционирования расплава может определять изменение его геохимической специфики. Разработка этой проблемы, сбор данных по вещественному составу базальтоидов представляется необходимым для подхода к обоснованным тектоническим реконструкциям зон палеоспрединга. Предлагаемая статья написана в ходе накопления данных для их предварительного обсуждения.

Рассматриваемая коллекция пород с разлома Мендосино получена в 42-ом рейсе НИС "Дм. Менделеев" на двух полигонах: IV в районе 165° з.д. и

¹ Работы проводились по проекту "Глубинные геосферы" под руководством академика Ю.М. Пушаровского.

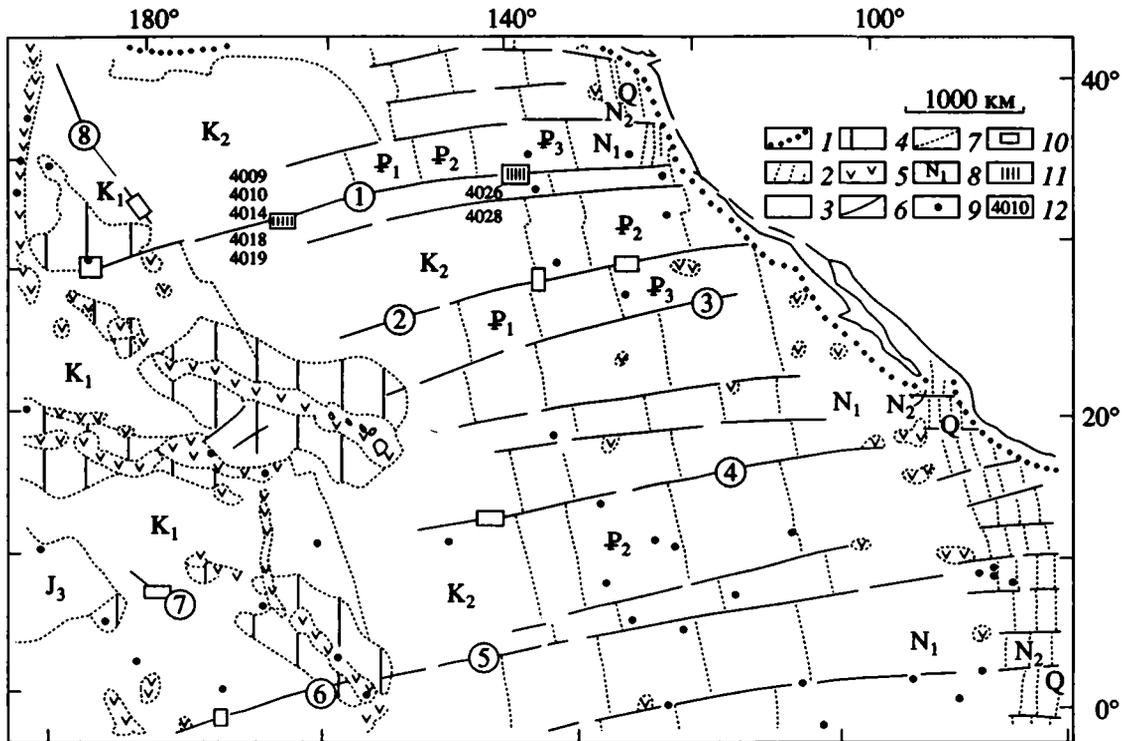


Рис. 1. Тектонические структуры северо-восточной части Тихого океана и расположение драгировочных полигонов (с использованием [10] и других данных).

1 – граница континент–океан; 2–6 – главные тектонические элементы Тихоокеанской плиты: 2 – Восточно-Тихоокеанское поднятие, 3 – абиссальные котловины, 4 – древние океанические поднятия, 5 – наложенные вулканические зоны, 6 – зоны разломов; 7 – границы тектонических элементов и зон с разным возрастом коры; 8 – возраст второго океанического слоя; 9–11 – районы опробования второго слоя: 9 – скважины глубоководного бурения, достигшие базальтов, 10 – драгировочные полигоны 23, 28 и 42 рейсов НИС “Дм. Менделеев”, 11 – полигоны, обсуждаемые в статье; 12 – номера драгировочных станций. Цифрами в кружках обозначены разломы: 1 – Мендосино, 2 – Меррей, 3 – Молокаи, 4 – Кларион, 5 – Клиппертон, 6 – Нова, 7 – Магелланов, 8 – Императорский.

В на 145° з.д. (рис. 1). Породы характеризуют участки коры туронского (?) и палеогенового возраста. При отработке полигонов батиметрические наблюдения были выполнены Л.П. Волокитиной, непрерывное сейсмическое профилирование – В.Е. Милановским и О.В. Левченко. Драгировки, проведенные авторами, дали большой объем каменного материала, представленного долеритами, базальтами, их туфами и гиалокластитами (табл. 1). Силикатный анализ валовых проб пород проведен в химической лаборатории ГИН РАН, рентгенофлуоресцентный и нейтронно-активационный анализы – в лаборатории БГГЭ ИМГРЭ.

Как известно, трудности изучения древней океанической коры связаны с ее тектонизацией и перемешиванием пород, первоначально формировавшихся обособленно, а также со вторичными изменениями пород, появлением новых минеральных фаз и нарушением соотношений химических элементов. Однако данные по наиболее стабильным элементам: Ti, Zr, Y, Nb, Hf, отчасти редкоземельным элементам могут служить опорными при рассмотрении и сопоставлении древних магматических комплексов. Содержания легкоподвижных компонентов были использованы на-

ми преимущественно для качественной характеристики пород и корректировались изучением минералогического состава. При подготовке образцов к анализам проводилась очистка проб от минералов миндалин. При обсуждении составов измененных пород выводы об их серийной принадлежности делаются в статье с определенной долей условности. В ряде случаев приводится сравнение комплексов с изученными на других тихоокеанских разломах и в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия.

БАЗАЛЬТОИДЫ ПОЛИГОНА IV

Разломный уступ Мендосино на полигоне IV, видимо, включает сложный коровый разрез, с вмещением базальтоидов разного состава и условий происхождения (рис. 2). Часть пород (I комплекс), несомненно, имеет позднемиоловый возраст, как это устанавливается по данным Х.М. Саидовой, определившей из осадков ст. 4008 ряд перотложенных планктонных фораминифер позднего турона – кампана. Этому соответствует и близкое расположение магнитной аномалии 34, датирующей подошву кампана. Образцы ст. 4019 могут

Таблица 1. Данные драгирования в зоне разлома Мендосино (по станциям 42-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев")

№ станции	Район работ	Координаты		Интервал глубин, м	Количество материала, кг	Описание образцов
		Широта	Долгота			
Полигон IV						
4009	Южный склон приразломного хребта	37°01.4' с.	165°06.6' з.	4300 - 4200	150	Фрагменты подушек пиллоу-лав и мелкие обломки базальтов и долеритов; обломки вулканического стекла и осадочных пород; Fe-Mn конкреции
4010	Северный склон приразломного хребта	37°05.2' с.	165°08.7' з.	4500 - 4200	300	Глыбы (до 40 см) и обломки, представляющие фрагменты подушек и лавовых труб базальтов; обломки их туфов, гиадокластитов, долеритов и габбро-долеритов; Fe-Mn конкреции
4014	»	37°05.6' с.	165°11.9' з.	4100 - 4000	0.5	Обломки базальтов и Fe-Mn корки
4018 (трубка)	Вершина приразломного хребта	37°01.0' с.	165°10.0' з.	2900	0.3	Щебенка базальтов; осадки
4019	Южный склон приразломного хребта, вблизи его подножия	36°59.5' с.	165°08.1' з.	5500 - 5200	20	Глыбы (до 50 см) и обломки базальтов, гиадокластитов, долеритов; Fe-Mn конкреции
Полигон V						
4026	Вершина подводной горы	39°43.5' с.	145°45.7' з.	2200	400	Глыбы (до 20 см) и обломки базальтов, фосфоритов; Fe-Mn конкреции и корки
4028	Южный склон приразломного хребта	40°05.4' с.	145°10.4' з.	4200 - 3900	250	Обломки (до 15 см) базальтов, долеритов, вулканического стекла; Fe-Mn конкреции и корки
4022 (трубка)	»	40°05.0' с.	145°11.0' з.	3900	0.2	Щебенка базальтов; осадки

принадлежать комплексу, более молодому или же формировавшемуся обособленно (II комплекс).

I комплекс пиллоу-базальтов, долеритов и габбро-долеритов, обнаженный на глубинах от 2900 до 4500 м на южном и северном склонах приразломного хребта, достаточно однороден по составу. На станциях 4009, 4010, 4014 и 4018 он представлен типичными абиссальными толеитами. Породы оливин-плаггиоклаз-порфиновые, обычно с умеренным или малым содержанием вкрапленников (3 - 10% объема породы)² и меняющейся ролью оливина и плаггиоклаза в них.

В мегакристаллах, особенно характерных для образцов долеритов, глубинный плаггиоклаз (I генерации) представлен лабрадор-битовнитом (An_{70} , плохо определим). В фенокристаллах (II генерации) это лабрадор (An_{60-65}) и в лейстах основной массы (III генерации) - андезин (An_{45}). Оливиновые

² При таком содержании вкрапленников состав породы приблизительно соответствует составу расплава.

вкрапленники обычно полностью разложены и замещены боулингом, хлоритом, тальком и гидроокислами железа. В отдельных участках в базальтах и долеритах (например, в обр. 4010/2, 4010/15а) наблюдается заметное обогащение вкрапленниками оливина (до 20 - 30% породы), иногда с присутствием зерен двух генераций. В оливиновые вкрапленники изредка включены выделения сфена. Встречаются гломеропорфиновые сростки плаггиоклаза и оливина с одинаковой степенью идиоморфизма этих минералов.

Основная масса в базальтах и долеритах сложена плаггиоклазом и пироксеном, измененным стеклом и в подчиненном количестве рудным минералом. В обр. 4010/4 и 4010/15в видны также зернышки оливина, кристаллизующиеся обычно в интерстициях базальтов повышенной щелочности. Структура основной массы пород чаще долеритовая и микродолеритовая, пойкилоофитовая, офитовая или интерсертальная, с наличием отдельных мелких пор. В единичных образцах

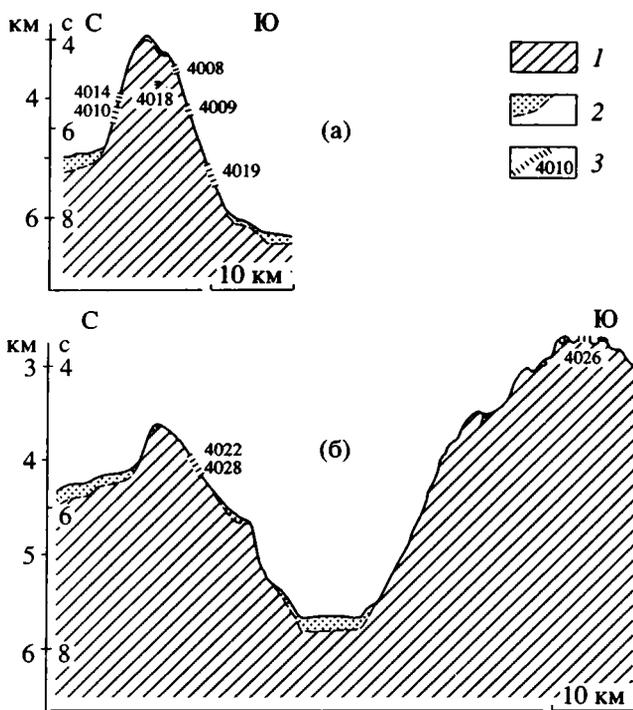


Рис. 2. Строение разрезов второго океанического слоя на полигонах разлома Мендосино (профили драгирования полигонов: а – IV, б – V), с использованием данных В.Е. Милановского и О.В. Левченко.

1 – акустический фундамент по НСП; 2 – распространение акустически прозрачных осадков; 3 – станции драгирования и их номера (ст. 4018 расположена в глубоко врезанном каньоне).

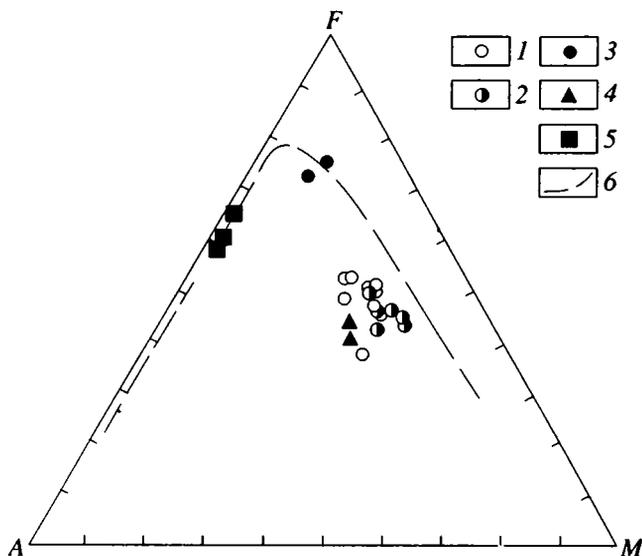


Рис. 3. Диаграмма *AFM* пород разломной зоны Мендосино.

1, 2 – породы I комплекса: 1 – базальты, 2 – долериты и габбро-долериты; 3 – 5 – базальты комплексов: 3 – II, 4 – III, 5 – IV; 6 – скаергаардский тренд дифференциации.

встречены слабо раскристаллизованные базальты, обычно с зародышево-вариолитовой структурой и вкрапленниками оливина.

Минералы основной массы пород в разной степени претерпели вторичные изменения. В базальтах ст. 4010 почти исключительно наблюдается образование в интерстициях смектитов и в одном случае глауконита, отвечающих низкотемпературным условиям изменений. На остальных станциях породы претерпели хлоритизацию, происшедшую в более высокотемпературных условиях.

Петро- и геохимическое изучение базальтов и долеритов I комплекса показывает их преимущественную принадлежность среднедифференцированным толелитам *N*-типа *MORB* (табл. 2, 3; рис. 3). Уровень содержаний как главных петрогенных окислов, так и элементов-примесей в большинстве образцов близок к установленному в породах Восточно-Тихоокеанского поднятия [14], разлома Нова [4] и ряда других структур³. На диаграмме *AFM* составы пород соответствуют средней части скаергаардского тренда, но несколько смещены в сторону *AF* в результате развития вторичных изменений. Величина отношения FeO^*/MgO возрастает от 1 до 2 при одновременном уменьшении значения CaO/TiO_2 от 11.2 до 4.2 и содержания Al_2O_3 – от 16.99 до 15.49%. Параллельно происходит повышение щелочности базальтоидов и концентрации в них многих элементов-примесей (рис. 4).

Несмотря на определенную измененность образцов, последовательное обогащение их рядом элементов-примесей, включая и легкоподвижные, прослеживается достаточно отчетливо. Поведение титана в ходе дифференциации оказывается аналогичным другим некогерентным элементам. Скорость накопления Ti, Zr, Hf, Y, Sr (?) сравнима с установленной для пород разлома Нова. Накопление Nb, Ba, Rb, Sc, La оказывается более интенсивным, так что по составам наиболее дифференцированных разностей базальтоидов наблюдается переход к *T*-типу *MORB* (по [17]). При этом индикаторное отношение $(Nb/Zr)_N = 0.2 - 0.4$ сохраняется постоянным во всем комплексе и отвечает породам *N*-типа *MORB*.

Наиболее примитивные разности долеритов (4010/2 и 4010/3а) имеют 6-кратное обогащение легкими лантаноидами по сравнению с хондритом и отношение $(La/Sm)_N$, равное 0.4 (рис. 5). По мере возрастания дифференцированности пород обогащение повышается до 15-кратного, а величина отношения $(La/Sm)_N$ – до 0.7 - 0.8. В образцах 4010/15в и 4010/4, где обогащение достигает 25 - 30-кратного, величина $(La/Sm)_N$ увеличивается вплоть до 1.3. Именно эти образцы наиболее обогащены и другими крупноионными литофильными элементами. Содержание TiO_2 возрастает в них до 2.16%. Обогащение базальтоидов лантаном и рядом легкоподвижных элементов-примесей со-

³ По сравнению с породами Императорского разлома [3] I комплекс оказывается более обогащенным большинством элементов-примесей.

Таблица 2. Состав базальтоидов разломной зоны Мендосино, вес. %

Компоненты и параметры	Полигон IV										
	I комплекс										
	4009/1	4009/3	4009/4	4010/2	4010/3	4010/3а	4010/4	4010/5а	4010/5б	4010/6а	4010/8а
SiO ₂	48.61	46.96	47.17	46.66	46.64	47.05	47.20	46.72	46.21	45.74	47.25
TiO ₂	1.43	2.07	1.43	1.20	1.76	1.12	2.16	1.28	1.77	1.76	2.39
Al ₂ O ₃	16.46	16.99	15.82	16.53	16.17	15.98	15.49	17.03	15.50	16.10	15.68
Fe ₂ O ₃	4.35	5.90	3.33	5.33	6.07	5.01	7.29	7.61	7.27	7.19	7.93
FeO	6.21	1.90	6.71	3.98	3.79	4.27	3.78	2.59	3.70	3.57	3.16
MnO	0.18	0.16	0.17	0.14	0.14	0.14	0.13	0.13	0.14	0.14	0.17
MgO	5.85	7.08	7.70	7.64	7.04	7.99	5.83	6.28	6.47	6.27	5.10
CaO	9.36	8.65	10.48	12.66	11.10	12.54	11.35	11.74	11.65	11.60	11.31
Na ₂ O	4.39	3.49	3.38	3.83	3.26	2.56	3.36	2.83	3.09	3.35	3.62
K ₂ O	0.58	1.28	0.49	0.31	0.32	0.28	0.56	0.41	0.32	0.23	0.65
P ₂ O ₅	0.12	0.78	0.16	0.09	0.15	0.10	0.68	0.11	0.10	0.17	0.34
H ₂ O ⁺	1.20	2.90	2.40	0.96	1.39	1.36	0.70	1.52	1.64	1.55	0.91
H ₂ O ⁻	0.71	2.43	0.60	1.23	1.74	1.24	1.87	2.13	1.91	1.92	2.01
Сумма	99.45	100.59	99.84	100.56	99.57	99.64	100.40	100.38	99.77	99.59	100.52
FeO*/MgO	1.7	1.0	1.2	1.1	1.3	1.1	1.8	1.5	1.6	1.6	2.0
CaO/TiO ₂	6.5	4.2	7.3	10.6	6.3	11.2	5.2	9.2	6.6	6.6	4.7
	Полигон IV						Полигон V				
	I комплекс				II комплекс		III комплекс		IV комплекс		
	4010/10а	4010/15в	4010/15д	4010/16	4019/5	4019/6	4028/1	4028/2	4026/1	4026/2	4026/8
SiO ₂	47.65	47.49	46.77	48.24	34.79	37.84	41.49	39.67	39.63	43.86	47.73
TiO ₂	1.43	1.43	1.12	1.60	4.32	4.01	3.14	3.95	2.72	2.70	3.18
Al ₂ O ₃	15.43	17.40	16.24	16.03	15.54	14.49	17.18	16.99	16.32	17.29	18.79
Fe ₂ O ₃	6.16	7.16	6.31	6.94	15.63	16.56	6.08	5.10	8.79	9.94	9.17
FeO	3.84	2.80	2.98	2.86	2.95	2.14	4.67	4.20	1.37	1.51	2.18
MnO	0.13	0.11	0.14	0.13	0.16	0.27	0.14	0.17	0.11	0.18	0.14
MgO	7.54	6.09	8.36	6.70	2.79	2.21	7.79	7.17	0.29	0.16	0.53
CaO	11.92	12.17	11.85	11.96	5.69	5.33	7.58	8.44	14.99	12.12	8.05
Na ₂ O	2.96	2.96	2.83	2.96	1.62	2.56	3.29	2.92	4.15	4.28	4.93
K ₂ O	0.31	0.43	0.23	0.61	1.31	1.71	2.21	2.44	1.68	1.22	2.27
P ₂ O ₅	0.18	0.20	0.09	0.17	2.07	1.70	1.21	1.35	6.98	3.96	1.16
H ₂ O ⁺	1.00	0.55	1.66	0.54	5.60	5.15	3.95	5.64	1.18	1.15	0.77
H ₂ O ⁻	1.92	1.76	1.63	1.60	7.10	6.06	1.96	1.36	1.36	1.16	0.92
Сумма	100.47	100.55	100.21	100.34	99.57	100.03	100.13	99.50	99.57	99.53	99.82
FeO*/MgO	1.2	1.5	1.0	1.4	6.1	7.7	1.3	1.2	32	65.4	19.7
CaO/TiO ₂	8.3	8.5	10.6	7.5	1.3	1.3	2.4	2.1	5.5	4.5	2.5

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН РАН, аналитики О.А. Бурбаева, Е.В. Черкасова. Образцы 2, 3, 3а, 15в, 15д со станции 4010 – долериты; образец 4010/16 – габбро-долерит, остальные образцы – базальты.

проводится возрастанием содержаний также и малоподвижных элементов и потому связывается нами в основном в фракционированием расплава, а не с вторичным преобразованием пород.

Отмеченные изменения в распределении редкоземельных элементов, почти полное отсутствие

европиевой аномалии и чрезвычайно быстрое накопление ряда других элементов-примесей отличают рассмотренный комплекс разлома Мендосино от базальтоидов разлома Нова. То есть четкий оливин-плагноклазовый контроль, характерный для формирования комплекса разлома Нова,

Таблица 3. Содержание, г/т, и отношения элементов-примесей в породах разломной зоны Мендосино

Компоненты и параметры	IV полигон										V полигон				
	I комплекс								II комплекс		III комплекс		IV комплекс		
	4009/1	4009/4	4010/2	4010/3a	4010/4	4010/5b	4010/10a	4010/15b	4010/16	4019/5	4019/6	4028/1	4028/2	4026/2	4026/8
Rb	6.3	6.9	3.9	3.7	5.2	4.6	3.8	4.3	12	23	30	48	51	25	31
Sr	120	120	88	85	210	110	120	190	110	560	770	540	420	560	500
Ba	31	28	7.0	<5	32	8.0	14	17	18	450	430	410	420	350	340
Y	30	27	21	22	41	31	34	34	27	77	85	31	47	77	41
Sc	47	45	42	40	49	48	44	42	54	26	24	25	27	25	25
Zr	61	72	47	46	180	80	105	100	85	450	380	290	310	330	370
Hf	2.8	<2	<2	1.4	4.5	2.5	4.1	3.2	3.4	11	9.7	6.2	7.1	7.8	8.3
Nb	1.7	2.9	≤1	1.1	9.5	1.7	3.4	4.6	3.2	100	78	76	81	51	50
Ta	<0.3	<0.3	<0.3	<0.2	0.78	<0.3	<0.2	0.44	0.36	4.2	3.1	2.8	3.6	1.9	2.7
Co	49	43	53	50	39	45	46	37	48	52	95	34	34	22	14
Cr	350	290	380	340	170	440	490	350	490	640	200	190	200	50	80
(Nb/Zr) _N *	0.3	0.4	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.4	0.4	2.1	2.0	2.5	2.5	1.5	1.3
La	4.0	4.1	1.7	1.6	10	2.8	4.6	7.3	3.4	110	93	47	61	53	40
Ce	7.5	9.4	5.2	5.2	25	8.2	13	14	11	140	128	89	100	70	82
Sm	3.8	3.6	2.7	2.5	6.1	3.9	4.2	3.9	3.4	23	19	9.7	11	14	12
Eu	1.3	1.3	0.99	0.99	2.1	1.4	1.4	1.3	1.3	6.8	5.9	2.7	3.3	3.4	3.1
Tb	0.94	0.85	0.67	0.73	1.4	0.92	0.98	0.94	0.82	3.2	2.7	1.2	1.6	1.8	1.5
Yb	3.3	2.9	2.5	2.7	4.8	3.4	3.7	3.1	3.0	5.3	5.7	2.7	3.8	5.7	4.1
Lu	0.55	0.50	0.45	0.41	0.79	0.54	0.61	0.50	0.51	0.71	0.90	0.41	0.57	0.80	0.62
La/Sm) _N **	0.7	0.8	0.4	0.4	1.1	0.5	0.8	1.3	0.7	3.3	3.4	3.4	3.9	2.6	2.3

Примечание. Анализы выполнены рентгенофлюоресцентным и нейтронно-активационным методами в лаборатории БГТЭ ИМГРЭ. Аналитики С.М. Ляпунов, А.И. Чувилева, В.И. Чудинов, С.Ф. Мялкина.

* Нормализация составов пород по хондриту проведена в соответствии с [1].

** Нормализация составов проведена по [17].

здесь, по-видимому, нарушается. С отсутствием обильной ранней сегрегации плагиоклаза в магматической камере могли быть связаны как сравнительно высокое содержание европия, так и сохранение в расплаве значительных концентраций Al, Sr и, вероятно, Ba. Быстрое обогащение расплава некоторыми другими литофильными элементами, в частности La, возможно, определялось началом фракционирования в камере кристаллов клинопироксена – подобно отмеченному для комплекса разлома Кларион и ряда других [4, 16]. На конечном этапе кристаллизации намечается, по-видимому, создание некоторого дефицита кремнезема в остаточном расплаве, приводящего к появлению оливина в основной массе наиболее дифференцированных разностей базальтоидов (обр. 4010/4, 4010/15b).

Излияния базальтов происходили на океаническом дне с образованием пиллоу-лав или иногда слоистых потоков с прерывистыми горизонтами (до 4 см) тонкополосчатых литовитрокластических туфов (обр. 4010/1b). Слабая пористость пород может отвечать сравнительно глубоководным условиям излияний. Характер бентосных фораминифер свидетельствует о существовании в

поздне меловое время палеоглубин не более 2 км. Последующее погружение дна составило, по-видимому, 1 - 2 км. Резкое расчленение рельефа разломной зоны на полигоне IV могло быть связано с развитием внутренних дислокаций второго океанического слоя.

II комплекс пористых базальтов обнажен на глубине 5200 - 5500 м вблизи южного подножия приразломного хребта. В составе драгированного материала ст. 4019 преобладают глыбы крупнопористых шлакоподобных базальтов и гиадокластитов. В базальтах миндалины, поры (размером от 0.5 до 10 мм) и крупные каверны часто составляют до 50% объема породы и более. В промежутках между порами базальты слабо раскристаллизованы, имеют зародышево-вариолитовую или витрофино-микролитовую структуру с заметной ролью зерен рудного минерала (титаномагнетита?) и нередко обогащены мелкими вкрапленниками и гломеропорфировыми сростками замещенного оливина (до 30% породы). В ряде случаев оливин представлен вкрапленниками двух генераций, местами встречается в виде мегакристаллов, а в некоторых образцах (4019/2, 4019/21) обнаруживается и в основной массе пород. Иногда

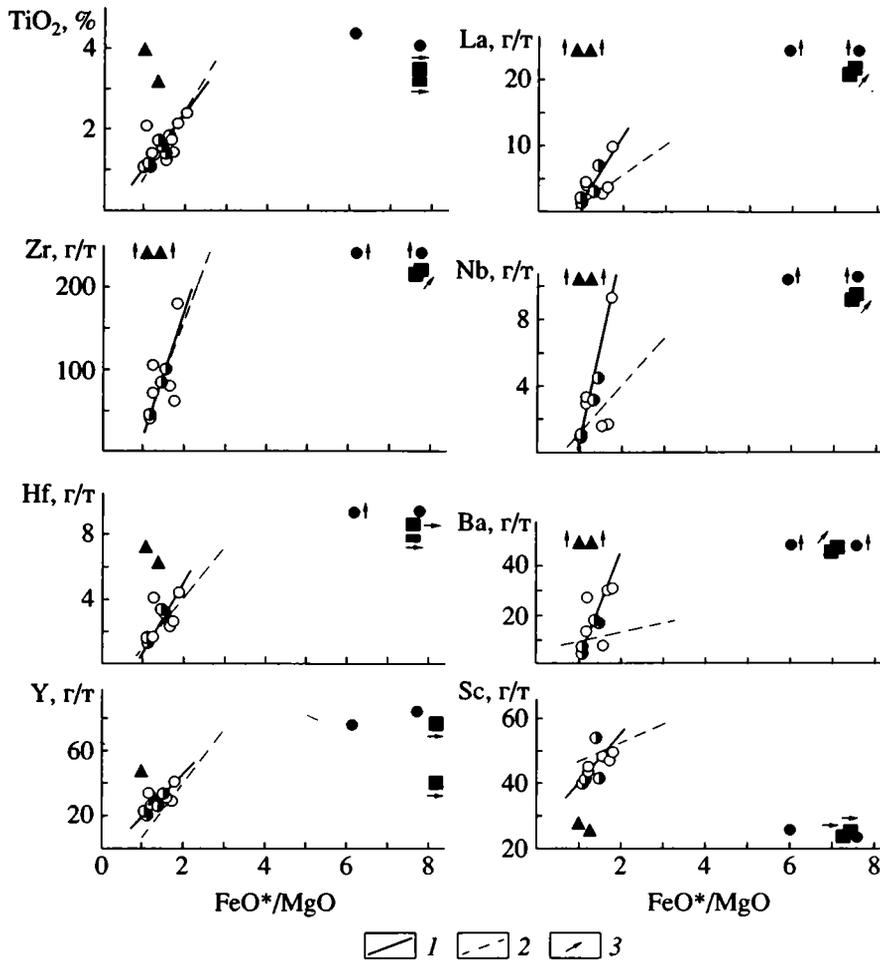


Рис. 4. Вариации содержания некоторых главных породообразующих окислов и элементов-примесей в базальтах разломной зоны Мендосино в зависимости от степени их фракционирования. 1, 2 – тренды дифференциации базальтоидов (линии проведены визуально): 1 – I комплекса разломной зоны Мендосино, 2 – комплекса разломной зоны Нова; 3 – расположение точек составов пород за пределами диаграммы. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

наряду с оливином видны также и фенокристы плагиоклаза. В нескольких образцах II комплекса представлены плагиоклаз-оливин-порфиновые базальты с интерсертальной или пойкилоофитовой основной массой, аналогичные породам I комплекса.

