

Номер 1

ISSN 0016-853X

Январь - Февраль 1997

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский



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

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 1997 Январь–Февраль

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

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия

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

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

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

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

Editorial board

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

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

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

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

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

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

Москва
Издательство "Наука"
Международная академическая
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1997 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 1997

Александр Петрович Карпинский и тектоника. К 150-летию со дня рождения <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	3
Континентальный рифтовый метаморфизм <i>С. Н. Иванов, А. И. Русин</i>	6
Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов <i>В. Г. Казьмин, А. Ф. Бяков</i>	20
Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса <i>И. Б. Серавкин</i>	32
Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) <i>А. А. Савельев</i>	48
Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря <i>А. А. Шрейдер, В. Г. Казьмин, В. С. Лыгин</i>	59
Палеомагнетизм и реконструкция среднепалеозойской структуры Центрального Казахстана <i>Д. В. Гришин, Д. М. Печерский, К. Е. Дегтярев</i>	71
Экспериментальное изучение деформаций структурированных сред в приложении к механизмам тектогенеза <i>В. Г. Талицкий, В. А. Галкин</i>	82
Структура Южного Тянь-Шаня по данным магнитотеллурического зондирования <i>В. В. Белявский, П. А. Мухин, М. Д. Басов, И. И. Шуруев</i>	90

Contents

No. 1, 1997

Simultaneous English language translation of the journal is available from МАИК Наука/Interperiodica Publishing (Russia).
Geotectonics ISSN 0016-8521.

Aleksandr Petrovich Karpinsky and Tectonics: On His 150th Birthday <i>Yu. M. Pushcharovskii</i>	3
Continental Rift Metamorphism <i>S. N. Ivanov and A. I. Rusin</i>	6
Continental Rifts: The Structural Control of Magmatism and Continental Break-up <i>V. G. Kazmin and A. F. Byakov</i>	20
Southern Urals: Tectono-magmatic Zoning and Position among Orogenic Systems of the Uralo-Mongolian Belt <i>I. B. Seravkin</i>	32
Ultramafic–Gabbroic Associations in the Voikar–Syn’ya Ophiolitic Massif (the Arctic Urals) <i>A. A. Saveliev</i>	48
Magnetic Anomalies and Age of the Black Sea Deep Basins <i>A. A. Shreider, V. G. Kazmin, and V. S. Lygin</i>	59
Paleomagnetic Reconstruction of the Middle Paleozoic Structure of Central Kazakhstan <i>D. V. Grishin, D. M. Pechersky, and K. E. Degtyarev</i>	71
Experimental Study of Deformations in Structured Media and Implications for Tectonic Mechanisms <i>V. G. Talitskii and V. A. Galkin</i>	82
The Structure of the Southern Tien Shan: Evidence from Magnetotelluric Sounding <i>V. V. Belyavskii, P. A. Mukhin, M. D. Basov, and I. I. Shuruev</i>	90

УДК 551.24

АЛЕКСАНДР ПЕТРОВИЧ КАРПИНСКИЙ И ТЕКТОНИКА К 150-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ

© 1997 г. Ю. М. Пущаровский



В истории геологического знания есть личности, оставившие особенно глубокий след в его развитии. Чрезвычайно яркой фигурой в этом смысле является Александр Петрович Карпинский, создавший замечательные труды по стратиграфии, палеонтологии, петрологии, минералогии, полезным ископаемым, палеогеографии и тектонике. Многие из того, что ему удалось сделать, вошло в сокровищницу мировой науки, где имя Карпинского ставится в один ряд с именами самых прославленных геологов мира. Но он был не только крупнейшим ученым, а и первым избранным президентом Российской Академии наук, которым являлся 20 лет (1917–1936 г.). А до этого избрания Карпинский был одним из организаторов и директором, затем почетным директором

Геологического комитета России, которому суждено было дать начало систематическому геологическому изучению нашего отечества, а также развитию многих отечественных научных геологических школ.

А.П. Карпинский родился 26 декабря 1846 г. в семье горного инженера на Урале. Образование получил в Горном институте в Петербурге. На 2-й сессии Международного геологического конгресса, состоявшейся в 1881 г., была принята разработанная с его деятельным участием общая номенклатура стратиграфических подразделений, абсолютно необходимая для составления унифицированных геологических карт. Нужно отметить, что еще за несколько лет до этого (в 1873 г.), на основании изучения амmonoидей, А.П. Карпинский

выделил как особое подразделение пермской системы артинский ярус. Обе упомянутые работы принесли их автору мировую известность.

Главные труды тектонического содержания Карпинский писал в 80-х годах. Их не так много, но они стали классическими, вошедшими в золотой фонд нашего геологического наследия. В первую очередь это касается трудов, посвященных строению Европейской части России, которые были “настолярными книгами” таких крупнейших ученых, как А.П. Павлов, А.Д. Архангельский, А.Н. Мазарович, Е.В. Милановский, Н.С. Шатский, Д.В. Наливкин.

Первая работа относится к 1880 г. [1]. Ее основное содержание составляет выяснение геологического строения Европейской России в конце карбона. Результаты исследования отражены на карте масштаба 1 : 37 000 000, где показано распространение, помимо каменноугольных, также девонских и силурийских отложений и древних кристаллических образований. В ней приводятся данные о Донском и Подмосковном бассейнах, причем первый из них трактуется как узкий, глубоко врезающийся в материк залив. В целом это глубокий обобщающий труд, за которым последовали многие другие палеогеографические и палеотектонические реконструкции.

В 1883 г. А.П. Карпинский публикует широко известную работу, посвященную дислокациям пород юга Европейской России [2]. Именно в этой статье выделена структура, впоследствии получившая название “кряж Карпинского”. В этот “кряж” вошла полоса тектонических деформаций, идущая от Келецко-Сандомирского кряжа через Донбасс до Мангышлака. Она отображена на карте, где красным цветом проведены ограничивающие ее с севера и юга линии – “линии Карпинского”. Весьма важно заключение автора, что кряжеобразовательный процесс в разных частях рассматриваемой полосы проявлялся “в различной степени и не вполне одинаковое время” [2, с. 12]. Сейчас мы бы сказали о дискретности проявления этого процесса в неустойчивой системе. Донбасс он рассматривал как “зачаточный кряж”.

Спустя немного лет А.П. Карпинский публикует серию палеогеографических карт, раскрывающих геологическую историю, а в конечном счете и основные черты структурного развития Европейской России [4]. Карты оказали большое влияние на развитие отечественной геологии.

Он приходит к интересному геодинамическому выводу о колебательных движениях земной коры, причем отмечает, что направление колебаний почти всегда оказывалось параллельным кряжам Кавказскому и Уральскому [3]. В периоды интенсивного воздымания гор на пространствах Европейской России образовались понижения либо широтного, либо меридионального направле-

ния соответственно простираниям Кавказа и Урала. С колебательными движениями он связывал морские трансгрессии и регрессии.

А.П. Карпинский писал, что в основании Русской плиты под осадочным покровом находится кристаллический фундамент. Все это вместе взятое плюс геологические карты Русской равнины и Урала позволяет нам сегодня, по прошествии свыше 100 лет, сказать, что А.П. Карпинский заложил основы региональной тектоники нашей страны и в то же время внес большой вклад в тектоническое изучение древних платформ вообще.

Особо следует остановиться на глобальных тектонических построениях А.П. Карпинского. Он выполнил их вскоре после выхода в свет книги Э. Зюсса “Лик земли”, которую оценил как классическую. В его работе [5] имеется много ссылок на эту книгу. В основе его построений лежит составленная им очень оригинальная схема расположения на Земле горных сооружений. Они показаны в развертке земного шара на плоскость, где видно, что азиатские горные хребты находятся на продолжении американских, образуя единую систему. По правую сторону от этой системы лежат внутренние части материков; по левую – Тихий океан, на который хребты надвинуты. На глобусе эта система будет выглядеть как деформированный круг, однако не проходящий через центр Земли. Можно по-разному относиться к этому неожиданному ракурсу, однако видеть в нем предтечу представлений о субдукции, как думают некоторые авторы, оснований, конечно, нет. В указанном расположении горных цепей Карпинский усматривал некую глобальную тектоническую “правильность”, откуда и название статьи. Правильность он видел и в очертаниях континентов, имеющих, по его мнению, треугольную форму.

Заключение таково, что тихоокеанская граница континентов – наиболее древняя на Земле. Отсюда ясно, что и океан – древнее образование.

Карпинский считал, что в образовании континентов и горных цепей основную роль играют эндогенные процессы; вращательные движения Земли и внешние, “астрономические” причины, по его мнению, находятся в тени. При этом он полагал нужным отметить, что ось вращения Земли не всегда имела то положение, какое имеет в настоящее время.

Все это проблемы, до сих пор не сходящие с повестки дня геологической науки. А.П. Карпинский подходил к ним с позиций контракционизма.

В построениях А.П. Карпинского самой значительной на Земле является круговая тихоокеанская система “кряжей”, от которой в виде ветвей могут отходить (либо образовываться независимо) обособленные горные сооружения. Он полностью воспринял предложенное Зюссом разделение

океанских берегов на два типа: тихоокеанский (*pacifische Kustentypus*) и атлантический, что в дальнейшем стало одним из самых важных начал глобальной геотектоники.

Был ли А.П. Карпинский мобилистом? Однозначно ответить на этот вопрос затруднительно. Тангенциальные смещения материков он допускал, а о надвиговых деформациях и говорить не приходится. В то же время в примечаниях и добавлениях к переизданному в 1919 г. его труду он писал, что гипотеза Вегенера не остается без серьезных возражений [6].

Об Александре Петровиче Карпинском имеется обширнейшая литература. И всеми авторами его научная деятельность оценивается как подвиг. Не менее значимо его имя и как организатора науки. Ему довелось работать в эпоху сильнейших потрясений в российской истории. Он прошел через эту эпоху со всеми ее крутыми поворотами, чему способствовала его беспредельная преданность истинной науке в самом высочайшем смысле этого слова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карпинский А.П. Замечания об осадочных образованиях Европейской России // Горный журнал. 1880. Т. IV. С. 242–260.
2. Карпинский А.П. Замечания о характере дислокации пород в южной половине Европейской России // Горный журнал. 1883. № 9. С. 3–15.
3. Карпинский А.П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России // Записки Имп. Акад. наук. 1887. Т. LV. Прил. № 8. С. 1–36.
4. Карпинский А.П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды // Приложение к т. 55 Записок Имп. Акад. наук. 1887. № 8. 36 с.
5. Карпинский А.П. О правильности в очертании, распространении и строении континентов // Горный журнал. 1888. Т. I. С. 252–269.
6. Карпинский А.П. Очерки геологического прошлого России // Природа. Москва–Петроград, 1919. С. 73–124.

УДК 243/551.251

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

© 1997 г. С. Н. Иванов, А. И. Русин

*Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, лаборатория метаморфизма
620219 Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия*

Поступила в редакцию 12.06.94 г.

Эндогенное утонение и разрыв литосферных плит в областях растяжения характеризуются высоким поверхностным тепловым потоком, что предопределяет региональные метаморфические преобразования пород, которые пока частично изучены лишь в верхней коре. На основе вертикальной реологической зональности литосферы в статье рассмотрены явления метаморфизма на разных глубинах в областях растяжения земной коры. Типичными продуктами метаморфизма пород средней и нижней коры и, видимо, мантии в таких обстановках являются разнотемпературные милониты и бластомилониты. Рекристаллизованная мелкозернистая матрица бластомилонитов с наибольшей достоверностью может характеризовать P - T -параметры метаморфизма растяжения. Принимается механизм эндогенного утонения литосферы вследствие интрузии горячего глубинного материала, что косвенно подтверждается признаками пластичного течения мантийных пород в рифтовых областях.

В осадочных бассейнах, обусловленных растяжением верхней коры, проявляется как однородный низкотемпературный метаморфизм погружения, так и локальный зональный метаморфизм умеренных, а затем и низких давлений, контролируемый районами аномального прорыва высоконапорным горячим флюидом плотной непроницаемой зоны на границе верхней и средней коры. Приводятся примеры проявления континентального рифтового метаморфизма в фанерозойских областях.

ВВЕДЕНИЕ

Рифты – бесспорное следствие растяжения и разрыва коры, с ними связан глубинный магматизм и сильный подъем геоизотерм. Следовательно, в районах активного растяжения должен происходить динамотермальный метаморфизм. Впервые ранний доорогенный метаморфизм базальтов палеоокеанического дна установлен еще в 1963 г. [15]. Несмотря на то что он был подтвержден исследованиями девонских вулканогенных толщ на Северном Кавказе и новыми наблюдениями на Урале, этот доорогенный метаморфизм не получил всеобщего признания даже после нескольких подтверждающих драгирований обломочного глубоководного материала. И лишь современное глубоководное бурение положило конец сомнениям.

Следующее подтверждение существования доорогенного регионального метаморфизма получено также на Урале при изучении позднекембрийских толщ [9]. Дальнейшее изучение проблемы метаморфизма при разрыве и раздвижении литосферных плит более полно обрисовало это явление [11, 18, 27, 28, 30]. Установлено, что континентальный рифтовый метаморфизм проявляется не только в рифтогенно-депрессивных формациях, но и в блоках платформенного кристаллического фундамента, а также мантийных базит-гипербазитовых массивах и является обязательным элементом в предыстории фанерозойских складчатых областей. С середины 80-х годов

проблема рифтового метаморфизма стала привлекать внимание зарубежных, особенно европейских исследователей. Были обоснованы связи с континентальным рифтогенезом и тектоническим режимом растяжения литосферы лерцолитовых массивов Северо-Пиренейской зоны [59], гипербазитов острова Зебергед в Красном море [51], гранулитовых террейнов Центральной и Западной Европы [60] и андалузит-силлиманитовых комплексов Пиренеев [61, 62]. В то же время на основе моделирования метаморфизма конвергентных зон и построения гипотетических P - T - t (давление-температура-время) траекторий было высказано предположение о вероятном их отличии от траекторий, характеризующих развитие метаморфизма при рифтовом растяжении [58]. Ход P - T - t траекторий по часовой стрелке во время укорачивания коры и последующего пассивного растяжения вытекал из упрощенных моделей почти мгновенного утолщения, изобарного нагревания и разгрузки при охлаждении в связи с эрозией и изостазией орогена. Нетрадиционность и простота предложенного метода способствовали его быстрому признанию и использованию для анализа метаморфизма областей растяжения. На ряде примеров предположительно палеорифтовых зон было показано, что высокотемпературный гранулитовый метаморфизм нижней коры [56] и низкотемпературный метаморфизм более высоких горизонтов [62] могут быть типизированы P - T - t траекториями с фазой изобарного охлаждения, а

низкотемпературные преобразования в осадочных бассейнах областей растяжения должны выделяться формой траекторий против часовой стрелки [55].

Несмотря на дискуссионность методических приемов анализа, а также некоторых приводимых примеров и обобщающих выводов, отмеченные работы привлекли внимание петрологов к проблеме рифтового метаморфизма в значительной мере, чем удалось это нам, и главное – поколебали традиционные представления о связи регионального метаморфизма лишь с орогенным сжатием в конвергентных зонах. В самые последние годы поток зарубежных публикаций, посвященных конкретным примерам проявления метаморфизма, связанного с тектоникой растяжения, быстро нарастает. Однако разработка общей модели континентального рифтового метаморфизма не может основываться лишь на констатации его проявления в различных регионах и реконструкциях термодинамических параметров и требует комплексного рассмотрения. В этом аспекте наши попытки разработки моделей развития линейных складчатых поясов на материках [43], эволюции метаморфических процессов в полном крупном цикле формирования земной коры [17–19], реологической зональности литосферы [9–12, 42] являются оригинальными и позволяют дать некоторое обобщение, чему посвящена предлагаемая статья. В ней также приводятся новые данные, полученные в последние годы при изучении метаморфизма уральских объектов. Авторы отдают себе отчет в дискуссионности отдельных предположений, что связано с современным уровнем знаний.

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РЕОЛОГИИ ТОЛЩ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Разделение по реологическим свойствам континентальной земной коры на две субгоризонтальные зоны – верхнюю хрупкую и нижнюю пластичную – получило всеобщее признание. Опытным изучением деформации минералов и пород в условиях высоких P и T установлено, что при нагревании до нескольких сотен градусов задолго до температуры плавления минералы начинают размягчаться и под нагрузкой пластически течь. Законы такого течения первоначально установлены для оливина. Это позволило экстраполировать экспериментальные данные на очень малые скорости деформаций и предсказать поведение оливина в условиях нижней коры и верхней мантии (пластическое размягчение около 800°C). Значительно менее точно это было выяснено также для кварца (размягчение около 270°C). Вместе с полевыми данными петрологов удалось наметить температуру и, следовательно, глубину размягчения других породообразующих минералов [36, 46].

Были представлены реологические модели земной коры, учитывающие неодинаковый тем-

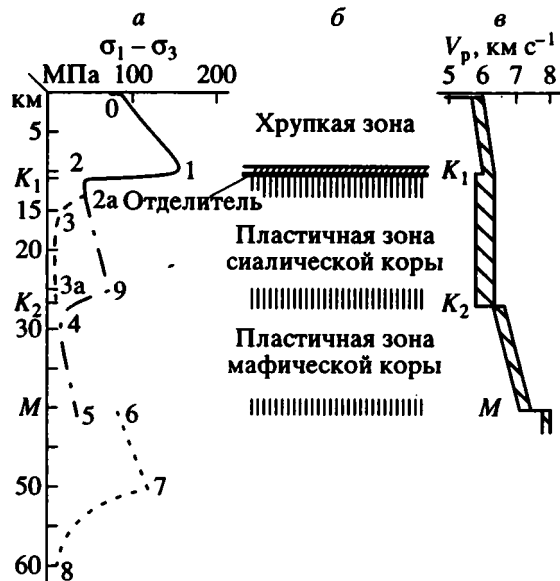


Рис. 1. Вертикальная реологическая зональность континентальной литосферы.

а – предполагаемая схема изменения с глубиной прочности на растяжение консолидированных осадочных и глубинных континентальных горных пород при скорости деформации 10^{-15} с^{-1} и геотермическом градиенте $20^{\circ}\text{C}/\text{км}$ (сплошная и пунктирные линии). Изображен случай, когда верхняя граница “переходной зоны” (1–2) расположена выше хрупко-пластичной границы (отрезок 2а–3а для гранитоидов, 9–4–5 – для габброидов).

б – реологические зоны земной коры (косая штриховка означает непроницаемую “переходную зону”, вертикальная – зоны интенсивных изменений реологических свойств литосферы).

в – осредненное изменение скорости продольных сейсмических волн с глубиной по [24]. Заштрихованная площадь – преобладающий разброс изменений в различных районах.

пературный и гипсометрический уровень хрупко-пластичного перехода пород разного состава [24, 26, 40, 53, 54]. Однако работ, оценивающих влияние на реологию пород давления порово-трещинного флюида, опубликовано не было.

Между тем, экспериментально показано, что эффективное всестороннее давление даже при очень малой пористости неизменно определяется разностью литостатического и порового давлений (закон Терцаги). Поэтому там, где поровое давление становится равным или близким к литостатическому, упрочнение пород вследствие сжимающего всестороннего давления исчезает.

Эти исходные результаты вместе с разнообразными независимыми друг от друга данными, указывающими на значительную обводненность средней коры и вероятное присутствие существенно водных флюидов в верху верхней мантии, позволили по иному предполагать изменения реологических свойств пород земной коры (рис. 1).

Обоснованию этого графика посвящены статьи [11, 12, 42].

До глубины 7–12 км (в зависимости от состава пород, теплового потока и стресса) консолидированные породы имеют в основном “хрупкую” реологию и включают трещинно-поровую воду под гидростатическим давлением. Ниже, где стенки трещин и открытых пор не выдерживают длительной литостатической нагрузки, а проницаемые трещины быстро наглухо закрываются минеральными новообразованиями, располагается плотная переходная зона, лишь временами прорываемая высоконапорными глубинными флюидами. Под этой зоной, названной “переходной” [8], на интервале 2–2а–3–3а (см. рис. 1) породы, содержащие кварц, испытывают очень сильное ослабление прочности и пластично деформируются даже при самом малом боковом стрессе. Породы габбрового состава на интервале 2–9 не испытывают еще пластичного температурного размягчения, но деформируются пликвативно с широким развитием перекристаллизации по принципу Рикке. Прочность их также сильно ослаблена поровым давлением, близким к литостатическому. Температурное размягчение пород габбрового состава начинается лишь на глубине около 27 км в точке 9, а гипербазиты испытывают его ниже точки 7. Более полное пояснение рис. 1 дано в публикациях [12, 42]. “Переходная зона” разделяет этажи земной коры с резко различными реологическими свойствами, поэтому при любых деформациях земной коры в переходной зоне возникает субгоризонтальный срыв – “отделитель”, видимо, отмечающийся сейсмикой как граница K_1 [10].

Для реконструкции механизмов растяжения и природы рифтового метаморфизма определяющее значение имеет правильное понимание характера процессов в пластичных зонах литосферы. Под пластичностью горных пород в геологии обычно понимают способность их необратимо деформироваться под нагрузкой или воздействием бокового стресса без видимых разрывов сплошности вне зависимости от скрытых механизмов деформации [1, 10, 21]. Однако, изучая последние под микроскопом, целесообразно сохранить понятие “собственно пластичность”, т.е. пластичность в более узком смысле [23].

Отличием природных процессов деформации от обычных экспериментальных являются обычно высокие температуры и всесторонние давления на каркас присутствующими поровыми флюидами. Одно из важных следствий такой специфики – распространение метасоматических и метаморфических преобразований, релаксирующих напряжения. В качестве хорошего примера можно указать на развитие в деформируемых породах, содержащих полевой шпат, белых слюд, которые целиком или частично замещают этот минерал и

чрезвычайно облегчают деформацию. Этот процесс давно известен геологам, но он был убедительно рассмотрен лишь шесть лет назад [44]. Перекристаллизация по принципу Рикке, дополненная указанным преобразованием, является одним из распространенных механизмов при геологических деформациях не только в средней и, видимо, нижней коре, но в какой-то мере и в верхней.

Принятое нами выше определение термина “пластичность” (“пластичная деформация”) в отношении пород устраняет необходимость употребления таких не вполне определенных понятий как “псевдопластичная деформация”. В то же время, рассматривая структуру пластично деформированных пород во многих случаях, мы встречаемся с сочетанием хрупко раздробленных минералов, несущих следы напряжения, с окружающими их пластически деформированными зернами и с совершенно не деформированными новообразованиями. В таких случаях обычно говорят о хрупко-пластичной деформации. Напомним, что реологические свойства пород (прочность, пластичность) определяются главным образом по наиболее слабым из составляющих их минералов, даже если содержание последних не превышает 10% от общего объема [45].

Выяснение закона вязкого течения оливина показало, что при скоростях деформации 10^{-15} с⁻¹ размягчение его должно начинаться лишь при температурах около 700–800°C (в зависимости от присутствия флюидов, главным образом водных). Лабораторные исследования пироксенов при скоростях деформаций 10^{-5} – 10^{-7} с⁻¹ свидетельствуют, что пластическое течение в них также может начинаться при температурах около 700–800°C. Однако внутрикристаллическое скольжение в них, как и в плагиоклазах, затруднено малым числом систем скольжения. В то же время при температурах около 1100°C и относительно больших стрессах клинопироксен может быть податливее оливина [4, 23, 50]. В полиминеральных породах литосферной мантии оливины, ортопироксены, клинопироксены и плагиоклазы обычно демонстрируют различную предрасположенность к пластическому течению, что вызывает появление бластомилонитовых (порфирукластических) структур, часто наблюдаемых в базит-гипербазитовых массивах. Для глубинных ксенолитов этот ряд может быть дополнен гранатом и шпинелью [5], наиболее долго сохраняющих способность деформироваться хрупко.

Еще больший контраст может наблюдаться в кварцсодержащих кристаллических породах, так как кварц уже при температурах 260–290°C начинает терять свою прочность и испытывает пластические деформации даже при небольших дифференциальных напряжениях (менее 1 МПа). Присутствие воды снижает предел текучести кварца еще на 40–60°C. Петрографические наблюдения

в низко- и среднетемпературных зонах бластомилонитов показывают, что реология амфиболов, видимо, близка плагиоклазам, а слюд – кварцу.

Разнотемпературные бластомилониты, рассматривавшиеся нами в качестве характерных метаморфических продуктов литосферного растяжения [18], могут образовываться и в коллизионных обстановках. Например, на Урале они выделяются в виде линейных субмеридиональных зон мощностью до нескольких километров и протяженностью в сотни километров. Эти орогенные бластомилониты отмечают поверхности разновременных палеозойских надвиговых (сдвигонадвиговых) структур и характеризуются натриевым (глаукофансланцевые) и калиевым (кианиткалищпатовые) геохимическим фонами [17, 19, 34].

Рифтогенные бластомилониты обнаруживаются в древних блоках кристаллического фундамента и в доофиолитовых базит-гипербазитовых массивах. В обоих случаях они никогда не выходят за их пределы и по времени образования соответствуют этапам рифтового растяжения континентальной литосферы. Продукты хрупко-пластичного течения материала в офиолитовых габброгипербазитовых блоках неоднократно описывались [7, 35], но образование их, за редким исключением, связывалось не с океаническим спредингом, а с перемещением горячих масс в континентальной коре при орогенезе. Транспортным механизмом обычно объясняется и природа хрупко-пластичных деформаций в высокобарических массивах “корневых зон”, что обосновывается именно сохранностью порфиорокластических структур.

НЕКОТОРЫЕ ПРИЗНАКИ МЕТАМОРФИЗМА РАСТЯЖЕНИЯ В ПОДКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ МАНТИИ

В платформенных областях с установившимся поверхностным тепловым потоком (20–30 мВт/м²) температура на границе М различными исследователями определяется неодинаково – от 300 до 700°C [11]. Только на глубинах больших 50–60 км, в астеносферном слое, где температура может приближаться к 800°C, кристаллическое вещество ультрамафического состава становится более податливым и легко деформируется пластично. Нарушение термальной структуры континентальной литосферы в областях диасхизиса и рифтогенеза, вызванное подъемом высоконагретого разуплотненного астеносферного (возможно, и более глубинного) материала, сопровождается перемещением геоизотерм кверху. Вследствие этого температура на границе М, а иногда и в нижней коре (например, в Байкальской области) достигает 1000–1100°C [6], прочный слой литосферы оказывается размягченным, а литосфера – ослабленной. Поверхностный тепловой поток в таких зонах на 80–100 мВт/м² превышает значе-

ния в стабильных областях, что прямо указывает на неизбежность метаморфических преобразований в глубинных горизонтах утоняющейся литосферы.

Основная информация о породах подконтинентальной мантии в областях растяжения была получена при изучении глубинных ксенолитов в щелочных базальтах и кимберлитах [2, 5, 48, 50]. Она свидетельствует, что мантийные продукты различаются как по составу и *P-T*-параметрам образования, так и текстурно-структурным особенностям. Они представлены не только ультрабазитами, но и базитами и часто содержат ясные признаки пластичных и хрупко-пластичных деформаций. К верхнемантийным образованиям зон растяжения некоторыми исследователями относятся и лерцолитовые массивы (“мантийные диапиры”), ассоциирующие в современных структурах с предположительно нижнекоровыми гранулитами [39, 51, 59]. По составам слагающих их пород и минеральным парагенезисам, а также типам высокотемпературных деформаций они близки глубинным ксенолитам и, вероятно, представляют собой наиболее крупные фрагменты неистощенной верхней мантии. Обобщенные количественные оценки *P-T*-параметров выявляют высокотемпературную (1000–1300°C) барическую зональность литосферной мантии от шпинель-пироксеновой до алмаз-пироповой фаций, характеризующих интервал давлений от 0.7–1 до 4–5 ГПа и более. Очень важно, что породы всех фаций глубинности часто сохраняют признаки не только пластичных, но и хрупко-пластичных деформаций, позволяющих реконструировать условия метаморфических преобразований.

В массиве Ронда в Южной Испании [52] центральные части порфиорокластов пироксенов из гранатовых, шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитов имеют одинаковый состав, поле устойчивости которых соответствует $T = 1100\text{--}1200^\circ\text{C}$ и $P = 2\text{--}2.5$ ГПа. Рекристаллизованная мелкозернистая матрица характеризуется более низкой температурой (800–900°C) и давлением, изменяющимся от 1.2–1.5 ГПа (гранатовые лерцолиты) до 0.5–0.7 ГПа (плагиоклазовые лерцолиты). Такие данные, как и полученные Медарисом [47] при изучении составов пироксенов и гранатов из гранатовых перидотитов Западной Норвегии ($P = 3.0\text{--}4.3$ и $2.0\text{--}3.0$ ГПа, $T = 770\text{--}860$ и $600\text{--}700^\circ\text{C}$), обычно интерпретируются как следствие декомпрессии при подъеме мантийного диапира. Однако если обратиться к глубинным ксенолитам, то аналогичные метаморфические преобразования в них в связи с хрупко-пластичным течением материала сложно увязать с мантийным диапиризмом. Резкие различия вязкости твердых перидотитов и магм, а также независимость элементов микростроения от формы обломков [48] свидетельствует скорее о том, что глубинные ксенолиты испытали метаморфизм растяжения до включения их в транспортирующие

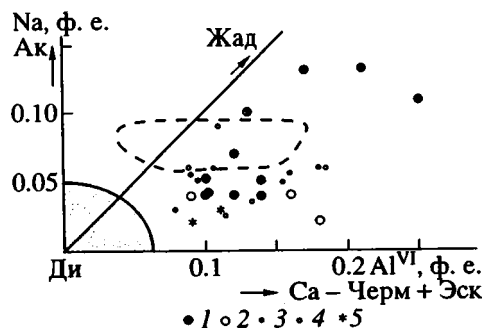


Рис. 2. Соотношение $\text{Na}-\text{Al}^{\text{VI}}$ в клинопироксенах габбро-гипербазитовых и гранулитовых комплексов Урала.

1 – Китарсайский массив, 2 – Миндякский массив, 3 – Мамытский массив, 4 – Западно-Войкарский массив, 5 – юго-восточный блок Кемпирсайского массива (пунктиром околонуто поле клинопироксенов Салдинского гранулитового блока, сплошной линией – габброидов офиолитовой ассоциации и Платиноносного пояса, а также основных гранулитов Тараташского блока).

расплавы. В единичных случаях и в крупных массивах перидотитов при детальном микроструктурном исследовании, например на острове Зебергед в Красном море [51], наглядно выявляется не только связь деформации с этапом растяжения, но и направление течения материала, согласное с ориентировкой рифта.

Данные о глубинных ксенолитах и лерцолитовых массивах “корневых зон”, однозначно свидетельствующие о движении и преобразованиях материала подконтинентальной мантии в различных P - T -условиях, в большинстве случаев не отвечают на вопрос о направлении движения. Поэтому, используя термин “метаморфизм растяжения”, мы подразумеваем в первую очередь геодинамические условия растяжения континентальной и океанической литосферы, противопоставляя их обстановкам орогенного сжатия.

В современных срезах фанерозойских и альпийских складчатых областей часто присутствуют фрагменты нижних частей разреза офиолитовой ассоциации, представленные преимущественно магниевыми гипербазитами и габбро. Высокотемпературные пластические деформации в таких гипербазитах исследованы очень детально и связь их с зонами активного растяжения в океанических рифтах наиболее вероятна. Постоянное же присутствие критического парагенезиса форстерит + анортит в ассоциирующих с ними габбро, также несущих следы пластических деформаций [7], ограничивает давление значениями 0.5–0.7 ГПа. Такие условия согласуются с малой мощностью океанической коры и высоким градиентом температур в срединных хребтах, достигающим 150°C на километр.

В то же время, как это, видимо, впервые было установлено на Полярном [3], а затем на Южном

Урале [22, 25, 31, 32, 35], отдельные части крупных массивов (Западно-Войкарский, Восточно-Хабарнинский, Юго-Восточный Кемпирсай) либо обособленные блоки (Мамытский, Миндякский, Китарсайская группа) выделяются как по составу пород, так и барическим условиям метаморфизма. В отличие от собственно офиолитовых массивов в них развиты кальциевые гипербазиты, часто образующие линзовидные и пластообразные тела в дунитах и метагабброидах (габбро-гранулитах) с отчетливыми порфиорокластическими структурами и минеральными ассоциациями шпинель-пироксеновой и гранат-пироксеновой фации глубинности (1.0–2.0 ГПа). Петро- и геохимические особенности пород (повышенные содержания железа, титана, фосфора, стронция, щелочных металлов), как и барические условия метаморфизма, не противоречат возможности отнесения их к доофиолитовым образованиям подконтинентальной мантии. Однако такая трактовка является новой [30]. Ранее эти высокобарические уральские массивы рассматривались или как древние офиолиты (Западный Войкар, Китарсай), или как постофиолитовые образования (Восточно-Хабарнинский, Мамытский) либо как глубинные зоны единых офиолитовых массивов (Юго-Западный блок Кемпирсай).

Размещение доофиолитовых базит-гипербазитовых массивов на Урале контролируется “Главным уральским разломом”, являющимся палеозонной Беньофа-Заварицкого [16]. Контакты их с офиолитовыми блоками тектонические, но достаточно высокотемпературные, что позволяет предполагать совмещение на верхнемантийном либо нижнекоровом уровнях. Процессы, обусловившие выведение мантийных блоков в структуры верхней коры, во многих случаях вызвали в них разнотемпературные регрессивные преобразования, появление парагенезисов с гидроксилсодержащими минералами. Однако признаки раннего метаморфизма, связанного с пластичным течением материала, в большинстве случаев сохраняются. Иногда они, наряду с породными ассоциациями, позволяют выявить несомненные черты сходства с известными высокобарическими лерцолитовыми и эклогит-перидотитовыми массивами Центральной и Западной Европы [25, 32], но чаще указывают на менее глубинные условия доколлизийного метаморфизма [30, 31, 35].

Наиболее высокие давления (около 2.0 ГПа) по гранат-клинопироксеновому геобарометру рассчитаны для гранатовых вебстеритов Миндякского массива [25]. Для других массивов с гранатовыми перидотитами оценки давлений оказываются несколько ниже [32]. Однако присутствие в Китарсайском массиве низкожелезистых гроссуляр-пироповых гранатов, содержащих 47–53% пиропы, и клинопироксенов с высоким содержанием жадеитового и Са-эсколаитового миналов (рис. 2, 5)

позволяет относить его к группе наиболее глубинных массивов. К этой же группе, видимо, следует относить и гранатовые пироксениты Восточно-Уфалейской зоны, а также Нуралинский массив, в лерцолитах которого И.С. Чащухиным обнаружены шпинелиды, аналогичные по составу шпинелидам массива Ронда.

В высокобарических блоках, сопряженных с крупнейшими офиолитовыми массивами Урала (Войкарским, Хабарнинским, Кемпирсайским), гранатовые перидотиты не обнаружены. В базитовых же составах Западного Войкара и Мамыта высокие *T* и *P* обуславливают появление клинопироксен-гранатового парагенезиса эклогитоподобных пород и друзитов [3, 31]. Гранаты в них характеризуются высокими содержаниями grossularового (30–37%) и пиропового (22–40%) миналов, а пироксены – повышенной глиноземистостью, в том числе глиноземом в шестерной координации, что отличает их от клинопироксенов низкобарических габбро-гипербазитовых комплексов (рис. 2). Характерно, что повышенная глиноземистость свойственна пироксенам и в безгранатовых парагенезисах доофиолитовых блоков. Сопоставление их с габбро-гипербазитовыми и гранулитовыми комплексами (рис. 2, 3) показывает, что парагенезисы с подобными составами сосуществующих пироксенов встречаются лишь в наиболее глубинных гранулитах. Условия метаморфизма, определяемые для них на основе хорошо разработанной термобарометрии метапелитов и экспериментальных данных по переходу габбро-эклогит, оцениваются в 1000–1100°C и 1.0–1.3 ГПа. Такие параметры метаморфизма, более глубинного, чем в офиолитовых блоках, вполне согласуются с пластичным течением материала подконтинентальной мантии с утоненной корой.