Интересно сочетание пористых базальтов ст. 4019 с гиадокластитами и вулканическими брекчиями (обр. 4019/8, 4019/9 и др.). Последние образованы мелкими округлыми и угловатыми обломками пемзовидных базальтов и палагонитизированного стекла, заключенными в кристификационном цеолитовом цементе.

Все образцы ст. 4019 ожелезнены и цеолитизированы, миндалины обычно выполнены филлипситом. Вкрапленники оливина полностью разрушены, иногда замещены идингситом или гидроокислами железа. Значительные вторичные изменения базальтов II комплекса (возможно, и неполная очистка проб от минералов миндалин) привели к нарушению соотношений главных

петрогенных компонентов, с повышением содержания H_2O^+ вплоть до 5.6%, FeO^* до 17.04% и понижением SiO_2 до 34.79, CaO – 5.33 и MgO – 2.21%. Это не дает возможности использовать имеющиеся анализы для количественных оценок первичного состава породы.

Мы приводим данные анализов для качественной характеристики комплекса, несомненно, обогащенного титаном, фосфором, щелочами и многими элементами-примесями (табл. 2, 3; рис. 4, 5). Представляется, что такая обогащенность пород, высокие значения индекса дифференциации ($FeO^*/MgO = 6.1$ и 7.7), положение точек составов пород в самой верхней части скаергаардского тренда на диаграмме *AFM* (рис. 3) могут соответствовать высокодифференцированным ферробазальтам. Уровень содержания в них легких литофильных элементов, включая редкоземельные, и величина индикаторного отношения $(Nb/Zr)_N = 2.0 - 2.1$ сопоставимы с известными для пород щелочно-базальтовой серии. Вместе с тем, вероятно,

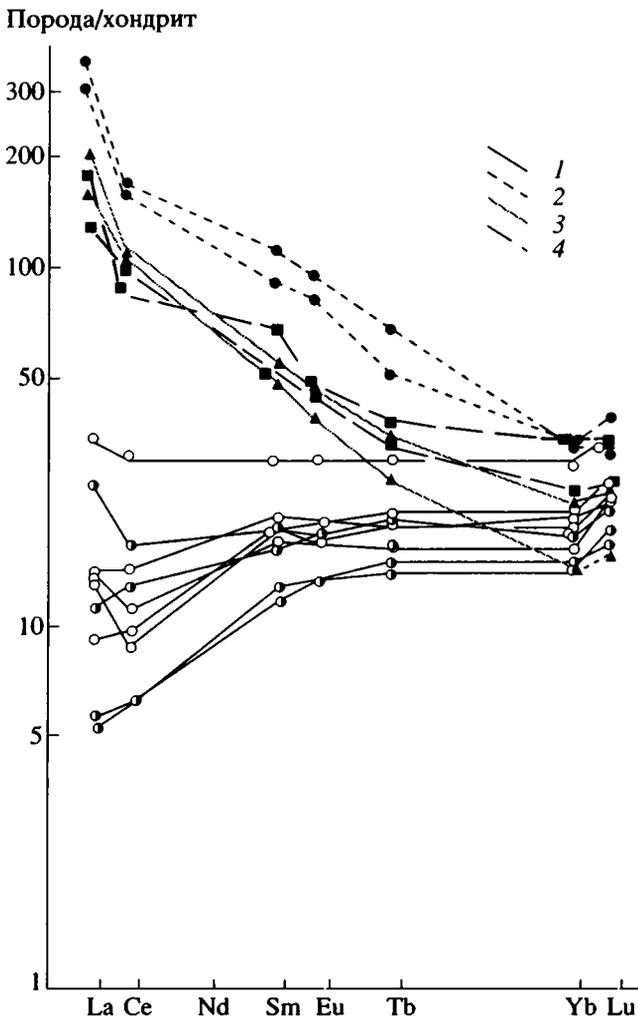


Рис. 5. Диаграмма распределения редкоземельных элементов в базальтоидах разломной зоны Мендосино.

1 - 4 - породы комплексов: 1 - I, 2 - II, 3 - III, 4 - IV. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

они допустимы и для предельно обогащенных толеитов *P*-типа *MORB*, чему соответствует и относительно высокое содержание тяжелых редкоземельных элементов. Образование этих обогащенных пород предположительно можно связывать с поздними этапами существования магматической камеры, развивавшейся без подпитки свежими порциями расплава.

Обеднение остаточного расплава скандием и значительное накопление легких лантаноидов, по-видимому, может быть объяснено фракционированием клинопироксена на поздних этапах эволюции толеитовой магмы. 350-кратное обогащение базальтов лантаном и величины отношения $(La/Sm)_N$, равные 3.3 - 3.4, могут представлять суммарный эффект дифференциации толеитового расплава, с переходом к *P*-типу *MORB* (?), и вторичных изменений пород на оке-

аническом дне⁴. Накопление легких лантаноидов коррелируется в наших образцах со значительным повышением содержания таких мало подвижных элементов, как Ti, Zr, Y, Nb, и, следовательно, не может быть отнесено только за счет вторичных изменений, а характеризует базальты как породы обогащенного типа. Присутствие подобных базальтов, высокодифференцированных, обогащенных железом, титаном и другими некогерентными элементами, отмечено и на некоторых других трансформных разломах Тихого океана и Атлантики [11, 16].

Образование высокопористых шлакоподобных базальтов и гиалокластитов, специфичное для II комплекса, может служить показателем взрывных извержений с обильным выделением газов. Таким образом, вынос многих элементов-примесей мог в значительной мере осуществляться с помощью летучих. Корреляция высокой пористости базальтов с их обогащением легкими литофильными элементами и с кристаллизацией клинопироксена в магматической камере представляет частое явление [7]. Обилие крупных пор и каверн в лавах II комплекса свидетельствует об их излиянии на малых глубинах дна и последующем опускании глубже 5 км. Вместе с тем, современное положение обогащенных пород II комплекса на полигоне IV не дает возможности связать их образование с близостью к поднятию и действием мантийного плюма, как это предполагается в моделях "горячих точек".

Пространственные соотношения при образовании пород I и II комплексов неясны. Скорее всего, они были изменены в результате внутренних нарушений в зоне разлома Мендосино. Можно думать, что возраст II комплекса более молодой, и объяснить эволюцию его состава по сравнению с I комплексом длительным отстаиванием и дифференциацией расплава в камере уже на некотором удалении от спрединговой зоны. Возможны и другие объяснения, связанные с той или иной ролью трансформного разлома (см. ниже). Наиболее вероятно, что различия I и II комплексов определялись их формированием на разных участках океана, возможно, по разные стороны от разлома Мендосино, и последующим тектоническим совмещением. С нарушениями в зоне трансформного разлома могли быть связаны как выведение пород II комплекса на гипсометрический уровень, более низкий, чем пород I комплекса, так и их вторичные изменения.

БАЗАЛЬТОИДЫ ПОЛИГОНА V

В пределах полигона V были опробованы драгирующим разломный уступ Мендосино и примыкающая с юга подводная гора (рис. 2). В целом получена характеристика двух разных палеоге-

⁴ Специальное изучение измененных базальтов показывает возможность их заметного селективного обогащения лантаном уже при содержании 2% H_2O^+ [12].

новых магматических комплексов, совмещенных по трансформному разлому (III и IV комплексы).

III комплекс, драгированный на разломном участке в интервале глубин от 3900 до 4200 м, относится к участку коры раннеолигоценового возраста, как об этом можно судить по близкому расположению магнитной аномалии 13. Со ст. 4028 и отчасти 4022 было получено небольшое количество образцов базальтов, долерита (один образец) и гиадокластитов.

Базальты представлены вариолитовыми, гиадопилитовыми и витрофиристо-микролитовыми разновидностями с редкими мелкими порами, с отдельными выкрошенными вкрапленниками оливина и плагиоклаза(?). Присутствие фенокристов клинопироксена в образцах базальтов (4022/2, 4028/1) и долерита (4028/4), а в последнем – также и оливина в основной массе, по-видимому, соответствует высокой щелочности пород. Вкрапленники клинопироксена частично разрушены, оливина – замещены серпентином или другими вторичными минералами, хотя в обр. 4028/1 присутствует очень свежий оливин. В основной массе пород развиты палагонит и смектит, в миндалинах – цеолиты и иногда опал.

Значительная измененность образцов, с повышением содержания H_2O^+ вплоть до 5.64%, позволяет использовать анализы пород только для их качественной характеристики (табл. 2, 3; рис. 3 - 5). Величины отношения FeO^*/MgO , равные 1 и 1.3, и положение точек составов на диаграмме *AFM* свидетельствуют о сравнительно слабой дифференцированности базальтов. Вместе с тем, они чрезвычайно обогащены титаном, фосфором, щелочами и всеми определявшимися элементами-примесями, кроме кобальта, скандия и иттрия.

Особенности состава и величина индикаторного отношения $(Nb/Zr)_N = 2.5$ указывают, по-видимому, на принадлежность пород щелочно-базальтовой серии. Этому соответствует и характер распределения редкоземельных элементов: обогащение пород лантаном до 200 хондритовых норм, величина $(La/Sm)_N$, равная 3.4 и 3.9, и пониженное содержание тяжелых РЗЭ. Хотя некоторый вклад в эту картину могут вносить и вторичные изменения пород. Особенности минералогического и химического состава базальтоидов свидетельствуют, по-видимому, об их изначальном обогащении рядом легких литофильных элементов и ранней кристаллизации при клинопироксеновом контроле. Значительная измененность пород III комплекса связана, скорее всего, с их тектонизацией при трансформных перемещениях. Масштаб перемещений остается неясным. Не известно, характеризует ли щелочно-базальтовый комплекс III участок абиссального дна или же был тектонически приращен к нему в послераннеолигоценое время.

IV комплекс пористых базальтов получен на вершине подводной горы с глубины 2200 м (ст. 4026). Опробование перекрывающих карбонатных осадков в верхней части склона горы (со

ст. 4025) и осадков из ядер конкреций (со ст. 4026) позволило Х.М. Саидовой определить по планктонным фораминиферам их раннеэоценовый возраст. Для абиссального дна, на котором расположена гора, датирование по магнитным аномалиям дает середину палеоцена (между 27-ой и 26-ой аномалиями).

Многочисленные образцы базальтов представлены в виде крупных изометричных глыб. Породы слабо раскристаллизованы. До 50% их объема образуют поры, округлые (1 - 5 мм) и вытянутые, а также крупные (до 3 см) каверны. В межпоровом пространстве базальты имеют гиалиновую, витрофиристо-микролитовую и чаще интерсертальную структуру, иногда приближающуюся к пилотакситовой, нередко с повышенной ролью рудного материала. Небольшие фенокристы оливина и плагиоклаза присутствуют в разных количествах, плагиоклаз изредка может быть встречен и в виде мегакристов. Оливин обнаруживается иногда в основной массе базальтов, что может свидетельствовать об их повышенной щелочности. Кристаллы оливина в шлифах обычно ожелезнены или выкрошены, стекловатая основная масса пород также местами ожелезнена. В ней иногда обнаруживается присутствие минерала типа селадонита, а в трещинах – барита, свидетельствующих о гидротермальном преобразовании породы. В заполнении пор наблюдается последовательность от селадонита к филлипситу и затем фосфату, близкому к апатиту.

Вторичное минералообразование в трещинах и миндалинах базальтов могло способствовать накоплению легких лантановидов, Р, возможно, Са и частичной потере Mg и Si. Вследствие вероятного загрязнения проб минералами миндалин для анализированных образцов можно допустить некоторое искажение первоначального состава. Но все же большей частью базальты IV комплекса представлены достаточно свежими образцами ($0.77 - 1.18\% H_2O^+$), составы которых характеризуются повышенным содержанием TiO_2 (до 3.18%), щелочных металлов (до 2.27% K_2O) и других легких литофильных элементов (табл. 2, 3; рис. 3, 4). Положение точек составов пород на диаграмме *AFM* вверху скаергаардского тренда оказывается сравнительно близким к полю составов ферробазальтов II комплекса. Этому сходству соответствует значительное обогащение пород почти всеми элементами-примесями при резком обеднении скандием. Их общая щелочность оказывается выше, а магнезиальность – еще ниже (0.16 - 0.53% MgO), чем в породах II комплекса. Еще более возрастает индекс дифференциации ($FeO^*/MgO = 19.7$ и больше). Высокой дифференцированности базальтов соответствует значение $CaO/TiO_2 = 2.5 - 4.5$. Накопление в базальтах лантана приближается к 180-кратному (рис. 5), а величина $(La/Sm)_N$ составляет 2.3 и 2.6.

Как и в комплексе II, сериальная принадлежность этих обогащенных высокотитанистых пород остается недостаточно ясной. Но значение их

индикаторного отношения $(Nb/Zr)_N = 1.3 - 1.5$ и уровень содержания многих крупноионных литофильных элементов обнаруживают близость к наиболее обогащенным разностям *P*-типа *MORB*. Это дополняется и высоким содержанием в породах тяжелых редкоземельных элементов, не характерным для щелочных базальтов.

Минералогические и химические данные об обогащении базальтов щелочными и другими литофильными элементами дополняются наличием высокой пористости, связанной с выделением летучих. Все отмеченные особенности позволяют предполагать сходство в магнообразовании для IV и II комплексов, прошедших, вероятно, длительную дифференциацию в камере. Высокая пористость базальтов IV комплекса может свидетельствовать о мелководности их излияний. Однако уже для раннего эоцена по бентосным фораминиферам (со ст. 4025) устанавливаются палеоглубины 1.5 - 2 км, т.е. близкие к современным. Приуроченность III и IV комплексов к разным крыльям разлома Мендосино и возрастные различия свидетельствуют, скорее всего, об их независимом образовании и тектоническом совмещении по трансформе.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

1. Коллекция базальтоидов с разлома Мендосино, охарактеризованная в статье, включает большое разнообразие пород, относящихся как к толеитам *N*- и *T*-типов *MORB* (I комплекс), *P*-типа *MORB* (?) (IV и, возможно, II комплексы), так и к щелочным базальтам (III комплекс). Интересна их тектоническая приуроченность. С разломным уступом, рассекающим участки абиссального дна, оказываются связаны и толеитовые (на полигоне IV), и щелочные породы (на полигоне V). Базальты *P*-типа *MORB* (?) на полигоне V приурочены к подводной горе, примыкающей с юга к трансформе. На полигоне IV такие (?) базальты обнаружены у подножия разломного уступа и могли быть тектонически приурочены к нему – также с юга.

2. Рассмотрение тренда дифференциации пород I комплекса показывает возможность образования толеитовых расплавов *T*-типа в ходе дифференциации магмы, имевшей первоначальный состав *N*-типа *MORB*. Такая эволюция отличает I комплекс от комплекса базальтоидов разлома Нова [4], несмотря на сходство составов их наиболее примитивных разностей. На ранних этапах дифференциации в обоих случаях можно предполагать оливин-плагиоклазовый контроль, обеспечивавший равномерное накопление в расплаве всего спектра легких литофильных элементов, включая редкоземельные. Однако вследствие менее значительной сегрегации плагиоклаза в комплексе разлома Мендосино происходило, по-видимому, быстрое обогащение дифференциатов Al_2O_3 , Sr, Ba и Eu, как это показано выше. Начавшееся затем отделение клинопироксена, вероятно, привело к созданию значительных концентраций щелочных металлов, La, Nb, дефицита Mg и

Ca^5 и определенному изменению геохимической специфики расплава (обр. 4010/4, 4010/15в), при сохранении величины отношения $(Nb/Zr)_N$, характерной для толеитов *N*-типа *MORB*. Подобная эволюция расплава более обоснованно была прослежена нами при изучении комплекса разлома Кларион, включающего разности, излившиеся и сформированные в магматической камере [4]. В обоих случаях ограниченность материала не позволяет подойти к количественной оценке хода процесса, участия в нем свежих порций магмы, их возможного смешения с остаточным расплавом.

3. Возможность дальнейшей эволюции толеитового расплава с переходом его к *P*-типу *MORB* остается неясной, но не исключенной. Наша коллекция по IV полигону недостаточна для рассмотрения этого вопроса. На диаграммах поля составов I и II комплексов оказываются разобогаченными. Однако составы пород II комплекса (правда, измененных), их положение на дифференциационном тренде (рис. 3 и 4) позволяют допускать формирование обогащенных базальтовых лав в качестве крайних дифференциатов магмы, давшей толеиты I комплекса⁶. Для подтверждения правомерности такого допущения необходимы как дополнительный сбор материала, так и сравнительное изучение состава минералов и величины изотопных отношений из пород рассматриваемых комплексов.

Химические особенности пород, обогащенных титаном, щелочами и многими элементами-примесями; повышенная роль летучих компонентов; характер извержений, отмеченный для II и IV комплексов; отсутствие связи с вулканическими грядами, трактуемыми как следы "горячих точек", позволяют поставить вопрос о специфичности условий образования таких комплексов на океаническом дне.

4. Одна из возможных моделей образования высокотитанистых ферробазальтов связывает их дифференциацию со стадией частично затвердевшей магматической камеры, развивавшейся в конце без дополнительной подпитки мантийными расплавами [19]. Последние этапы развития камеры предполагаются уже в удалении от активного спредингового хребта. Некоторые другие модели объясняют образование обогащенных базальтовых комплексов проявлением автономного магматизма трансформных разломов, влиянием активного трансформа на экстракцию в расплав легких литофильных элементов или на условия плавления в мантии. На пересечении рифт-трансформ предполагается проявление определенного термального эффекта, с охлаждением мантии по границе с участком более древней и холодной литосферы, приводящим к уменьшению степени

⁵ Вторичные изменения базальтов с разрушением порообразующих минералов также ответственны за вынос Mg и Ca.

⁶ Образцы толеитовых базальтов, характеризующиеся высокой обогащенностью, во многих случаях оказываются одновременно и высокодифференцированными, как это отмечено, например, для "нулевой" зоны Атлантики [13].

плавления, возможно, и к изменению его глубины [11]. В Галапагосском спрединговом центре специфика обогащенных базальтовых лав предположительно связывается с началом продвижения рифта в область более древней коры и вскрытием сохранившихся резервуаров с высокодифференцированным остаточным расплавом [16, 18].

5. В нашем случае можно допустить образование базальтов II и IV комплексов в результате локального продольного продвижения рифта на пересечении хребет-трансформ. При продвижении спрединговой зоны через трансформный разлом могло происходить или а) вскрытие древнего магматического резервуара (см. выше), или б) повторный эпизод магмообразования в изменившихся геодинамических условиях (возможно, с меньшим процентом плавления), или в) распространение прежней камеры и ее продолжающаяся эволюция с дифференциацией остаточного расплава.

На основании рассмотренного материала (хотя и неполного) для IV полигона можно предположительно реконструировать такое распространение камеры с дифференцированным толеитовым расплавом к югу через зону разлома Мендосино, ее дальнейшую эволюцию и образование ферробазальтов II комплекса, которые в ходе трансформных нарушений были совмещены с менее дифференцированными породами I комплекса. На V полигоне ферробазальты IV комплекса находятся, вероятно, на месте своего образования. Их положение на подводной горе к югу от трансформна подкрепляет реконструкцию, предложенную для II комплекса. В обоих случаях обилие в расплаве летучих приводило, вероятно, к взрывным извержениям, с образованием пористых базальтов и гиадокластитов. Эти извержения происходили в достаточно мелководных условиях – в пределах подводных гор, наложенных на участки более древней коры, примыкавшие к разлому Мендосино.

Современные аналогии развития магматизма при продольном продвижении спрединговой зоны наблюдались на разломе Клиппертон [9]. Последующая тектонизация комплексов и включение их фрагментов в разломную зону могут создать ложное впечатление о принадлежности магматических пород самому трансформу.

Именно с тектонизацией пород и причленением к разломному уступу могла быть связана их значительная измененность в комплексах II и III. То есть в обоих случаях принадлежность пород участкам абиссального дна может быть не первичной. Тогда мы получаем наиболее логичное объяснение для нахождения в коре щелочных базальтов III комплекса, экзотичных для абиссальных структур и представляющих, возможно, фрагмент подводной горы.

6. В целом, положение рассмотренных комплексов в структуре океанической коры указывает на ее вероятную нарушенность. Этому соответствует и ряд палеоэкологических и структурных наблюдений. Выше отмечены опускание и деформа-

ции на разломном уступе полигона IV, приведшие в послекампанское время к увеличению глубины залегания II комплекса на 4.5 - 5 км, а также послеэоценовое опускание на полигоне V, с углублением IV комплекса на 1.5 - 2 км. При этом позднемеловая часть разломной зоны Мендосино (полигон IV) оказалась значительно более нарушенной, чем олигоценовая (полигон V), что соответствует высказанному предположению о продолжении деформаций в пассивной части разлома [15].

Таким образом, проведенное обсуждение материала позволяет поставить вопросы о развитии значительной тектонизации и расслаивании океанической коры вдоль трансформного разлома Мендосино и предложить полигоны IV и V для определения геологического картирования, с определением возраста и былой структурной принадлежности магматических комплексов, с уточнением выводов об их составе. Специальное внимание следует уделить распознаванию абиссальных толеитовых комплексов, вскрытых по трансформному разлому, комплексов, связанных с магматизмом самого трансформна и тектонически причлененных к нему экзотических коровых фрагментов.

7. Отработка ряда таких полигонов на разломе Мендосино предлагается нами как один из путей для тектонических реконструкций в зоне спрединга. Здесь представляется возможным опробование выходов второго слоя вдоль единой полосы океанической коры, образованной в последовательные интервалы времени в одном сегменте спредингового хребта. В этом случае можно допустить относительное постоянство источников магм и связать вариации их состава с изменением режима океанического спрединга, определявшего условия генерации и фракционирования базальтов. Вместе с тем, показанная выше значительная нарушенность древней океанической коры определяет необходимость достаточно детального картирования на полигонах для проведения корректной интерпретации данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буго А., Жорон Ж.Л., Тройль М. Гетерогенность мантии (Атлантический океан между Азорскими островами и 10° с.ш.) // Геология Мирового океана. М.: Наука, 1984. Т. 6. Ч. I. С. 114 - 136.
2. Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Рейснер М.Г., Мелсон В.Дж. Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах // Магматизм и тектоника океана (проект "Литос"). М.: Наука, 1990. С. 43 - 108.
3. Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: соотношение структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 434).
4. Меланхолина Е.Н., Ляпунов С.М., Разницын Ю.Н. Абиссальные толеитовые серии центральной части Тихого океана // Магматизм и тектоника океана (проект "Литос"). М.: Наука, 1990. С. 209 - 232.
5. Пейве А.А., Сколотнев С.Н., Ляпунов С.М. Породы 2-го слоя океанической коры // Строение

- зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. С. 61 - 81.
6. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А. Вещественные неоднородности океанской литосферы и геодинамические следствия // Геотектоника. 1992. № 4. С. 15 - 26.
 7. Bryan W.B. Systematics of modal phenocryst assemblages in submarine basalts: petrologic implications // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. V. 83. № 1/2. P. 62 - 74.
 8. Drake N.E.R., Rhodes J.M., Autio L.K. Geochemistry of basalts from Deep Sea Drilling Project holes 556 - 564 // Init. Rept. DSDP. Wash.: U.S. Govt. Print. Office, 1985. V. 82. P. 421 - 438.
 9. Gallo D.G., Fox P.J., Macdonald K.C. A Sea Beam investigation of the Clipperton transform fault: The morphotectonic expression of a fast slipping transform boundary // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № B3. P. 3455 - 3467.
 10. Heezen B.C., Fornari D.J. Geological map of the Pacific ocean, scale 1 : 35000000 // Init. Rept. DSDP. Wash.: U.S. Gov. Print. Office, 1975. V. 30.
 11. Langmuir C.H., Bender J.F. The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of transform faults: observations and implications // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 69. № 1. P. 107 - 127.
 12. Ludden J.N., Thompson G. An evaluation of the behavior of rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt // Earth. Planet. Sci. Lett. 1979. V. 43. № 1. P. 85 - 92.
 13. Melson W.C., O'Hearn T. "Zero-age" variations in the composition of abyssal volcanic rocks along the axial zone of the Mid-Atlantic Ridge // The Geology of North America. The western North Atlantic region. Geol. Soc. Amer., 1986. V. M. P. 117 - 136.
 14. Puchelt H., Emmermann R. Petrogenetic implications of tholeiitic basalt glasses from the East Pacific Rise and the Galapagos spreading center // Chemical Geology. 1983. V. 38. № 1/2. P. 39 - 56.
 15. Sandwell D. Thermomechanical evolution of oceanic fracture zones // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № B13. P. 11401 - 11413.
 16. Schilling J.-G., Kingsley R.H., Devine J.D. Galapagos hot spot-spreading center system. 1. Spatial petrological and geochemical variations (83°W - 101°W) // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № B7. P. 5593 - 5610.
 17. Schilling J.-G., Zajac M., Evans R., Johnston T., White W., Devine J.D., Kingsley R. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N // Amer. Journ. Sci. 1983. V. 283. № 6. P. 510 - 586.
 18. Sinton H.R., Hey R. Oceanic ferrobasalts, off-ridge magmas and propagating rifts along the Galapagos Spreading Center // Eos Trans. AGU. 1979. V. 60. № 46. P. 971.
 19. Stakes D., Shervais J.W., Hopson C.A. The volcano-tectonic cycle of the FAMOUS and AMAR valleys, Mid-Atlantic Ridge (36°47'N): Evidence from basalt glass and phenocryst compositional variations for a steady-state magma chamber beneath valley midsections // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № B8. P. 6995 - 7028.
 20. Sun S.S., Nesbitt R.W., Sharaskin A. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. V. 44. № 1. P. 119 - 128.

Рецензенты: В.И. Коваленко, Ю.И. Дмитриев

Variations in the Composition of Oceanic Basalts from Mendocino FZ Polygons (Pacific Ocean)

Ye. N. Melankholina*, B. V. Baranov**, M. V. Kononov**, S. M. Lyapunov*,
G. B. Rudnik**, Kh. M. Saidova**, L. V. Tikhonov***, O. A. Shmidt****

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

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

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

****Laboratory of Regional Geodynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow

Dredging in Mendocino Fracture Zone yielded basalts and their tuffs, hyaloclastites, dolerites and gabbro-dolerites of Late Cretaceous and Paleogene age. Petrological and geochemical investigations show that rocks belong to four independent assemblages within the composition of N- and T-type MORB tholeiites, P-type tholeiites (?) and alkaline basalts. The probability of T-type tholeiites origin by fractionation of the melt of primary N-type composition is discussed. We suggest the reconstruction of Ti-enriched P-type (?) basalts crystallisation in the chambers formed at the Latest Cretaceous and Eocene as resulted from spreading zone propagation through the transform fault into the areas of previously formed oceanic crust. Some data cited in the paper concern the second layer inner deformations and their continuation within the passiv part of Mendocino FZ.

УДК 551.242.11(53)

ДЕФОРМАЦИИ ЗАПАДА АРАВИЙСКОЙ ПЛИТЫ КАК РЕЗУЛЬТАТ СДВИГОВЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ПО ЛЕВАНТСКОМУ РАЗЛОМУ

© 1994 г. М. Л. Копп, Ю. Г. Леонов, Ж. Аджамян

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 23.11.92 г.

Современные данные, с учетом результатов проведенных авторами исследований в Сирии, позволяют проанализировать особенности тектонической структуры и кинематики движений разных сегментов Левантского разлома и внутриплитной Пальмирской складчатой зоны. Предложена новая модель образования Пальмирской зоны и других внутриплитных структурных элементов на территории прилегающей к разлому части Аравийской плиты, которые рассматриваются как следствие неоднородного левосдвигового смещения по Левантскому разлому. Существенным элементом модели является коленообразный излом разлома – изгиб задерживающего типа, вызывающий деформацию прилегающей части плиты.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Причины и механизм образования внутриплитных (внутриплатформенных, внутрикратонных) деформаций во многих случаях до конца неясны. В особенности это относится к складчатым зонам, расположенным на удалении от коллизионных границ литосферных плит. Их не удается автоматически, как и в случае с деформациями в форланде складчатых поясов, связать с непосредственным влиянием коллизионных процессов, и приходится разрабатывать более сложные модели.

Структурой такого рода является Пальмирская складчатая зона, расположенная на территории Сирии внутри Аравийской плиты (платформы). Интерес к ней усугубляется тем, что в этой же области – на Аравийской и Синайской плитах, присутствует сложная система разнообразных дислокаций, развивавшихся в результате левосдвиговых смещений вдоль Левантского трансформного разлома.

Левантский разлом (разлом Мертвого моря) – крупнейшая зона нарушений, протягивающаяся от зал. Акаба (Элат) Красного моря до фронтальных цепей Альпийского пояса. Разлом разделяет Аравийскую и Синайскую (Синайско-Ливанскую) плиты, участки которых, прилегающие к разлому, деформированы. Помимо позднекайнозойской Пальмирской складчатой зоны, образовавшейся в обстановке горизонтального сокращения коры, здесь присутствует широкий спектр структур сжатия, сдвига и растяжения. К последним приурочены поля базальтов (Друз–Аш-Шама и др.), излившихся в раздвиговой обстановке. Судя по структурным соотношениям и одинаковой последовательности этапов развития, не только тектонические элементы, составляющие зону Левантского разлома, но и другие внутриплитные структуры северо-западной части Аравийской и Синайской плит

образуют ансамбль, связанный общностью геодинамической обстановки формирования.

В литературе высказывались разные точки зрения как на природу Левантского разлома, так и на происхождение других указанных дислокаций. В предлагаемой статье показано, что наиболее удовлетворительным объяснением является признание сдвигового смещения по Левантскому разлому при решающей роли коленообразного излома линии сдвига в районе Ливана. Этот излом задерживающего типа (*restraining bend* [45]) обуславливает локальное присдвиговое сжатие, с которым связывается образование Пальмирид. Изломанная конфигурация сдвига и связанное с ней изменение скорости горизонтального смещения крыльев по простиранию разлома оказывает и более широкое влияние на образование внутриплитных структур – не только складчато-надвиговой, но и сдвигово-раздвиговой групп.

Левантский разлом неоднократно описывался в литературе: его характеристика приведена в [21, 41, 43], а описание его северного сегмента, находящегося на территории Сирии – в [4, 7].

В данной статье мы опираемся на литературный материал и результаты собственных полевых исследований, проведенных в Сирии в рамках соглашения о научном сотрудничестве между Российской Академией наук и Министерством нефти и минеральных ресурсов САР.

Имеются, если отбросить детали, две точки зрения на природу Левантского разлома. Согласно одной из них, зона разлома представляет собой рифтовой пояс, а составляющие последний впадины являются грабенами растяжения [5, 38, 40, 41]. Согласно второй точке зрения [7, 12, 13, 19, 21, 23 - 25, 28, 30, 32, 35, 42 - 44] – это левый сдвиг, а упомянутые выше впадины представляют собой структуры сдвиго-раздвигового (*pull-apart*) типа.

При этом популярность сдвиговой концепции со временем возрастала, особенно когда формирование сдвига удалось увязать с раскрытием Красного моря и кинематикой плит в Восточном Средиземноморье, рассматривая его как трансформный разлом на границе Аравийской и Синайской плит [28, 32, 43].

Главные доводы в пользу существования сдвига сводятся к следующему: а – указания на смещение по разлому к северу (в восточном крыле) ряда объектов мезозойского разреза и элементов рельефа на территории между зал. Акаба и Ливаном [19, 23, 24]; б – позднечетвертичные и современные сдвиговые смещения в среднем (Ливанском) и северном (Сирийском) сегментах [7, 43]; в – решение фокальных механизмов землетрясений [32]; г – общий структурный рисунок зоны разлома; д – непротиворечивое объяснение с помощью сдвига образования структур, причем не только тех, которые составляют собственно зону Левантского разлома, но и остальных внутриплитных деформаций рассматриваемых частей Аравийской и Синайской плит. Этот последний аргумент представляется вообще наиболее убедительным критерием корректности любой предлагаемой модели.

Главными доводами против наличия сдвига служат указания на недостоверность данных о латеральном смещении по разлому в Иорданско-Израильском [38, 40] и Сирийском сегментах. В последнем реальность позднечетвертичных подвижек не вызывает сомнений [7], но нет оснований экстраполировать эти данные на более длительное время. Приводятся и менее значимые аргументы, например, отсутствие на поверхности зон дробления и милонитизации, которыми, по [40, 41], должен был бы маркироваться сдвиг подобного масштаба. Но подобные образования не всегда характерны и для многих других крупных сдвигов земного шара.

Наличие этих противоречивых суждений вызывает необходимость проанализировать их обоснованность и в особенности достоверность тех данных, по которым определяется амплитуда сдвига.

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАССМАТРИВАЕМЫХ СТРУКТУРНЫХ ЕДИНИЦ

Остановимся на ключевых характеристиках структурных единиц, которые должны служить опорными узлами любой модели. Наибольший интерес в этом отношении представляют Левантский разлом и Пальмирская складчатая зона.

ЛЕВАНТСКИЙ РАЗЛОМ

Левантский разлом распадается на три сегмента с разным простиранием и структурным своеоб-

разием: южный (Израильско-Иорданский), средний (Ливанский) и северный (Сирийский) (рис. 1).

В южном сегменте простирание разлома субмеридиональное с легким дугообразным выгибом к востоку. Зона разлома состоит из параллельных, подставляющих друг друга по простиранию разрывов и цепочки ограниченных ими впадин: Акаба (Элат), состоящая из нескольких частных впадин, Вади-Араб, Мертвого моря, Тивериадская, Хула.

Вывод о наличии сдвига и оценка его амплитуды основаны на смещении стратиграфических и изофациальных границ триасовых, юрских и меловых отложений, местонахождений фауны, других характерных образований (в том числе в докембрийских комплексах на юге) и, позднекайнозойских речных русел [19, 23, 24, 42, 43]. Суммарное смещение оценивается в указанных работах в 107 км, из которых около 60 км (по смещению объектов мезозойского разреза) отводится на время до плиоцена, обычно на миоцен, а 40 - 47 км – на плиоцен - квартал. Эти цифры обычно берутся за основу авторами других работ.

Указанное определение амплитуды сдвига вызывает сомнения. Более или менее достоверно можно говорить только о плиоцен-четвертичной компоненте смещения на расстоянии 40 - 50 км. Что касается остальных 60 км и соответственно суммарной амплитуды 107 км, то критическое отношение к этим цифрам определяется, как минимум, двумя обстоятельствами.

Во-первых, стратиграфические и изофациальные границы и изопахиты мезозойских отложений располагаются параллельно или под очень острым углом к Левантскому разлому ([38], рис. 2). В этих условиях оценка амплитуды сдвига по местоположению в противоположных крыльях разлома идентичных объектов, находящихся к тому же на удалении от зоны разлома, не может претендовать на большую точность; скорее всего она завышена.

Во-вторых, нет доказательств того, что доплиоценовое смещение, если оно все же имело место, произошло в миоцене, а не раньше – по более древнему нарушению, положение которого унаследовал Левантский разлом. С наибольшей вероятностью смещение может быть датировано предмеловым временем [20]. Единственное, что могло бы противоречить такому предположению, это данные по распространению аммонитов и фациальных типов осадков турона, на которых основан вывод о сдвиге на 107 км в послетуронское время [23, 24]. Однако, по утверждению Ф. Бендера [20], аммониты и фации турона изучены недостаточно для подобного заключения и основанные на них выводы произвольны. Существование домелового нарушения на месте Левантского разлома подтверждается строением области перехода от южного к среднему сегменту. Здесь Левантский раз-

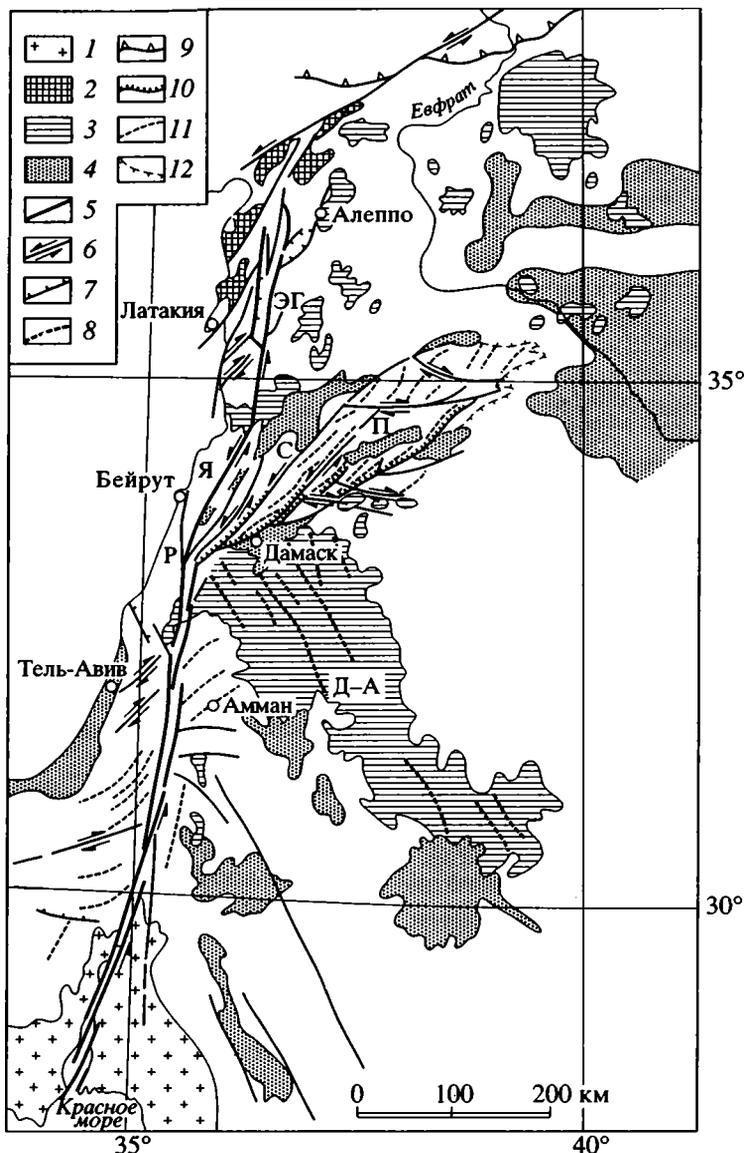


Рис. 1. Схема строения Левантского разлома и внутриплитных элементов Аравийской платформы. 1 – докембрийский фундамент, 2 – аллохтонные офиолитовые массивы, 3 – вулканы неогена - кватернера, 4 – впадины плейстоцен-четвертичного возраста, 5 – главные разрывы зоны Левантского трансформного разлома, 6 – сдвиги, 7 – сбросы, 8 – разрывы, маркируемые цепочками вулканических аппаратов, 9 – фронтальный альпийский надвиг, 10 – надвиги, 11 – оси антиклиналей и брахиантиклиналей, 12 – граница восточного периклиналильного замыкания Пальмирид. Буквами обозначены: Д-А – вулканическое плато Друз-Аш-Шама, П – Пальмирская складчатая зона, ЭГ – грабен Эль-Габ; разрывы: Р – Рум, Я – Ямуне, С – Серхайя.

лом веерообразно расщепляется на несколько разрывов (рис. 1). Один из них (Рум [20, 30, 44] или Эд Дамур [28]) сохраняет субмеридиональное простирание и продолжая разрывы Иорданской долины, уходит в направлении к Бейруту. На космических снимках разрыв Рум выражен превосходно [10, 28]. Он трассируется до берега Средиземного моря, создавая впечатление, что именно им представлен главный ствол Левантского разлома. Это, по-видимому, так и есть, но только для разлома домелового возраста, так как ближе к Бейруту разрыв перекрывается (запечатывается) отло-

жениями верхнего мела, начиная с сеномана, в которых он выражен флексурой [20, 43]. Досеноманский “Пра-Левантский” разрыв, судя по изображению на космоснимках, был достаточно крупным нарушением и, возможно, уже в поздней юре - раннем мелу служил границей Аравийской и Синайской плит. Позднекайнозойский Левантский разлом в основном унаследовал его положение, но севернее Иорданской долины и впадины Хула главный ствол Левантского разлома отклонился к северо-востоку от прямолинейной трассы древнего разлома.

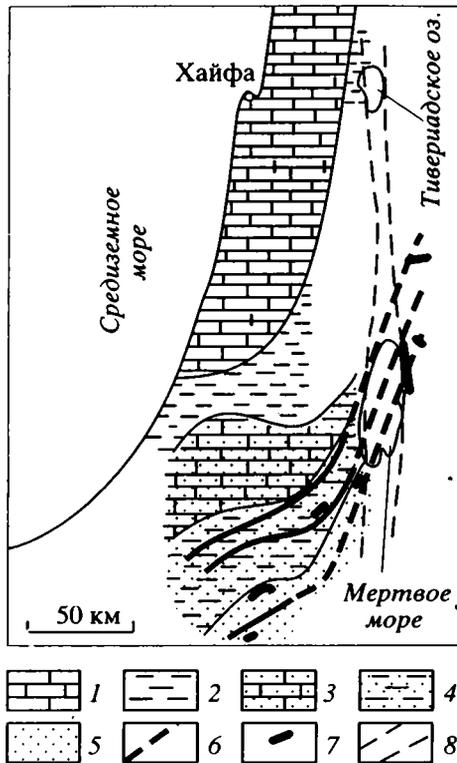


Рис. 2. Схема распределения изофациальных границ триасовых и юрских отложений вблизи Левантского разлома в Израильско-Иорданском сегменте (по [38]). 1 - 5 - фациальные типы отложений нижней - средней юры: 1 - карбонатные, 2 - глинистые, 3 - песчано-карбонатные, 4 - глинисто-карбонатные, 5 - песчаные; 6 - достоверные и предполагаемые (пунктир) изофациальные границы триасовых отложений, 7 - триасовые отложения на поверхности и в скважинах, 8 - зона Левантского разлома.

В дальнейшем, таким образом, приходится исходить из того, что амплитуда сдвига в южном сегменте составляет 40 - 50 км, если не меньше. Некоторые авторы на основании кинематических расчетов движения Аравийской плиты приходят к выводу, что плиоцен-четвертичное смещение по сдвигу не превышает 30 км [32]. Между этими цифрами и традиционными 107 км разница большая. По причинам, которые будут ясны из дальнейшего, при амплитуде 30 - 50 км легко решается проблема пространства, подразумевающая сокращение коры в Пальмирадах [18, 43], тогда как совершенно неясно, как найти место для 107 км.

Впадины в южном секторе Левантского разлома относятся к категории сдвиго-раздвиговых [9, 44, 53], хотя часть из них отличается от типичных представителей структур этого типа [13, 14, 29, 33]. Их особенность состоит в том, что одновременно имеются признаки и сдвиго-раздвиговых впадин, и грабенов растяжения. Из двух главных продольных разрывов, ограничивающих впадину, один является сдвигом, часто со сбросовой компонентой, другой - сбросом или системой ступенчатых сбросов,

нередко с большим (километры) вертикальным смещением. Примером могут служить впадины Элат, Дакар и др. в зал. Акаба, в которых эти особенности выявляются с достаточной очевидностью [14]. Такое строение впадин возникает при одновременном существовании в зоне разлома режимов сдвига и растяжения, ориентированного нормально к простиранию разлома. Это свидетельствует о сдвиге в условиях трансензии, которая объясняется наличием дивергентной компоненты в области трансформного разлома, когда направление движения плиты не строго параллельно трансформной границе. Обязательным условием возникновения нормального к простиранию разлома растяжения является пониженная прочность коры в зоне трансформного разлома по сравнению с более прочной корой вне ее. Более подробное объяснение данной модели приводится в работе [14].

Средний сегмент Левантского разлома отличается от соседних как простиранием ($20^\circ - 25^\circ$ ССВ), так и другими особенностями. Зона разлома здесь веерообразно рассредотачивается. Она состоит из нескольких крупных разрывов и осложненных разрывами складок, которые группируются в два горст-антиклинальных поднятия, соответствующих горным массивам Ливана и Хермона-Антиливан. Поднятия разделены продольной впадиной (по-видимому рампом) Бекаа, заполненной осадками верхних частей миоцена и плиоцена. При переходе от южного сегмента к среднему, в "фокальной", по выражению А. Куэннелла точке, на севере впадины Хула, Левантский разлом расщепляется. Его прямым продолжением является самый западный разрыв Ямуне, который служит связующим звеном между южным и северным отрезками Левантского разлома; по нему в основном передается движение. Остальные главные разрывы этой системы (Хасбайа, Рашайа, Серхайа) представляют собой ответвления от главного ствола. Первые два слепо затухают в пределах массива Хермона, разрыв Серхайа продолжается в Пальмириды.

Заметим, что веер нарушений среднего сегмента теснейшим образом связан со структурами Пальмирской складчатой зоны, которые, по сути дела, также представляют собой ответвление от зоны Левантского разлома.

Геоморфологические и структурные данные указывают на сдвиговые смещения по разрывам сегмента. Из структурных признаков наиболее убедительны связанные с перечисленными выше разрывами большие позднекайнозойские впадины ромбовидной формы, образование которых объясняют комбинированным действием сдвига-раздвиг (пулл-апартовый механизм) и дополнительного поворота смежных блоков [30]. В литературе почти не приводится указаний на величину сдвиговых перемещений. Только для разрыва Ямуне (основной ствол Левантского разлома) по положению идентичных орографических элементов в крыльях разлома допускается смещение на 7 - 10 км. При этом

подчеркивается, что о значительно более крупномасштабном смещении (многие десятки - сто километров) говорить невозможно ввиду тождественности разрезов Ливана и Антиливана [43]. Хотя последнее обстоятельство не кажется нам сильным аргументом, отсутствие данных о крупном сдвиговом смещении следует иметь в виду.

К числу важных характеристик описываемого структурного ансамбля принадлежат признаки сжатия, выраженные в явлениях взбрасывания и надвигания. Им не уделяют должного внимания, хотя они были замечены давно [34] и важны для понимания механизма движения по разлому и возникновения связанных с ним деформаций. В южных склонах массива Хермон описаны чешуи юрских пород [34], а сам массив надвинут к юго-востоку на смежную депрессию, заполненную неоген-четвертичной молассой и вулканитами. О масштабах надвигания можно судить по результатам бурения в массиве Хермон на территории Сирии (устное сообщение И.Г. Новичкова). В нескольких километрах от фронтального разрыва Серхайа, ограничивающего массив с юго-востока, под юрскими отложениями на глубине в сотни метров несколькими скважинами вскрыты конгломераты неогена - квартера. Это указывает на значительную амплитуду надвигания массива на молассовую впадину или, скорее, пододвигания впадины под массив. В предгорьях Хермона (северо-восточнее сел. Аарне, Сирия) описаны олистоплаки юрских известняков, залегающие в конгломератах плиоцена или квартера на расстоянии 2 - 4 км от линии разрыва Серхайа. Образование пластин, соскользнувших в молассовую впадину с массива Хермон, подтверждает надвигание в области поднятия. Явления такого рода хорошо изучены в других районах, где встречаются подобные образования [8]. В самой зоне разрыва Серхайа отчетливо наблюдается надвигание юрских известняков массива Хермон на неогеновые конгломераты, зона надвига имеет чешуйчатое строение.

Наличие описанных структур, свидетельствующих об обстановке сжатия, позволяет рассматривать поднятие Хермон-Антиливан как хребет сжатия (*pressure ridge* [26]), формирование которого обусловлено сдвиговым смещением по трансформному разлому с искривленной конфигурацией. Возможно, что обстановка сжатия не ограничивалась площадью Хермона и Антиливана, распространяясь и на более западные элементы описываемого сегмента.

В северном сегменте зона Левантского разлома снова приобретает меридиональное простирание. Кроме разрывов и впадин-грабенов, ее неотъемлемым элементом является система поднятий Берегового хребта. Зона разлома состоит здесь из двух отрезков.

На юге она сильно сужена и представлена двумя сближенными (до 1 - 1.5 км) параллельными разрывами и заключенными между ними узкими

впадинами (Масьяф). На этом отрезке установлены левосдвиговые смещения позднечетвертичного времени с амплитудой от нескольких десятков до первых сотен метров [7].

В северном отрезке главные разрывы, составляющие зону Левантского разлома, расходятся, образуя систему широких грабенов и впадин. Наиболее крупный из них грабен Эль-Габ, и структурно и в рельефе выраженный эффектно. По направлению к северу грабен Эль-Габ расщепляется на две ветви: грабены Джиср-Эш-Шугур и Эль-Руж, в свою очередь, разделяющиеся на несколько небольших впадин. Формирование этих грабенов и впадин произошло, судя по возрасту заполняющих осадков, в плиоцене (возможно в конце миоцена) - квартере. Более древние отложения, включая миоцен, формировались в дорифтовую эпоху. Одновременно с разветвлением происходит выполаживание впадин, в результате чего вся система вырождается в районе Сирийско-Турецкой границы. По мнению некоторых авторов зона разлома продолжается дальше на север, переходя в грабен Карасу, расположенный на территории Турции [19, 36, 41]. Но данная площадь изучена недостаточно для окончательного решения.

Кроме данных о позднечетвертичных смещениях в южной части сегмента, убедительных свидетельств о сдвиговой компоненте не приводится. Некоторые авторы как доказательство левого сдвига (с амплитудой 20 - 25 и даже 30 км) принимают смещение контуров полей неогеновых вулканитов, примыкающих к разлому, а также полосы развития альпийских офиолитовых покровов [7, 43]. Но это не более чем произвольное толкование, так как наблюдаемая конфигурация ареалов вулканизма может быть первичной, выходы офиолитов находятся слишком далеко от разлома. Иначе говоря, постулируемая в ряде работ амплитуда смещения 20 - 25 км по Левантскому разлому в его северном сегменте фактическим материалом не доказывается. Со значительным смещением плохо согласуется факт расщепления и вырождения системы структур Левантского разлома на севере. Таким образом цифра порядка 20 км представляет собой скорее всего предельную величину возможного смещения.

Остановимся подробнее на грабене Эль-Габ - структуре, важной для геодинамических реконструкций. Кроме того, в литературе она освещена менее других впадин Левантского разлома. В рельефе грабен Эль-Габ выражен широкой с плоским днищем долиной, ограниченной с обеих сторон уступами. Западное плечо грабена представлено поднятием Берегового хребта, восточное - краевой частью плато Алеппо. Грабен заполнен плиоцен-четвертичными отложениями, мощность которых по данным бурения [4] и результатам электроразведки (в южной части грабена), составляет не менее 600 м. Верхняя часть платформенного чехла представлена на бортах и в

самом грабене отложениями эоцена. Накопление отложений, выполняющих грабен, началось после эпохи планации в понте со второй половины плиоцена – с астийского века и заметно усилилось в виллафранкское время [50].

Краевые разрывы выражены уступами на флангах грабена. Восточный разрыв представляет собой нарушение с вертикальным смещением в несколько сот метров. Перепад рельефа также не превышает первых сотен метров. Западный разрыв – более сложно построенная зона ступенчатого строения. Уступ в рельефе по высоте превышает 1000 м. Амплитуда вертикального смещения по западному разрыву составляет не менее 2,5 км, так как поверхность, соответствующая подошве мела в Береговом хребте, находится на высоте около 1500 м над уровнем моря, в грабене – не выше 1000 м ниже уровня моря.

Наши исследования показали, что во время формирования грабена поднятие Берегового хребта представляло собой горст. Западный склон хребта сравнительно полого поднимается от побережья до абсолютных отметок 1200 - 1550 м, восточный – круто обрывается к грабену Эль-Габ. Слои мезозоя - палеогена, слагающие хребет, залегают моноклиinally с наклоном к западу (под углами до 10° - 15°). Моноклинал осложнена разрывами. В современной структуре этот блок ограничен крупными разрывами не только с востока, но и с запада – в прибрежной полосе Средиземного моря и в предгорьях Берегового хребта.

Соотношение между наклоном слоев и рельефом свидетельствует, что образование моноклинали, возможно являвшейся западным крылом сводового поднятия, произошло до формирования грабена Эль-Габ. В южной – более пологой – части Берегового хребта в склонах имеются горизонтальные уровни, представленные останцовыми поверхностями и вершинами водоразделов. Различаются три уровня с абсолютными высотами: 1 – около 1000 м, 2 – 570 - 620 м, 3 – 250 - 350 м. Особенно хорошо они развиты в районе городов Ба-

ниас и Кадмус (рис. 3). Уклон врезов рельефа между уровнями на приведенных профилях составляет: от нижнего уровня к среднему – 80 м/км, от среднего к верхнему – 170 м/км. Эти цифры на порядок и более превышают значения максимального уклона в пределах уровней – не более 10 м/км. Поверхности не являются при этом ни структурными, т.к. они срезают моноклиinally лежащие слои разного возраста, ни литологическими.

Нижняя из отмеченных поверхностей приблизительно соответствует раннечетвертичным (калабрийским) морским террасам побережья Ливана и Сирии, располагающимся на высотах от 120 до 250 м над уровнем моря [4, 48, 51]. Осадки с калабрийской фауной обнаружены на террасах этой генерации до высоты 250 м над уровнем моря [52]. Следующая по возрасту серия более низких террас (90 - 120; 60 - 80 м) относится к сицилию. Калабрийский возраст поверхности 250 - 350 м согласуется и с тем, что она выработана на вулканических породах верхнего (?) плиоцена, залегающих на нижнеплиоценовых слоях с морской фауной. Более высокие, и соответственно более древние, поверхности имеют, очевидно, плиоценовый возраст. Прогибание грабена и воздымание Берегового хребта в виде горста начались, по-видимому, приблизительно одновременно – в астии, во всяком случае после эпохи планации в понте.

Наличие поверхностей выравнивания, недеформированных и срезающих слои моноклинали, свидетельствует, что наклон образовался до формирования древнейшей из них. Затем произошло воздымание горста без изгибания осадочных толщ как минимум на 1000 м (высота верхней поверхности).

Таким образом, в рассматриваемом сечении Левантского разлома устанавливается последовательность событий: а – миоцен (точнее, интервал между средним эоценом и понтом), когда происходило формирование свода, западное крыло которого находится в Береговом хребте, восточное – в восточном плече рифта; б – эпоха планации; в – плиоцен (с астийского или виллафранк-

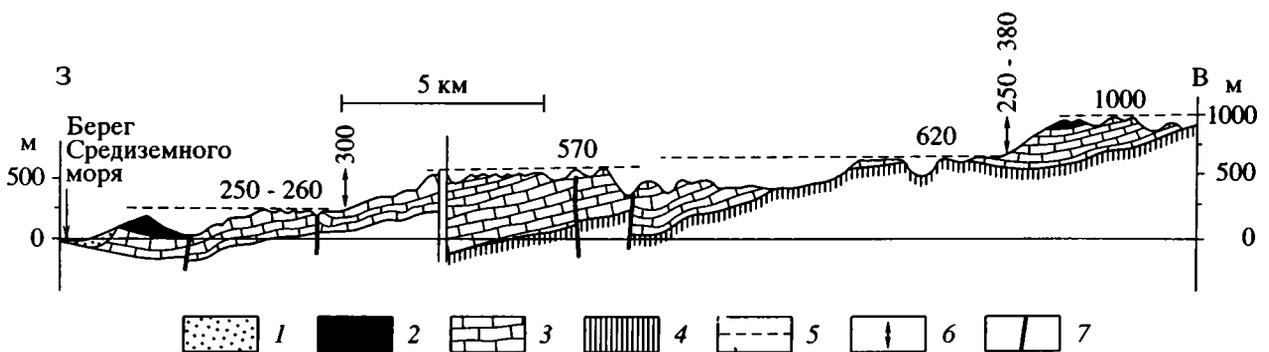


Рис. 3. Геологический профиль с выровненными поверхностями в западных склонах Берегового хребта в районе Баниаса. 1 - 4 – породы: 1 – плиоцен-четвертичные морские, 2 – плиоценовые вулканические, 3 – меловые, 4 – юрские; 5 – выровненные поверхности (цифрами обозначены абс. высоты в метрах), 6 – перепад рельефа между поверхностями (цифрами обозначена высота в метрах), 7 – разрывы.

ского века) – ныне, этап формирования грабена Эль-Габ и других впадин с одновременным воздыманием горста Берегового хребта. Восточный борт грабена почти не был вовлечен в поднятие.

В соответствии со сказанным западная часть грабена Эль-Габ обладает всеми характерными чертами рифтовой структуры. Здесь различаются (с запада на восток): горст (плечо рифта); крутой, со ступенчатым строением и большим вертикальным смещением (более 2.5 км) краевой разрыв; рифтовая впадина. На восточном борту вертикальное смещение по краевому разрыву, как и воздымание плеча грабена, невелико. Вместе с тем, этот разрыв служит прямым продолжением более южного отрезка Левантского разлома, по которому допускается, а для позднечетвертичного времени доказано, сдвиговое смещение. По-видимому, трансляция латерального смещения, происходит по данному разрыву, в кинематике которого определенную роль играет сдвиговая компонента. Эта комбинация сброса на одном фланге, со сдвигом на другом, в сочетании с ромбовидной формой грабена, аналогична ситуации в зал. Акаба, о которой говорилось раньше. По-видимому, и для грабена Эль-Габ наиболее удачным объяснением служит модель сдвига в условиях трансензии [14].

Из приведенного материала вытекают условия, которые должны учитываться в модели, описывающей движение по Левантскому трансформному разлому в позднем кайнозое (плиоцене - квартере).

В южном (Израильско-Иорданском) сегменте амплитуда сдвига составляет 40 - 50 км. Дополнительное влияние на строение зоны сдвига оказывает также трансензия, благодаря которой ряд впадин имеет сдвигово-раздвиговую природу. Однако, превалирующая роль сдвига здесь несомненна.

В среднем (Ливанском) сегменте амплитуда сдвига резко уменьшается, смещение рассредотачивается по нескольким веерообразным расходящимся разрывам. Кроме того появляются ясно выраженные надвиговые (поддвиговые) структуры, свидетельствующие о дополнительной к сдвигу компоненте сжатия.

В северном (Сирийском) сегменте сдвиговое смещение имеется, но его амплитуда, очевидно, не превышает 20 км. А в створе грабена Эль-Габ, и вероятно севернее не меньшую роль в структурообразовании играет растяжение.

Таким образом, при переходе от южного к северному сегменту, т.е. на территории среднего сегмента происходит затухание амплитуды сдвига не менее чем на 20 - 30 км.

ПАЛЬМИРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

Пальмирская складчатая зона – типичная внутриплитная структура, образованная деформированными породами платформенного чехла Аравийской плиты. Она представляет собой ответв-

ление от Левантского разлома в районе его излома и структурно настолько тесно связана с ним или, точнее, с ответвляющейся от него системой нарушений Хермона–Антиливана и разрывов Рашайя, Серхайя и др., что, основываясь только на внешних признаках, трудно провести между ними четкую границу. В то же время имеется одна характерная только для ансамбля Пальмирских структур черта – развитие, наряду с левыми сдвигами, характерными для Левантского разлома и оперяющих его нарушений, поперечных к ним правых сдвигов. Структурный рисунок, определяемый этой комбинацией, присутствует только на территории к востоку от разрыва Серхайя, который, таким образом, и можно принять за западную границу Пальмирид.