Основываясь на всей совокупности имеющихся материалов, можно предположить, что существует гипотетический ряд объектов (эклогит-перидотитовые массивы и наиболее глубинные ксенолиты в кимберлитах, лерцолитовые массивы и нодулы в щелочных базальтах, дунит-верлит-габбро-гранулитовые ассоциации складчатых областей), в которых последовательно вскрываются все менее глубинные зоны проявления метаморфизма растяжения подконтинентальной мантии. *P-T-t* траектории в них с известной условностью могут характеризоваться ходом против часовой стрелки (рис. 4) и позволяют говорить о вероятной вертикальной зональности. Регрессивная по *P-T* направленность процессов, отмечаемая и в нижнекоровых комплексах, свидетельствует о том, что эта новообразованная метаморфическая зональность обусловлена разгрузкой, причиной которой могло быть утонение континентальной литосферы вследствие ее растяжения.

МЕТАМОРФИЗМ РАСТЯЖЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Подъем геоизотерм в континентальной коре в областях активного растяжения должен способствовать размягчению габбрового слоя, если он

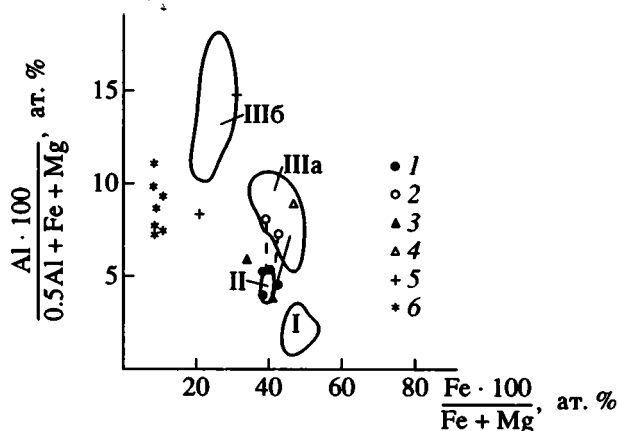


Рис. 3. Соотношение общей железистости и глиноземистости ортопироксенов габбро-гипербазитовых массивов и гранулитовых комплексов.

1–2 – породы Восточно-Хабарнинского массива: 1 – порфирокласты, 2 – необласты; 3–4 – породы Западно-Войкарского массива: 3 – порфирокласты, 4 – необласты; 5 – необласты Китарсайского массива; 6 – порфирокласты и необласты Юго-Восточного Кемпирсая (контурами показаны составы ортопироксенов гранулитовых комплексов: I – тараташский умеренных давлений, II – салдинский – повышенных давлений, IIIa, IIIb – лапландский высоких давлений).

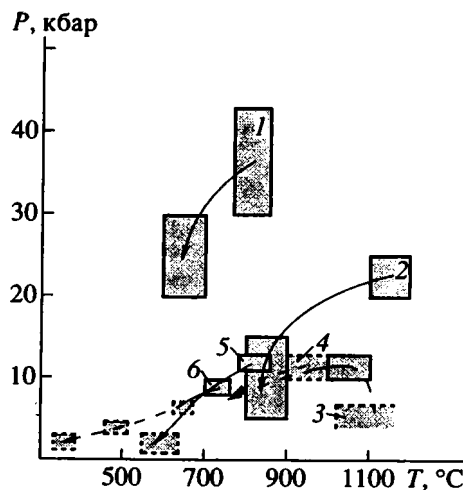


Рис. 4. *P-T-t* траектории метаморфизма растяжения литосферной мантии и континентальной коры.

1 – гранатовые перидотиты Западной Норвегии [47], 2 – перидотиты массива Ронда в Южной Испании [52], 3 – габбро-гранулиты Западно-Войкарского массива [3, 7] (интерпретация авторов), 4 – салдинский комплекс, 5 – саксонский комплекс, 6 – тараташский комплекс.

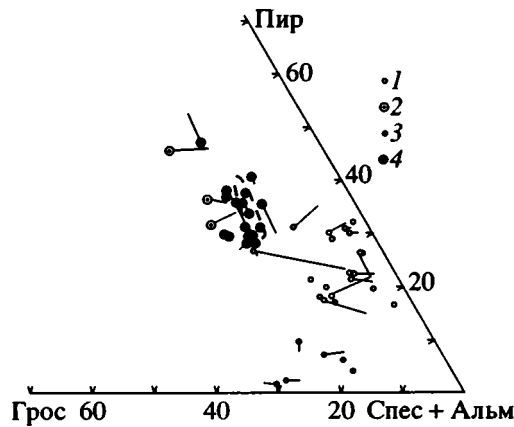


Рис. 5. Минеральный состав гранатов Саксонского блока Западной Европы и Китарсайской зоны Мугуджар. 1–2 – породы Саксонского блока: 1 – гранатосодержащие кварц-полевошпатовые blastsомилониты или “саксонские гранулиты”, 2 – эклогиты; 3–4 – породы Китарсайской зоны: 3 – кварц-полевошпатовые blastsомилониты, 4 – эклогитоподобные (пунктиром выделено поле гранатов из основных пород чогарского комплекса).

расположен на глубине 12–27 км, и переходу от трехслойной (рис. 1) к двухслойной реологической вертикальной зональности [11, 13]. При этом граница хрупко-вязкого перехода переместится вверх и положение ее будет определяться в основном температурой. В Провинции бассейнов и хребтов – гигантской зоне кайнозойского растяжения на западе Северной Америки – она отмечается на глубине 6–10 км, а в современных рифтах располагается еще выше.

Повышенные температуры на уровне раздела кора-мантия в рифтовых областях указывают, что условия метаморфизма растяжения кристаллических пород нижней коры должны соответствовать гранулитовой фации. Именно поэтому в первую очередь было обращено внимание на гранулитовые террейны (Саксонский, Гесперский и др.) в герцинидах Центральной и Западной Европы [60]. Их метаморфизм, оцениваемый параметрами 750–850°C и 0.8–1.0 ГПа, по мнению К. Вебера [60], лучше согласуются с режимом раннепалеозойского утонения, чем орогенного укорачивания коры. Однако просмотр большой коллекции шлифов Н.В. Аксаментовой и проведенное нами микрозондовое исследование минералов из пород Саксонского массива показали, что так называемые гранулиты Гранулитовых гор Саксонии вовсе не являются породами гранулитовой фации. Это типичные blastsомилониты с порфирикластическими структурами, иногда сохраняющие реликтовые деформированные и раздробленные зерна высокотемпературных минералов (кианита, силлиманита, граната), которые отсутствуют в перекристаллизованной матрице.

Центральные части порфирикластов гранатов из кварц-полевошпатовых “гранулитов” содержат до 30% пирропа (в эклогитах до 46%) и 21% Са-компонента при общей железистости 64–68%. В краевых частях содержание пирропа может понижаться до 14%, значительно уменьшается количество Са-компонента (до 3%), а железистость возрастает до 76–80%, что может указывать на понижение температуры и давления (рис. 5). Эти преобразования сопровождалось уменьшением содержания альбитового компонента в калишпатах от 40–46% в порфирикластах, до 15% в рекристаллизованной матрице, двуполевошпатовые равновесия в которой отмечаются температурой 550–600°C.

Весьма вероятно, что в Саксонском массиве нижнепалеозойские датировки (590–540 млн. лет) отвечают метаморфизму, связанному с рифтовым растяжением гранулитового кристаллического фундамента, возраст которого может быть дорифейским. Сходная картина наблюдается в Мугуджарах, где совершенно аналогичные по текстурно-структурным особенностям саксонским “гранулитам”, но еще более низкотемпературные, кварц-полевошпатовые рифтогенные blastsомилониты слагают в дорифейском блоке Китарсайскую зону, включающую растащенные фрагменты эклогит-периодитового массива.

Несколько иной подход в обосновании связи гранулитового метаморфизма с глубиннокоровым растяжением был принят М. Сендифордом и Р. Пауэлом [56]. Основываясь на гипотетических *P-T-t* траекториях развития нижнекорového метаморфизма в областях растяжения, предполагающих декомпрессию на прогрессивном этапе и изобарное охлаждение на регрессивном, эти авторы попытались реконструировать их на конкретных гранулитовых террейнах. Так как прогрессивная ветвь в высокотемпературных метаморфитах восстановлена быть не может, то основное внимание было обращено на зональности минералов, характер кайм и симплектиты.

Было показано, что во многих гранулитовых комплексах Центральной и Западной Австралии, Южной Африки, Южной Европы и Антарктиды обнаруживаются признаки изобарного охлаждения, которые интерпретировались М. Сендифордом и Р. Пауэлом как связанные с нижнекоровым растяжением. Однако эти выводы нельзя считать вполне корректными. Наряду с гранулитовыми блоками складчатых областей в число примеров были включены и ареальные гранулиты Земли Эндерби. В раннекембрийских высокометаморфизованных областях реакционные структуры описывались неоднократно. Вероятно, они сохраняются и в отторженцах платформенного фундамента в складчатых областях и объяснение их природы может быть неоднозначным. Не привели

М. Сендифорд и Р. Пауэл и доказательств пластичного (хрупко-пластичного) течения материала в связи с гранулитовым метаморфизмом, что также позволяет сомневаться в правильности интерпретаций. Однако предпринятая попытка поисков метаморфизма растяжения в высокометаморфизованных блоках складчатых областей вполне правомерна.

Исследование дорифейских метаморфических комплексов Урала показало, что в них сохраняются как признаки ранней истории, связанной с формированием кристаллического фундамента, так и преобразования, обусловленные его деструкцией при позднедокембрийском рифтогенезе [14, 27, 28, 33]. Результаты этих преобразований повсеместно представлены разнотемпературными бластомилонитами, формирующими различной мощности линейные зоны, либо проявляющимися во всем объеме небольших по размерам раннедокембрийских блоков (тектонических клиньев), но никогда не выходящие за их пределы. Разновременные позднедокембрийские бластомилониты эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций были закартированы в процессе крупномасштабных геолого-съемочных работ [20] в Тараташском блоке архея (рис. 6). Ранее они описывались как "очковые гнейсы" и выделялись в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения.

Как показало изучение парагенезисов и составов минералов уральских бластомилонитов фациальные условия их образования устанавливаются не всегда достаточно определенно. В перекристаллизованной матрице, даже при очень малом разрезе зерен, часто сохраняются не только реликтовые минералы, но и метастабильные промежуточные фазы. Однако если рассматривать в целом минералы матрикса из бластомилонитовых зон различных блоков, то температурная зональность выявляется определенно, например, по закономерному изменению минерального состава амфиболов (рис. 7). Можно предполагать, что она отражает распределение температур в вертикальном разрезе пластичной зоны коры при рифтовом растяжении (рис. 4). В нижней коре, если судить по саддинским гранулитам, составы минералов (рис. 2, 3) и *P-T*-параметры их метаморфизма (1000°C и 1.0–1.2 ГПа) близки верхнемантийным габбро-гранулитам. Процессы регенерации в этих условиях могут быть столь интенсивны, что в породах сохраняются лишь текстурные признаки бластомилонитов.

Зоны хрупко-вязкого течения материала давно известны в блоках кристаллического фундамента фанерозойских складчатых областей. Механизм образования таких зон, связывавшихся с орогенным сжатием, например, детально обсуждался для докембрийского фундамента хребта Блу-Ридж в Западных Аппалачах [49]. Неодно-

кратно описывались разнотемпературные бластомилониты в гренвиллском фундаменте на западе Ньюфаундленда, льюиских гранулитах Шотландии, раннедокембрийских блоках Южной Норвегии и Юго-Западной Швеции, докембрийском фундаменте герцинид Европы, Шарыжалгайском выступе Прибайкалья и многих других регионах. Масштабы проявления процессов хрупко-пластичного течения материала в докембрийском фундаменте складчатых областей многократно возрастут, если учесть, что приводимые в публикациях указания на широкое развитие "очковых гнейсов" и "ортогнейсов" относятся к типичным бластомилонитам, в чем мы могли удостовериться при знакомстве с подобными образованиями в Западной Норвегии и Иберийском массиве Испании. Многочисленные позднедокембрийские и раннепалеозойские датировки бластомилонитов и "очковых гнейсов" в совокупности с данными о строении осадочного чехла часто однозначно свидетельствуют о синхронности процессов седиментации и метаморфизма растяжения фундамента.

Убедительную картину одновременного растяжения фундамента Кордильер Северной Америки и верхней коры являет Провинция бассейнов и хребтов [13]. Кристаллический фундамент ("core complex") выделяется здесь на глубине 7 км и обнажается в тектонических окнах среди миогеосинклинальных толщ, имеющих возраст от верхнего докембрия до палеогена включительно. Эти хорошо стратифицированные толщи разбиты сбросами на многочисленные блоки, образуя верхнюю "хрупкую" сильно растянутую кору, ограниченную снизу субгоризонтальным тектоническим отделителем. Ранние представления о широком развитии здесь чешуйчатых надвигов оставлены и в настоящее время практически общепризнано, что верхняя кора растягивалась путем сбросообразования, одновременного пластическому (хрупко-пластическому) растяжению фундамента. Метаморфизм растяжения начался в конце юры и/или начале мела и интенсивно проявился в олигоцен-миоценовое время. Пик температуры (530–580°C) и давления (800–1000 МПа) быстро сменился падением давления до 400–600 МПа, что было связано с утонением коры. Температура понижалась позже в течение всего мела [41].

Кристаллический фундамент в складчатых областях, как правило, доступен для наблюдения в отдельных изолированных выходах. Редким исключением, вероятно, является Западная Норвегия, где, по нашему мнению, обнажается пластически утоненный край континентальной плиты с денудированным рифтогенным чехлом. Этот регион привлекал внимание исследователей в связи с проблемами высокобарического метаморфизма [38]. Инициированный флюидом при каледонской коллизии эклогитовый метаморфизм в

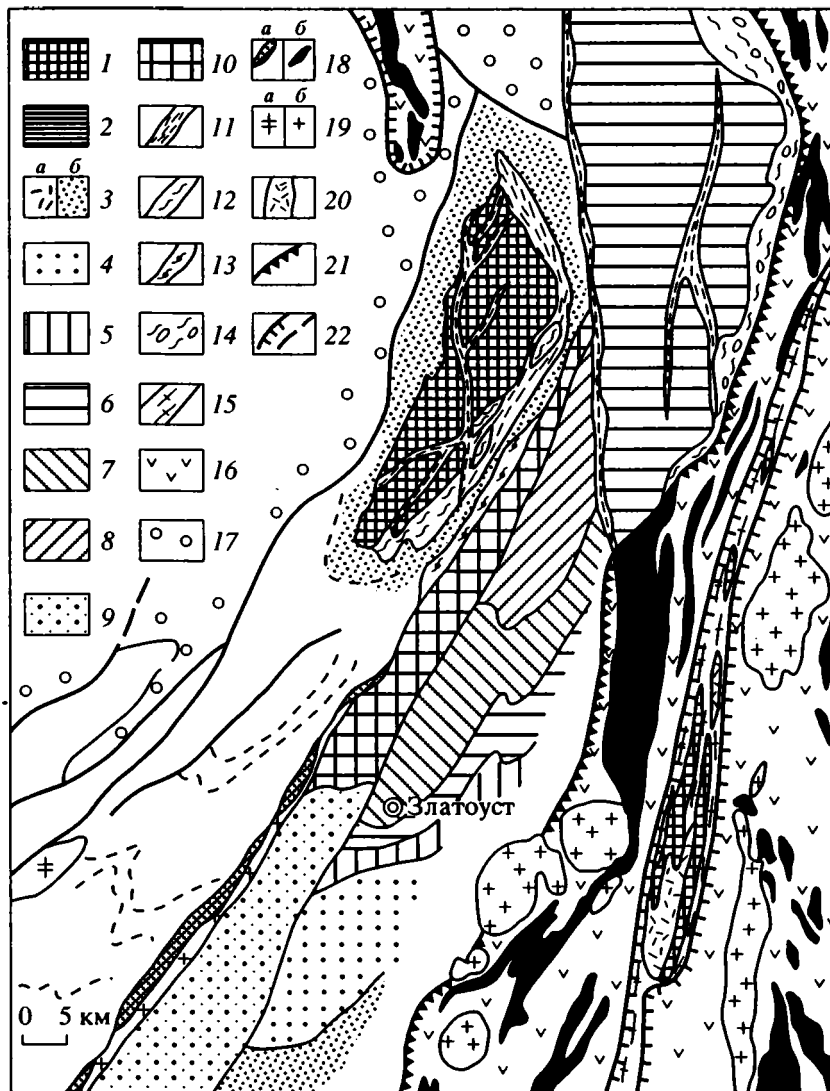


Рис. 6. Схема метаморфизма Златоустовского района Южного Урала.

1 – гранулитовый метаморфизм и диафторез амфиболитовой фации Тараташского и Селянкинского (Ильменогорского) блоков, 2 – амфиболитовый метаморфизм Уфалейского блока; зональный дистен-силлиманитовый метаморфизм златоустовского (3–8) и кувашского (9–10) комплексов: 3а – начальный и глубинный эпигенез, 3б – зона хлорита, 4 – зона биотита, 5 – зона граната, 6 – ставролит-хлоритовидная зона, 7 – ставролит-хлоритовая зона, 8 – ставролит-силлиманитовая зона, 9 – добиотитовая и биотитовая зоны, 10 – гранатовая зона и нерасчлененная ставролитовая фация; 11–13 – рифтогенные blastsмилониты: 11 – зеленосланцевой фации, 12 – эпидот-амфиболитовой фации, 13 – амфиболитовой фации; 14–15 – орогенные blastsмилониты: 14 – эпидот – амфиболитовая (ставролитовая) фация повышенных давлений, 15 – гранитоидные blastsмилониты амфиболитовой фации; 16 – метаморфические формации палеоокеанического сектора; 17 – неметаморфизованные палеозойские толщи; 18–20 – plutонические породы: 18 – габброиды (а) и гипербазиты (б); 19 – рапакиви (а) и массивы гранитовой формации (б); 20 – нефелиновые сиениты; 21 – Главный уральский надвиг; 22 – надвиговые и разломные зоны.

Бергенских дугах проявляется в гипербазит-базитовом субстрате, пластически деформированном и метаморфизованном в позднем докембрии в условиях гранулитовой фации ($T = 800\text{--}900^\circ\text{C}$, $P = 1.0\text{ ГПа}$). Вмещающие эклогизированные гипербазит-базитовые массивы породы гренвиллского (?) фундамента представлены типичными blastsмилонитами (“очковыми гнейсами”), также датированными поздним докембрием. Широкое раз-

витие высокотемпературных blastsмилонитов характерно и для “Западного гнейсового региона” с эклогит-перидотитовыми массивами Нордфьерда. Мы хотели бы констатировать, что Западная Норвегия, считающаяся классическим регионом коллизионного высокобарического эклогитового метаморфизма, может стать одним из лучших примеров проявления метаморфизма растяжения кристаллического фундамента.

**ЗОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ
РИФТОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ**

Положение хрупко-пластичного перехода в кристаллических породах, контролируемое температурой около 300°C, и полная непроницаемость “переходной” зоны для флюидов [8] препятствуют значительным региональным метаморфическим преобразованиям в рифтогенных формациях, что подкрепляется и модельными расчетами [37]. Действительно, наиболее древние серии палеорифтовых областей характеризуются лишь начальным метаморфизмом в нижних частях разрезов. Расхождение континентальных плит должно сопровождаться накоплением новых серий на более утоненном фундаменте и дальнейшим подъемом геоизотерм. Перемещение вверх хрупко-пластичного перехода в какой-то мере будут задерживать эндотермические реакции дегидратации, что также неблагоприятно для значительных метаморфических преобразований рифтогенных толщ. В то же время имеются многие примеры проявления высокоградиентного зонального метаморфизма в палеорифтовых областях [16, 19, 61], которые нельзя объяснить лишь общим подъемом геоизотерм.

На Урале метаморфизм рифтогенных формаций проявлен на всем его протяжении в палеоконтинентальном секторе. Преимущественно это низкотемпературные преобразования, которые могут определяться как метаморфизм погружения. Низкотемпературная вертикальная зональность на Южном Урале устанавливается уже в начале рифея, а на Среднем – в позднем рифее-венде. При широтном пересечении, особенно наглядно в Башкирском поднятии на Южном Урале, интенсивность преобразований возрастает в восточном направлении, т.е. в толщах залегающих на наиболее утоненном палеоконтинентальном фундаменте. Здесь проявляется и зональный метаморфизм кианитового (златоустовский комплекс) и андалузитового (белорецкий комплекс) типов. В более северных районах зональный метаморфизм приурочивается к “тройным точкам” сочленения Урала с Тиманским (кваркушский комплекс) и Денисовским (западно-ляпинский комплекс) палеорифтами. Детальное картирование зональных комплексов, проведенное в последнее десятилетие, показало, что наибольшие температуры, до верхов ставролитовой фации, достигались лишь в златоустовском комплексе (рис. 6). В других комплексах они были ниже и на плато Кваркуш только приближались к зоне граната. При этих исследованиях было выполнено огромное количество микронзондовых и химических анализов минералов (гранатов, ставролитов, белых слюд, хлоритов и др.), использованных при проведении парагенетического анализа и выявляющих инди-

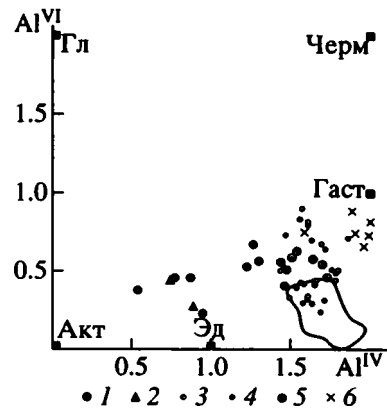


Рис. 7. Соотношение тетраэдрического и октаэдрического алюминия в амфиболитах рифтогенных бластомилонитов Урала.

1 – Тараташский блок, 2 – Мугуджарский блок, 3 – Александровский блок, 4–5 – Салдинский блок: 4 – гранулиты, 5 – эклогитоподобные породы; 6 – Западно-Войкарский массив [3] (оконтурено поле роговых обманок тараташского комплекса, вмещающего зоны рифтогенных бластомилонитов; черными квадратами отмечены минальные составы амфиболов).

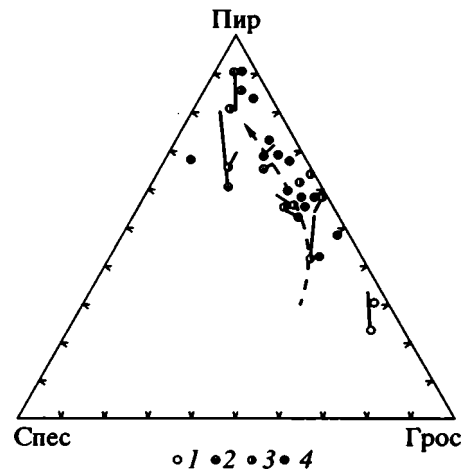


Рис. 8. Соотношение пиропового, гроссулярового и спессартинового миналов в гранатах златоустовского комплекса.

1 – зона граната, 2 – ставролит-хлоритоидная зона, 3 – ставролит-хлоритовая зона, 4 – ставролит-силлиманитовая зона (пунктирной стрелкой показано направление усиления метаморфизма в метапелитах патомской серии).

видуальные особенности метаморфических зональностей в различных комплексах.

В качестве примера можно показать незакономерное изменение составов гранатов в златоустовском комплексе (рис. 8), обусловленное появлением первых биотитов лишь в середине ставролитовой фации, либо особенности составов гранатов комплексов Приполярного Урала (рис. 9).

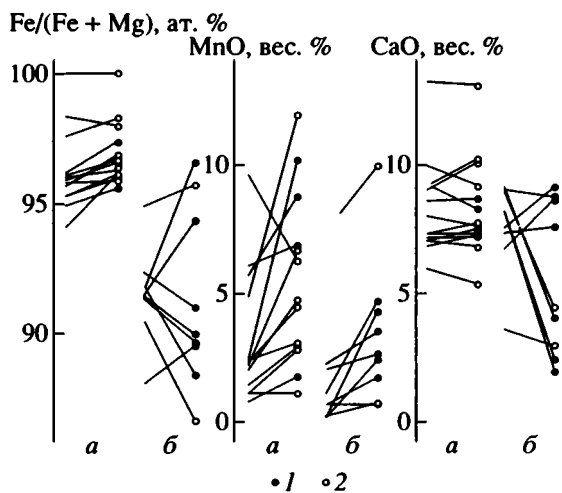


Рис. 9. Изменение составов гранатов западно-ляпинского (а) и хобейзского (б) комплексов. 1 – центральные части зерен из метабазитов; 2 – центральные части зерен из метапелитов.

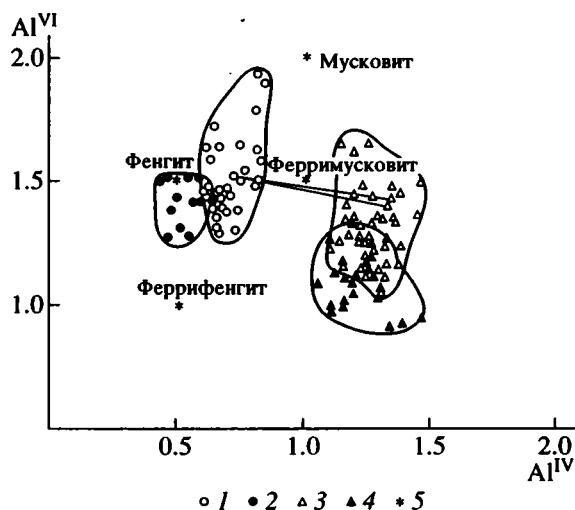


Рис. 10. Соотношение тетраэдрического и октаэдрического алюминия в сосуществующих мусковит-фенгитах и хлоритах плато Кваркуш (Северный Урал). Зональный комплекс низкого давления: 1 – мусковит-фенгиты, 3 – хлориты; гладкофамсланцевые зоны: 2 – фенгиты, 4 – хлориты. Линиями соединены мусковит-фенгиты и хлориты из обнажений с прослоями хлоритсодержащих метапелитов.

Отчетливо проявляются различия составов белых слюд и хлоритов (рис. 10) кваркушского комплекса с возрастом 500–550 млн. лет и более молодых (около 400 млн. лет) коллизионных глаукофансланцевых зон, сформированных здесь же на плато Кваркуш в рифтогенных толщах. Имеющиеся радиологические датировки позволяют говорить, что зональный метаморфизм в палеоконтинентальном секторе по времени был связан с этапами активизации рифтогенной структуры,

отмечаемыми развитием трансгрессивной цикличности в осадочных бассейнах и формированием бластомилонитов в пластичной зоне [17, 28]. При палеозойских коллизионных процессах изоградные поверхности в большинстве зональных комплексов были деформированы (рис. 8). Первоначальная термальная структура сохранилась только в белорецком комплексе. Наблюдаемая здесь горизонтальная сланцеватость пород в андалузитовой зоне с послойными S-образными складками может свидетельствовать о дифференциальном течении материала в условиях растяжения.

Сходные с уральскими обстановками проявления метаморфизма позднедокембрийских формаций реконструируются в Грампианской зоне Британских островов (мойнская и далрэдская серии) и в формациях Флер-де-Ли Ньюфаундленда. Здесь также зональный метаморфизм проявляется в палеоконтинентальных секторах с наиболее утонченным фундаментом. Ставшие классическими барроуский и бучанский типы зональности в Шотландских нагорьях, формирование которых ранее связывалось на основе радиологических датировок с грампианским и гренвиллским диастрофизмами, в новой интерпретации, включающей ту же аргументацию, что и для уральских позднедокембрийских зональных комплексов [14, 17], должны рассматриваться как рифтогенные. Каледонская деформация зонально метаморфизованных толщ здесь известна давно и никем не оспаривается. Если же учесть, что накопление мощных толщ осадков мойнской и далрэдской серий происходило в условиях литосферного растяжения, то причины докаледонского метаморфизма логичнее связывать не с гипотетическими диастрофизмами, а с доорогенными событиями.

Постметаморфические деформации изоградных поверхностей, изначально почти параллельных литостратиграфическим границам, выявлены и в позднедокембрийской рифтовой серии Аше в Южных Аппалачах. Этот комплекс, характеризующийся кианитовым типом зональности, с запада ограничен мощной бластомилонитовой зоной, погружающейся к востоку и на глубине выполаживающейся в зоне отделителя [57].

В работах скандинавских геологов (P.-G. Andreasson, A.H.N. Rice, D.G. Gee и др.), обосновывающих формирование позднедокембрийских Средних и Верхних покровов (Серв, Севе, Кели и др.) в связи с континентальным рифтогенезом перед раскрытием Ялетуса, приводятся примеры проявлений донадвигового метаморфизма с вертикальной и латеральной зональностью, а также данные о синхронности метаморфических преобразований в покровах и кристаллическом фундаменте, которые, по нашему мнению, могут рассматриваться как свидетельства доорогенного метаморфизма, но традиционно интерпретируются в рамках гипотезы орогенических циклов.

Наиболее же признанным районом проявления зонального рифтового метаморфизма в настоящее время считаются Восточные Пиренеи. Модель континентального рифтового метаморфизма, представленная С. Уикхемом и Е. Оксбургом [62], предполагает очень высокий градиент (более 100 град/км), при котором на глубине 10 км достигаются температуры порядка 700°C, что обеспечивается внедрением в кору мафических магм. На основе исследования изотопии кислорода делается вывод о циркуляции поверхностного флюида на глубину до зоны анатексиса во время метаморфического цикла.

Нам представляется, что зональный метаморфизм в рифтовых формациях должен быть обусловлен аномальным подъемом изотерм, но вовсе не обязательно связанным с конкретным высокотемпературным источником. Только экстремальное разрушение непроницаемого барьера "переходной зоны", связанное со скоплением флюидов, имеющих корни в высокобарической глубинной области, может обеспечить значительный тепломассоперенос из литостатической зоны в гидростатическую. Следствия такого прорыва весьма сложны и радикально меняют в зоне прорыва всю гидродинамическую картину. Можно отметить, что такой механизм возникновения терминальной аномалии в рифтогенных формациях позволяет объяснить не только данные изотопии кислорода, приведенные в работе [62], но и возможность появления анатектических расплавов в зоне падения давления, вызванного оттоком флюида. Сильный перепад давлений и температур на участке прорыва переходной зоны и возникновение новой временной уплотненной зоны должны вызвать колебания барических условий зонального метаморфизма рифтогенных формаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные материалы позволяют сделать предположение о том, что метаморфизм является обязательным эндогенным процессом областей растяжения континентальной литосферы. Данные по глубинным ксенолитам и "отторженцам" подконтинентальной верхней мантии однозначно указывают на пластичное (хрупко-пластичное) течение материала и высокотемпературные (до 1000–1300°C) метаморфические преобразования на большом интервале давлений от 0.4–0.7 до 4.0–5.0 ГПа и даже более. Неодинаковая реология минералов поликристаллических пород обуславливает появление в областях растяжения характерных, но не обязательных порфирокластических пород, рекристаллизованная матрица которых может указывать на *P-T*-параметры преобразований. Авторы полагают, что латеральное течение в верхней части литосферы под рифтами происходит, во всяком случае в ряде примеров, в результате вертикального напряжения, создавае-

мого поднимающимся высоконагретым разуплотненным глубинным материалом. Весьма вероятно, что в гипотетическом ряду природных объектов – эклогит-перидотитовые массивы и высокобарические ксенолиты в кимберлитах, лерцолитовые массивы и нодулы в щелочных базальтах, дунит-верлит-габбро-гранулитовые ассоциации складчатых областей – несущих отчетливые признаки хрупко-пластичных деформаций, последовательно вскрываются все менее глубинные зоны проявления метаморфизма растяжения подконтинентальной мантии.

Метаморфизм растяжения континентальной коры, проявляющийся ниже зоны хрупко-пластичного перехода, в современных эрозионных срезам складчатых областей может быть установлен в блоках платформенного кристаллического фундамента. Его продуктами являются разнотемпературные бластомилониты, синхронные по времени образования этапам рифтогенной активизации. В дорифейских террейнах Урала и других регионов они картируются в виде линейных зон, иногда полностью слагают небольшие тектонические клинья, но никогда не выходят за пределы древних блоков. Температурные условия формирования этих, как мы предполагаем, рифтогенных бластомилонитов охватывают интервал от зеленосланцевой до гранулитовой фаций.

В рифтогенных осадочных и вулканогенно-осадочных формациях верхней коры часто устанавливаются низкотемпературные преобразования в нижних частях разрезов, залегающих на наиболее утоненном фундаменте. Обусловлены они, по всей вероятности, общим подъемом геоизотерм в областях растяжения и могут определяться как метаморфизм погружения. Наибольший же интерес представляют зональные комплексы, формирование которых гипотеза орогенных циклов связывала с тангенциальным сжатием, завершающимися складчатостями и гранитами. В нашей интерпретации зональные комплексы рифтогенных областей представляют собой аномальное явление, обусловленное периодическими прорывами высоконапорным перегретым флюидом непроницаемой переходной зоны на границе средней и верхней коры. Возникающий при этом эффект позволяет объяснить существование комплексов не только низких, но и умеренных давлений. Такие комплексы установлены во многих складчатых областях фанерозоя (Урал, Аппалачско-Каледонский пояс, герциниды Европы и др.), характеризующихся высоким эрозионным срезом. Критическая переоценка данных по зональному метаморфизму орогенных поясов может значительно увеличить количество примеров проявления в них континентального рифтового метаморфизма, связанного с их предисторией.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 95-05-14283) и INTAS (грант 94-1857).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аки К. Механизмы орогении // Орогенез. М.: Мир, 1985. С. 209–253.
2. Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. 232 с.
3. Добрецов Н.Л., Молдаваницев Ю.Е., Казак А.П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 222 с.
4. Добржиницкая Л.Ф. Деформация магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.
5. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
6. Дучков А.Д., Соколова Л.С. Результаты геотермических исследований в Прибайкалье и юго-западном Забайкалье // Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1975. С. 73–93.
7. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
8. Иванов С.Н. Предельная глубина открытых трещин и гидродинамическая зональность земной коры // Ежегодник ИГГ УФ АН СССР. Свердловск: ИГГ УФ АН СССР, 1970. С. 213–232.
9. Иванов С.Н. Метаморфизм разрыва плит // ДАН СССР. 1978. Т. 238. № 4. С. 908–912.
10. Иванов С.Н. Отделитель (о природе и значении геофизической границы K_1) // ДАН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 428–431.
11. Иванов С.Н. Зоны пластичных и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // Геотектоника. 1990. № 2. С. 3–13.
12. Иванов С.Н. Вероятная природа главных сейсмических границ в земной коре континентов // Геотектоника. 1994. № 3. С. 3–11.
13. Иванов С.Н., Иванов К.С. Режимы и структуры растяжения земной коры Провинции бассейнов и хребтов в Кордильерах Северной Америки (США, юг Канады и север Мексики). Екатеринбург, 1996 (в печати).
14. Иванов С.Н., Краснобаев А.А., Русин А.И. Докембрий Урала // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 81–94.
15. Иванов С.Н., Нечеухин В.М. О времени зеленокаменных изменений и происхождении натровых и существенно калиевых серий в геосинклинальных образованиях Урала // ДАН СССР. 1964. Т. 157. № 3. С. 593–596.
16. Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
17. Иванов С.Н., Русин А.И. Метаморфизм в крупном цикле формирования земной коры // Петрология и рудообразование. Свердловск: ИГГ УФ АН СССР, 1986. С. 3–12.
18. Иванов С.Н., Русин А.И. Метаморфизм растяжения // ДАН СССР. 1987. Т. 297. № 5. С. 1188–1191.
19. Иванов С.Н., Русин А.И. Эволюция метаморфизма в фанерозойских подвижных областях // Эволюция геологических процессов. М.: Наука, 1989. С. 67–76.
20. Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск: ИГГ УФ АН СССР, 1978. С. 3–45.
21. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–147.
22. Маегов В.И. О природе габброидов восточной части Хабарнинского массива // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск: Изд-ние ИГГ УФ АН СССР, 1979. С. 52–62.
23. Николая А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 166 с.
24. Павленкова Н.И. Глубинное строение территории СССР // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 36–45.
25. Пушкарев Е.В., Гуляева Т.Я. Высокобарические гранатовые гипербазиты Миндякского массива на Южном Урале // Ежегодник ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 82–86.
26. Резанов И.А. Новая модель земной коры континентов // Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка. 1985. № 1. С. 14–19.
27. Русин А.И. Дорифейские метаморфические комплексы восточного склона Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск: ИГГ УФ АН СССР, 1980. С. 41–59.
28. Русин А.И. Блоки фундамента Русской платформы в зоне ее сочленения с Уралом // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: Изд-ние ИГГ УФ АН СССР, 1984. С. 43–49.
29. Русин А.И. Минеральные ассоциации метаморфических пород и проблема парагенетического анализа бластомилонитов // Региональная минералогия Урала. Свердловск: ИГГ УФ АН СССР, 1990. С. 111–113.
30. Русин А.И. Рифтовый метаморфизм растяжения в мантийных и сиалических блоках Урала // Ежегодник ИГГ УрО РАН. Свердловск: ИГГ УФ АН СССР, 1991. С. 62–64.
31. Русин А.И. Высокобарический метаморфизм Мамытского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал) // Ежегодник ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УФ АН СССР, 1995. С. 86–93.
32. Русин А.И. Китарсаяская эклит-перидотитовая ассоциация Мугоджар // Ежегодник ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 99–103.
33. Русин А.И., Краснобаев А.А. Природа докембрия в фанерозойских складчатых областях // Докембрий в фанерозойских складчатых областях. С.-Петербург: Наука, 1992. С. 17–28.
34. Русин А.И., Маркс В.А., Яковлева О.М. Катаклатические деформации и термодинамический режим метаморфизма зон разломов // Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск: ИГГ УФ АН СССР, 1979. С. 3–15.
35. Савельева Г.Н., Перцев А.Н. Мантийные ультрамафиты в офиолитах Южного Урала, Кемпирсайский массив // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 115–132.
36. Симамота Т. Реология горных пород и тектоника плит: от недеформированных плит к деформируем. Караки, № 3. Т. 59. 1989. С. 170–181 (на японском языке).
37. Фридингер П.Дж., Ревертто В.В., Полянский О.П. Метаморфизм погружающих осадков в рифтогенных структурах земной коры (модельный подход) // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 81–91.
38. Austrheim H., Mork M.B.E. The lower continental crust of the Caledonian mountain chain: evidence from former