Геологическое строение Пальмирид описано во многих работах [3, 4, 18, 27, 36, 39]. Здесь мы коротко остановимся на нескольких особенностях этой зоны.

Во-первых, Пальмирская зона дислокаций образовалась на месте триасового внутрикратонного прогиба, вероятно, рифтогенного типа (авлакогена). По данным бурения и сейсморазведки мощные триасовых пород, включающих эвапориты, превосходит под Пальмиридами 3 км и резко сокращается до полного выклинивания – вне этой зоны. Картина достаточно типичная, когда осадочное выполнение авлакогенов (рифтов) платформ на одном из этапов своей последующей истории подвергается деформации (смятию) и превращается в складчатое сооружение. Местоположение последнего предопределяется, таким образом, образовавшейся ранее неоднородностью в коре – швом или линзой менее вязких, по сравнению со смежными участками, пород¹.

Данное обстоятельство влияет также на морфологию и кинематику Левантского разлома: с отмеченной неоднородностью, возможно, связано возникновение коленообразного изгиба Левантского разлома в среднем (Ливанском) сегменте. Изгиб находится как раз в том месте, где разлом пересекает Пальмирский авлакоген. Нахождение такой зоны на трассе разлома не могло не сказаться на его конфигурации. Как известно из полевых наблюдений и из данных моделирования [9], разрывные нарушения преломляются на границе сред разной вязкости таким образом, что линии их сместителей при пересечении среды с меньшей вязкостью образуют больший угол с направлением

¹ Некоторые авторы, опираясь на анализ гравиметрического поля, считают, что ослабленная зона под Пальмиридами имеет более древнее происхождение и соответствует шву докембрийского возраста, разделяющего блоки с разными свойствами коры [11, 15]. Анализ этого вопроса не входит в нашу задачу, заметим только, что такой вывод не кажется убедительным, поскольку предполагаемые на глубине мафитовые интрузии, наличием которых в одном из блоков и отсутствием в другом объясняется разный характер гравитационного поля, с таким же успехом могут представлять собой интрузивную фазу неогенчетвертичного магматизма.

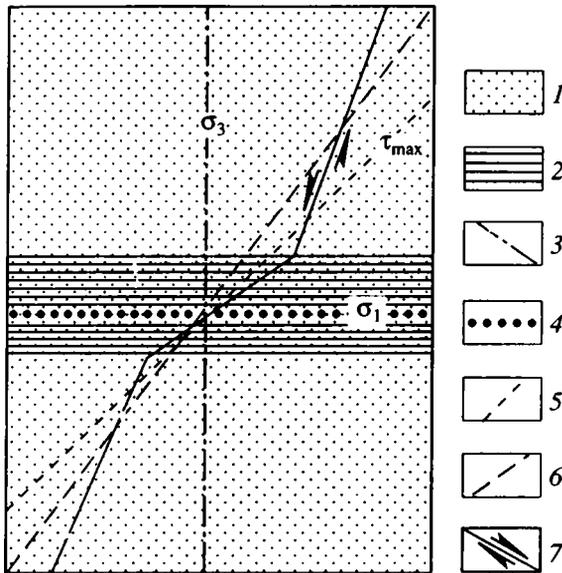


Рис. 4. Преломление разрыва на границе сред с разной вязкостью.

1 – более вязкий материал, 2 – менее вязкий материал, 3 – траектория оси максимального сжатия (минимального растяжения) – σ_3 , 4 – траектория оси максимального растяжения (минимального сжатия) – σ_1 , 5 – траектория максимальных касательных напряжений без учета внутреннего трения пород, 6 – то же, с учетом внутреннего трения пород, 7 – линия разрыва, преломляющегося на границах сред с разной вязкостью.

сжатия, чем при пересечении более вязких прослоев (рис. 4). О неизбежности преломления свидетельствуют и результаты изучения углов скалывания в породах различной реологии: для менее вязких пород (глины, соль) они на $20^\circ - 30^\circ$ больше, чем для вязких пород типа гранитов [1].

Во-вторых, характерной чертой Пальмирид является структурная дисгармония между нижними (палеозой) и верхними (мезозой - кайнозой) горизонтами осадочного чехла, обусловленная срывом по эвапоритовой толще триаса и активной ролью эвапоритов в структурообразовании верхнего этажа. Ранее это предполагалось по косвенным данным и по аналогии с другими объектами [36]. Сейчас это можно считать доказанным [18, 39]. Мезозойско-кайнозойская толща в Пальмиридах представляет собой линзу деформированных пород, отслоенную от своего субстрата и выжатую к бортам (рис. 5). В южных Пальмиридах признаки движения к югу наблюдаются на поверхности: крутые, иногда подвернутые, южные крылья антиклиналей, взбросы, признаки надвигания, локальные проявления гравитационных покровов. Один из них описан в работе [6], где, правда, правильно описанному строению участка в Джебель-Абу-эль-Ата дается иная, судя по нашим наблюдениям ошибочная, интерпретация. К выводу о надвиговом характере поля напряжений в южных Пальмиридах приводят также предваритель-

ные результаты изучения трещиноватости, выполненного в процессе наших совместных работ С.П. Сигачевым в горных грядках Касиун, Зубейди, Рма, Накнакийе, Хайян. Абсолютное большинство замеренных зеркал скольжения ($80 - 90\%$) ориентированы вдоль поверхностей напластования, что свидетельствует о послышном перемещении масс, характерном для надвигов и структур покровного типа. Надо сказать, что при доминирующей южной (юго-восточной) вергентности, в Пальмиридах по данным сейсмопрофилирования отмечается перемещение мезозойских и кайнозойских пород также и в северном направлении [39].

Существование срыва и структурной дисгармонии имеет принципиальное значение для понимания механизма деформации в системе Левантский разлом–Пальмирская складчатая система. Оно позволяет допустить более значительное сокращение коры под Пальмиридами, чем можно было бы предполагать, исходя из характера структуры только верхнего этажа. Тем самым естественнее решается проблема гашения амплитуды сдвига по Левантскому разлому.

В-третьих, для мезозойско-кайнозойского комплекса пород Пальмирид типичен определенный парагенез структур. По характеру и интенсивности деформации в них выделяются Южнопальмирская и Северопальмирская зоны. В первой развиты полноценные складки. Для нее типичны асимметричные антиклинали с крутыми (до вертикальных) юго-восточными крыльями, осложненными взбросами, которые на глубине, вероятно, переходят в надвиги. Северопальмирская зона представляет собой область развития пологих разобщенных антиклиналей и, чаще, брахиантиклиналей.

Основная масса антиклиналей в Пальмиридах группируется в несколько протяженных линейных зон северо-восточного простирания, приуроченных к крупным разрывам (рис. 6). Как правило, в них наблюдается левокулисное расположение отдельных структур.

Вообще в Пальмиридах широко представлены как левые, так и правые сдвиги.

Левые сдвиги, описанные рядом исследователей [18, 27, 28], относятся к той же группе разрывов, что и упоминавшиеся выше разрывы в Ливанском сегменте Левантского разлома (Серхайя и др.). Все они представляют собой ответвления Левантского разлома, имеющего тот же знак смещения. С левыми сдвигами связаны основные антиклинальные зоны (кулисные цепочки антиклиналей) Пальмирид. Эти разрывы, протяженностью до 100 и более км, имеют от северо-восточного до север-северо-восточного простирания и смещают оси складок на расстояние до 3 - 5 км. Ориентировка сдвигов лишь на небольшой угол ($20^\circ - 30^\circ$) отклоняется от простирания зон складок. В ряде случаев плоскости сдвигов наклонены под антиклинали и характеризуются, помимо

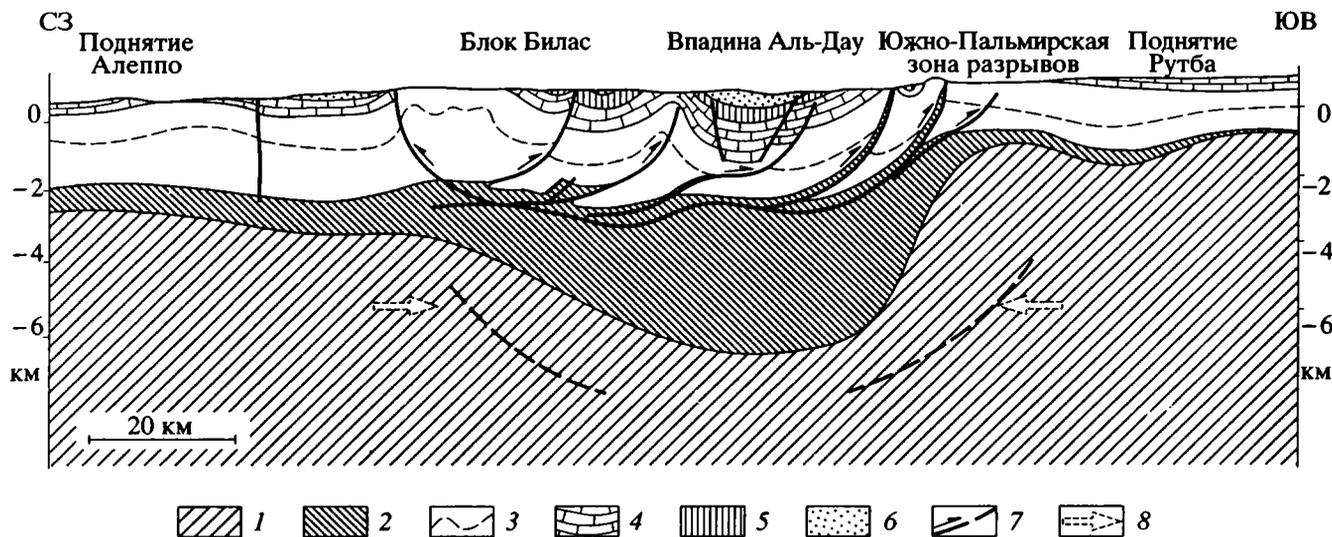


Рис. 5. Принципиальная схема глубинного строения Пальмирской складчатой зоны (с учетом данных [18, 39]). 1 – палеозойские отложения чехла и допалеозойский кристаллический фундамент; 2 - 5 – мезозойско-кайнозойский чехол: 2 – триас - юра, включая эвалориты, 3 – мел, 4 – палеоген, 5 – миоцен, 6 – плиоцен-четвертичные; 7 – разрывы наблюдаемые и гипотетические, 8 – направление сжатия.

смещения крыльев по простиранию сместителя, наличием надвиговой компоненты смещения по падению сместителя. Все признаки, таким образом, указывают на существенное сжатие поперек сдвигов. Подвороты крыльев носят отчетливый синтетический характер – амплитуда уменьшается за счет вращения крыла сдвига, то есть происходит вязкое волочение последнего. В наибольшей мере перечисленные особенности свойственны таким крупным разрывам, как Южнопальмирский, Дамаск-Набк, Серхайа-Билас, Рухейбе-Афай (рис. 6).

Правым сдвигам Пальмирид почти не уделялось внимания. Между тем, они хорошо читаются на геологических картах [4] по небольшому (до 2 - 5 км) смещению осей складок, правостороннему смещению геологических границ на моноклиналях, резкому изменению структуры в разных крыльях сдвигов и увеличению напряженности складчатости и амплитуды надвигов во фронтальных частях сдвинутых крыльев. Проведенное нами совместно с С.П. Сигачевым, Ф. Факиани, Х. Аднаном детальное изучение правосдвиговой зоны, пересекающей антиклинальную зону Зубейди, показало, что помимо смещения оси антиклинали (амплитуда около 500 м), имеются присдвиговые дислокации: горизонтальные складки (аксоклинали), сигмоиды и горизонтальные флексуры. В смещенном к югу северо-восточном крыле сдвига резко усиливается общее надвижение к югу данной складчатой зоны, фронтальный надвиг Зубейди выполаживается до $20^\circ - 25^\circ$. В то же время в смещенном к северу юго-западном крыле региональная южная вергентность нарушается заприкидыванием структуры к северу. Амплитуда фронтального надвига здесь существенно меньше и он становится более крупным.

Лучше всего правые сдвиги подобной морфологии выражены в центре и на востоке западной части Пальмирид (участки Рмах, Зубейди, Эль-Накнакие, Мазар и др.). Везде они имеют субширотное, диагональное к складкам простирание, и обуславливают антитетические (увеличивающие амплитуду сдвига) подвороты структур против часовой стрелки. Соответствующие участки складок существенно отклоняются от характерной для них общей восток-северо-восточной ориентировки ($40^\circ - 50^\circ$) до северо-восточного ($30^\circ - 40^\circ$) и иногда почти до меридионального простирания. Линии правых сдвигов не несут никаких следов поперечного к ним сжатия. Все это позволяет считать правые сдвиги соответствующей части Пальмирид типичными антитетическими разрывами [2]. Они, по-видимому, обеспечивали продольное удлинение Пальмирид в процессе их поперечного бокового сокращения за счет противочасового вращения сдвигаемых блоков. Деформация такого рода уже описана в ряде регионов и местами доказана палеомагнитными измерениями [17], в том числе и для западного крыла Левантского сдвига в более южной его части [22, 46].

На самом западе Пальмирид и в Антиливане, где вблизи Левантского разлома резко усиливается роль левосторонних разрывов, правые сдвиги выражены слабее. Однако и здесь они проявляются в виде горизонтальных флексур субширотного простирания, секущих складчатые зоны. Тем самым обеспечивается возникновение S-образных сигмоид с антитетическим разворотом осей антиклиналей до почти меридионального простирания (антиклинали Касьюн, Шарки Ан Набк и др.).

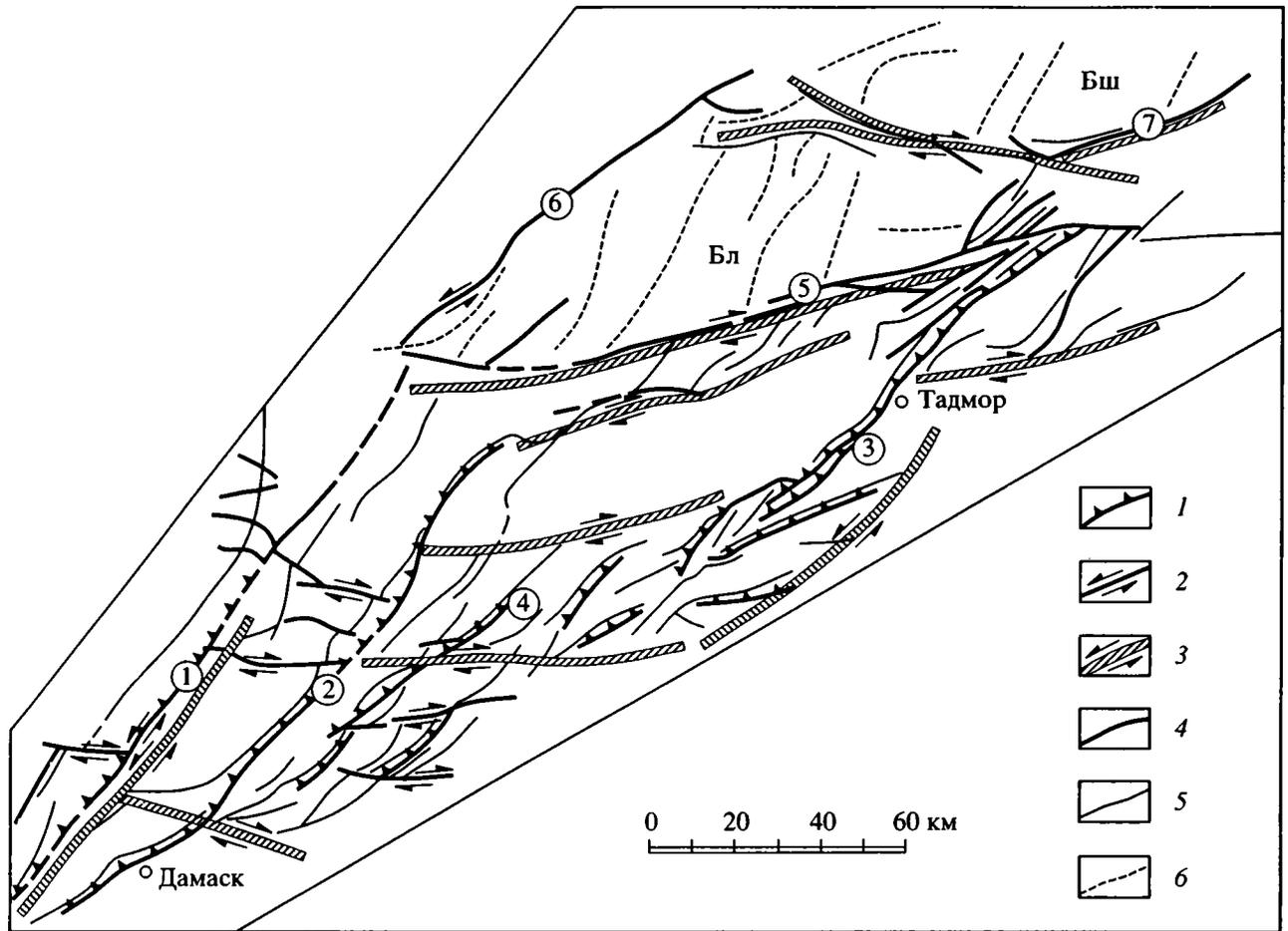


Рис. 6. Структурная схема Пальмирской складчатой зоны.

1 – надвиги и взбросы, 2 – сдвиги, 3 – широкие зоны сдвигов, 4 – сбросы и разрывы неустановленного кинематического типа, 5 – оси антиклиналей, 6 – оси пологих брахиформных поднятий в северных Пальмирах. На схеме цифрами обозначены разрывы: 1 – Серхайя, 2 – Дамаск-Набк, 3 – Южнопальмирский, 4 – Рухейбе-Афай, 5 – Джхар, 6 – Билас, 7 – Бишри (Северопальмирский); буквами обозначены блоки: Бш – Бишри, Бл – Билас.

В Северных Пальмирах и на востоке зоны по мере общего погружения зеркала складчатости стиль структуры становится иным. Линейные, сильно нарушенные надвигами и сдвигами, антиклинальные зоны сменяются брахиформными и куполовидными складками с пологими, как правило, крыльями (не более 20°). Разрывы, скорее всего, являются сбросами и взбросами. Однако и здесь по ряду особенностей структурного рисунка следует предполагать значительное проявление праводвиговой деформации, по крайней мере на глубине. Обращают на себя внимание протяженные (до 100 - 150 км) флексурно-разрывные зоны субширотного направления, разворачивающие складчатые структуры до север-северо-восточной и даже меридиональной ориентировки. Для южной из этих зон, в наибольшей степени выраженной разрывами на поверхности, с последними торцово сочленяются несомненно присдвиговые гемиантиклинали.

Праводвиговые зоны восточных и северных районов Пальмирид существенно длиннее аналогичных зон на западе этого горно-складчатого сооружения, чем обуславливают более крупные особенности структурного рисунка. Это как будто свидетельствует о большем приоритете сдвигового поля напряжений на востоке и севере по сравнению с западной половиной Пальмирид, где сдвиги ассоциируют с надвигами. Вместе с тем, общее выполаживание структуры, слабое развитие на поверхности разрывов со смещением по простиранию, “просвечивание” сдвигов через пологоскладчатый фон только по особенностям структурного рисунка – все это, на наш взгляд, свидетельствует о том, что скалывание происходит где-то на глубине – в фундаменте и дотриасовой (доэвапоритовой) части чехла. На поверхности же наблюдается лишь отраженный структурный план.

СВЯЗЬ ВНУТРИПЛИТНОЙ ДЕФОРМАЦИИ СО СДВИГОВЫМ СМЕЩЕНИЕМ ПО ЛЕВАНТСКОМУ РАЗЛОМУ

В работах последних лет дислокации Пальмирской зоны связываются с движением по Левантскому разлому, но их образование объясняется не геодинамическим влиянием разлома как такового, а особенностями движения и коллизии Аравийской плиты. Левантский разлом фигурирует в этих построениях лишь как трансформная граница, вдоль которой происходит скольжение плиты. В основных чертах данная модель выглядит следующим образом [31, 36, 43, 47]: в миоцене, в связи с раскрытием Красноморского рифта, Аравийская плита движется к северу, но в середине - второй половине миоцена она, вследствие коллизии в области сутуры Битлис, упирается в массив Битлис. В результате блокирования дальнейшего движения к северу, с середины или конца миоцена развивается внутренняя деформация плиты, сосредоточенная в области новообразованного (или регенерированного древнего) шва под Пальмирамидами. При этом происходит поддвижение южной плиты под Пальмириды, сопровождающееся срывом по толще эвапоритов триаса и деформацией осадочного чехла. Иными словами, формируется внутриплитная зона конвергенции [47].

Отдавая должное этой достаточно последовательной концепции, следует заметить, что она не объясняет ряд особенностей строения рассматриваемой территории. Это относится, в частности, к зонам позднекайнозойского вулканизма, свидетельствующим о существовании одновременно со сжатием также обстановки растяжения. При этом размеры наиболее крупного линейного ареала вулканизма – пояса Друз–Аш–Шама показывают, что речь идет не о локальных участках растяжения, а о зоне, соизмеримой с Пальмирской.

Эти и другие трудности снимаются в предлагаемом здесь варианте геодинамической модели, которая учитывает особенности главных тектонических структур района, рассмотренных на предыдущих страницах. Принципиальное значение в этой модели имеет излом Левантского разлома в плане на территории Ливана и наличие древней ослабленной зоны под Пальмирамидами. Причем эти два обстоятельства, возможно, находятся в причинно-следственной зависимости.

Коленообразный, задерживающего типа, излом сдвига, помимо повышенного надвиго- и складкообразования способен вызвать и ряд специфических деформаций в сдвиговом поле напряжений (рис. 7). Смещаемая жесткая плита цепляется (“заякоривается”) за выступ и, в результате, затормаживается. Для того, чтобы обогнуть последний, ей придется испытать внутреннюю деформацию. Зона сдвига (в данном случае левого) существенно расширится: край плиты, зацепившийся за выступ, испытывает вращение, согласное с вращением

всей сдвиговой зоны в целом. В результате образуется широкая зона простого сдвига (в механическом смысле, то есть зона скашивания), она расширяется напротив излома и постепенно угасает по мере выправления обычной прямолинейной конфигурации трансформного разлома. Рассмотрим более подробно структурные рисунки, которые возникают в подобной ситуации (рис. 8).

Зоны скашивания, или простого сдвига, в горизонтальной плоскости могут развиваться как в чисто сдвиговом поле напряжений (в идеальном случае здесь происходит плоская, или почти плоская деформация; вертикальные размеры деформируемых геологических тел меняются незначительно), так и при сочетании последнего с надвиговым или сбросовым полями напряжений, то есть в обстановках соответственно транспрессии (сдвиг со сжатием) и транстензии (сдвиг с растяжением).

При транспрессии простой сдвиг в горизонтальной плоскости выражен кулисным расположением структур сжатия, ориентированных косо к зоне скашивания – поперек оси максимального сжатия в генерируемом сдвигом поле напряжений (рис. 8А). В нашем случае левый сдвиг меридиональный, следовательно вызванное им сжатие, или наименьшее растяжение, должно быть ориентировано в северо-западном направлении, то есть складчато-надвиговые структуры будут иметь северо-восточное простирание. Именно так в целом располагаются складки Ливана и Пальмирид. При этом около самого трансформного разлома (в Ливане) они почти параллельны изгибу последнего, имея север-северо-восточное простирание и фиксируя тем самым сжатие вдоль линии сдвига, которое и должно существовать в обстановке транспрессии. На некотором удалении от сдвига, в западных районах Пальмирид, складки и сопряженные с ними надвиги имеют уже северо-восточное - восток-северо-восточное простирание, соответствующее присдвиговому полю напряжений. Левокулисное расположение ярко проявлено как для крупных мегаскладок Ливана и Антиливана, так и для всех антиклинальных зон на западе Пальмирид.

Структуры растяжения, способные образовываться в зоне меридионального сдвига при транстензии, должны иметь северо-западное простирание (рис. 8Б). Действительно, в этом направлении ориентированы цепочки вулканических конусов на лавовом плато Друз–Аш–Шама, фиксирующие магмоподводящие трещины и сопровождающие его грабены (Кхаур–Ум–Виаль и др., [16]), а также сбросы, ограничивающие на севере и юге грабен Эль-Габ. О связи ориентированного в северо-восточном направлении растяжения со скашиванием в зоне левого сдвига писали и другие исследователи [7]. Левокулисное расположение разрывов растяжения хорошо видно на геологических картах грабена Эль-Габ, оно угадывается также и для плато Друз–Аш–Шама (во всяком случае, для его западной части). Южнее последнего чехол

Аравийской платформы нарушен протяженными (до 250 - 300 км) разрывами и линеаментами северо-западного простирания, хорошо читающимся на космических снимках. Некоторые из них изображены на геологических картах Сирии и Иордании. Установливаемая по размерам базальтового плато и длине вышеуказанных разрывов ширина зоны внутриплитной деформации края Аравийской плиты достигает здесь 300 - 400 км. На востоке вулканическое плато Друз-Аш-Шама заканчивается примерно на том же меридиане, что и

Пальмирская складчатая зона, что вероятно является признаком сопряженности этих структурных элементов (рис. 9). В районе грабена Эль-Габ ширина полосы внутриплитной деформации снижается до 30 - 50 км.

Если возникновение структур сжатия предопределено самой деформационной обстановкой (сдвиговый изгиб "задерживающего" типа), то для структур растяжения это менее очевидно. Вместе с тем, если допустить, что левостороннее сдвигание

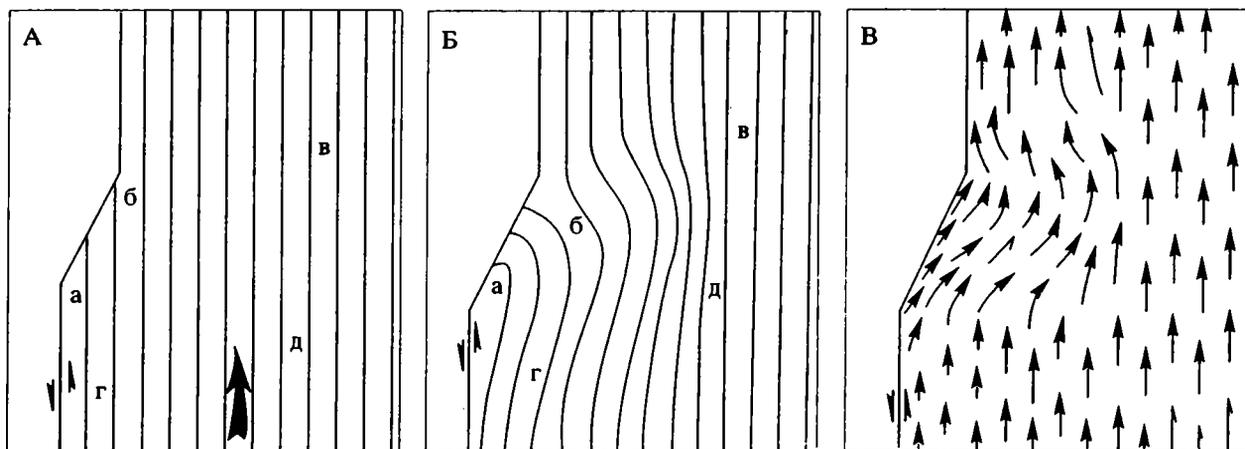


Рис. 7. Схема возникновения внутриплитной деформации простого сдвига в горизонтальной плоскости в результате "закоренения" края жесткой плиты на участке изгиба трансформного разлома (геометрическая модель, план).

А - Б - конфигурация условных материальных линий, первоначально ориентированных параллельно вектору главного смещения плиты: А - до деформации, Б - после деформации; В - конфигурация векторов смещения (в масштабе относительной скорости движения) края жесткой плиты. В результате зацепления за препятствие край плиты образует асимметричную горизонтальную складку, запрокидывающуюся к северу. В "ядре" складки - растяжение (точка а), сменяющееся рассеянным сжатием между точками б-в. Более резкое сжатие - вблизи препятствия, поперек ему. Край плиты испытывает левостороннее скашивание (простой сдвиг) против часовой стрелки. У препятствия, на южном "крыле" горизонтальной складки (область между линиями а-б-в и г-д), на эту деформацию накладывается скашивание противоположного знака, по часовой стрелке. Скорость смещения жесткой плиты около препятствия резко падает, но нарастает по мере его огибания и по мере удаления от препятствия.

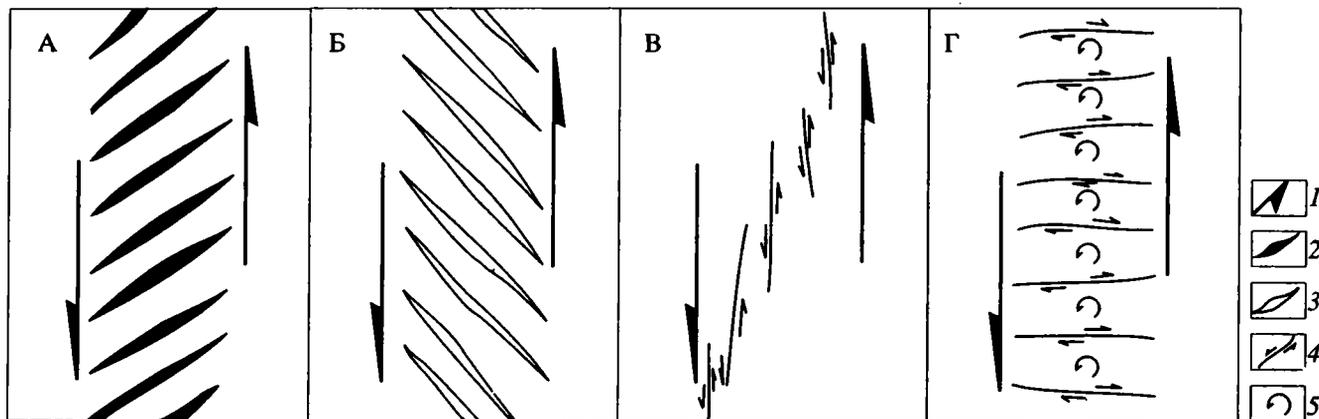


Рис. 8. Кинематические механизмы деформации простого сдвига в горизонтальной плоскости.

А - образование эшелонированных структур сжатия при транспрессии, Б - образование эшелонированных структур растяжения при транстензии, В - Г - образование сдвиговых сколов второго порядка в обстановке собственного сдвига: В - R-сколы того же знака, что и зона простого сдвига, Г - R₁-сколы противоположного знака.

1 - зона простого сдвига, 2 - структуры сжатия, 3 - структуры растяжения, 4 - структуры сдвига, 5 - направление поворота блоков между R₁-сколами.

рассредоточивается в более широкой полосе на против изгиба, то необходимые условия для возникновения подобного растяжения найти несложно. Для того, чтобы смещаемая плита смогла обогнуть препятствие, необходимо, чтобы на подходе к последнему она смогла отслоиться (рис. 7). Расположение вулканического ареала Друз–Аш–Шама как раз соответствует вышеописанной модели. В тылу препятствия (своего рода “волновой” тени) растяжение также весьма вероятно, но оно имеет пассивный характер и поэтому шире рассредоточится на площади с потерей глубины. Возможно, именно такую природу имеет грабен Эль-Габ и находящиеся около него изометричные впадины. Наиболее вероятный характер расположения сжатия и растяжения в обстановке задерживающего сдвигового изгиба, а также особенности изменения их размеров и амплитуды на площади показаны на рис. 7 и 9. Максимальной амплитуды они должны достигать в разных точках линии сдвига, как бы замещая друг друга, но при этом те и другие в равной мере будут затухать при удалении от сдвига. Указанные особенности легко заметить на мелкомасштабных картах региона.

Наконец, помимо образования эшелонированных структур сжатия и растяжения, левостороннее скашивание края Аравийской плиты может осуществляться посредством смещения по сдвигам (рис. 8В, 8Г). Кинематика скашивания внутри горизонтального простого сдвига рассматривалась в ряде работ [2, 22, 49, 51]. Необходимо подчеркнуть важные для нашего анализа моменты. В зоне скашивания развиваются сдвиги двух сопряженных систем – как левые, так и правые. Однако кинематический эффект движения по ним будет существенно различен, если не противоположен (рис. 10). Те сдвиги, знак смещения которых совпадает со знаком смещения всей зоны в целом (в основном сюда попадают R-сколы Риделя, а также формирующиеся при некоторых условиях Р-сколы; в рассматриваемом случае те и другие должны быть левосторонними разрывами), имеют наибольшую суммарную амплитуду, однако слабо поворачиваются в процессе деформации. R₁-сколы успевают за это же время повернуться на гораздо больший угол, так как направление их поворота совпадает с вращением всей зоны в целом. За счет этого амплитуда отдельных разрывов здесь может быть большей, чем у R-сколов, однако амплитуда всей зоны в целом уменьшается и как бы рассасывается на площади. Реализация движений по сдвигам обеих систем способна изменить общую ширину зоны простого сдвига: R₁-сколы обуславливают ее весьма значительное расширение.

Эти кинематические особенности позволяют определить граничные условия существования той или другой из двух равноправных сопряженных систем разрывов. Сдвиги, попутные смещению зоны в целом, локализуются там, где суммарная амплитуда смещения возрастает и, кроме того,

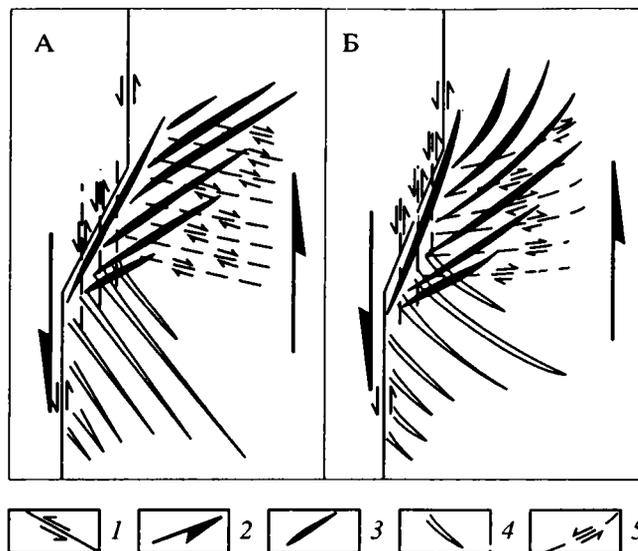


Рис. 9. Характер взаимного расположения структур сжатия, растяжения и сдвига при скашивании (простом сдвиге) края жесткой плиты около задерживающего изгиба тектонического разлома (план). А – мгновенная картина, Б – результат длительной деформации, когда скорость скашивания нарастает по удалению от трансформного разлома. 1 – трансформный разлом, 2 – зона простого сдвига у зацепляющегося за препятствие края смещающейся жесткой плиты, 3 – структуры сжатия, 4 – структуры растяжения, 5 – структуры сдвига.

присутствует сжатие поперек этой зоны. Сдвиги противоположного знака должны преобладать в местах рассредоточения деформации и при отсутствии поперечного сжатия зоны скашивания.

Особенности пространственного распределения и кинематики сдвигов Пальмирской складчатой зоны соответствуют модели скашивания внутри зоны простого сдвига. Непосредственно рядом с Левантским разломом на участке его излома развиты попутные левые сдвиги, которые следует рассматривать в качестве R- или Р-сколов. Их роль здесь, помимо незначительного рассредоточения сдвиговой деформации, заключается прежде всего в “стесывании” излома, некотором его выравнивании. Правые сдвиги (R₁-сколы), значение которых увеличивается на удалении от препятствия, обеспечивают рассредоточение деформации на большой площади. Вся область развития как левых, так и правых сдвигов скашивалась против часовой стрелки, что выражено в соответствующих присдвиговых подворотах: синтетических – для левых сдвигов и анти-тетических – для правых. При этом внутри домена правых сдвигов последние сами, вероятно, испытали заметное вращение вокруг вертикальной оси.

Итак, напротив коленообразного излома Левантского трансформного разлома западный край Аравийской “жесткой” плиты сам испытал рассеянную в пространстве деформацию левого сдвига, которую естественнее всего связывать с

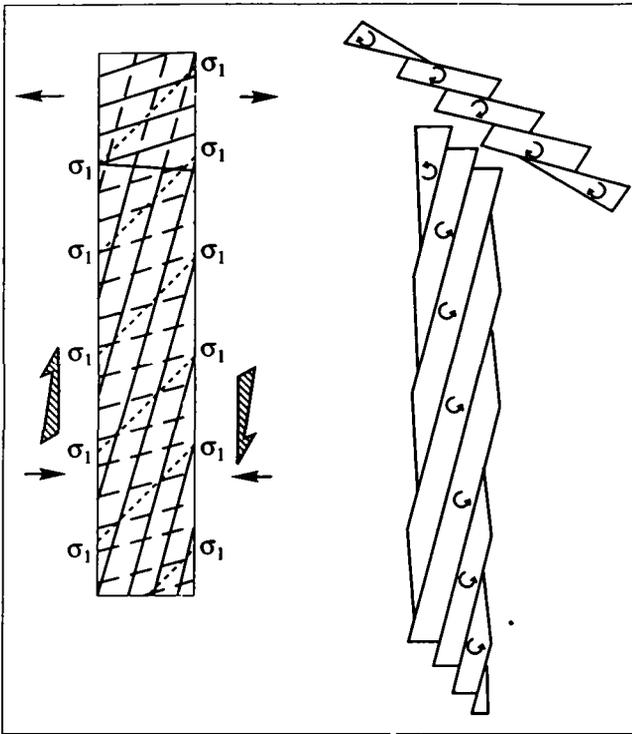


Рис. 10. Геометрическая модель деформации простого сжатия в горизонтальной плоскости (по [22] с небольшими дополнениями).

Крупные заштрихованные стрелки – направление скашивания; небольшие сходящиеся и расходящиеся стрелки – направление дополнительного сжатия (растяжения), приложенного поперек зоны простого сдвига; точки – горизонтальные проекции траекторий главного сжимающего напряжения; сплошные линии – доминирующая система сопряженных сдвигов; прерывистые линии – подчиненная система сопряженных сдвигов; круглые стрелки – направление поворота блоков.

необходимостью огибать препятствие. Судя по размерам Пальмирской складчатой зоны и базальтового ареала Друз–Аш-Шама, ширина зоны простого сдвига достигает 300 - 400 км. Скашивание против часовой стрелки осуществлялось всеми возможными механизмами, предусмотренными на рис. 8. Реальные особенности взаимного расположения наблюдаемых структур сжатия, растяжения и сдвига в скашивающейся полосе соответствуют теоретической картине, изображенной на рис. 9. Следует иметь в виду, что одномоментная конфигурация этих структурных парагенезисов, показанная на рис. 9А, в процессе длительной деформации должна искажаться за счет разворота структурных элементов против часовой стрелки (рис. 9Б). Обратим в связи с этим внимание на некоторую плавную отогнутость структур на восточном окончании Пальмирид и базальтового поля Друз–Аш-Шама, а также грабена Кхаур-Ум-Виаль к северу. Параллельно намечается и постепенный разворот простирания правых сдвигов от запад-северо-западного и

широтного на западе до восток-северо-восточного – на востоке.

Установление рассмотренного вида внутриплитной деформации представляет интерес не только в теоретическом аспекте (так как лишний раз показывает чрезвычайную относительность понятия “жесткая плита”), но и позволяет по-новому подойти к решению некоторых дискуссионных вопросов тектоники Леванта. В рамках данной модели легче объяснить снижение сдвиговой амплитуды Левантского разлома к северу от Израиля и Иордании. Избыточные массы, возникающие при гашении сдвига, не только поглощаются под Пальмирадами (20 - 25 км), но и частично рассредоточиваются в горизонтальной плоскости.

Сам по себе Пальмирский мегантиклинорий вполне мог возникнуть только лишь в результате смятия осадков авлакогена. Однако возникновение здесь – в полосе развития пород меньшей вязкости – излома линии регионального сдвига усилило сжатие и, кроме того, предопределило возникновение зоны скашивания на Аравийской плите. Здесь, таким образом, можно видеть совмещение двух причин деформации.

Явления, подобные вышеописанным, наблюдаются в зонах динамического влияния ряда других крупных континентальных сдвигов с коленообразным искривлением линии сместителя, таких как Сан-Андреас, Талассо-Ферганский, Чаманский и др.

Так, в случае правого сдвига Сан-Андреас, имеющего в целом северо-западное простирание, именно на изломе образовалась субширотная зона Поперечных хребтов – компрессионная мегаструктура, своего рода аналог Ливана и Пальмирид. Помимо надвигов и сопряженных с ними складок здесь широко развиты сдвиги: правые, концентрирующиеся близ главного разлома, и левые – на некотором удалении от последнего, рассеянные по площади. Левые сдвиги обуславливают антитетические подвороты структурных элементов и, как показывают палеомагнитные исследования [37, 46], вместе с ограничиваемыми ими блоками поворачивались по часовой стрелке в процессе деформации. Амплитуда вращения увеличивалась по мере удаления от линии разрыва Сан-Андреас с 30° - 40° до 70° - 80°. Напомним, что некоторые структурные признаки увеличения амплитуды скашивания отмечались нами выше и для западного края Аравийской плиты в соответствующем месте. Около южной точки преломления сдвига Сан-Андреас находится ориентированная меридионально ось спрединга в Калифорнийском заливе, которая присутствует как раз там, где и должны быть сосредоточены структуры растяжения в рассматриваемой структурной обстановке, то есть перед препятствием. По мере выравнивания изгиба сместителя сдвига зона простого сдвига постепенно сходит на нет.

ВЫВОДЫ

1. Внутриплитная деформация западной части Аравийской плиты, охватывающая широкую (до 400 км) полосу меридионального простираения, связана с неоднородным левосдвиговым перемещением вдоль Левантского разлома. Ряд особенностей кинематики сдвиговых перемещений (скорость и амплитуда сдвига, наличие или отсутствие вращательной компоненты смещения крыльев) определяются конфигурацией в плане линии сместителя.

2. Резкий коленообразный излом (задерживающего типа) Левантского сдвига в Ливанском сегменте создает, помимо структур сжатия в Ливане, Антиливане и Пальмирах, широкую зону простого сдвига в горизонтальной плоскости, которая охватывает значительное пространство от Ливана до восточного погружения Пальмирид. Простой сдвиг обусловлен зацеплением края Аравийской плиты за это препятствие, торможением ее дрейфа к северу напротив последнего и, как следствие, рассредоточением левосдвиговой деформации на более широкой площади.

Левосторонний простой сдвиг осуществляется четырьмя возможными механизмами – посредством образования: а – эшелонированных структур сжатия, б – эшелонированных структур растяжения, в – синтетических левых сдвигов, попутных общему смещению в зоне трансформного разлома, г – антитетических правых сдвигов, вероятно, поворачивавшихся против часовой стрелки вокруг вертикальной оси. Структуры всех этих четырех парагенезов закономерно размещены друг относительно друга, образуя характерный структурный рисунок.

3. Пальмирская складчатая зона и другие тектонические элементы системы внутриплитных дислокаций, упомянутые выше, не могут рассматриваться как простая реакция внутренних частей плиты на коллизионные процессы в Тетисе. Согласно предложенной модели, их образование не является следствием коллизии Аравийской плиты с массивом Битлис, а обусловлено особенностями кинематики относительного смещения по сдвигу – трансформной границе между смежными Аравийской и Синайской плитами.

4. Рассмотренный пример имеет, вероятно, более общее значение, показывая, что даже крупные внутриплитные зоны деформации не обязательно являются прямым следствием сжатия на коллизионных окраинах литосферных плит, но могут возникать также в результате особых условий смещения вдоль внутриконтинентальных трансформных границ. Внутриплитные деформации, аналогичные вышеописанным, проявляются в крыльях и ряде других изогнутых в плане крупных внутриконтинентальных сдвигов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
2. *Копп М.Л.* Мегаструктуры горизонтального выжимания в Альпийско-Гималайском орогенном поясе. Автореф. докт. дис. М., 1991. 35 с.
3. *Леонов Ю.Г., Сизгачев С.П., Отри М., Юсеф А., Заза Т., Сауаф Т.* Новые данные о палеозойском комплексе платформенного чехла Сирии // Геотектоника. 1989. № 6. С. 90 - 95.
4. *Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В., Крашенинников В.А., Михайлов И.А., Разваляев А.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д., Уфлянд А.К., Фараджев В.А.* Сирия // Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Вып. 18. Л.: Недра, 1969. 216 с.
5. *Разваляев А.В.* Особенности строения и геологического развития Западно-Аравийской рифтовой системы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 46. Вып. 3. С. 35 - 48.
6. *Сизгачев С.П., Аль-Хатиб К.* Покровные структуры в юго-западных Пальмирах (Сирия) // Геотектоника. 1991. № 3. С. 98 - 104.
7. *Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж., Джаллед З., Эль-Хаир Ю., Айд Х.* Левантская зона разломов на Северо-Западе Сирии // Геотектоника. 1991. № 2. С. 63 - 75.
8. *Щерба И.Г.* Олистохромы в неогене Дарвазского хребта // Геотектоника. 1975. № 5. С. 97 - 108.
9. *Ярошевский В.* Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 240 с.
10. *Abdel-Gawad M.* The Gulf of Suez: a brief review of stratigraphy and structure // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1970. Serie A. V. 267. P. 41 - 48.
11. *Barazangi M., Chaimov Th., Seber D. et al.* Structure of the intracontinental Palmyride mountain belt in Syria // 29 IGC. 1992. Abstr. Kyoto. V. 1. P. 151.
12. *Ben Avraham Z.* Formation of pull-apart basins: evidence from Gulf of Elat (Aqaba), Northern Red Sea // 28 IGC. Abstr. 1989. Washington. V. 1. P. 124.
13. *Ben Avraham Z., Ten Brink U.* Transverse faults and segmentation of basins within the Dead Sea Rift // Journ. African Earth Sci. 1989. V. 8. № 2 - 4. P. 603 - 616.
14. *Ben Avraham Z., Zoback M.D.* Transform-normal extension and asymmetric basins: an alternative to pull-apart models // Geology. 1992. V. 20. № 5. P. 423 - 426.
15. *Best J., Barazangi M., Al-Saad D. et al.* Buguer gravity trends and crustal structure of the Palmyride mountain belt and surrounding northern Arabian platform in Syria // Geology. 1990. V. 18. P. 1235 - 1239.
16. *Breton J.P., Brosse J.M., Cavelier C. et al.* Evolution structurale des grabens du centre de l'Arabia du Crétacé au Quaternaire // Ann. Soc. Nord. 1984. V. 103. P. 297 - 307.
17. *Carter J., Luyendyk B., Terres R.* Neogene clockwise tectonic rotation of the Eastern Transverse Ranges, California, suggested by paleomagnetic vectors // Geol. Soc. Amer. Bull. 1987. V. 98. № 2. P. 199 - 206.
18. *Chaimov T.A., Barazangi M., Al-Saad D. et al.* Crustal shortening in the Palmyride fold belt, Syria, and implications for movement along the Dead Sea fault system // Tectonics. 1990. V. 9. № 6. P. 1369 - 1386.
19. *Darkal A.N., Krauss M., Ruske R.* The Levant fault zone // Z. geol. Wiss. Berlin. 1990. Bd. 18. H. 6. S. 549 - 562.
20. *Dubertret L.* Le Liban et la dérive des continents // Revue Libanaise de Géographie. 1969. V. IV. P. 53 - 61.

21. Freund R. A model of the structural development of Israel and adjacent areas since Upper Cretaceous Times // Geol. Mag. 1965. V. 102. № 3. P. 189 - 205.
22. Freund R. Kinematics of transform and transcurrent faults // Tectonophysics. 1974. V. 21. № 1 - 2. P. 93 - 134.
23. Freund R., Garfunkel Z., Zak I. et al. The sheer along the Dead Sea rift // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1970. A. V. 267. P. 107 - 130.
24. Freund R., Zak I., Garfunkel Z. Age and rate of the sinistral movement along the Dead Sea rift // Nature. 1968. V. 220. № 5164. P. 253 - 255.
25. Garfunkel Z. Internal structure of the Dead Sea transform (rift) in relation to plate kinematics // Tectonophysics. 1981. V. 80. P. 81 - 108.
26. Garfunkel Z., Zak I., Freund R. Active rifting in the Dead Sea rift // Tectonophysics. 1981. V. 80. № 1 - 4. P. 1 - 26.
27. Giannérini G., Campredon R., Féraud G., Abou Zakhem B. Déformations intraplaques et volcanisme associé: exemple de la bordure NW de la plaque Arabique au Cénozoïque // Bull. Soc. géol. France. 1988. Sér. 8. T. 4. № 6. P. 937 - 947.
28. Girdler R.W. The Dead Sea transform fault system // Tectonophysics. 1990. V. 180. № 1. P. 1 - 13.
29. Hatzor Y., Ze'ev Rech. Structure and paleostresses in the Gilboa region, western margins of the Central Dead Sea rift // Tectonophysics. 1990. V. 180. № 1. P. 87 - 100.
30. Heimann A., Eyal M., Eyal Y. The evolution of Barahta rhombshaped graben, Mount Harmon, Dead Sea Transform // Tectonophysics. 1990. V. 180. № 1. P. 101 - 110.
31. Hempton M.R. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea // Tectonics. 1987. V. 6. № 6. P. 687 - 705.
32. Joffe S., Garfunkel Z. Plate kinematics of the circum Red Sea - a re-evaluation // Tectonophysics. V. 141. 1987. Spec. Iss. P. 5 - 22.
33. Kashai E., Crocker P.F. Structural geometry and evolution of the Dead Sea - Jordan rift system as deduced from new subsurface data // Tectonophysics. 1987. V. 141. P. 33 - 60.
34. Krenkel E. von. Syrabien // Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell. 1941. Bd. 93. H. 7 - 8. S. 357 - 376.
35. Letouzey J. Cenozoic paleo-stress pattern in the Alpine Foreland and structural interpretation in a platform basin // Tectonophysics. 1986. V. 132. P. 215 - 231.
36. Lovelock P.E.R. A review of the tectonics of the northern Middle East region // Geol. Mag. 1984. V. 121. № 6. P. 577 - 587.
37. Luyendyk B.P., Kamerling M.J., Terres R.R., Hornafius J.S. Simple shear of Southern California during Neogene time suggested by paleomagnetic declinations // J. of Geophys. Res. 1985. V. 90. № B-14. P. 12454 - 12466.
38. Mart Y. The Dead Sea Rift: from continental rift to incipient ocean // Tectonophysics. 1991. V. 197. P. 155 - 179.
39. McBride J.H., Barazangi J., Best J., Al-Saad et al. Seismic reflection structure of Intracratonic Palmyride fold-thrust belt and surrounding Arabian platform, Syria // Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1990. V. 74. № 3. P. 238 - 259.
40. Michelson H., Flexer A., Erez Z. A comparison of the eastern and western sides of the Sea of Galilee and its implication on the tectonics of the northern Jordan Rift Valley // Tectonophysics. 1987. V. 141. Spec. Iss. P. 125 - 134.
41. Picard L. Thoughts on the graben system in the Levant // Geol. Surv. Canada. 1965. Paper 14. P. 22 - 31.
42. Quennell A.M. The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift // Quart. Journ. Geol. Soc. London. 1958. V. 114. P. 1 - 24.
43. Quennell A.M. The Western Arabia rift system // The Geol. Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Spec. Publ. 1984. № 17. P. 775 - 788.
44. Reches Z. Mechanical aspects of pull-apart basins and push-up swells with applications to the Dead Sea transform // Tectonophysics. 1987. V. 141. № 1 - 3. P. 75 - 88.
45. Ron H. Deformation along the Yammuneh, the restrained bend of the Dead Sea transform: Paleomagnetic data and Kinematic implications // Tectonics. 1987. V. 6. P. 653 - 666.
46. Ron H., Freund R. et al. Block rotation by strike-slip faulting: structural and paleomagnetic evidence // J. Geophys. Res. 1984. V. B-89. № 7. P. 6256 - 6270.
47. Rotstein Y., Kafka A.L. Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, Eastern Mediterranean region: subduction, collision and arc jumping // Journ. Geophys. Res. 1982. V. 87. № B-9. P. 7694 - 7706.
48. Sanlaville P. Sur les niveaux marins quaternaires de la région de Tabarja (Liban) // Compt. rend. Soc. géol. France. 1967. V. 4. P. 157 - 158.
49. Tchalenko I.S., Ambraseys N.N. Structural analyses of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81. P. 41 - 60.
50. Vaumas E. Sur l'évolution structurale et morphologique de la dépression du Rhâb et du Bas-Oronte (Syrie) // Compt. R. Acad. Sci. Paris. 1957. T. 244. № 24. P. 2946 - 2948.
51. Wilcox R.N., Harding T.R., Scely D.R. Basin wrench tectonics // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1973. V. 57. P. 74 - 96.
52. Wolfart R. Geologie von Syrien und dem Libanon // Berlin. Gebruder. Berntraeger. 326 p.
53. Zak I., Freund R. Asymmetry and basin migration in the Dead Sea rift // Tectonophysics. 1981. V. 75. № 3 - 4. P. 27 - 38.

Рецензенты: Н.В. Короновский, В.Н. Шолпо

Deformations of the Western Arabian Plate as a Result of Strike-Slip along the Levant Fault

M. L. Kopp, Yu. G. Leonov, J. Adjamian
Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

Recent data, including those obtained by the authors in Syria's research, have been analyzed in terms of the tectonic structure and kinematics of movements within various segments of the Levant Fault and intraplate Palmira fold zone. A new model is advanced to account for the formation of the Palmira zone and other intraplate deformations in the adjacent portion of the Arabian Plate, viewed as a consequence of a heterogeneous left-hand strike-slip over the Levant Fault. An important element of the model is an elbow bend of the fault that acts as a restraint and triggers deformation in the adjoining plate.

УДК 551.248.2(235.2)

ГРАВИТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА В МЕЖГОРНЫХ ВПАДИНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

© 1994 г. А. Н. Обухов

Институт геологии и разработки горючих ископаемых, Москва

Поступила в редакцию 06.01.93 г.

Анализ сейсмических материалов и данных бурения в межгорных впадинах Средней и Центральной Азии позволил предложить гравитационно-геодинамическую модель их эволюции: в кайнозойское время впадины развивались как рифтовые бассейны, а их современное сжатие объясняется гравитационным срывом обрамлений по реологическим разделам. В совокупности с флюидодинамикой эти разделы делают верхнюю часть коры подвижной "селевидной" массой, легко перемещающейся по региональным уклонам. Рассмотрены типы взбросо-надвиговых зон в Ферганской и Афгано-Таджикской впадинах. Высказаны предположения о влиянии тектоно-гравитационных процессов на нефтегазоносность межгорных впадин.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в межгорных впадинах Средней и Центральной Азии были проведены высококачественные сейсмические работы и параметрическое бурение. Эти данные позволили создать новые модели строения впадин и восстановить их тектоническую и седиментологическую историю [15].

В результате геологоразведочных работ выявлены в бортовых частях практически всех впадин протяженные взбросо-надвиговые зоны, с которыми оказались связаны и области нефтегазонакопления. В связи с этим они были детально изучены сейсмическими методами и по замкнутым полигонам проанализирована кинематика их образования [16]. Для Ферганской, Алайской, Афгано-Таджикской, Восточно-Чуйской, Иссык-Кульской, Зайсанской межгорных впадин происхождение взбросо-надвигов удовлетворительно объясняется гравитационными причинами.

В эволюции межгорных впадин установлено унаследованное, со смещением депоцентров, развитие впадин – клиноформная модель строения осадочного чехла. Кроме того, сформулировано эмпирическое правило постоянства масштаба прогибания, согласно которому развитие бассейна прекращается после достижения им определенной глубины (обычно 10 ± 4 км). В кайнозойской истории выделен этап рифтового прогибания ($P_3 - N_2^2$), когда проявлялся континентальный базальтовый вулканизм и палеогеографическая обстановка соответствовала современным ландшафтам Восточной Африки. Только в конце плиоцена началось активное поднятие горных хребтов [3, 6, 8]. Тогда листрические краевые разломы были трансформированы во взбросы и надвиги. Как листрические эти краевые разломы еще сохранились в Восточно-Китайских бассейнах.

Представления о рифтовой природе межгорных впадин Средней и Центральной Азии развивались в работах Ф.Н. Юдахина [27], В.И. Попова, Б.Б. Таль-Вирского и А.И. Попова [18]. Однако широкой поддержки эти взгляды не получили, т.е. обычные для бортовых частей впадины взбросо-надвиги рассматривались как явное свидетельство сжатия [25]. Противоречие между современным тектоническим состоянием сжатия впадин и столь же очевидным их зарождением в условиях растяжения легко преодолимо, если признать гравитационный характер бортовых взбросо-надвиговых зон. Об этом говорится еще в классических теориях орогенеза Л. Кобера, Р. ван Беммелена и др., включающих в себя механизм гравитационного разваливания растущих орогенов. Открытие реологической расслоенности земной коры и роли флюидодинамики в процессе надвигообразования придает гравитационному фактору тектогенеза едва ли не важнейшее значение в приповерхностных слоях земной коры [11, 22]. Это позволяет выделить особый класс явлений и определить их как гравитационную геодинамику. Этот термин во многом соответствует гравитационной тектонике [19], но шире него, поскольку относится к гравитационным срывам, захватывающим целые осадочные бассейны и структурно-формационные комплексы (пластины площадью до тысяч квадратных километров и мощностью до 10 - 15 км).

Таким образом, предмет гравитационной геодинамики – это явления и процессы в литосфере, порождаемые в первую очередь силой тяжести, без участия глубинных конвективных потоков.

ГРАВИТАЦИОННО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Важнейшим результатом глубинных геофизических исследований земной коры является

открытие волноводов – зон инверсии скоростей. Один из них, расположенный на глубинах 10 - 20 км, благодаря повсеместному развитию получил название регионального волновода [1]. На его кровле происходит смена общего структурного плана: выполнение крутопадающих границ и уменьшение гравитационной неоднородности земной коры. К сейсмическим волноводам часто приурочены слои с повышенной электропроводностью. Здесь располагается максимум очагов коровых землетрясений. Разумеется, столь аномальный раздел в земной коре отмечался и ранее как отражающий горизонт K_1 (поверхность Конрада). Исследователи, располагающие большим объемом сейсмических материалов глубинных исследований МОВ, называют его “зоной рефлексивности” [1]. Известен он также как серия горизонтов А и Г, в которых происходят не только инверсии и скачки скоростей, но и резкое падение электросопротивления, что объясняется их флюидонасыщением [26]. В целом региональный волновод связан с важнейшей реологической границей в земной коре – хрупко-вязким переходом, выше которого господствуют хрупкие деформации, а ниже начинается эндогенная зона пластических деформаций [7]. Столь же важные реологические и физические разделы располагаются в коре вблизи поверхности Мохоровичича [11].