- deep crustal sections in western Norway // *Nor. geol. unders. Special Publ.* 1988. № 3. P. 102–113.
39. *Doblas M., Oyarzun R.* "Mantle core complexes" and Neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras, Spain: an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 93. № 1. P. 76–84.
 40. *Handy M.R.* Deformation regimes and the rheological evolution of fault zones in the lithosphere: the effects of pressure, temperature, grain-size and time // *Tectonophysics.* 1989. V. 167. № 112. P. 119–152.
 41. *Hodges K.V., Walker J.D.* Petrologic constraints on the unroofing History of the Funeral Mountain Metamorphic Core Complex, California // *J. G. R.* 1990. V. 95. № B6. P. 8437–8445.
 42. *Ivanov S.N., Ivanov K.S.* Hydrodynamic zoning of the earth's crust and its significance // *J. Geodynamics.* 1993. V. 17. № 4. P. 155–180.
 43. *Ivanov S.N., Rusin A.I.* Model for the evolution of the linear folds in the continents: example of the Urals // *Tectonophysics.* 1986. № 127. P. 383–397.
 44. *Janecke S.U., Evans J.P.* Feldspat-influences rock rheologies // *Geology.* 1988. V. 16. № 12. P. 1064–1067.
 45. *Jordan P.* The rheology of polymineralic rock – an approach // *Geol. Rundsch.* 1988. B. 7. H1. P. 285–294.
 46. *Kirby S.N.* Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones // *Tectonophysics.* 1985. V. 119. № 1–4. P. 1–27.
 47. *Medaris L.G.Jr.* A geothermobarometric investigation of garnet peridotites in the Western gneiss region of Norway // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1984. V. 87. № 1. P. 72–86.
 48. *Mercier J.C., Nicolas A.* Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts // *J. Petrol.* 1975. V. 16. № 2. P. 454–487.
 49. *Mitra G.* Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involvend in the deformation of crustalline besement rocks // *Am. J. Sci.* 1978. V. 8. P. 1057–1084.
 50. *Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M.* Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // *Am. J. Sci.* 1973. V. 273. P. 853–876.
 51. *Nicolas A., Boudier F., Liberis N. et al.* L'île de Zabargad (Saint – Jean): temoin – cle' de l'expansion precoce en Mer Rounge // *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 301, s. 11. 1985. № 14. P. 1063–1068.
 52. *Obata M.* The ronda peridotite: garnet-, spinel- and plagioclase-lherzolite facies and the P–T trajectories of a high-temperature mantle intrusion // *J. Petrol.* 1980. V. 21. № 3. P. 533–572.
 53. *Ord A., Hobbs B.E.* The streghth of the continental crust, detachment zones and the development of the plastic instabilities // *Tectonophysics.* 1989. V. 158. № 1–4. P. 269–289.
 54. *Ranalli G., Murphy D.C.* Rheological stratification of the Lithosphere // *Tectonophysics.* 1987. V. 132. № 4. P. 281–295.
 55. *Robinson D., Bevins R.E.* Diastathermal (extensional) metamorphism at very low grades and possible high grade analogues // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 92. P. 81–88.
 56. *Sandiford M., Powell R.* Deep crustal metamorphism during continental extension: modern and ancient examples // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 79. P. 151–158.
 57. *Simpson C., Kalaghan T.* Late Precambrian crustal extension preserved in Fries fault zone mylonites southern Appalachians // *Geology.* 1989. V. 17. № 2. P. 148–151.
 58. *Thompson A.B., England P.C.* Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism II. Their Inference and Interpretation using Mineral Assemblages in Metamorphic Rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. № 4. P. 929–955.
 59. *Vielzeuf D., Kornprobast J.* Crustal splitting and the emplacement of Pyreneen lherzolites and granulites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. № 1. P. 87–96.
 60. *Weber K.* Variscan events: earli Palaeozoic continental rift metamorphism and late Palaeozoic crustal shortening // *Variscan Tectonios of the North Atlantic Region. Geol. Soc. spec. Public.* 1984. № 14. P. 3–22.
 61. *Wickham S., Oxburgh E.* Continental rifts as a setting for regional metamorphism // *Nature.* 1985. № 6044. P. 330–333.
 62. *Wickham S., Oxburgh E.* Low-pressure regional metamorphism in the Pyrenees and its implications for the thermal evolution of rifted continental crust // *Phill. Trans. R. Soc. Lond. A321.* 1987. P. 219–242.

Рецензент: Ю.Г. Леонов

Continental Rift Metamorphism

S. N. Ivanov and A. I. Rusin

Laboratory of Metamorphism, Institute of Geology and Geochemistry, Ural Division, Russian Academy of Sciences, Pochtovyi per. 7, Yekaterinburg, 620219 Russia

Hypogene thinning and breakup of lithospheric plates in areas of extension are characterized by high surface heat flow, predetermining regional metamorphic transformations of rocks. The information available on this metamorphism is incomplete and pertains only to the upper crust. On the basis of vertical rheological zoning of the lithosphere, this paper examines evidence of metamorphism at various depths in areas of crustal extension. In the middle and lower crust and, apparently, the mantle, extensional metamorphism typically produces temperature-variable mylonites and blastomylonites. The recrystallized fine-grained groundmass of blastomylonites is the most reliable indicator of the P–T parameters of extensional metamorphism. The mechanism proposed is one of hypogene thinning of the lithosphere due to the emplacement of hot depth-derived material; this is indirectly supported by evidence of a plastic flow of mantle rocks in rifted areas. Sedimentary basins produced by upper-crust extension exhibit both homogeneous low-temperature burial metamorphism and local zoned metamorphism of moderate and low pressures, which is controlled by anomalous areas where a high-pressure fluid has broken through a dense impenetrable zone at the boundary between the upper and middle crust. The paper gives examples of continental rift metamorphism in Phanerozoic areas.

УДК 551.243/552.3

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТЫ: СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ МАГМАТИЗМА И РАСКОЛ КОНТИНЕНТОВ

© 1997 г. В. Г. Казьмин, А. Ф. Бяков

Институт океанологии им. П.П. Ширшова, РАН, 117851, Москва

Поступила в редакцию 17.10.95 г.

На примере Восточно-Африканской рифтовой системы и Красноморского рифта показано, что в рифтах с интенсивной магматической активностью магматизм концентрируется в двух зонах. Одна из них контролируется зоной отрыва (местом выхода на поверхность пологого сквозьлитосферного разлома), вторая совпадает с границей неутоненной и утоненной коры на противоположном борту рифта. Поступление магмы осуществляется из подкорového резервуара, связанного с выступом астеносферы каналом, проходящим вдоль пологого разлома. Образование зон активного растяжения и магматизма знаменует полное разделение литосферных плит уже на стадии континентального рифтогенеза и начало наращивания магматических пассивных окраин.

ВВЕДЕНИЕ

Важнейшие различия в развитии континентальных рифтов с интенсивной магматической активностью и амагматических рифтов подчеркивались еще Е.Е. Милановским [7]. Геофизические исследования пассивных окраин в последние годы подтвердили эти различия в еще большей степени. Установлено, что развитие амагматических рифтов приводит к образованию пассивных окраин с сильно (в 5–6 раз) утоненной континентальной корой, подстилаемой мантийными частично серпентинизированными породами. Такие окраины хорошо изучены, в частности, по обе стороны Атлантики – на Галицийской банке [12] и восточнее Ньюфаундленда [37]. Эволюция рифтов с магматической активностью, напротив, приводит к образованию в краевой части океана мощной (15–20 км) коры, сформированной, по-видимому, еще на стадии континентального рифтогенеза в ходе интенсивного магматизма [20, 44]. Судя по данным МОВ ОГТ и ГСЗ, верхняя часть такой коры (3–6 км) сложена вулканитами, а нижняя – основными интрузиями [45]. Граница подобных образований с океанической корой спредингового происхождения неясная, возможно, постепенная.

Фундаментальное различие в эволюции рифтов – рифтогенез с активным магматизмом или без такового, скорее всего, связано с различными температурными условиями в подошве литосферы. Как показали экспериментальные и теоретические исследования [43, 44], мощный магматизм сопутствует рифтогенезу в том случае, когда исходная температура астеносферы на 100–150°C выше нормальной. А это может быть в зоне воздействия мантийного плюма.

Механизм образования базитовой коры в краевых частях океанских бассейнов давно привлекает внимание исследователей, тем более, что по-

лосы такой коры могут, возможно, достигать десятков и даже первых сотен километров в ширину. Утонение и раздробление континентальной коры, сопровождающееся мощной магматической деятельностью, описывалось как образование коры “афарского типа” [4, 5], или как “диффузный спрединг” [16]. Современные данные по Восточно-Африканским и Красноморскому рифтам позволяют значительно конкретизировать механизм этого процесса.

Такая конкретизация тем более необходима в связи с коренным пересмотром модели континентального рифтогенеза в последнее десятилетие. Модели “чистого сдвига” или симметричного утонения литосферы с образованием “шейки” [30] не могут объяснить фундаментальной асимметрии рифтов (асимметрия структуры, топографии, строения коры). Эти особенности, напротив, хорошо объясняются моделью “простого сдвига”, предполагающей разделение литосферных плит пологим сквозьлитосферным разломом [41, 42]. Модель также хорошо объясняет известную асимметрию в распределении платобазальтов по отношению к рифтовой зоне [24]. Очевидно, что эволюция рифтов с магматической активностью и как следствие формирование магматических окраин океанов должны быть рассмотрены в свете модели “простого сдвига”. Этой проблеме посвящена настоящая статья.

ЗОНЫ ИНТЕНСИВНОГО РАСТЯЖЕНИЯ И МАГМАТИЗМА В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТАХ

Наиболее интересные данные о структурном контроле магматизма в рифтах с магматической активностью можно получить в Эфиопском и Красноморском рифтах. Первый представляет

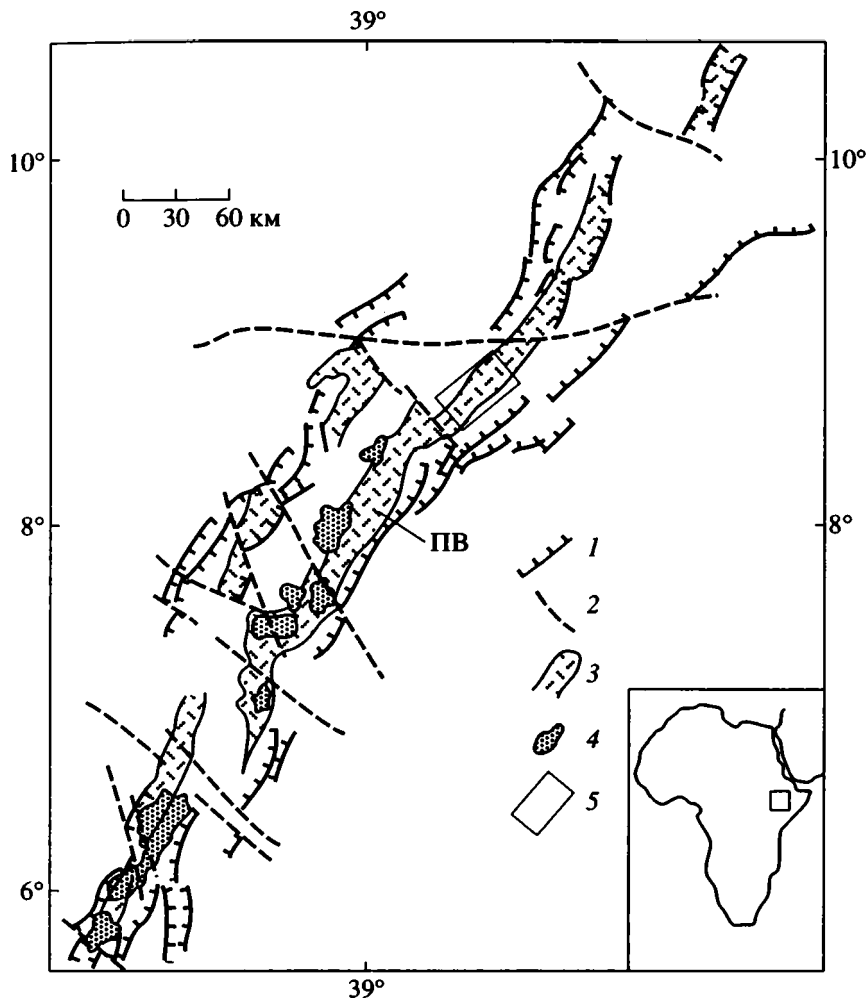


Рис. 1. Зоны активного растяжения и магматизма в Эфиопском рифте.

1 – главные сбросы; 2 – поперечные нарушения; 3 – вулканические пояса (ПВ – пояс Вончжи); 4 – озера; 5 – положение рис. 2 на врезке.

собой активный современный рифт с интенсивным магматизмом, второй находился на сходной с Эфиопским рифтом стадии развития около 20 млн. лет тому назад.

В Эфиопском рифте, представляющем собой грабен шириной 60–80 км и протяженностью около 500 км, современный вулканизм сосредоточен в двух узких (5–10 км) зонах, протягивающихся вдоль западного и восточного бортовых уступов (рис. 1). Особенно мощным вулканизмом отличается восточная зона (“пояс Вончжи”) [5, 31]. Обе зоны характеризуются развитием сближенных открытых трещин и сбросов с небольшой амплитудой смещения (рис. 2). Вулканизм имеет четко выраженный бимодальный характер. С крупными центральными вулканами связаны излияния лав пантеллеритового или комендитового типов, более поздними являются трещинные экструзии щелочных и субщелочных базальтов. По возрас-

ту вулканические породы плейстоценовые и голоценовые, т.е. формирование зон активного растяжения и вулканизма произошло на самом позднем этапе развития Эфиопского рифта. В поясе Вончжи отчетливо видно кулисное строение с правым смещением кулис, имеющих протяженность от 25 до 120 км. Возможно, что смещения кулис связаны с поперечными разломами, выраженными топографическими элементами и линейным расположением вулканических центров. Трещины растяжения иногда образуют внутри сегментов отчетливо выраженные пучки 5–6-километровой протяженности, также расположенные эшелонированно. Отдельные трещины маркируются цепочками шлаковых базальтовых конусов, возникших на заключительной стадии трещинных излияний.

Сходная зона обнажена на приморской равнине, протягивающейся вдоль юго-восточного

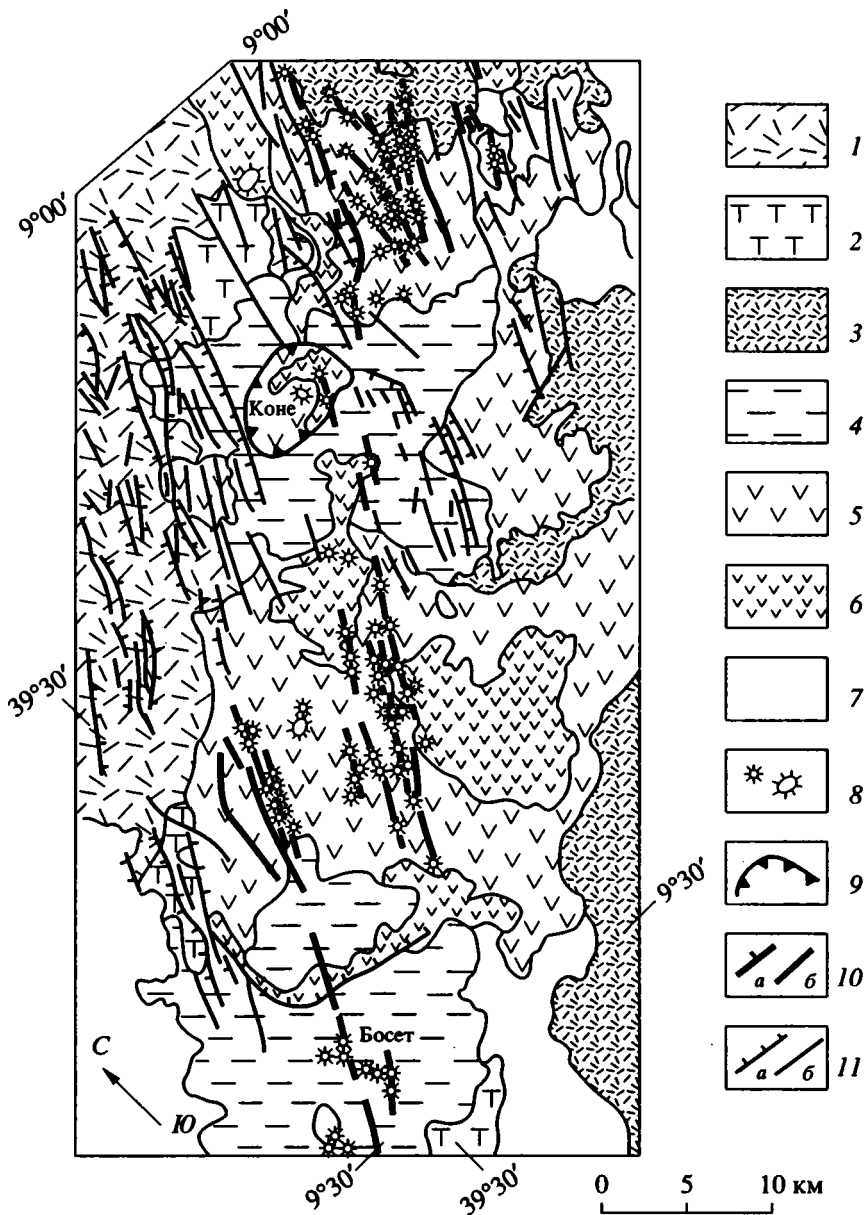


Рис. 2. Детальное строение участка пояса Вончжи (положение см. на рис. 1).

1 – игнимбриды (поздний миоцен–плиоцен); 2 – базальты (плиоцен); 3 – игнимбриды и 4 – пантеллеритовые лавы плейстоцена; 5, 6 – базальты: 5 – плейстоценовые, 6 – голоценовые; 7 – озерные отложения (плейстоцен–голоцен); 8 – шлаковые конусы; 9 – кальдеры; 10 – активные сбросы (а) и трещины (б); 11 – прочие сбросы (а) и разломы с неустановленным смещением (б).

побережья Красного моря [10, 33]. С востока эта зона ограничена уступом, сформированным отступающей эрозией на месте бортового разлома Красноморского рифта. Таким образом, положение этой зоны, прослеженной примерно на 450 км от 17° до 21° с.ш., аналогично положению пояса Вончжи. В отличие от последнего в прибортовой зоне Красноморского рифта эрозией вскрыты более глубокие уровни вулканического пояса (рис. 3, 4Б). Здесь наряду с базальтами широко распростране-

ны интрузии габбро и гранофиров, а также особенно широким развитием пользуются дайки долеритов. Последние зачастую образуют обширные поля, сложенные нацело интрузиями типа “дайка в дайке”. По сути дела, такие образования не отличаются от комплексов параллельных даек срединговых зон. Возраст магматических пород по К/Аг методу 20–24 млн. лет [10], т.е. их формирование происходило на ранней, континентальной стадии развития Красноморского рифта. По

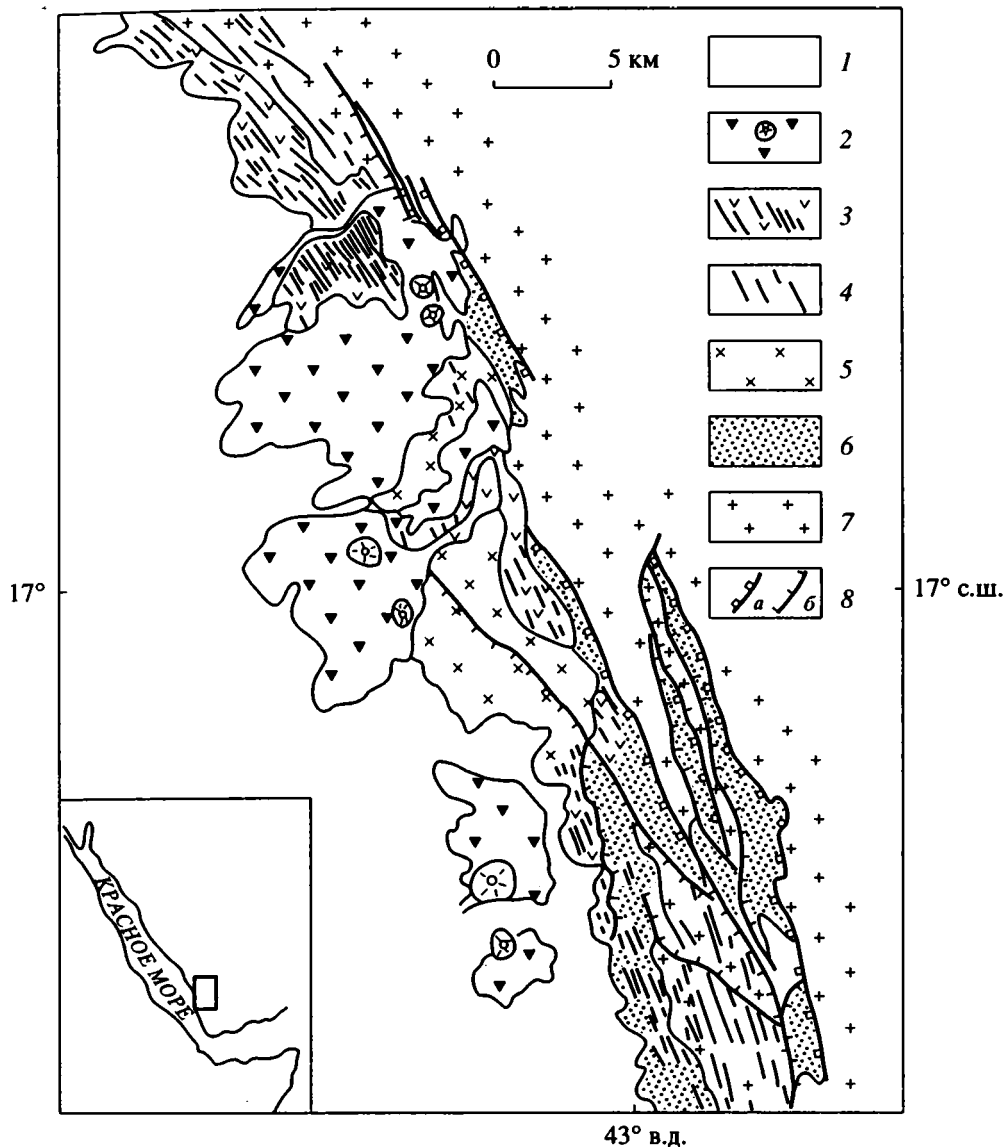


Рис. 3. Участок магматического пояса на юго-восточном побережье Красного моря по [11].

1 – молодые осадки прибрежной равнины; 2 – базальтовые потоки и шлаковые конусы; 3, 4 – дайки долеритов: 3 – среди вулканических пород (олигоцен–миоцен); 5 – интрузии габбро и гранодиоров; 6 – осадочные породы (палеозой, мезозой); 7 – докембрийские комплексы Аравийско-Нубийского щита; 8 – сбросы: главные (а) и второстепенные (б).

нению Р. Боханнона [10], магматические комплексы, вскрытые у подножия восточного борта Красноморского рифта, слагают краевые части последнего вплоть до осевой зоны, где, по геофизическим данным и прямым наблюдениям, фиксируется “настоящая” океанская кора – продукт медленного спрединга [3]. Данные ГСЗ [19] говорят о том, что между бортовым уступом и осевой зоной развита тонкая (8–12 км) кора со скоростями продольных волн 5.8 (кровля) – 6.9 (подошва) км/с. Такая кора может быть интерпретирована как континентальная с повышенным содержанием базитового материала.

Вдоль противоположного западного борта Красноморского рифта в прибрежной части моря прослеживается грабен, которому соответствуют подъем поверхности М и повышенные значения теплового потока [22, 27]. Здесь же известны проявления миоценового вулканизма, так что можно довольно уверенно выделять вулканический пояс, параллельный описанному выше. Его положение явно совпадает с зоной перехода от мощной к тонкой коре. К югу от 16° с.ш. этот пояс продолжается магматическим поясом западного уступа Афара. По данным П. Мора [32], последний характеризуется исключительно широким развитием базальтовых даек и, очевидно, служил

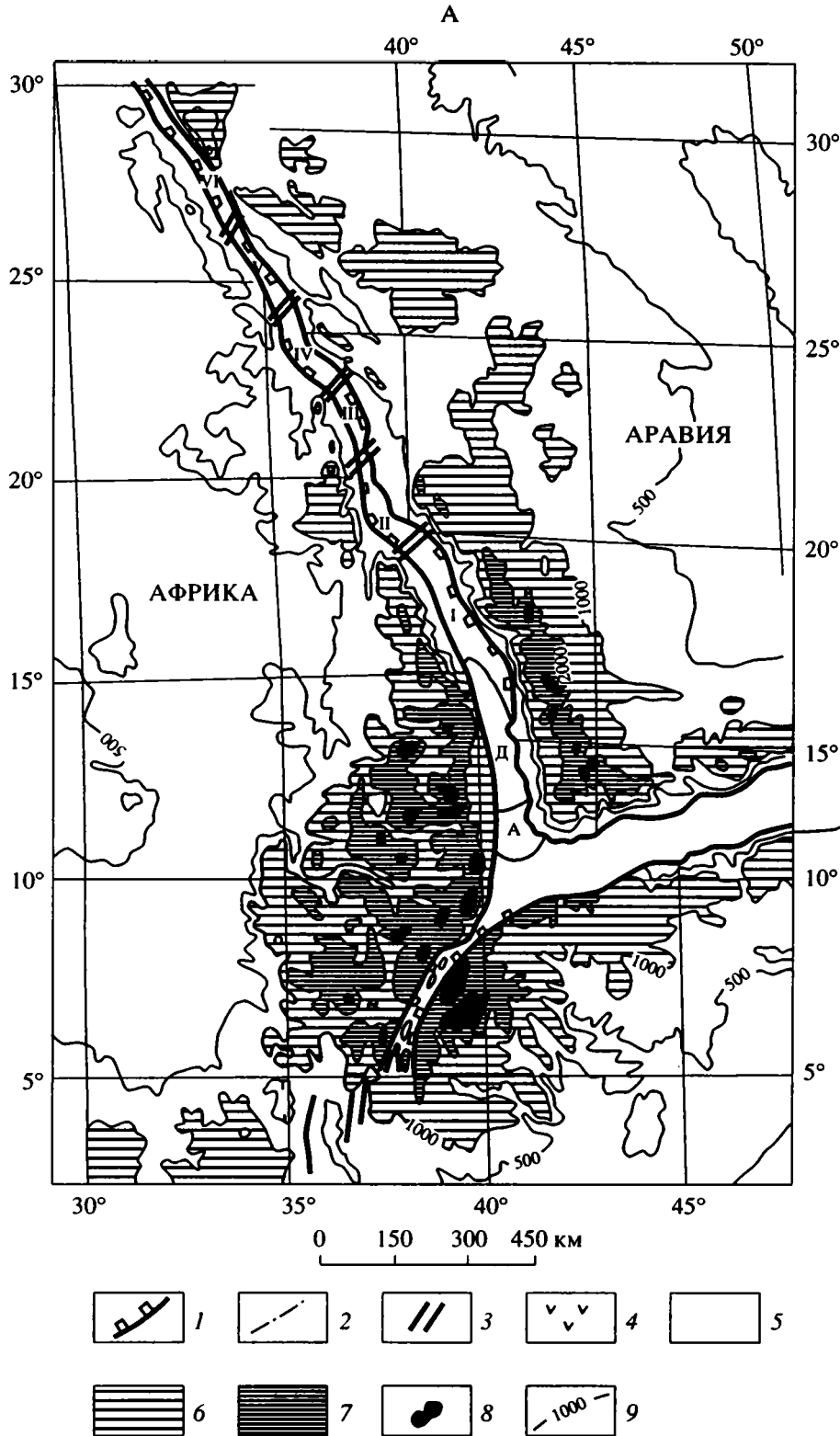


Рис. 4. А – гипсометрия Красноморского региона, Б – распределение платобазальтов в Красноморском регионе. Реконструкция дорифтового положения Аравии по [6].

1 – зона отрыва; 2 – пояса активного растяжения и магматизма; 3 – условные границы сегментов рифтовой зоны; 4 – платобазальты; 5–8 – гипсометрические уровни; 5 – ниже 1000 м, 6 – 1000–2000 м, 7 – 2000–3000 м, 8 – выше 3000 м; 9 – изогипсы, м; ЭФ – Эфиопское плато; рифты: ЭР – Эфиопский, КР – Красноморский; горсты: Д – Данакильский, А – Айша. Остальные условные обозначения объяснены в тексте.

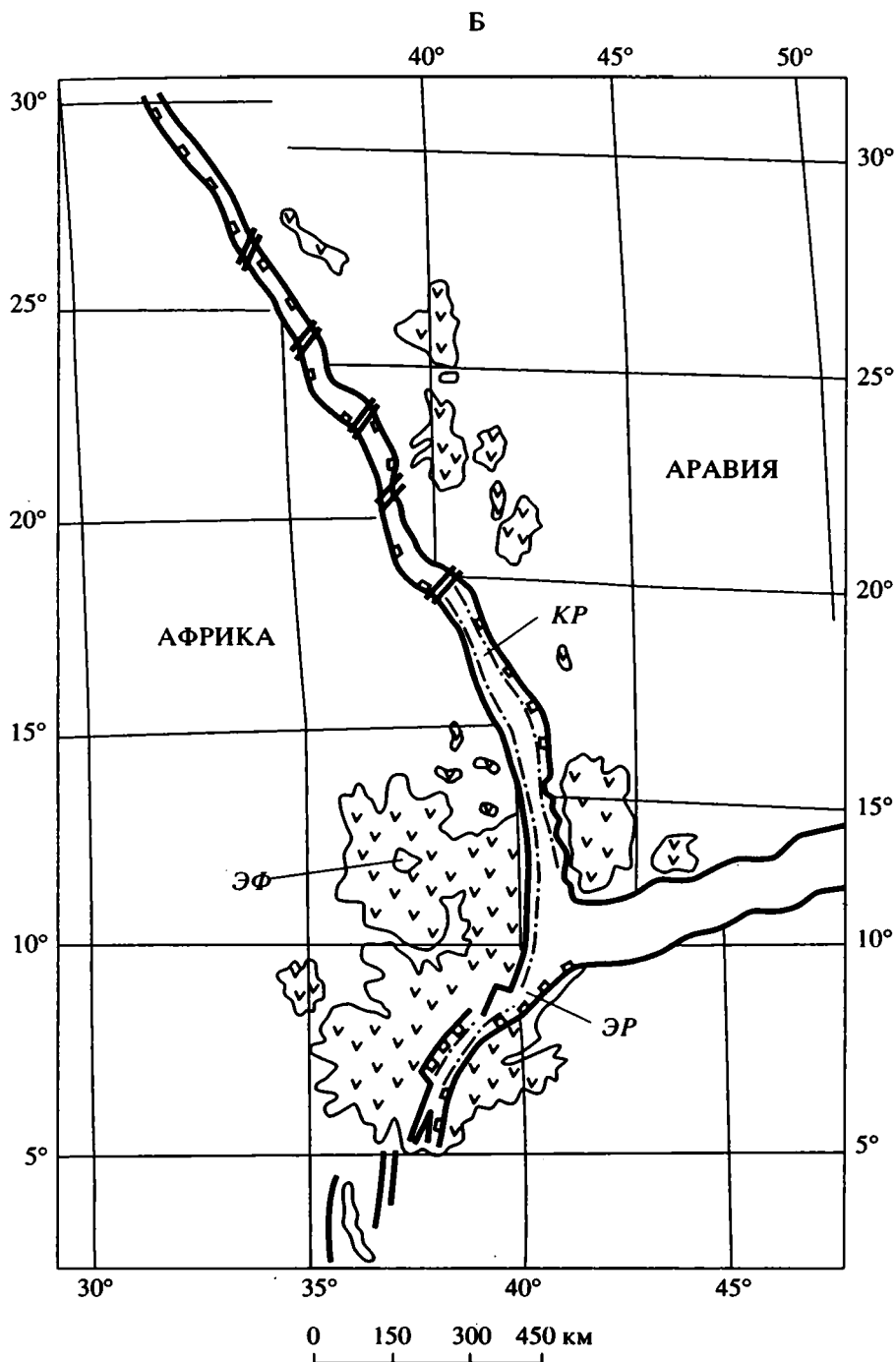


Рис. 4. Окончание.

основным каналом излияний олигоценовых–раннемиоценовых покровных базальтов Эфиопского плато. Во всяком случае, мощность покровных базальтов в сторону западного уступа Афар резко возрастает. Таким образом, как и в современном Эфиопском рифте, в олигоцен–раннемиоценовом Красноморском рифте существовали две зоны активного растяжения и бимодального маг-

матизма, располагавшиеся у подножий западного и восточного бортовых уступов.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЗОН ИНТЕНСИВНОГО РАСТЯЖЕНИЯ И МАГМАТИЗМА

Чтобы понять, почему и как развиваются зоны интенсивного растяжения, обратимся к модели

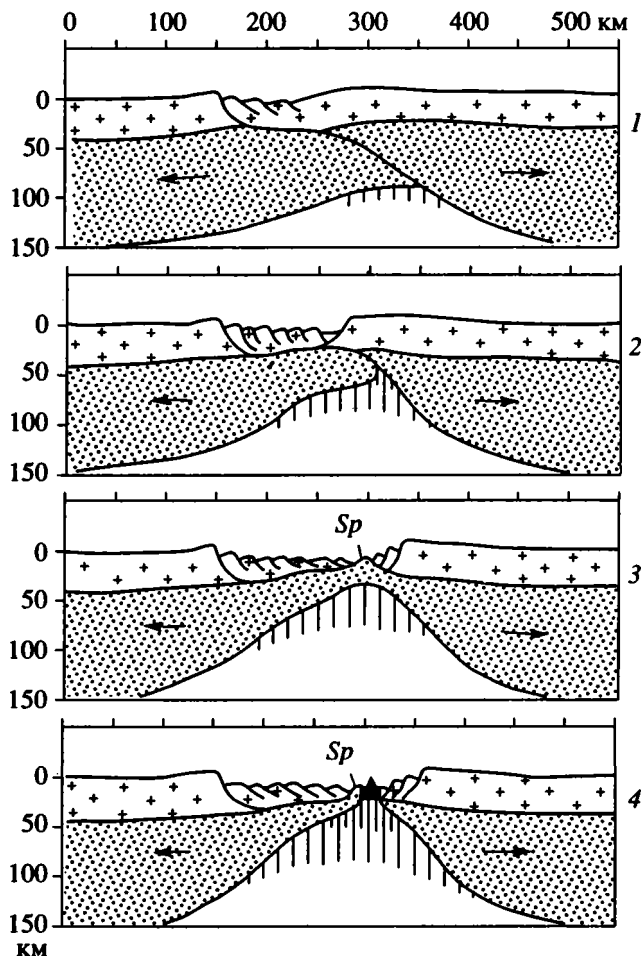


Рис. 5. Схема развития рифта без проявлений магматизма.