Результатом интенсивного исследования реологической расслоенности земной коры стала обобщенная реологическая модель, которая включает в себя два наиболее значительных раздела: на глубине 10 ± 4 км по уровню хрупко-вязкого перехода, на глубине 30 ± 10 км в зоне пластической нижней

коры и по границе Мохоровичича [7, 11, 12, 19, 20, 30]. Кроме того, весьма существенное влияние оказывают на поверхностные тектонические процессы реологические разделы внутри осадочного чехла [19]. Такими разделами являются плоскости между структурно-формационными комплексами, отдельными формациями и литостипами, т.е. такие разделы, на которых происходит резкое изменение физико-механических свойств деформируемой среды. Наиболее ярко реологические процессы проявляются в слоистой толще, содержащей эвапориты и/или глины (рис. 1).

Существенно влияет на физико-механические свойства горных пород флюидодинамика. Избыточные давления флюидов, характерные для слоев с низкой проницаемостью (глины, эвапориты), как бы приподнимают вышележащие толщи, создают между слоями своеобразную “жидко-кипящую” смазку, что обеспечивает гравитационный срыв даже при уклоне менее одного градуса [22, 23]. Зона максимального проявления флюидодинамических эффектов – переходная гидродинамическая зона [7] – совмещена в разрезе земной коры с границами изменения механических (реологических) свойств горных пород. В таких условиях раздел по уровню хрупко-вязкого перехода становится главной зоной субгоризонтальных срывов в земной коре.

С учетом реологической расслоенности и флюидодинамической активности земной коры намечается следующая гравитационно-геодинамическая модель образования осадочных бассейнов.

1. Растяжение верхних зон литосферы формируют обширные зоны прогибания, в которых

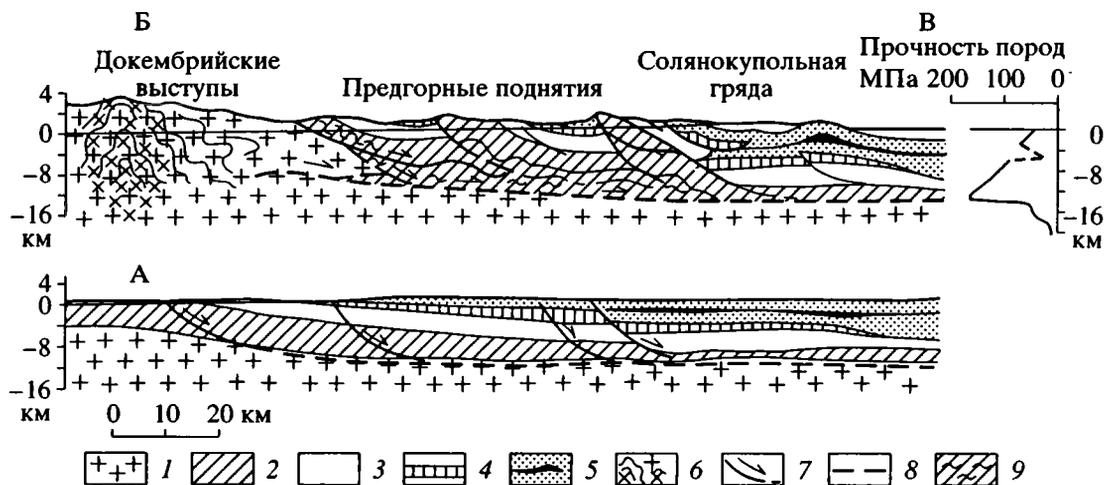


Рис. 1. Модель поверхностных тектонических процессов с учетом реологической расслоенности земной коры.

А – начало тектоно-гравитационного срыва; Б – зрелая стадия срыва (с тектонически денудированными изостатически всплывающими зонами – горными поднятиями); В – график вероятного изменения прочности пород с глубиной по Иванову С.Н., Раналли Г. и Мугфи Д. 1 – фундамент, 2 - 4 – древние осадочные комплексы: 2 – нижне-среднепалеозойский, 3 – верхнепалеозойский, 4 – мезозойский; 5 – кайнозойский чехол с реологически неустойчивыми толщами (солями, глинами); 6 – метаморфические комплексы с интрузиями; 7 – листрические разломы; 8 – зоны тектоно-гравитационных срывов; 9 – метаморфизм в зонах срывов.

происходит накопление осадочного материала. Эти зоны обособлены крупными листрическими разломами, создающими первичную расслоенность земной коры (рис. 1А).

2. По мере углубления осадочного бассейна его ложе входит в зону хрупко-вязкого раздела или регионального волновода. Здесь же проходит переходная гидродинамическая зона, к которой приурочены аномальные флюидные эффекты. Под осадочным бассейном, особенно с большой скоростью прогибания, физические разделы углубляются из-за охлаждающего воздействия массы относительно рыхлых осадочных пород. Таким образом, более массивные и плотные толщи прибортовых зон и обрамлений осадочного бассейна располагаются на слабо наклонной реологической поверхности, сдерживаемые только относительно легкой и рыхлой осадочной призмой. Реологическая расслоенность этой осадочной толщи (присутствие солей, глин) еще более усугубляет неустойчивость бортовых зон.

3. В таких условиях и под влиянием активного микросейсмического фона бортовых частей субгоризонтальный гравитационный срыв становится неизбежным. Обособленные листрическими разломами пакеты осадочных толщ с бортов по солям или глинам срываются внутрь впадины. Пластины толщ складчатого обрамления вдвигаются в осадочный чехол впадин, образуя зоны прибортовой складчатости и надвиговые пояса. При значительных масштабах перемещения пластин складчатого обрамления внутри депрессии происходит инверсия осадочных бассейнов.

4. Шарьирование мощных протяженных пластин вызывает изостатические поднятия на тектонически денудированных площадях, освободившихся от горизонтально перемещенных масс. Таким образом, бортовые части впадин испытывают весьма контрастные движения: здесь происходят тектоно-гравитационные субгоризонтальные срывы, в результате которых в горных обрамлениях усиливаются изостатические воздымания, а внутри впадины усугубляется нагрузка на земную кору из-за дополнительного веса аллохтонных пластин. Вследствие этого региональный уклон поверхности фундамента на борту впадин Средней Азии достигает 5° - 12° (рис. 2, I), что существенно усиливает расползание складчатых обрамлений. Масштабы изостатических поднятий трудно поддаются расчетам, потому что обобщенные модели Эри и Пратта существенно упрощены и не учитывают силы трения между отдельными блоками земной коры, их вязкость и латеральную неоднородность. Тем не менее такие расчеты возможны [12] и в будущем будут сделаны.

Гравитационно-геодинамические процессы имеют автоколебательный самоподдерживающийся характер, т.к. они усиливают факторы, их вызвавшие: флюидодинамику, региональный уклон фундамента, микросейсмический фон.

Поскольку масштабы гравитационно-геодинамических явлений в верхних частях земной коры весьма значительны, столь же существенно распространены и геологические последствия массивированного субгоризонтального срыва литосферных пластин. Это толщи метаморфических образований с их характерной структурой течения. Благодаря исследованиям Е.И. Паталахи региональные складчатые системы стали рассматриваться как совокупность локальных зон сдвигового течения или приразломных зон смятия, как единые тектонические потоки [17]. Эти данные, вместе с представлениями о реологической расслоенности земной коры и о ведущей роли гравитационно-геодинамических процессов позволяют представить верхнюю кору (10 ± 4 км) в масштабах геологического времени как полужидкую селевидную массу, легко устремляющуюся по малейшему региональному уклону, разрывающую и сминающую осадочные бассейны, вслед за которой формируются гранитоидные поднятия или обнажаются также изостатически всплывающие докембрийские массивы.

ГРАВИТАЦИОННО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЕ

Ферганская впадина представляет собой обширную межгорную депрессию, расположенную между Чаткало-Кураминской и Туркестано-Алайской горными системами Тянь-Шаня. Она выполнена мощным (до 8 - 9 км) осадочным чехлом кайнозойских и мезозойских отложений.

Во впадине проявляются все основные типы гравитационно-геодинамических явлений. В северо-западной ее части, где в миоценовых отложениях развиты соленосные толщи, происходит срыв по пластичным эвапоритам. Здесь в результате тангенциального стресса со стороны Чаткало-Кураминского хребта мощная (3 - 5 км) пластина верхнепалеозойских пород по поверхности солей "сползла" во впадину на расстояние не менее 5 км и образовала бескорневую грядку Супе-тау. Эта гряда протяженностью около 50 км и шириной не более 5 км расположена в 10 - 20 км от выходов палеозойского обрамления и представляет собой вытянутую соляно-диапировую складку, формирующуюся перед фронтом тектоно-гравитационного надвига. Последний был подтвержден результатами бурения четырех скважин на площади Беномоз, где под гранитами палеозоя были вскрыты неоген-палеогеновые толщи [4]. Столь же надежно подтверждено существование Северо-Ферганского надвига данными сейсморазведки МОГТ (сейсмопрофиль 548, рис. 2, II). Надвиговые объекты известны в Иссыккульской (Большеоргочорская и Чуль-адырская гряды) и Восточно-Чуйской (Серафимовская гряда) впадинах [15]. Таким образом, присутствие в прибортовых зонах впадин

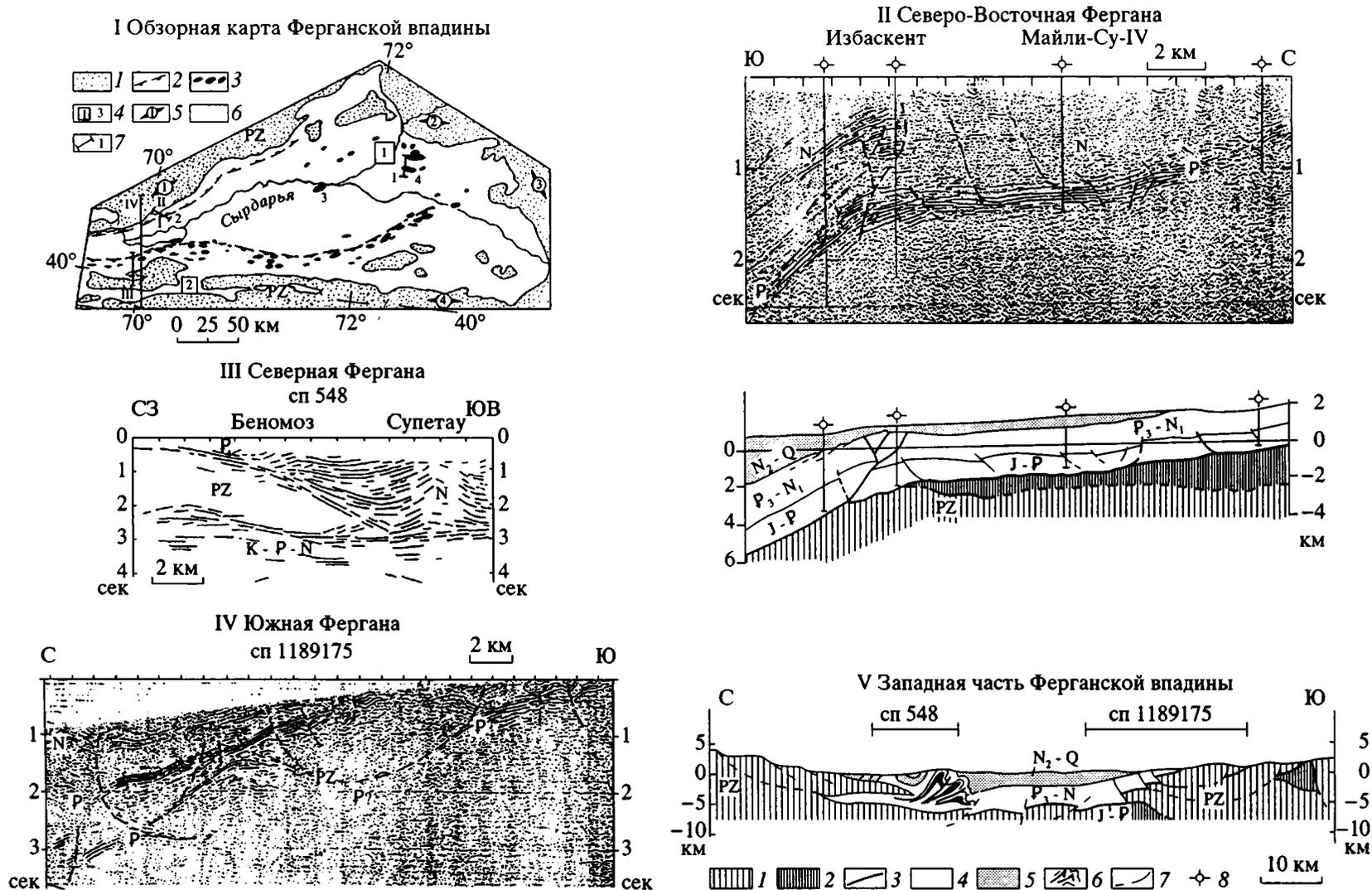


Рис. 2. Взбросо-надвиговые зоны Ферганской впадины.

I - обзорная карта Ферганской впадины. 1 - палеозойское обрамление; 2 - региональные взбросо-надвиговые зоны; 3 - месторождения углеводородов; 4 - тектонические элементы, отмеченные в квадрате: 1 - Нарынская моноклинал, 2 - впадины Сороковой параллели, показанные цифрами: 1 - Беномоз, 2 - Супетау, 3 - Мингбулак, 4 - Избаскент; 5 - горные хребты: 1 - Чаткало-Кураминский, 2 - Баубашатинский, 3 - Ферганский, 4 - Алайский; 6 - мезозойско-кайнозойский чехол; 7 - положение профилей. II - Северо-Восточная Фергана (сейсмопрофиль 108201); III - Северная Фергана (сейсмопрофиль 548); IV - Южная Фергана (сейсмопрофиль 1189175); V - геологический профиль через западную часть Ферганской впадины. 1 - 6 - отложения: 1 - нижне-среднепалеозойские, 2 - верхнепалеозойские, 3 - юрско-палеогеновые, 4 - олигоцен-неогеновые, 5 - плиоцен-четвертичные, 6 - соленосные миоценовые; 7 - разломы; 8 - пробуренные скважины.

антиклинальных зон и тем более солянокупольных гряд свидетельствует о развитии на бортах взбросо-надвиговых дислокаций.

Горизонтально напряжения могут передаваться на десятки километров внутрь впадины. Так, зоны аномальных пластовых давлений флюидов активны и в 15 км от бортов (площадь Супетау) и в 55 км (площадь Мингбулак). Основная зона аномального давления флюидов, приуроченная к низам миоцена, связана с региональным срывом кайнозойской молассоидной толщи по глинисто-эвапоритовым слоям. Интенсивные и даже аварийные нефтегазофлюидопроявления в этой субгоризонтальной тектонической зоне связаны с ее повышенными фильтрационно-емкостными свойствами (из-за трещиноватости и активной флюидодинамики). Известный аварийный нефтяной фонтан на месторождении Мингбулак (скважина № 5) в центральной части Ферганской впадины также связан с тектоно-гравитационным срывом кайнозойских отложений.

Существенно иной характер имеют взбросо-надвиговые дислокации в южной бортовой зоне Ферганской впадины. Здесь в осадочном чехле отсутствуют ярко выраженные реологические раздели и, главное, в миоценовой толще выклиниваются соли. Вместе с тем в южной бортовой зоне, в полном соответствии с клиноформной моделью строения межгорных впадин [15], проходит полоса наиболее полного стратиграфического разреза. В ней происходит сочленение литологически разнородных структурно-формационных комплексов: орогенического ($P_3^3 - Q$); платформенного ($J - P_3^2$) и "геосинклинального" неметаморфического ($PZ_2 - T$). К северу от полосы из разреза выпадают осадочные палеозойские толщи и уменьшается мощность платформенного чехла, а к югу выклинивается орогенический, а вслед за ним и платформенный комплексы, которые сменяются сложной и мощной (до 10 км) системой палеозойских формаций Палеотетиса. Эти преимущественно шельфовые палеозойские толщи в пермтриасе значительно переработаны гравитационно-геодинамическими процессами и их древняя покровно-надвиговая структура была возрождена и усилена в плиоцен-четвертичное время [4]. Таким образом, в южной бортовой зоне основные горизонтальные движения происходили по древним разломам внутри сильно измененного, но неметаморфизованного палеозойского комплекса и по границе хрупко-вязкого раздела. Совокупность этих движений образовала Южно-Ферганскую взбросо-надвиговую зону, субширотные адырные гряды и цепочку тыловых впадин Сороковой параллели. Сейсмическими работами МОГТ взбросо-надвиговые зоны подтверждены на всем протяжении Южно-Ферганского разлома (рис. 2, III). Надвиговое строение осадочного чехла выявлено также в пределах Нарынской моноклинали (Северо-

Восточная Фергана), где давление Баубаштинского хребта передается в глубь впадины до месторождения Избаскент (25 - 30 км) и формирует систему адырных поднятий (рис. 2, I). Здесь основные движения происходили по хрупко-вязкому разделу на глубине 6 - 8 км. Подобные явления были описаны и изучены с точки зрения геодинамических аспектов во многих регионах, например, в Калифорнии, где также по глубокозалегающему (10 - 15 км) субгоризонтальному разлому толщи складчатого обрамления вдвинуты в осадочный чехол межгорной впадины [21].

Итак, в Ферганской впадине реализованы два основных механизма тектоно-гравитационного расползания: по реологическим разделам внутри осадочного выполнения (по миоценовым эвапоритам) на северном борту и по хрупко-вязкому разделу в южной и северо-восточной прибортовой зоне. В двух последних региональных срывах по хрупко-вязкому разделу был существенно осложнен многочисленными малоамплитудными (до 5 км) срывами внутри палеозойских толщ по реологическим разделам между структурно-формационными комплексами и отдельными литологически обособленными телами. Зоны Алайского и Восточно-Ферганского хребта представляют собой геодинамически активные, сорванные с основания, расчешуенные, надвинутые друг на друга осадочные тела палеозойского возраста суммарной мощностью около 8 - 10 км, т.е. по сути лежащие своим основанием на хрупко-вязком разделе. Видимо, поэтому Южный Тянь-Шань и, особенно, инверсированный Восточно-Ферганский верхнепалеозойско-мезозойский бассейн являются подвижными геоструктурами. Иными словами, участки земной коры, в которых мощность осадочного чехла (в том числе и переработанного) достигает 10 ± 4 км, становятся ареной активнейших тектоно-гравитационных процессов. Они ведут себя, как подвижная "селевидная" масса, как гигантский тектонический поток.

ГРАВИТАЦИОННО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ВПАДИНЕ И НА ПАМИРЕ

Афгано-Таджикская впадина расположена между горными системами Гиндукуша, Памира и Туркестано-Алая и отделяется от Туранской платформы горным поднятием отрогов Юго-западного Гиссара. Для этой межгорной впадины характерно развитие мощного (до 5 км) мезозойского комплекса, разбитого покровно-надвиговыми дислокациями и перекрытого столь же мощным кайнозойским чехлом.

Узел сочленения Афгано-Таджикской, Алайской и Таримской впадин и складчатых дуг Памира является важнейшим для понимания тектонической эволюции Центрально-Азиатского региона. Общая геодинамическая ситуация может

интерпретироваться как внедрение Памирской глыбы на север, раздвигание и раздавливание осадочных бассейнов. Особенно сильно деформирован мезозойско-кайнозойский чехол Афгано-Таджикской впадины. Плитотектоническое объяснение огромных деформаций выглядит убедительным и логичным, однако существуют некоторые нетривиальные моменты, требующие дополнительных объяснений. Главный из них заключается в том, что во впадине существенно деформирован только надсолевой (мел-кайнозойский) комплекс. Подсолевые юрские отложения по построениям большинства исследователей [4, 9] и фрагментарным данным сейсморазведки и глубокого бурения характеризуются более пологими залеганиями (рис. 3А). Так, под антиклинальными зонами вскрыты мощные (до 3 км) штоки солей, что исключает возможность их образования за счет подвижек фундамента.

Главный импульс горизонтальных движений по анализу сейсмических данных имеет весьма молодой возраст – не ранее олигоцена (основного времени прогибания впадин) и не позднее конца плиоцена. Причем наиболее вероятно, что основные движения происходили именно в последние 5 - 2 млн. лет. И вслед за ними начался главный этап вертикального воздымания горных сооружений Памира и Тянь-Шаня [3, 6, 8].

В конце неогена площадь Афгано-Таджикской впадины была уменьшена за счет горизонтального давления с востока [4, 14], причем территория, подверженная надвигообразованию, контролируется зоной распространения юрских соленосных отложений. Так, мощный правосторонний Илякский сдвиг проходит по зоне фациального перехода юрских терригенных толщ Душанбинского прогиба в толщ карбонатно-эвапоритовые. Видимо, по такой же фациальной зоне проходит срыв и в Кулябском прогибе, где также выклиниваются юрские соленосные отложения. Из этого следует, что формирование дисгармоничного покровно-складчатого надсолевого комплекса Афгано-Таджикской впадины связано с реологическим разделом – верхнеюрскими соленосными толщами, разделяющими компетентные терригенные и терригенно-карбонатные комплексы подсолевых юрских и надсолевых мел-неогеновых отложений.

По строению и мощностям мезозойских отложений территория Афгано-Таджикской впадины неотделима от сопредельной Амударьинской депрессии и до конца палеогена они составляли единый седиментационный бассейн [4, 9]. Раннеорогенические рифтовые движения [15] способствовали обособлению Афгано-Таджикской впадины, в которой стала развиваться область интенсивного неогенового прогибания, по периферии ограниченная разломами листрического типа. Особенно мощное растяжение отмечалось

на юго-востоке впадины (на территории современного Памира), где рифтовые движения начались в меловом периоде, проявившись активным вулканизмом на юго-восточном и юго-западном Памире [5]. Растяжение и прогибание земной коры обусловили формирование регионального уклона в юго-восточном направлении. В результате проявил себя реологический верхнеюрский раздел, вызвавший не только тектоно-гравитационный срыв надсолевой толщи восточного и западного бортов, но и активный соляной диапиризм. Конечно, решающая роль в образовании структуры впадины принадлежит надвигообразованию, однако соляной диапиризм также вносит свой вклад в образование антиклинальных гряд, что доказано бурением на площадях Туянтау и Южный Каратау. В Кулябском прогибе известен поверхностный соляной купол Ходжа-Мумын высотой 1334 м, поднимающийся более чем на тысячу метров над поверхностью долины, что позволяет оценить давления, господствующие в ее недрах.

Тектоно-гравитационное надвигообразование по реологическому разделу внутри осадочной толщи особенно ярко проявилось в западной части Афгано-Таджикской впадины. Восточный склон отрогов Юго-западного Гиссара представляет собой гигантский цирк отрыва. В конце миоцена на плато Кугитангтау и Байсунтау серией листрических разломов обособился огромный удлиненный блок (площадь более 1500 км²) мел-палеогеновых пород, который по юрским солям был сорван внутрь депрессии и образовал надвиговую Келиф-Сарыкамышскую гряду. В тылу сорванной пластины открылось зияние, выраженное на поверхности юрскими карбонатами. Толщина аллохтонной пластины достигает 3.5 км, а ее ширина изменяется от 5 до 40 км при средней плотности 2.5 г/см³ [1]. При таких условиях, учитывая обычный коэффициент внутреннего трения (0.6 - 1.0) и незначительный в целом региональный уклон (не более 3°), пластина вообще не должна была перемещаться [22]. Однако наличие солей и флюидодинамический фактор обеспечили этот грандиозный срыв. Важно еще одно обстоятельство: тектонически денудированные районы, освободившиеся от веса трехкилометровой мел-кайнозойской толщи должны были компенсировать изостатическую флуктуацию всплыванием. Видимо, это один из механизмов, который может объяснить причину поднятия отрогов юго-западного Гиссара. Само же поднятие древних метаморфических и плутонических образований отрогов плотностью 2.65 - 2.78 г/см³ [1] на высоту до 4 км происходило за счет выравнивания изостатического равновесия всей толщи коры, которое было нарушено под впадиной из-за подъема мантийного диапира и оттока матерала к бортам депрессии [4].

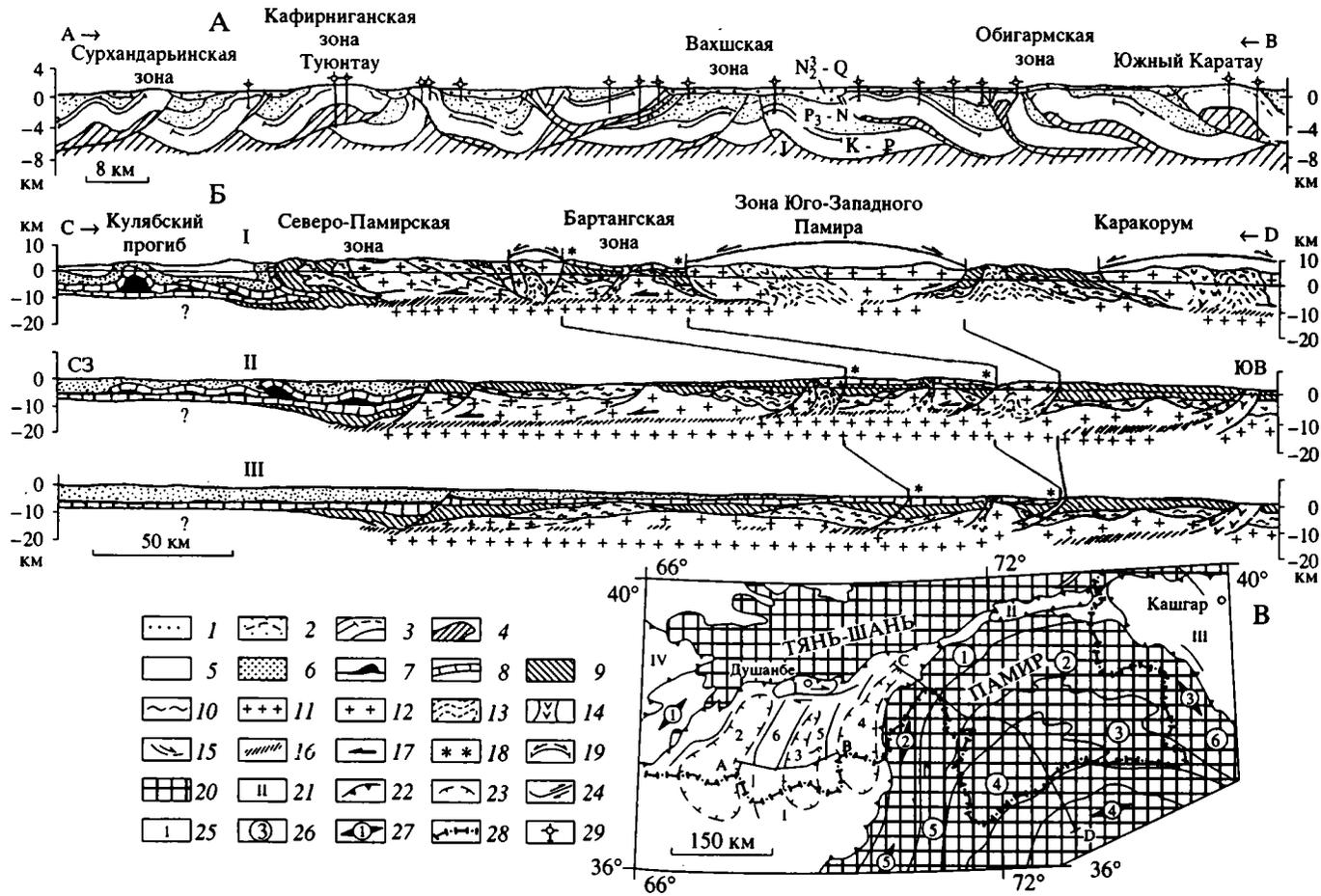


Рис. 3. Строение Афгано-Таджикской впадины.

А – геологический профиль через центральную часть по линии А–В. Б – модель образования поднятий Памира и покровной структуры Афгано-Таджикской впадины: I – современный геологический профиль по линии С–D; II – плиоценовая модель; III – миоценовая модель (геологические профили выполнены по материалам Н.Г. Власова и др., 1991 г., К.Н. Кравченко и др., 1990 г.). В – обзорная карта Таджикско-Памиро-Таримского региона. 1 - 2 – молассоидные отложения: 1 – верхнеплиоцен-четвертичные; 2 – олигоцен-неогеновые; 3 – мел-палеогеновые (линией с ограничениями показан наблюдаемый сейсмический горизонт в палеогене); 4 – верхнеюрские соленосные (знаки 1 - 4 относятся к рис. 2А); 5 – верхнеплиоцен-четвертичные молассы; 6 – надсолевой мел-неогеновый комплекс; 7 – верхнеюрские соли; 8 – подсолевой юрский комплекс; 9 – верхнепалеозойские отложения; 10 – нижне-среднепалеозойские отложения; 11 – автохтонный докембрийский фундамент; 12 – аллохтонный фундамент; 13 – гранитоидные интрузии; 14 – эффузивы; 15 – разломы; 16 – зоны хрупко-вязкого раздела; 17 – направления тектоно-гравитационного срыва; 18 – Бартагский мезозойский останец; 19 – изостатически всплывшие (тектонически денудированные) докембрийские массивы (знаки 5 - 19 относятся к рис. 2Б); 20 – складчатое обрамление; 21 – поля развития мезозойско-кайнозойских отложений (I - IV впадины: I – Афгано-Таджикская, II – Алайская, III – Таримская, IV – Амударьинская); 22 – границы впадин; 23 – границы прогибов; 24 – разломы и крупные сдвиги; 25 – тектонические зоны внутри впадины, обозначенные цифрами: 1 – Душанбинская, 2 – Сурхандарьинская, 3 – Вахшская, 4 – Кулябская, 5 – Обигармская, 6 – Кафирниганская; 26 – тектонические зоны в обрамлениях, обозначенные цифрами: 1 – Северо-Памирская, 2 – Центрально-Памирская, 3 – Юго-Восточного Памира; 4 – Юго-Западного Памира; 5 – Гиндукушская, 6 – Кунь-Луньская; 27 – горные системы, обозначенные цифрами: 1 – Юго-Западный Гиссар, 2 – Дарваз, 3 – Кунь-Лунь, 4 – Каракорум, 5 – Гиндукуш; 28 – граница бывшего СССР; 29 – пробуренные скважины (знаки 20 - 29 относятся к рис. 2В).