Sp. – серпентинит. Остальные условные обозначения аналогичны обозначениям к рис. 7.

рифтогенеза с пологом сквозьлитосферным разломом [41]. На рис. 5, 1 показана упрощенная схема континентального рифта, связанного с таким разломом. Последний разделяет литосферные плиты и выходит на поверхность, образуя “зону отрыва” верхней плиты от нижней. По Б. Вернике, часть рифта, прилежащая к зоне отрыва, называется проксимальной, а противоположная – дистальной. Отодвигание верхней плиты компенсируется изгибом нижней и образованием астеносферного выступа, смещенного от оси рифта в сторону верхней плиты. При этом максимум топографического поднятия оказывается в дистальной зоне, на верхней плите, как это наблюдается во многих современных рифтах (Байкальский, Эфиопский, Красноморский и др. рифты). Ранее было показано, что асимметричное положение астеносферного выступа влечет за собой асимметрию в размещении платобазальтов, ассоциирующих с рифтами [24]. Платобазальты развиты главным

образом на верхней плите (в дистальной зоне), что связано с механизмом миграции магмы (см. ниже).

По Б. Вернике [41], сброс в зоне отрыва сначала врезается на небольшую глубину и выполаживается на уровне подошвы верхней (прочной) коры, а его крутое погружение происходит уже в дистальной зоне рифта. При этом образуется широкая полоса наклоненных верхнекоровых блоков или, “аллохтонов растяжения”, залегающих над неглубокой плоскостью пологого разлома ([41], см. рис. 5, 1). Местами эта плоскость и подстилающие нижнекоровые породы могут даже выходить на поверхность, образуя так называемые “core complexes”. Подобные структуры, очевидно, характерны для широких (многие десятки или первые сотни километров) зон растяжения (например, Провинция Бассейнов и хребтов), но явно отсутствуют в большинстве континентальных рифтов, ширина которых не превышает 50–60 км. В последних предполагается резкое заглубление разлома в зоне отрыва до низов коры или даже до поверхности М [11, 14]. Судя по глубинам гипоцентров землетрясений, разломы северо-западного фланга Байкальского рифта (зона отрыва) проникают на глубину не менее 20 км [2]. Еще большая глубина проникновения предполагается для разлома Элгейо в Кенийском рифте [23].

Особенно маловероятно неглубокое врезание пологого разлома в проксимальной зоне рифтов с магматической активностью. Как будет показано ниже, зона отрыва является одной из двух основных магмоподводящих зон в этих рифтах, а, следовательно, она должна проникать до магматических очагов в нижней части или в основании коры. В отличие от схемы Б. Вернике, на рис. 5, 1 отражена именно такая концепция.

Попробуем выяснять, какова структурная позиция зон интенсивного магматизма, описанных в предыдущем разделе (см. рис. 4Б). В Эфиопском рифте пояс Вончжи в своей большей части занимает, по-видимому, проксимальное положение, совпадая с зоной отрыва, поскольку противоположный борт рифта характеризуется максимальным поднятием (Эфиопское плато) и развитием платобазальтов. Соответственно, магматический пояс вдоль западного борта отвечает границе между неутоненной и утоненной корой (hinge) в дистальной зоне. Такое же положение занимает магматический пояс западного уступа Афара: он ограничивает с востока мощную (до 40 км) кору Эфиопского плато и является проводником базальтовых экструзий на верхней плите.

Менее ясен вопрос о положении магматического пояса в южной части Красноморского рифта (восточный борт). В отношении структур этого рифта в целом интересно опробовать методику, предложенную Б. Вернике и П. Тильке [42] для Центральной Атлантики. Авторы использовали идеализированную схему сегментации континентальных рифтов [39]. По этой схеме рифты состоят

из полуграбенов (сегментов) с переменной полярностью, причем главный граничный сброс имеет в плане вогнутую форму (рис. 6). Отдельные полуграбены соединяются зонами аккомодации со сдвиговой или более сложной деформацией.

Береговые линии Северной Америки и Африки, а, в особенности, уступы, ограничивающие мощную континентальную кору, и отражающие их магнитные аномалии (hinge zones), обладают характерной синусоидальной формой, что особенно четко видно на реконструкциях [25, 40]. Было предложено [42] рассматривать изгибы синусоидальных ограничений континентов как отражение крупномасштабной сегментации со знакопеременной полярностью. Соответственно, вогнутые части кривой следует считать зонами отрыва (проксимальными зонами), а выпуклые – дистальными зонами. Распределение топографических элементов по обе стороны Атлантики неплохо коррелируется с предсказанным на основании подобной схемы (поднятия в дистальной зоне). При этом очевидно, что намеченная сегментация на порядок выше, чем в схеме Б. Розендала (соответственно, в среднем 500 и 50–150 км), и может отражать деление рифтовых систем уже не на коровом, а на литосферном уровне.

На рис. 4А, 4Б представлена интерпретация Красноморского рифта, выполненная с учетом изложенных положений. Поскольку данных о положении ступени между тонкой и неутоненной корой на большей части рифта нет, использовались очертания береговых линий, в случае Красного моря весьма точно повторяющих одна другую, а также очертания осевой зоны. Реконструкция исходного положения Африки и Аравии дана по работе [6]. Границы сегментов намечены условно в местах перехода от вогнутых участков к выпуклым.

Результаты неоднозначны. В южной части рифта, где в качестве южного продолжения западного борта принят западный уступ Афара, зона отрыва (вогнутая часть) оказывается на аравийской стороне. Это хорошо согласуется с высоким поднятием Эфиопского плато и распространением платобазальтов на верхней плите. Кроме того, на побережье Саудовской Аравии геологическими наблюдениями установлен пологий разлом, погружающийся в сторону Красного моря [10]. Таким образом, поле интенсивного растяжения и магматизма на саудовском побережье оказывается приуроченным к зоне отрыва.

Севернее располагаются три сегмента (II, III и IV), из которых два (II и IV) должны иметь зоны отрыва на африканской, а сегмент III – на аравийской стороне.

В целом преобладание наклоненных к востоку пологих разломов, возможно, отражается в развитии на аравийской стороне широкого сводового поднятия, резко контрастирующего с узким

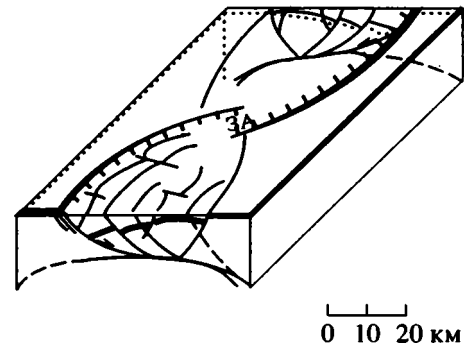


Рис. 6. Идеализированная схема сегментации рифтовой зоны по [13, 14].

Толстая темная линия – дорифтовая поверхность. Тонкие линии – сбросы (направление смещения указано стрелками и зубцами). ЗА – зона аккомодации.

прибортовым поднятием на африканской стороне (см. также профили в работе [18]). Кроме того, на аравийской стороне широко развиты платобазальты с возрастом от олигоцена до современного. На африканской стороне базальты отсутствуют. Отметим также, что против сегмента III в дистальной зоне на африканской стороне наблюдается расширение прибортового поднятия.

К северу от сегмента IV береговые линии приобретают прямолинейные очертания, и их расчленение на сегменты становится условным. По изгибу осевой зоны (внутреннего грабена) Красного моря может быть выделен сегмент V с проксимальной (вогнутой) зоной на аравийской стороне. Самый северный сегмент (VI), вероятно, составлял единое целое с Суэцким рифтом. В последнем выделяются три сегмента более низкого ранга, для которых предполагается образование неглубоких внутрикоровых пологих разломов с меняющейся полярностью в олигоцене. В раннем миоцене в центральной части рифта возник разлом, выполаживающийся на уровне поверхности М и наклоненный в сторону Синая [34]. Такая структура хорошо согласуется с высоким поднятием Синайского полуострова (дистальная зона).

Интересным является сопоставление полученной схемы строения рифта с данными ГСЗ. Сейсмическое зондирование по профилю восточнее Порт-Судана, около 20° с.ш. [19], показало, что мощная континентальная кора резко обрывается в 30 км от берега и сменяется тонкой (5–6 км) консолидированной корой со скоростями продольных волн 6.2–6.4 км/с. Эта кора интерпретируется авторами как “океанская”, образовавшаяся на ранней стадии раскрытия Красноморского рифта. В соответствии со схемой на рис. 6 эта кора, скорее всего, формировалась в проксимальном магматическом поясе, связанном с зоной отрыва, аналогом пояса Вонджи или пояса суданского побережья. По сейсмическим данным зона отрыва здесь резко

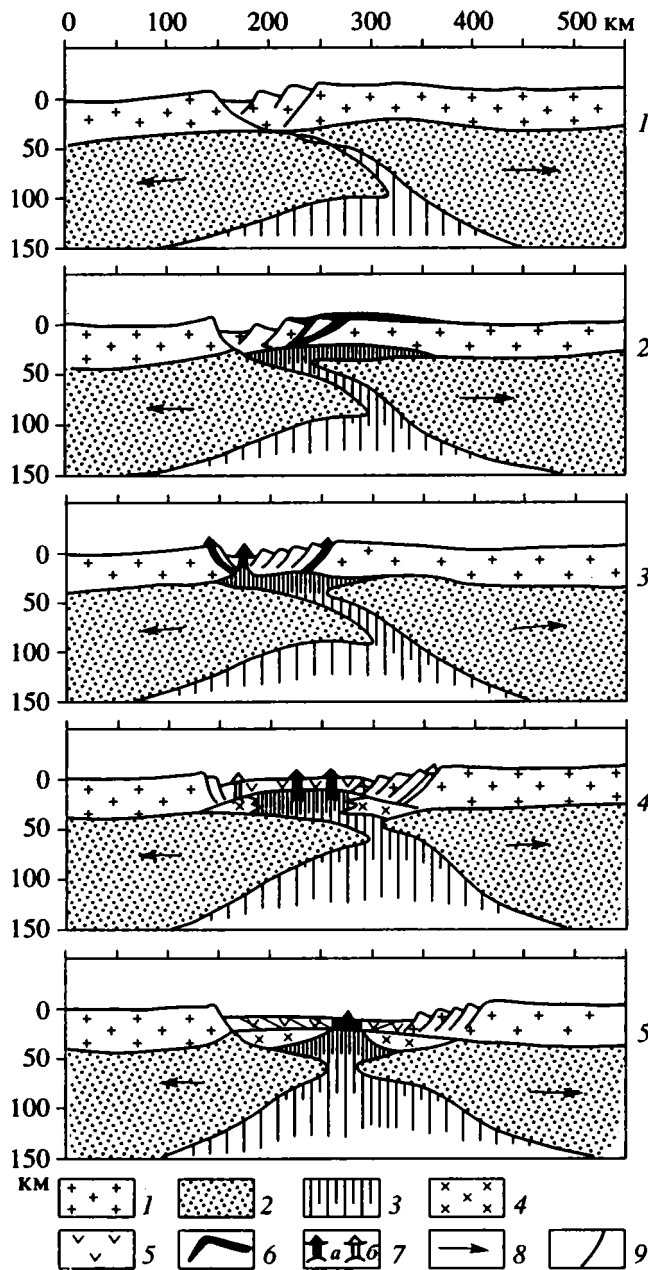


Рис. 7. Схема развития рифта с интенсивным магматизмом.

1 – кора; 2 – мантийная литосфера; 3 – область частичного плавления в астеносфере (густота линий отражает интенсивность плавления); 4 – базитовые интрузии, подслаивающие кору; 5 – вулканические породы; 6 – подводящие каналы и платобазальты; 7 – зоны раздвига и магматизма: активные (а) и отмершие (б); 8 – направление движения плит; 9 – сбросы.

углубляется на всю мощность континентальной коры. Такая же ситуация, по данным ГСЗ, отмечена на крайнем севере Красноморского рифта близ 26° с.ш. [38]. Здесь, также вблизи побережья, наблюдается резкий обрыв африканской континентальной коры, которая замещается тонкой (5–6 км) корой со скоростью 6.5 км/с. Послед-

няя развита только вдоль западного борта рифта, доходя до его оси. По тем же данным к востоку от оси рифта развита утоненная континентальная кора обычного от региона типа. Резко асимметричное развитие “океанической” коры говорит в пользу ее формирования в магматическом поясе на одной из сторон рифта. В соответствии с изложенным выше этот пояс, скорее всего, является проксимальным.

Структура магматических зон, рассмотренная на примерах Эфиопского и Красноморского рифтов, была характерна и для других континентальных рифтов. Вдоль восточного побережья США протягивается магнитная аномалия, совпадающая с зоной перехода от неутоненной к утоненной континентальной коре. Южное продолжение этой зоны (магнитная аномалия Брунsvик) у побережья юго-восточной Джорджии было исследовано методом многоканального широкоугольного сейсмического профилирования [26]. На восточном (океанском) фланге аномалии отмечено изменение сейсмических свойств коровых пород в сравнении с западным (континентальным) флангом. Эти изменения, в особенности увеличение сейсмических скоростей в верхней коре и переход от “отражающей” к сейсмически “прозрачной” коре, интерпретируются авторами как результат увеличения содержания в коре мафического материала. Последнее связывается в рифтовом магматизмом. Моделирование магнитной аномалии, основанное на сейсмических данных, показало, что она может быть результатом краевого эффекта на контакте между нормальной и обогащенной мафическим материалом верхней корой.

По схеме Б. Вернике и П. Тильке, аномалия Брунsvик расположена в вогнутом сегменте континентальной окраины, т.е. в проксимальной зоне, или зоне отрыва, с которой и была, вероятно, связана магматическая деятельность. Если сходную природу имеет вся магнитная аномалия восточного берега США и комплементарная ей прибрежная магнитная аномалия Западной Африки, то можно предполагать, что проторифтовая система Центральной Атлантики обрамлялась на всем своем протяжении дистальными и проксимальными магматическими поясами.

КАЧЕСТВЕННАЯ МОДЕЛЬ РАСКОЛА КОНТИНЕНТА В РИФТАХ С МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТЬЮ

На основании изложенного эволюция рифтов с магматической активностью может быть представлена следующим образом (рис. 7). Начальная стадия рифтогенеза знаменуется образованием сквозьлитосферного пологого разлома, образованием на поверхности асимметричного грабена и подъемом астеносферного выступа, смещенного в сторону дистальной зоны (см. рис. 7, 1).

Адиабатический подъем астеносферного материала приводит к частичному плавлению в результате декомпрессии [21, 44]. Кажется естественным, что миграция расплава к поверхности должна происходить вдоль ослабленной зоны пологого разлома [24]. Хотя деформация в этой зоне на мантийном уровне имеет характер пластического течения, тем не менее находящаяся под высоким давлением магма может, вероятно, продвигаться вдоль нее, используя микротрещины и механизм магморазрыва.

Достигнув подошвы коры, расплав накапливается, образуя подкоровый резервуар (см. рис. 7, 2). Подобный резервуар фиксируется резко пониженными (7.2–7.8 км/с) скоростями сейсмических волн в слое от 10 до 30 км мощностью, расположенном непосредственно под корой во всех рифтовых зонах. Снижение скорости практически всеми исследователями связывается с высоким содержанием расплава в мантийных породах. Относительно связи этого слоя (“рифтовой подушки”) с астеносферой существуют два противоположных мнения. Одна группа исследователей [9, 46] считает, что низкоскоростной слой находится в кровле очень широкого (до 200 км) астеносферного выступа, достигшего подошвы коры. В частности, так интерпретируется глубинное строение Байкальского рифта. При этом необходимо допускать резко неравномерное растяжение в коре и мантии Байкальского рифта (10 км – в хрупкой верхней коре и 220 км – в мантийной части литосферы [46]). Это в свою очередь приводит к выводу об активном мантийном диапиризме как движущей силе рифтогенеза. Другие исследователи, базируясь на данных ГСЗ и магнитотеллурических зондирований, считают, что низкоскоростной проводящий слой под Байкальским и другими рифтами отделен от астеносферы слоем с нормальными (8.2–8.4 км/с) мантийными скоростями сейсмических волн [1, 8, 28, 35, 36]. Такая интерпретация не предполагает большой неравномерности растяжения в коре и мантии и согласуется с пассивной моделью рифтогенеза, которая, по мнению авторов, подтверждается большинством геологических данных [5].

Накопление большого объема магмы в подкоровом резервуаре необходимо для быстрого (в течение 1–2 млн. лет) излияния огромных масс платобазальтов, ассоциирующих со многими рифтами с магматической активностью [15, 17, 29]. Разгрузка такого резервуара происходит через разломы дистальной зоны, чем объясняется концентрация платобазальтов почти целиком на верхней плите [24].

При дальнейшем растяжении в рифте формируется дистальная и проксимальная вулканические зоны или одна из них (см. рис. 7, 3). Поскольку растяжение концентрируется в таких зонах и

компенсируется заполняющим магматическим материалом, то с этого момента можно говорить о полном разделении литосферных плит и начале спрединга. В отличие от спрединга в океанских рифтах, магматический материал представлен здесь щелочными, субщелочными и переходными базальтами и щелочными риолитами, а также глубинными аналогами этих пород. Другое отличие заключается в том, что в зонах раздвига наращивается достаточно мощная (20 км и более) континентальная кора. Мантийная литосфера не наращивается или наращивается незначительно, поскольку плиты не столько расходятся, сколько смещаются одна относительно другой по зоне пологого разлома.

На рис. 7, 4 показано отмирание проксимальной магматической зоны и возникновение новой зоны раздвига и активного магматизма в осевой части рифта. Отмирание проксимальной зоны связано с кристаллизацией базитовых магматических комплексов на глубине (т.е. с “подслаиванием” коры габброидными интрузиями) и блокированием подводных каналов. Примером такой стадии является Афар с его осевыми зонами. Наконец, рис. 7, 5 отражает начальный момент “упорядоченного” спрединга в океанском рифте (южная часть современного Красного моря). Нетрудно убедиться, что приведенная схема позволяет объяснить как симметричное наращивание рифтовых магматических комплексов на обеих пассивных окраинах (Норвежско-Гренландский бассейн), так и асимметричный процесс, при котором такие комплексы наращиваются преимущественно на одной окраине (упомянутый выше случай северной части Красноморского рифта).