В осадочной толще Афгано-Таджикской впадины известны реологические разделы в сантоне, палеоцене, эоцене, миоцене [5], а это значит, что тектоно-гравитационный срыв может происходить и по этим уровням, т.е. мел-палеогеновые поля на мегантиклинариях и поднятия частично являются зонами тектонической денудации и поднялись за счет изостатической компенсации (рис. 4).

Если на западе впадины главной причиной тектоногравитационной переработки осадочного чехла было наличие в нем реологических разделов и в первую очередь юрских солей, то в восточной главенствовали перемещения по хрупко-вязкому разделу. Сейчас признается многими исследователями, что в результате надвигообразования надсолевой осадочный чехол Кафирниганской, Вахшской, Обигармской и Кулябской тектонических зон был практически сдвоен [4, 9]. Предполагается, что обширная зона развития подсолевых юрских отложений и фундамент впадины были перекрыты надвигающейся пластиной палеозойских пород Дарваза и Северного Памира. Следы этого грандиозного надвигания хорошо выражены на восточном борту Афгано-Таджикской впадины, где на смятые и даже опрокинутые меловые и кайнозойские толщи под воздействием гравитации шарьированы крупные пластины осадочных образований, датируемых в их основании пермо-триасом и формирующих в современном рельефе хребет Васмикух [2].

В целом под складчатые структуры Памира была затянута толща осадочных пород мощностью до 1 км и площадью около 22 тыс. км². Воз-

можно и иная интерпретация этой геологической ситуации, основанная на предположении о том, что в границы Афгано-Таджикской впадины по крайней мере до начала плиоцена включалась и территория современного Памира. Интенсивный позднеолигоценовый импульс рифтового прогибания [6] образовал региональный уклон, который обеспечил тектоно-гравитационный срыв пластины мел-палеогеновых и большей части неогеновых пород по реологическим и флюидодинамическим разделам (прежде всего по юрским эвапоритам) с Памира внутрь впадины. Перемещение аллохтонной пластины площадью не менее 20 тыс. км² и мощностью до 3 - 4 км вызвало изостатическое всплывание обнажившихся (тектонически денудированных) породных масс, которое в свою очередь усилило тектоно-гравитационные явления, включив еще и расползание горных сооружений по хрупко-вязкому разделу (рис. 3Б). Это расползание вызвало появление на поверхности древних массивов и, в первую очередь, кристаллического Бадахшанско-Юго-западно-Памирского массива площадью около 19 тыс. км² (рис. 5А). Видимо с гравитационным течением верхней части литосферы связано появление на дневной поверхности палеозойских толщ Северо-Памирской, Гиндукушской и возможно Кунь-Луньской тектонических зон, а это дает прирост полосы породного материала шириной 100 - 150 км. Всплывшие палеозойские толщи и докембрийские массивы, а также гранитоидные интрузии разорвали некогда единое поле юрских образований. Самые крупные

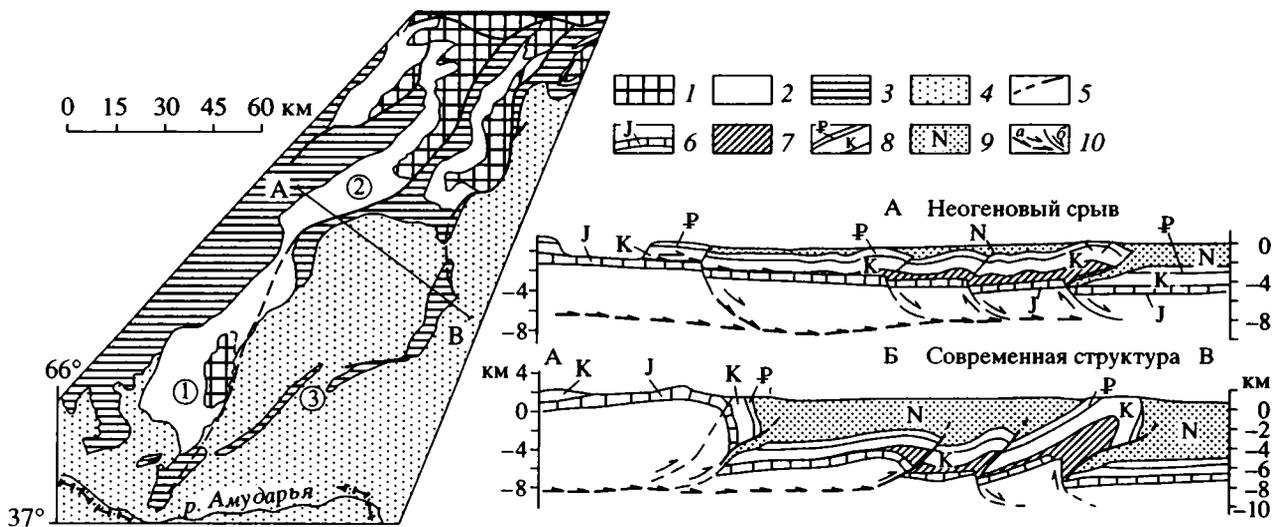


Рис. 4. Строение и модель формирования структуры западного борта Афгано-Таджикской впадины (отроги Юго-Западного Гиссара). А - неогеновый срыв мел-палеогеновых толщ по юрским солям с образованием тылового зияния. Б - современная структура.

На карте: 1 - 4 выходы разновозрастных отложений: 1 - палеозойских, 2 - юрских, 3 - меловых, 4 - кайнозойских; 5 - разломы. На профилях: 6 - 9 отложения: 6 - юрские карбонатные, 7 - юрские соленосные, 8 - мел-палеогеновые, 9 - неогеновые; 10 - разломы: а - листрические, б - прочие. Цифрами обозначены: 1 - 2 - поднятия: 1 - Кугитангтау, 2 - Байсунтау; 3 - Келиф-Сарыкамьшская гряда.

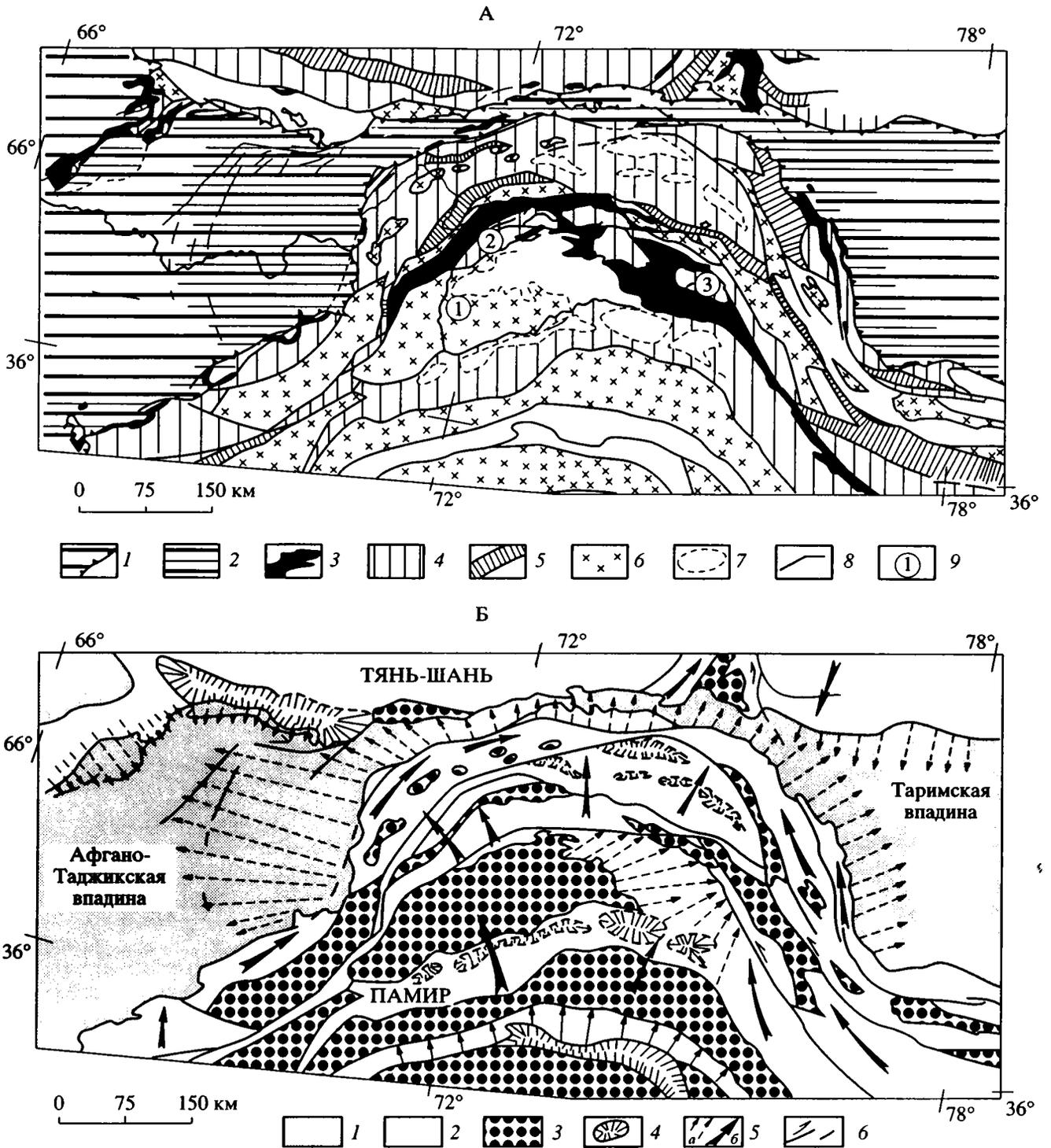


Рис. 5. Строение и развитие Таджикско-Памиро-Таримского региона.

А. Схема основных структурно-формационных комплексов. 1 - 5 - зоны распространения комплексов: 1 - автохтонного мезозойско-кайнозойского чехла межгорных впадин, 2 - аллохтонного и автохтонного чехла, 3 - триас-юрского (подсолевого), 4 - средне-верхнепалеозойского, 5 - нижне-палеозойского метаморфического; 6 - докембрийские массивы; 7 - кислых интрузий; 8 - крупные разломы; 9 - некоторые структурные элементы: 1 - Бадахшанско-Юго-Западно-Памирский кристаллический массив, 2 - Бартагская структурная зона, 3 - зона Юго-Восточного Памира.

Б. Схема основных направлений тектоно-гравитационного срыва. 1 - мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны; 2 - аллохтонный комплекс; 3 - изостатически всплывшие докембрийские массивы (тектонически денудированные), 4 - интрузивы; 5 - тектоно-гравитационные срывы: а - по реологическим разделам внутри осадочных толщ, б - по хрупко-вязкому разделу на глубине 10 ± 4 км; б - разломы сдвигового типа.

из этих полей – Бартангская структурная зона и зона Юго-Восточного Памира (рис. 5). Действительно, удаленные ныне друг от друга области развития юрских морских и прибрежно-морских отложений обнаруживают явные черты сходства. Возможно, они и относятся к различным фациальным зонам, но единого осадочного бассейна. В первую очередь это относится к верхнеюрским карбонатным толщам, развитым и на Юго-Восточном Памире, и в пределах Центрального Памира. Чужеродной выглядит Бартангская структурная зона с ее характерными карбонатными толщами в окружении древних докембрийских гранитных массивов.

Таким образом, при палинспастических реконструкциях геологических структур, смещенных на север по системе сдвигов и срывов на расстояние не менее 200 км [6, 14], мезозойско-кайнозойскими отложениями закрываются все домезозойские структуры, ныне занимающие основную часть Памира (рис. 6). Эти реконструкции дают удивительную картину строения доплиоценовой Афгано-Таджикской впадины. По сути, вся территория Северного и Центрального Памира оказывается включенной в эту огромную осадочную

депрессию (рис. 6). Только в результате новейших орогенических движений верхняя (мел-неогеновая) часть осадочного чехла был сорвана и как гравитационный покров перемещена на территорию современной Афгано-Таджикской впадины, и нижняя триас-юрская часть оказалась разорванной и разобранной изостатическими всплывшими докембрийскими массивами (рис. 5). О молодом возрасте их появления на поверхности говорит, в частности, тот факт, что продукты размыва таких петрогенетически ярких источников, как гранитные массивы, отсутствуют в окружающих его верхнепалеозойских и мезозойских толщах [3, 24]. Важным обстоятельством является повсеместное развитие тектонических контактов между отдельными структурно-формационными комплексами [5]. Некоторые толщи палеозойских пород подвержены весьма значительному метаморфизму и расщеплению. Площади их развития вытянуты узкими полосами вдоль зон глубинных разломов (рис. 5). Все это свидетельствует о мощных тектоно-гравитационных субгоризонтальных движениях в Памирском регионе, происходящих по реологическим разделам между структурно-формационными ком-

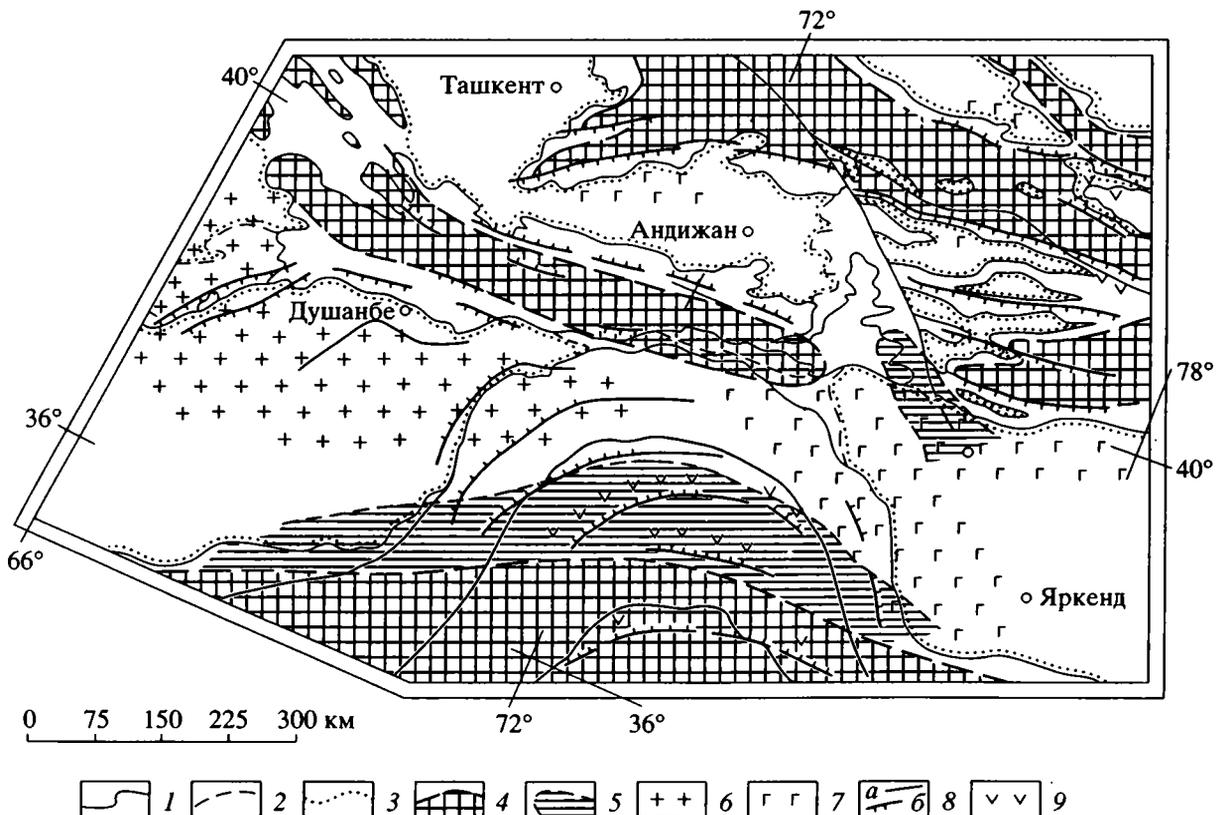


Рис. 6. Палеотектоническая схема Центральной Азии в конце палеогена.

1 - 3 – современные границы: 1 – выходов палеозоя, 2 – выходов мезозоя, 3 – межгорных впадин; 4 – палеогеновые области сноса (клетка) и осадконакопления (не заштриховано); 5 – глубокие (более 8 км) верхнепалеозойско-мезозойские осадочные бассейны; 6 - 7 – зоны распространения солей: 6 – юрского возраста, 7 – неогенового возраста; 8 – разломы: а – современные, б – палеогеновые (листрические); 9 – проявления рифтового вулканизма.

плексами и отдельными литологически обособленными толщами.

Тектоно-гравитационный срыв пластин осадочных пород (тектоническая денудация) вызвал изостатические движения масс, а при значительных масштабах гравитационных срывов могло происходить внедрение легкой кислой магмы. Причем возраст гранитных интрузий может отмечать начало горизонтальных подвижек (на Памире и в Каракоруме этот возраст изменяется от раннего мела до плиоцена). Всплывание гранитных плутонов и древних блоков верхней литосферы неизбежно приводило к горизонтальному перемещению нижних масс литосферы от периферии поднятий к их центрам (своеобразный эффект подсосывания), что вызывало погружение приорогенных зон и формирование краевых прогибов. Разумеется, вклад изостатических эффектов в тектонические процессы должен быть рассчитан, однако на данном этапе исследований достаточная изученность этого вопроса (например, Х. Рамберг [19]) позволяет признать только его очевидность.

Тектоно-гравитационная интерпретация развития Памира позволяет сделать еще более важные выводы. Хорошо известно покровно-надвиговое строение плато Потвар и Кохат в Пакистане [28, 29], на которых срыв осадочной толщи обусловлен присутствием докембрийских солей. Таким образом, с Памиро-Гималайского региона сорван осадочный чехол и на северо-запад в Афгано-Таджикскую впадину и на юг в Предгималайский прогиб. Гигантское поднятие этой горной системы обусловлено изостатическим всплыванием обнажившихся докембрийских массивов и гранитных батолитов. Разумеется, все верхнекорные движения происходят на фоне мощных перераспределений мантийных масс, связанных с первичным процессом рифтогенеза и, возможно, расширения Земли [10, 13]. Крупные мантийные диапиры под зонами прогибаний и рифтами вызывают нарушение изостатического равновесия коры и мантии, которые, в свою очередь, усиливают гравитационно-геодинамические явления на поверхности планеты. Таким образом, возникновение и развитие орогенов вполне может быть объяснено в рамках концепции расширяющейся Земли, и даже такой классический пример коллизионного взаимодействия плит, как Гималаи, может иметь иную – гравитационно-геодинамическую интерпретацию. Более того, весь Альпийско-Гималайский пояс в кайнозой начал свое развитие как рифтовая система, реликтами которой являются котловины Средиземного, Черного, Южно-Каспийского морей и многочисленных межгорных впадин Центральной Азии (а восточнее и впадин Китая и Дальневосточных морей). Активное рифтовое прогибание вызвало в дальнейшем массовые тектоно-гравитационные процессы и лишь последующие изостатические поднятия сформировали горные системы.

ВЫВОДЫ И ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ГРАВИТАЦИОННОЙ ТЕКТониКИ НА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Для поверхностных тектонических процессов определяющими являются хрупко-вязкий раздел (на глубине 10 ± 4 км) в земной коре и реологические границы в осадочной толще (по солям, глинам).

При образовании осадочного бассейна формируется региональный уклон хрупко-вязкого и реологических разделов, по которым с активным участием флюидодинамики происходит тектоно-гравитационный срыв пластин компетентных осадочных толщ и вдвигание массивов складчатого обрамления внутрь впадины. Освободившиеся от их веса (тектонически денудированные) участки всплывают под воздействием изостазии, усиливая региональный уклон и, как следствие, гравитационные срывы.

Глубина осадочного бассейна в 10 ± 4 км является критической, после превышения которой обязательно начинается тектоно-гравитационный срыв. Если общая мощность осадочных тел в какой-либо зоне превышает критическую величину, то верхняя часть земной коры начинает вести себя как единый тектонический поток, как подвижная “селевидная” масса, легко перемещающаяся по региональному уклону.

В Центрально-Азиатском регионе глубокие наложенные верхнепалеозойско-мезозойские прогибы (например, Восточно-Ферганский) определили высокую подвижность верхних зон земной коры. Из-за этого в кайнозой под воздействием общего позднеолигоценного импульса растяжения образовались рифтовые бассейны осадконакопления – будущие межгорные впадины. Сначала они были обособлены листрическими разломами, которые в конце плиоцена - квартере под воздействием тектоно-гравитационных процессов трансформировались во взбросы и надвиги. Если в разрезе впадин присутствуют соли, то масштабы горизонтальных срывов существенно увеличиваются.

Влияние тектоно-гравитационных процессов на нефтегазоносность межгорных впадин всегда положительное, но зависит от типа срыва. Срывы по реологическим разделам в осадочной толще образуют ловушки нефти и/или газа, способствуют миграции углеводородов, но одновременно и разрушают залежи. Поэтому залежи в аллохтонном комплексе в межгорных впадинах мелкие (до 1 - 5 млн. т.) и коэффициент заполнения ловушек всего 0.2 - 0.4, но в погруженных частях впадин сами зоны горизонтального срыва из-за повышенной трещиноватости могут быть отличными ловушками (месторождение Мингбулак). Тектоно-гравитационные срывы по хрупко-вязкому разделу непосредственно влияют на процессы нефтегазообразования, являясь своеобразным реактором, в котором под воздействием высоких температур и давлений образуются

углеводороды. В их образовании участвуют, во-первых, органическое вещество осадочных образований, затянутых в поднадвиг и, во-вторых, восстановленные глубинные газы и флюиды, в соответствии с концепцией механо-химической генерации углеводородов [26]. Преимущественно продукты этого мощного очага генерации заполняют мелкие ловушки в аллохтонном комплексе и главное – должны формировать крупные скопления углеводородов в поднадвиговом этапе вблизи основной поверхности срыва. Таким образом, в межгорных впадинах наиболее крупные месторождения расположены в глубоких горизонтах (более 5 км), в зонах с наиболее полным и мощным стратиграфическим разрезом, где происходят тектоно-гравитационные срывы по хрупко-вязкому разделу.

Хотя представления о важной роли гравитации в образовании геологических структур имеют давнюю историю (об этом, например, [23]), обоснование гравитационно-геодинамических явлений стало возможным только после значительных открытий последних лет – реологической расслоенности земной коры и связанных с ней субгоризонтальных волноводов, флюидодинамических эффектов, а также в связи с накопленным геолого-геофизическим материалом по нефтегазоносным бассейнам мира. Именно глубокие осадочные бассейны внутриконтинентальных рифтов и окраин континентов являются главными зонами развития гравитационно-геодинамических процессов.

В целом гравитационная геодинамика – это необходимое важное дополнение к современным геотектоническим концепциям, которое позволяет учитывать одну из главнейших структурообразующих тектонических сил – гравитационную, решающее воздействие которой несомненно: ведь шарообразность планет обусловлена прежде всего гравитационными причинами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В., Павленкова Н.И., Егоркин А.В. и др. Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. 224 с.
2. Бемский В.А. Некоторые особенности тектоники хребтов Васмикух и Морзомин (Юго-западный Дарваз) // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1974. С. 65 - 71.
3. Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 351 с.
4. Геология и геодинамика нефтегазоносных территорий юга СССР. М.: Недра, 1986. Тр. ВНИГРИ. Вып. 255. С. 232.
5. Геологическая карта Таджикской СССР и прилегающих территорий. Масштаб 1 : 500000 / Под ред. Власова Н.Г., Дьякова Ю.А. Ленинград: Изд-во ВСЕГЕИ, 1991.
6. Захаров С.А. О характерных чертах неотектоники Таджикской депрессии // Неотектоника и сейсмо-
7. тектоника Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969. С. 3 - 19.
7. Иванов С.Н. Зоны пластичных и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // Геотектоника. 1990. № 2. С. 3 - 13.
8. Калвода Я. Геоморфологическая характеристика орогенных процессов в горных цепях Азии // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 30 - 37.
9. Кравченко К.Н., Бархударьян А.А., Кондур В.П., Коробка В.С. Перспективы нефтегазоносности поднадвиговых зон Таджикской депрессии // Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон. М.: Наука, 1990. С. 115 - 123.
10. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991. 447 с.
11. Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3 - 20.
12. 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 - 40.
13. Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезокайнозойской геодинамике // Геотектоника. 1991. № 1. С. 3 - 20.
14. Никонов А.А. Сравнительная неотектоника Памира и Тянь-Шаня // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 37 - 46.
15. Обухов А.Н. Эволюция межгорных впадин Центрально-Азиатского орогенного пояса. М.: Наука, 1990. 88 с.
16. Обухов А.Н., Шебалдин В.П., Гаршиенин Е.В. и др. Надвиговые зоны Ферганской впадины // Геодинамика и нефтегазоносность осадочных бассейнов СССР. М.: ВНИГНИ, 1991. С. 134 - 146.
17. Паталаха Е.И., Марков М.С., Гарагаш И.А., Федоровский В.М., Атрушкевич П.А. Природа и эволюция литрических разломов // Геотектоника. 1990. № 4. С. 25 - 37.
18. Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б., Попов А.И. Трансазиатский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент: Фан, 1978. 178 с.
19. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 350 с.
20. Саркисов Ю.М., Кудымов В.М., Овчаренко А.В., Бензин Р.Г., Сулейманов А.К. Новые данные о составе, структуре и геодинамике континентальной коры // Сов. геология. 1992. № 3. С. 90 - 96.
21. Стейн Р.С., Йетс Р.С. Скрытые землетрясения // В мире науки. 1989. № 8. С. 18 - 29.
22. Сейферт К.К. Давление флюидов и происхождение надвигов и гравитационных оползней // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1990. Т. 1. С. 130 - 141.

23. Сейферт К.К. Тектоника гравитационного скольжения // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 5 - 12.
24. Швольман В.А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. 160 с.
25. Хаин В.Е. Происхождение Центрально-Азиатского горного пояса: коллизия или мантийный диапиризм // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 5 - 8.
26. Черский Н.В., Царев В.П. Зоны субгоризонтальных нарушений консолидированной материковой коры и углеводороды // Сов. геология. 1988. № 6. С. 53 - 59.
27. Юдахин Д.Н. Нарынская рифтовая зона в Среднем Тянь-Шане // Изв. АН Кирг. ССР. 1991. № 2. С. 21 - 27.
28. McDougall L.M., Hussain A. Fold and Thrust Propagation in the Western Himalaya Based on a Balanced Cross Section of the Surghar Range and Kohat Plateau, Pakistan // AAPG. 1991. V. 75. № 3. P. 463 - 478.
29. Pennock E.S., Lillie R.J., Agha Sher Zaman, Mohammad Yousaf. Structural Interpretation of Seismic Reflection Data from Eastern Salt Range and Potvar Plato, Pakistan // AAPG. 1989. V. 73. № 7. P. 841 - 857.
30. Ranalli G., Mugphy D.C. Rheological Stratification of the Lithosphere // Tectonophysics. 1987. V. 132. № 4. P. 281 - 295.

Рецензент: Е.Е. Милановский

Gravity Geodynamics of Intermontane Depressions in Central Asia

A. N. Obukhov

Institute of Geology and Development of Fossil Fuels, Moscow

Analysis of seismic and drilling data for intermontane depressions of Central Asia has resulted in a gravity geodynamics model of evolution. In the Cenozoic, the depressions evolved as rifting basins while their present compressed state can be attributed to a gravity-induced decollement for the framing over rheological surfaces. Coupled with the fluid dynamics, these surfaces render the upper crust a mobile mudflow-like mass that readily slips over regional spoles. Types of reverse wrench faults in the Fergana and Afghan-Tadjik depressions are considered, with due assumptions of the effect of gravity tectonics on the petroleum potential of intermontane depressions.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАЗЫ И ЦИКЛЫ В КОНТЕКСТЕ ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

© 1994 г. В. Н. Пучков

Институт геологии БНЦ РАН, Уфа

Поступила в редакцию 02.12.93 г.

Укрепление позиций тектоники литосферных плит заставило пересмотреть основные положения учения о фазах и циклах тектогенеза, отказаться от представлений о глобальности большинства из них (действительно глобальными являются лишь эпохи образования и распада суперконтинентов). Последовательная смена фаз рифтогенеза, спрединга, затем субдукции и коллизии обуславливает циклическое развитие тектонических процессов (цикл Вильсона). В соседних регионах могут проявляться практически одновременно тектонические фазы противоположного динамического знака. В глобальном масштабе интенсивные тектонические деформации происходят непрерывно, однако их проявления ограничены сравнительно узкими межплитными зонами. Эти зоны способны как к медленной миграции, так и к быстрым перескокам, что в конкретных регионах создает картину чередования эволюционных эпох с фазами резких тектонических перестроек. Такое поведение зон активных тектонических деформаций лучше всего увязывается с предполагаемым механизмом мантийной конвекции, характеризующейся переменным количеством ячеек.

Датировка и глобальная корреляция тектонических движений была и остается одним из важнейших направлений современной геотектоники. Выявляя одновременные процессы, имевшие место в разных частях земного шара, тектонисты широко используют такие понятия, как “тектоническая эпоха”, “тектоническая фаза”, “тектонический цикл”, предложенные еще в XIX - начале XX веков. В то время основы тектонохронологии разрабатывались в рамках контракционной (М. Бертран, Г. Штилле и др.) или пульсационной (В. Бухер, М.А. Усов, В.А. Обручев) гипотез. Широко распространены были представления о глобальном и кратковременном проявлении тектонических фаз, а сами фазы связывались только или преимущественно со складчатыми движениями; тектонический цикл рассматривался как время между двумя фазами тектогенеза или как совокупность фаз; тектоническое районирование строилось на основе регистрации заключительных фаз складчатости; при выделении тектонических фаз использовались преимущественно сведения о несогласиях.

Идея о глобальности, регулярности тектонических фаз популярна и в настоящее время; делаются попытки модернизировать схему Г. Штилле, детализировать ее, распространить представления о правильной периодичности тектонических процессов на магматические и метаморфические явления [1, 15, 17]. По-прежнему привлекательными остаются идеи о расширении или пульсации Земли, увязываемые с мобилистскими представлениями [5, 7]. В то же время высказывается обоснованное мнение о нелинейности процессов как геодинамической, так и тектоно-магматической активности тектоносферы [14, 16]. Нелинейная геодинамика

выдвигается в качестве нового направления в тектонике. Последнее происходит не случайно.

Накопление огромного нового фактического материала привело к переходу геотектоники на рельсы новой парадигмы – тектоники литосферных плит. Это, в свою очередь, не могло не привести к необходимости пересмотра основных положений тектонохронологии; по сути дела, старые понятия и термины приобрели новое содержание [29].

Основные теоретические положения учения о тектонических фазах и циклах, изложенные в свете новой парадигмы, кратко сформулированы ниже.

С региональной точки зрения тектонические фазы представляют собой проявления неравномерных, дискретных во времени и пространстве интенсивных деформаций, которые в каждом конкретном регионе либо чередуются с периодами относительного тектонического покоя (тектонопаузами), либо сменяются интенсивными деформациями другого динамического характера.

Фазы складчатости (орогенические, или, по новой трактовке, коллизионные) – не единственный тип тектонических фаз. Можно различать фазы рифтогенеза и даже субдукции, давая им по аналогии со складчатостью региональные названия. Так, анализируя роль рифтовых процессов в развитии Урало-Монгольского пояса, мы выделяем казахстанскую (венд-раннекембрийскую) и уральскую (позднекембрийско-ордовикскую) фазы. Совокупность фаз рифтогенеза, приведшего к распаду Пангеи, может быть названа атлантической эпохой и т.д. [12].

Эти представления перекликаются с идеями Г. Штилле [23] о периодических регенерациях

геосинклинального режима, в частности, послелаврентьевской, альгонкской, послеассинтской, послекаледонской и послеварисской. Позже о них говорил Ю.М. Шейнманн как о великих обвращениях в тектонической истории Земли [22].

Тектонические фазы проявляются на фоне направленного процесса дифференциации земного вещества и накопления континентальной коры за счет переработки океанической, накопления океанической – за счет деплетирования мантии. Рифтовые и субдукционные процессы не отменяют, а лишь усложняют эту тенденцию, поскольку они не уничтожают уже накопленное сиалическое вещество.

Чередование эпиконтинентальных рифтовых процессов, переходящих в спрединговые, с субдукционными процессами, переходящими в коллизию, обуславливает циклическое развитие тектонических событий (цикл Вильсона). Такой полный цикл характерен для целого ряда внутриконтинентальных поясов (Аппалачи, Урал и др.), однако в природе не менее часто наблюдаются неполные тектонические циклы, в которых эпиконтинентальный рифтогенез не устанавливается, а коллизия в достаточной мере локальна (отвечает не типу континент–континент, а типам континент–островная дуга, микроконтинент–островная дуга и др.). Особенно это характерно для Тихоокеанского пояса. Во всех случаях общая черта тектонических циклов такого рода заключается в том, что в течение их происходит образование новой порции континентальной коры на месте океанической.

Тектонические фазы никогда не являются одномоментными и обычно довольно продолжительны (миллионы лет). Так, мы в настоящее время считаем, что уральские поздневарисские орогенические движения, связанные с коллизией и сопровождавшиеся складчатостью и образованием тектонических покровов, начались на восточном склоне Урала в московское время и продолжались в течение всей перми, захватывая все более западные участки [20]. Такой вывод, естественно, не мог быть сделан при изучении только несогласий; главным инструментом выделения и корреляции тектонических фаз следует считать фациальный и формационный анализ, с выделением вещественных комплексов – индикаторов геодинамических обстановок. Фазы заключительной складчатости (орогенеза, коллизии) фиксируются флишем и молассой, обычно согласно или с незначительным размывом залегающих на подстилающих осадках; эти формации завершают тектонический цикл. Фазы эпиконтинентального рифтогенеза фиксируются рифтовым вулканизмом и молассоидами, которые, как правило, с резким несогласием залегают на подстилающих отложениях, начиная новый седиментационный и тектонический цикл. Фазы спрединга фиксируются офиолитами; фазы субдукции – островодужны-

ми формациями, вулcano-плутоническими ассоциациями определенного возраста и т.д.

Изучение комплексов – индикаторов геодинамических обстановок вместе со значительным уточнением стратиграфии по конодонтам позволяют выделить на Урале две главные эпохи рифтогенеза – ордовикскую и девонскую, причем в ордовике были, вероятно, две фазы спрединга, с перескоком оси и образованием вследствие этого микроконтинентов; девонская (D_2) фаза спрединга на Южном Урале проявилась в тылу островной дуги. Эпох субдукции на Урале в палеозое было не менее трех: ордовикская, силурийско-раннедевонская, среднедевонско-каменноугольная, также с рядом фаз, связанных с дискретным перемещением зоны субдукции (рис. 1).

Сейчас практически доказано, что в смежных регионах могут проявляться (хотя это и не строго обязательно) синхронные фазы тектогенеза противоположного знака: рифтогенез коррелируется по времени проявления со складчатостью. Примерами служат ордовикский рифтогенез и спрединг на Урале, близкий по времени таконской складчатости Аппалачей и Казахстана, среднедевонские субдукция и спрединг на Южном Урале, закрытие Палеотетиса и открытие Мезотетиса на Памире и др. Проявления тектонической активности, относящиеся к одной фазе или эпохе, могут мигрировать, непрерывно скользя во времени как вдоль, так и поперек простирающейся активной зоны. Ярким примером является формирование Предуральского краевого прогиба и последующая складчатость (на Среднем Урале – $C_3 - P_2$, на Полярном – $P_1 - P_2$ и на Пай-Хое – $P_1 - T_3$) [12, 13, 20]. Есть данные и о миграции рифтов по простираанию, получившие теоретическое толкование [2, 27].

Создание тектонических схем и карт оказалось одним из очень эффективных путей тектонической корреляции. В 50 - 60-х годах главным критерием разделения на картах различных тектонических зон было время заключительной альпийской складчатости и орогении. Сейчас могут быть использованы также и иные принципы выделения глобальных зон (время начального рифтогенеза, время смены спрединга субдукцией и др.).

Построение соответствующих карт и схем, а также обращение к принципу актуализма позволяют приблизиться к решению главного дискуссионного вопроса тектонохронологии: о глобальности или региональности проявления тектонических фаз. По Г. Штилле, тектонические процессы развиваются неравномерно, с чередованием активных и слабо активных эпох, и проявляются глобально. С другой стороны, А.Л. Яншин, основываясь на материалах Тектонической карты Евразии, отрицал существование не только планетарных фаз складчатости, но и эпох складчатости, проявившихся одновременно на всей планете [24]. Можно, однако, спросить: “А что существовало?” Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо

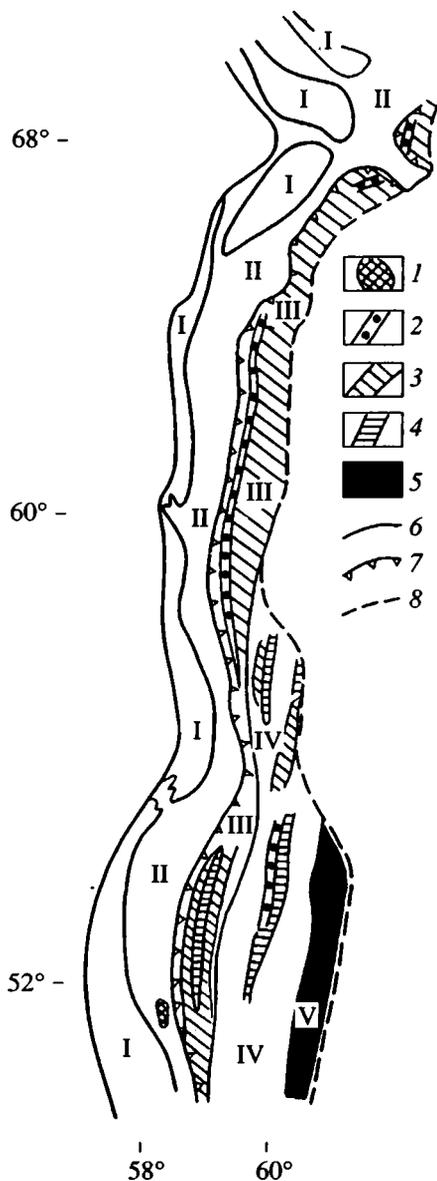


Рис. 1. Распространение на Урале субдукционных комплексов.

1 - 5 - субдукционные комплексы различного возраста: 1 - ордовикского, 2 - силурийско-раннедевонского, 3 - средне-позднедевонского, 4 - позднедевонско-раннекаменноугольного, 5 - ранне-среднекаменноугольного; 6 - границы структурных мегазон Урала (I - Предуральский краевой прогиб, II - Западно-Уральская и Центральноуральская, III - Тагило-Магнитогорская, IV - Восточно-Уральская, V - Зауральская); 7 - Главный Уральский глубинный разлом; 8 - западная границы чехла Западно-Сибирской платформы.

обратиться к анализу закономерностей размещения зон тектонической активности, выявленных для современной эпохи и сравнительно недавнего геологического прошлого (мезозой - кайнозой).

Как видно из Тектонической карты мира [19] и других материалов, в современную геологическую эпоху активные тектонические деформации

ограничены сравнительно узкими межплитными зонами различного динамического характера и проявляются одновременно. Как показывает изучение мезо-кайнозойской истории океанов и складчатых поясов, эти зоны способны и к медленной миграции, и к импульсивным продвижениям, и к быстрым перескокам; последнее в конкретных регионах создает впечатление быстрых переходов от эволюционных эпох к эпохам резких тектонических перестроек и наоборот. Хорошо изученные примеры крупномасштабных перестроек систем срединно-океанических хребтов, с перескоками, рождением или отмиранием их ветвей в мезо-кайнозойское время, получены при изучении геологической истории северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия [26], Индийского океана [28, 32], Северной Атлантики и Ледовитого океана [31, 32]. Вместе с тем небольшие перескоки зон спрединга улавливаются даже при изучении дайковых комплексов в древних офиолитах и современной зоне спрединга и среди вулканитов Исландии по изменению ориентировок даек и положения зон их закалывания [6, 8]. Чередование эпох эволюционного развития островных дуг и поясов андийского типа с короткими перисдами их перемещения (перескоками) хорошо показана на примере мезо-кайнозойской истории северо-западной окраины Тихого океана [11, 18] (рис. 2), а также фанерозойской истории всей северо-восточной Азии [33]. Перескоки, перемещение, возникновение и периодическое отмирание зон спрединга и субдукции хорошо иллюстрируются историей Тетиса [25] и Карибского моря [32]. Надо заметить, что фазы перестройки тектонически активных зон в разных регионах достаточно автономны; какой-либо четкой корреляции между ними не наблюдается.

Степень глобальности (или локальности) изменения структурного плана размещения зон активности бывает самой различной: от небольших скачков до полной перестройки. Такое поведение зон активных тектонических деформаций лучше всего увязывается с предполагаемым механизмом мантийной конвекции, в ходе которой величина, положение и количество конвекционных ячеек меняется [14]. По В.П. Мясникову [10], стационарные конвекционные состояния периодически теряют устойчивость, что приводит к перестройкам глобальной структуры. Периодическое уменьшение числа конвекционных ячеек приводит к сокращению числа континентов, вплоть до образования суперконтинентов - Пангеи-0, Пангеи-I, Пангеи-II [9, 21], а их увеличение - к распаду суперконтинентов. Такие периоды в истории Земли могут рассматриваться как тектонические мегаэпохи. Таких мегаэпох в неогее было две: рифейско-палеозойская и мезозойско-кайнозойская.

В этой работе мы не касаемся вопроса о правомерности идей расширения Земли или наличия короткопериодных пульсаций, не улавливаемых

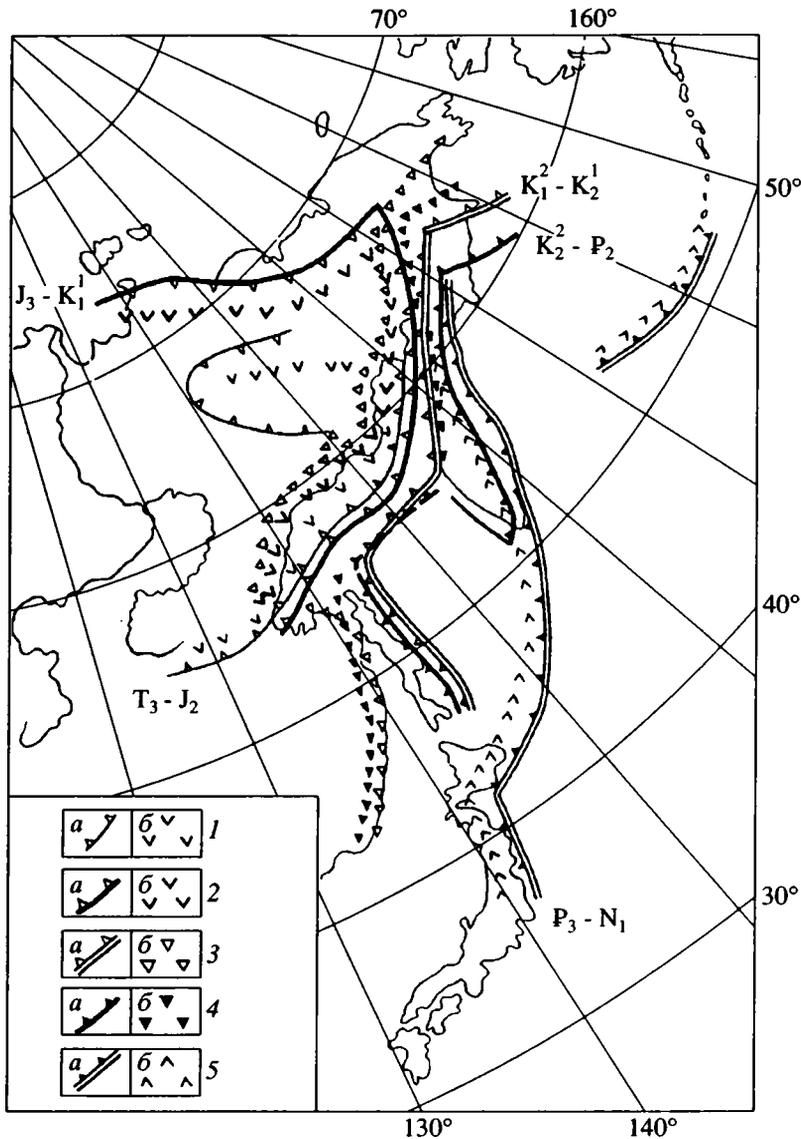


Рис. 2. Предполагаемые линии выхода зоны субдукции (а) и субдукционные комплексы (б) на Дальнем Востоке по [11, 18]. 1 – позднего триаса - средней юры, 2 – поздней юры - раннего мела, 3 – середины мела, 4 – позднего мела - эоцена, 5 – олигоцена - миоцена.

в датировках тектонических событий. Нашей задачей было подтвердить на примере многих палеотектонических реставраций ранее высказанную мысль о том, что тектонические события в глобальном плане нерегулярны, что связано с неоднородностью тектоносферы и нестационарностью тектонического механизма. Это не означает отказа от представлений о цикличности тектономагматических процессов, которая в свете новых данных получает иную интерпретацию, в большей мере отвечающую реальности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добрецов Н.Л. Правильная периодичность образования глаукофановых сланцев и офиолитов как по-

казатель периодичности геологических процессов // Докл. АН СССР. 1989. Т. 300. № 2. С. 427 - 431.

2. Казьмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов) // Геотектоника. 1974. № 6. С. 3 - 7.
 3. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 205 с.
 4. Колтыпин А.В. Палеогеодинамический анализ строения и развития Корякского региона. М.: Изд-во МГУ, 1989. 192 с.
 5. Кропоткин П.К. Новая геодинамическая модель // Природа. 1989. № 1. С. 70 - 80.
 6. Куренков С.А., Перфильев А.С. Спрединг в океанических и континентальных структурах (актуальные

- проблемы тектоники океанов и континентов). М.: Наука, 1987. С. 153 - 169.
7. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез на древних платформах. М.: Недра, 1983. 280 с.
 8. Перфильев А.Г., Ахметьев М.А., Гептнер А.Р. и др. Миоценовые базальты Исландии и проблема спрединга // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1991. Вып. 461. 208 с.
 9. Монин А.С., Сорохтин О.Г. Возможная природа тектонических циклов // Океанология, геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. С. 119 - 128.
 10. Мясников В.П. Конвективные модели эволюции Земли // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии: Тезисы докладов. М.: Межведомственный тектонический комитет, 1987. 67 с.
 11. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
 12. Пучков В.Н. Баттальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
 13. Пучков В.Н. Фазы тектогенеза: особенности проявления и природа (на примере Урала и смежных регионов) // Эволюция магматизма Урала – факты и проблемы. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1987. С. 87 - 98.
 14. Пучков В.Н., Хачай Ю.В. Тектонохронология и модели мантийной конвекции // Геодинамика и развитие тектоносферы: Тезисы докладов XIII Всесоюзного тектонического совещания. М.: Межведомственный тектонический комитет, 1990. С. 38 - 39.
 15. Пушкарев Ю.Д. Мегациклы и эволюция системы кора–мантия. Л.: Наука, 1990. 217 с.
 16. Пушаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Геотектоника. 1990. № 5. С. 3 - 8.
 17. Салон Л.И. Тектонические циклы докембрия (проблема периодичности тектогенеза) // Советская геология. 1983. № 3. С. 37 - 46.
 18. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32 - 42.
 19. Тектоническая карта мира / Отв. ред. Леонов Ю.Г., Хаин В.Е. М.: Изд-во Мингео СССР, 1984.
 20. Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
 21. Хаин В.Е. Аккреция и деструкция в истории и эволюции континентов // Тектонические процессы: Доклады советских геологов на 28 сессии Международного геологического конгресса. Вашингтон, июль 1989. М.: Наука, 1989. С. 5 - 14.
 22. Шейнманн Ю.М. Великие обновления в тектонической истории Земли // Структура земной коры и деформации горных пород: Доклады советских геологов на XXI сессии МТК. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 104 - 113.
 23. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 620 с.
 24. Яншин А.Л. Тектоническое строение Евразии // Геотектоника. 1965. № 5. С. 3 - 35.
 25. Evolution of the Tethys / Ed. Abouin J., Le Pichow X., Monin A.S. // Tectonophysics. 1986. V. 123. № 1 - 4. 315 p.
 26. Mammerickx J., Klitgord K.J. Geological history of East Pacific // Geophys. Res. 1982. B87. V. 87. № 8. P. 6751 - 6759.
 27. Morgan J., Parmentier E.M. Causes and rate-limiting mechanism of ridge propagation: a fracture mechanics model // Geophys. Res. 1985. B90. № 10. P. 8603 - 8612.
 28. Norton I.O., Sclater J.G. Model for evolution of the Ocean and the breakup of the Gondwanland. // J. Geophys. Res. 1979. B84. № 12. P. 6803 - 6830.
 29. Puchkov V.N. Tectonochronology: modern approach // 28th Intern. Geol. Congress. Abstr. 1989. V. 2 of 3. Wash. D.C. USA. P. 643.
 30. Ross M.I., Scotese C.K. Archierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean Region // Tectonophysics. 1988. V. 155. № 1/4. P. 139 - 168.
 31. Rowley D.B., Lottes A.L. Platekinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to Present // Tectonophysics. 1988. V. 155. № 1/4. P. 73 - 120.
 32. Scotese C.K., Gahagan L.M., Larson R.L. Plate tectonic reconstruction of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins // Tectonophysics. 1988. V. 155. № 1/4. P. 27 - 48.
 33. Zonenshain L.P., Kusmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: a plate-tectonic synthesis // Am. Geoph. Un. Geodynamic ser. Wash., 1990. V. 21. 242 p.

Рецензенты: Ч.Б. Борукаев, Н.В. Короновский

Tectonic Phases and Cycles in the Context of Plate Tectonics

V. N. Puchkov

Institute of Geology, Ufimskiy Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Ufa

Owing to the improved standing of the plate tectonics, some of the basic postulates of the theory of tectogenesis phases and cycles have had to be reviewed leading to the rejection of global treatment of most of them as truly global are only the epoch of emergence and disintegration of supercontinents. The succession of phases of rifting, spreading, followed by subduction and collision is responsible for the cyclic histories of tectonic processes (Wilson cycle). Neighboring regions may feature almost synchronous but contrasting tectonic phases. On a global scale, strong tectonic deformations may occur continuously although their manifestations are limited to fairly narrow intraplate zones. These zones are capable both of slow migration and fast jumping, resulting in every specific region in a picture of alternation of evolutionary epochs and phases of abrupt tectonic restructuring. These behavioral patterns of active tectonic deformations fit best the hypothetical mechanism of mantle convection, with its variable amounts of cells.

ВИКТОР ЕФИМОВИЧ ХАИН (к 80-летию со дня рождения)



26 февраля 1994 г. исполнилось 80 лет выдающемуся геологу России, профессору геологического факультета Московского университета, академику РАН и РАЕН, президенту подкомиссии по тектонической карте мира Виктору Ефимовичу Хаину.

Многолетняя научная деятельность юбиляра была чрезвычайно активна и существенно повлияла на развитие отечественной и мировой геологической науки. Талант ученого, широта интересов, многогранная деятельность и активное участие в разработке и решении самых разнообразных научных и практических проблем геологии сделали Виктора Ефимовича одним из самых известных и авторитетных геологов во всем мире.

Виктор Ефимович Хаин родился в г. Баку. Рано потеряв отца, воспитывался в семье ближайших родственников. В 1935 г. он закончил геологическое отделение горного факультета Азербайджанского нефтяного института. Уже в студенческие годы проявились его творческие способности и любовь к полевым геологическим работам. Первая статья “Геологические исследования и поиски нефти в Лагичских горах” сразу же привлекла внимание специалистов нестандартностью мышления молодого геолога. После окончания института он работал в полевых отрядах треста Азнефтеразведка. Интерес к теоретическим проблемам геологии во многом определил его дальнейшую творческую судьбу. В 1937 г. он выступил с докладом на XVII сессии Международного геологического конгресса, в 1940 г. защитил кандидатскую диссертацию на тему “Фации юры и мела и история геотектонического развития Юго-Восточного Кавказа в мезозое”.

22 июня 1941 г. он был призван в ряды Красной Армии и направлен в войска ПВО г. Баку, где служил до конца Великой Отечественной войны. После демобилизации он работал в Институте геологии АН АзССР и в 1947 г. представил к защите докторскую диссертацию “Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа”. Две фундаментальные монографии В.Е. Хаина: “Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа” (1950) и “Геотектонические основы поисков нефти” (1954) выдвинули автора в число ведущих специалистов в области геотектоники и нефтяной геологии.

С 1954 г. начинается московский этап творческой биографии Виктора Ефимовича. Он стал работать в Московском университете – сначала в Музее земледования, а затем профессором кафедры динамической геологии геологического факультета.

Круг геологических интересов Виктора Ефимовича необычайно широк. Он охватывает проблемы общей геологии, сравнительной планетологии, геотектоники, геодинамики, глубинной геологии, эволюции тектоносферы, учения о нефти, геологии докембрия, неотектоники, структурной геоморфологии, палеогеографии, истории и методологии геологических наук, геологического образования и др. Им опубликовано около 700 научных работ (в том числе 22 монографии). Среди них важнейшие фундаментальные труды – “Общая геотектоника”, пятитомный труд “Региональная геотектоника”, трехтомная монография “Историческая геотектоника”, написанная в соавторстве с ближайшими учениками. Большое место в его творчестве занимают исследования по анализу распространения литологических формаций в глобальном масштабе, охватывающие рифей и периоды фанерозоя. В творческом содружестве с учеными института геохимии и аналитической химии РАН им. В.И. Вернадского им подготовлен и издан “Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления” (1961), четырехтомный “Атлас литолого-палеогеографических карт СССР” (1968 - 1969), “Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой”. Большую работу он проводит по изданию международных тектонических карт Европы и Мира. В настоящее время В.Е. Хаин готовит к печати монографию “Основные проблемы геологии”, учебники “Историческая геология”, “Геодинамика”, “История и методология геологических наук”.

В.Е. Хаин – истинно полевой геолог. В течение многих лет он изучал геологию Альпийского пояса, работая на Кавказе, Карпатах, участвовал в геологических маршрутах в Альпах и других регионах

Альпийского пояса. Он исследовал Енисейский кряж и многие другие регионы СССР, ознакомился с геологией складчатых областей зарубежной Европы, Азии, Северной и Южной Америки, Африки и Австралии, исследовал многие участки акватории Атлантического и Тихого океанов. Совсем недавно В.Е. Хаин возвратился из морской экспедиции по Средиземному морю.

На научных конференциях, конгрессах он всегда в центре внимания, его присутствие часто во многом определяет успех геологического форума. Его эрудиция, мастерство научной полемики, умение увидеть самое важное и современное буквально завораживают. К нему тянутся маститые ученые, он доступен для начинающих, молодых исследователей.

Для В.Е. Хаина как ученого важна одна отличительная черта. Он с симпатией встречает новые идеи и гипотезы и способен к переоценке собственных представлений. Он один из первых понял революционный характер концепции тектоники литосферных плит и показал, что появление этой концепции связано с качественным скачком в развитии естествознания в целом. В связи с этим принципиальное значение имеет его работа по эволюции Кавказа. Один из лучших знатоков этого региона, он разработал и предложил модель становления Кавказа с позиции тектоники литосферных плит. Выступил с целой серией статей и докладов, посвященных узловым вопросам теории тектоники литосферных плит, развитию ее основных положений и определил место, которое занимает тектоника плит в становлении общей теории глобального тектогенеза.

Учитывая заслуги Виктора Ефимова в области геологии, его в 1966 г. и. о. назначили членом-корреспондентом АН СССР по специальности геология и геофизика. С 1987 г. с

АН СССР. Виктор Ефимович – лауреат Государственной премии СССР (1987), почетный академик РАЕН, почетный доктор Парижского университета им. П. и М. Кюри, почетный член Французского, Лондонского и Болгарского геологических обществ, член Американского геофизического союза и Американской ассоциации геологов-нефтяников, член-корреспондент Международного комитета по истории геологических наук. Многие годы он состоит членом Межведомственного тектонического комитета, много работает как член редколлегии журнала “Геотектоника” и других периодических изданий. Он награжден орденами Трудового Красного Знамени (1974), Дружбы Народов (1984), Золотой медалью им. А.П. Карпинского АН СССР, Золотой медалью им. П. Фурмарье Королевской Бельгийской академии наук, медалью Штеймана Германского геологического общества, медалью Прествича Французского геологического общества, премиями МОИП.

В Московском университете В.Е. Хаин читает курсы “Геотектоника”, “Региональная геотектоника”, “Основные проблемы геологии”, “История и методология геологических наук”. Он подготовил большую группу ученых, среди которых кандидаты и доктора наук.

В свое 80-летие Виктор Ефимович полон творческих планов, непрерывно работает. Человечески энергичный по натуре, он с оптимизмом смотрит в будущее нашей геологической науки.

Члены редколлегии журнала “Геотектоника”, друзья, коллеги Виктора Ефимовича со всем уважением и благодарностью к нему крепко здоровятся и выражают ему признательность за все то, что он сделал для геологии и науки в целом.

Сдано в набор 31.01.94 г.

Подписано к печати 01.04.94 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 8,5 тыс.

Уч.-изд. л. 12.1

Бум. л. 6.0

Тираж

683

экз.

Зак. 1008

Цена 100 руб.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Редакция просит соблюдать следующие правила представления статей.

1. Работа должна быть представлена на русском языке в окончательном виде. В конце статьи приводится полное название учреждения, где работа была выполнена, его почтовый адрес, а также адрес и номер телефона автора.

2. Объем статей не должен превышать 30 страниц и кратких сообщений – 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.

3. К статье необходимо приложить аннотацию (не более 100 слов), в которой должны быть изложены главные выводы.

4. Текст рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

5. Требования к тексту рукописи.

а) Рукопись необходимо печатать на машинке с нормальным шрифтом через 2 интервала, оставляя слева чистые поля шириной 4 см. Обязательно предоставление первого экземпляра машинописи.

б) 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) Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.

г) Формулы вписываются черными чернилами или тушью. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные – сверху; делать четкое различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие – красным карандашом.

д) Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

6. Требования к рисункам.

а) Первый экземпляр рисунков необходимо представить вычерченным черной тушью на чертежной бумаге, пригодным к непосредственному типографскому воспроизведению. Рисунки нельзя перегибать, при пересылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации.

б) Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий или ксерокопий.

в) Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть отпечатаны на глянцевой бумаге.

г) На рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка, на картах – географические координаты. Сейсмические профили должны иметь масштаб в км. На обзорной схеме или карте необходимо отметить положение других рисунков.

д) Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.

е) Максимальный размер рисунка в журнале 18 × 21 см. Можно представить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; размер шрифта и нагрузка на рисунках должны 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) Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи, в тексте обязательно ссылки на все рисунки.

7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией, которая оставляет за собой право при необходимости проводить незначительное сокращение текста.

8. После выхода статьи в свет редакция высылает автору 25 оттисков.

100 p.
Индекс 70228