Для сравнения на рис. 5 представлена схема развития амагматического рифта. В условиях отсутствия или малого количества магматического материала пассивная окраина формируется только за счет растяжения континентальной литосферы и ее утонения в 5–6 и более раз. В начальный момент разрыва раздвиг заполняется серпентинитовой протрузией, формирующей серпентинитовый хребет, типичным примером которого является хребет на западной окраине Галицийской банки [11, 12]. Магматическая аккреция начинается лишь тогда, когда зеркало астеносферы выходит на уровень рифтовой долины.

ВЫВОДЫ

1. В континентальных рифтах с высокой магматической активностью вулканизм концентрируется в одной или двух зонах активного растяжения. Одна из этих зон обычно приурочена к зоне отрыва – месту выхода на поверхность пологого сквозьлитосферного разлома. Вторая совпадает с границей неутоненной и утоненной коры на противоположном борту рифта.

2. Поступление магмы в эти зоны происходит из подкорового очага, связанного с астеносферой каналом, приуроченным к зоне пологого разлома.

3. Образование зон активного растяжения и магматизма знаменует полное разделение литосферных плит, наступающее, таким образом, уже на стадии континентального рифтогенеза.

4. Нарастивание коры в зонах активного растяжения и магматизма континентальных рифтов приводит к формированию магматических пассивных окраин, располагающихся либо симметрично, либо асимметрично по отношению к будущей оси спрединга. Магматические породы таких окраин представлены субщелочными и переходными базальтами, в некоторых случаях – щелочными риолитами, а также их глубинными аналогами.

Работа выполнена при финансовой поддержке МНФ, грант МВ-2000.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глубинное строение и геодинамика литосферы. Труды. Нов. серия. Л.: Недра, 1983. 276 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 317).
2. Зоненшайн Л.П., Гольмшток А.Я., Хатчисон Д. Структура Байкальского рифта // Геотектоника. 1992. № 5. С. 63–77.
3. Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с.ш. // Геотектоника. 1981. № 2. С. 3–22.
4. Казьмин В.Г. Структурная эволюция рифтов Красноморско-Аденского региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50. № 3. С. 116–128.
5. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 205 с.
6. Казьмин В.Г., Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Вержбицкая А.И. Кинематика Африкано-Аравийской рифтовой системы // Геотектоника. 1987. № 5. С. 73–83.
7. Милановский Е.Е. Главные типа рифтовых зон континентов и некоторые закономерности их расположения и развития // Междунар. геол. конгр. 24-я сес.: Докл. сов. геологов. Пробл. 3. Тектоника. М.: Наука, 1972. С. 59–70.
8. Попов А.М. Глубинное геоэлектрическое строение Прибайкалья и его тектоническая интерпретация // Астеносфера по комплексу геофизических методов. Киев: Наук. думка, 1988. С. 44–63.
9. Рогожина В.А. Область пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии // Очерки глубинной структуры Байкальского рифта / Под ред. Н.А. Флоренсова. Новосибирск: Наука, 1977. С. 29–48.
10. Bohannon R.G., Eittreim S.L. Tectonic development of passive continental margins of the southern and central Red Sea with a comparison to Wilkes Land, Antarctica // Tectonophysics. 1991. V. 198. № 2–4. P. 129–154.
11. Boillot G., Girardeau J., Kornprobst J. Rifting of the West Galicia continental margin: a review // Bull. Soc. geol. France. 1989. Vol. 5. № 2. P. 393–400.
12. Boillot G., Grimaud S., Mauffret A., Mougnot D., Mergoil-Daniel J., Kornprobst J., Torrent G. Ocean-continent boundary of the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 48. № 1. P. 23–34.
13. Bosworth W.R. Geometry of propagating continental rifts // Nature. 1985. V. 316. № 6029. P. 625–627.
14. Bosworth W., Lambiase J., Keisler R. A new look at Gregory's rift: the structural style of continental rifting // EOS, Trans. Amer. Geophys. Union. 1986. V. 67. № 29. P. 577–583.
15. Brooks C.K., Nielson T.F.D., Petersen T.S. The Blesseville Coast basalts of East Greenland: their occurrence, composition and temporal variations // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 58. № 1–3. P. 279–292.
16. Cochran J.R. Pre-sea floor spreading development of the Gulf of Aden // Oceanol. acta. Suppl. 1981. V. 4. № 2. P. 155–165.
17. Courtillot V., Besse J., Vandamme D., Montigny R., Jaeger J.J., Capetta H. Deccan flood basalts at the Cretaceous–Tertiary boundary? // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. V. 80. № 3–4. P. 361–374.
18. Dixon T.H., Ivins E.R., Franklin B.J. Topographic and volcanic asymmetry around Red Sea: constraints on rift models // Tectonics. 1989. V. 8. № 6. P. 1193–1216.
19. Egloff F., Rihm R., Makris J., Izzeldin Y.A., Bobsien M., Meier K., Junge P., Noman T., Warsi W. Contrasting structural styles of the eastern and western margins of the southern Red Sea: the 1988 SONNE experiment // Tectonophysics. 1991. V. 198. № 2–4. P. 329–353.
20. Eldholm O., Kjersti G. North Atlantic volcanic margins: Dimensions and production rates // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. № B2. P. 2955–2968.
21. Furlong K.P., Fountain D.M. Continental crustal underplating thermal considerations and seismic-petrologic consequences // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № B8. P. 8285–8294.
22. Girdler R.W. An aeromagnetic survey of the junction of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts: A preliminary report // Philos. Trans. Roy. Soc. London. A. 1970. V. 267. № 1181. P. 359–368.
23. Jones W.B. Listric growth faults in the Kenya Rift Valley // J. Struct. Geol. 1988. V. 10. № 7. P. 661–672.
24. Kazmin V.G. The position of continental flood basalts in rift zones and its bearing on models of rifting // Tectonophysics. 1991. V. 199. № 2–4. P. 375–387.
25. Klitgord K.D., Hatchinson D.R., Shouten H.U.S. Atlantic continental margin: structural and tectonic framework // The geology of North America. V. 1, 2: The Atlantic Continental Margin: U. S. / Eds. R.E. Sheridan, J.A. Grow. Boulder, Colo: Geological Society of America, 1988. P. 445–467.
26. Lizarralde D., Holbrook W.S., Oh J. Crustal structure across the Brunswick magnetic anomaly, offshore Georgia, from coincident ocean bottom and multi-channel seismic data // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. № B11. P. 21741–21757.

27. *Lowell J.D., Genic G.J.* Sea-floor spreading and structural evolution of southern Red Sea // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1972. V. 56. № 2. P. 247–259.
28. *Makris J., Menzel H., Zimmermann L., Gouin P.* Gravity field and crustal structure of the North Ethiopia // *Afar Depression of Ethiopia* / Eds A. Pilger, A. Rosler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 135–144.
29. *Mantovani M.S.M., Marques L.S., De Sousa M.A., Civetta L., Atalla L., Innocenti F.* Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Parana continental flood basalts on Santa Catarina State (southern Brasil) // *J. Petrol.* 1985. V. 26. № 1. P. 187–209.
30. *McKenzie D.P.* Some remarks on the development of the sedimentary basins // *Earth and Planet. Sci. Letters.* 1978. V. 40. № 1. P. 25–32.
31. *Mohr P.A.* The Ethiopia rift system // *Bull. Geophys. Observ. Addis-Ababa.* 1967. № 11. P. 1–65.
32. *Mohr P.A.* Ethiopian Tertiary dike swarms // *Smithsonian Inst. Astrophys. Observ. Spec. Rep.* 1971. № 339. 53 p.
33. *Pallister J.S.* Magmatic history of Red Sea rifting: Perspective from the central Saudi Arabian coastal plain // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1987. V. 98. № 4. P. 400–417.
34. *Perry S.K., Schamel S.* Structural model of the southwestern Gulf of Suez and Gernsa plain, Egypt // *ESRI Tech. Rep.* 85-0012. Columbia, S. C.: Earth Sciences and Resources Institute, Univ. of South Carolina, 1985. 201 p.
35. *Prodehl C.* Structure of the crust and upper mantle beneath the the Central European rift system // *Tectonophysics.* 1981. V. 80. № 1–4. P. 255–269.
36. *Prodehl C.* Interpretation of a seismic-refraction survey across the Arabian shield in western Saudi Arabia // *Tectonophysics.* 1985. V. 111. № 1–2. P. 247–282.
37. *Reid I.D.* Crustal structure of a nonvolcanic rifted margin east of Newfoundland // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. № B8. P. 15161–15180.
38. *Rihm R., Makris J., Moller L.* Seismic survey in the Northern Red Sea: asymmetric crustal structure // *Tectonophysics.* 1991. V. 198. № 2–4. P. 279–295.
39. *Rosendahl B.R.* Architecture of continental rifts with special reference to east Africa // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences.* 1987. V. 15. P. 445–503.
40. *Roussel J., Liger J.L.* A review of deep structure and ocean–continent transition in the Senegal Basin (West Africa) // *Tectonophysics.* 1983. V. 91. № 3–4. P. 183–211.
41. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Can. J. Earth Sci.* 1985. V. 22. № 1. P. 108–125.
42. *Wernicke B., Tilke P.G.* Extensional tectonic framework of the U. S. Central Atlantic passive margin // *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins* / Eds Tankard A.J. et al. AAPG Memoir. 1989. V. 46. P. 7–21.
43. *White R.S., McKenzie D.P.* Volcanism at rifts // *Sci. Amer.* 1989. V. 5. № 1. P. 74–83.
44. *White R.S., Spence G.D., Fowler S.R., McKenzie D.P., Westbrook G.K., Bowen A.N.* Magmatism at rifted continental margins // *Nature.* 1987. V. 330. № 6147. P. 439–444.
45. *Zehnder C.M., Mutter J.C., Buhl P.* Deep seismic and geochemical constraints on the nature of rift – induced magmatism during breakup of the North Atlantic // *Tectonophysics.* 1990. V. 173. № 1–4. P. 545–565.
46. *Zorin Y.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.K.* Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions // *Tectonophysics.* 1989. V. 168. № 4. P. 327–337.

Рецензенты: Е.Е. Милановский, В.И. Коваленко

Continental Rifts: The Structural Control of Magmatism and Continental Break-up

V. G. Kazmin and A. F. Byakov

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, ul. Krasikova 23, Moscow 117851 Russia

The East African rift system and the Red Sea rift provide examples of a concentration of magmatic activity in two zones. One of these goes along a detachment, which is a surface trace of the gently inclined fault penetrating the lithosphere. The other one coincides with the boundary between the normal and the thinned crust at the opposite flank of the rift. Magma is supplied from a subcrustal chamber, which is connected with the asthenospheric high by a conduit running along the gently inclined fault. The formation of zones of active extension and magmatism denotes a complete splitting apart of the lithospheric plates, even at the stage of continental rifting and the commencement of accretion of magmatic passive margins.

УДК 551.262(5)

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЮЖНОГО УРАЛА И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМАХ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА

© 1997 г. И. Б. Серавкин

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

Поступила в редакцию 03.07.95 г.

Вулканогенные формации Южного Урала образовались в течение континентальной рифтогенной (Е–О), океанической (О–S), островодужной (O₃–D₃) и коллизионной (C₁–P) стадий. Для каждой стадии развития Уральского палеоокеана установлена латеральная палеовулканическая зональность. Зональность рифтогенных стадий (континентальной и океанической) имеет симметричный характер. Она выражается в отличии состава толеитовых базальтов Главной океанической зоны от одновозрастных базальтов краевых поясов, имеющих повышенные содержания суммы щелочей, K₂O, Fe_{общ}, Zr, Ti, Rb, La и Sm и пониженные количества Ni, Cr и Co. Субдукционная зональность отчетливо асимметрична, что свидетельствует о восточном падении палеозоны Беньофа. Это проявляется в расположении субщелочных и обогащенных калием формаций восточнее известково-щелочных комплексов. Анализ положения палеозойских сейсмофокальных зон Урало-Монгольского пояса позволяет считать, что Урал, как Южный Тянь-Шань и Южная Монголия, относится к типу линейных складчатых поясов с асимметричной зональностью, обусловленной преимущественно односторонним падением палеозон Беньофа в сторону Сибирского континента.

Зональность складчатых сооружений издавна служила важнейшим свидетельством условий их формирования. Еще большее значение она приобрела при широком использовании метода актуализма и интерпретации геологических данных с позиции тектоники литосферных плит, особенно благодаря сопоставлению элементов строения складчатых поясов с зональностью современных океанических и континентальных окраин.

На Южном Урале автором изучались главным образом вулканогенные формации [6, 22, 51]. В статье приведены данные по составу базальтов различных зон Южного Урала, которые использованы для геодинамических реконструкций. Более детальные сведения о составе всего спектра вулканогенных пород опубликованы автором и его коллегами ранее [6]. Для сравнения в качестве эталонных взяты составы вулканитов, приведенные в работах других исследователей [2, 28, 29, 31, 32, 42, 43, 68].

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА ЮЖНОГО УРАЛА

Урал, после известной статьи А.В. Пейве [40] и работ его последователей [16, 39, 41, 47], многими стал рассматриваться как герцинское шарьяжно-складчатое сооружение, возникшее в результате раскрытия, развития и закрытия океанической структуры [6, 14, 66]. Явным свидетельством существования Уральского палеоокеана является зональное размещение геологических формаций, в особенности, магматических, различного лито-

лого-петрографического и фациального состава, отражающих специфику эндогенного режима латеральных зон и этапов их развития. В уралидах с запада на восток прослеживаются:

1 – шельфовые отложения окраины Восточно-Европейской платформы, установленные на западном склоне Урала Н.П. Херасковым, А.С. Перфильевым [41, 71]. Эти комплексы подразделяются на две структурно-фациальные зоны: западную, карбонатную (внутренний шельф) и восточную, карбонатно-терригенную (внешний шельф). Она включает терригенные отложения грабеновой фации, карбонатно-глинистые осадки доманиковой фации, органогенные известняки барьерного рифа и флишевые отложения [9, 41, 45].

2 – батинальные комплексы Зилаиро-Лемвинской зоны, выделенные В.Н. Пучковым [45] и отвечающие отложениям палеозойского континентального склона.

3 – фрагменты коры океанического типа, представленные офиолитами сутурной зоны Главного Уральского разлома и других крупных надвигов [39, 40].

4 – островодужные вулканогенные формации Главного (Магнитогорского) вулканогенного пояса [5, 44, 54, 67].

5 – вулканоплутонические формации окраинно-континентальных поясов, залегающие в восточных зонах Урала [38, 52, 74].

Эти формации образуют асимметричную магматическую, фациальную и металлогеническую зональность, указывающую на существование в

палеозое пассивной западной и активной восточной окраин континентов. Важнейшей структурой, разграничивающей две принципиально различные области Урала, является сутурная зона Главного Уральского разлома. Она служит границей формаций, принадлежащих к пассивной окраине Восточно-Европейской платформы, а с другой стороны – к активной окраине Казахстанского континента.

По нашим данным, южноуральский палеоокеан на ранней стадии развития представлял собой сравнительно узкий бассейн [6], обрамленный рифтогенными поясами (в современных координатах) – Кракинско-Медногорским (с запада), Восточно-Уральским и Октябрьско-Денисовским (с востока). В палеозойской истории формирования палеоокеана выделяются: континентальная рифтогенная (Е–О), океаническая (О–S), островодужная (O₃–D₃) и коллизионная (C₁–P) стадии.

Схема, составленная на основе палеовулканологической карты Южного Урала м-ба 1 : 500000 [6], дает возможность проследить основные черты различия и особенности геодинамического развития выделенных палеовулканических поясов (рис. 1).

I – Кракинско-Медногорский пояс развивался как рифтогенная структура с преобладанием трахибазальтового и базальтового вулканизма отчасти – бимодального.

II – Магнитогорский пояс слагают фрагменты океанических комплексов, но в основном преобладающие по объему разнообразные островодужные формации, а также вулканы наложенного пояса коллизионной стадии развития.

III – Восточно-Уральский пояс сочетает в своем строении трахибазальтовую и базальтовую формации, формировавшиеся в обстановке окраинно-континентального рифта, островодужные комплексы и формации окраинно-континентального пояса андийского типа.

IV – Октябрьско-Денисовский пояс слагают рифтовые базальты толеитового типа и наложенные на них вулканоплутонические ассоциации.

Характерным петрографическим и петрохимическим составом не исчерпываются различия южноуральских вулканических поясов. Они проявляются также в различиях суммарных мощностей вулканогенных разрезов, в соотношении мощностей различных типов вулканитов дифференцированных формаций, в их фациальном составе и в геохимических свойствах вулканитов. Отмеченные особенности показаны на обобщенных колонках вулканических поясов (рис. 2). Возраст свит дан по последним конодонтовым датировкам [13, 55], а мощности формаций – с учетом латеральных соотношений вулканогенных комплексов [51]. Максимальная суммарная мощность вулканогенных формаций отмечается в Магнитогорском поясе (до 20 км), что соответствует и геофизическим данным для этой структуры [53]. Мощность вулканогенных разрезов краевых по-

ясов в 2–3 раза меньше, за счет уменьшения объема формаций океанического и островодужного типов.

Комплексы континентальной рифтогенной стадии лучше сохранились в краевых поясах – Кракинско-Медногорском и Восточно-Уральском. В первом из них они представлены трахибазальтовой формацией Медногорской зоны, соответствующей вулканитам медногорской (Е–O₁) и баулуской свит (O₁₋₂) [6]. По содержанию главных компонентов (рис. 3, ан. 1, 2) и микроэлементов (низкие значения Ni, Cr, Co, Rb, повышенные Zr [6] в трахибазальтах) напрашиваются аналогии с образованиями континентального рифта, перерастающего в рифт океанического типа (Афар и Красное море [2]). Трахибазальтовая формация Восточно-Уральского пояса (PZ, O), впервые выделенная А.М. Косаревым [6, 21, 23], также сопоставима с породами стратоидной серии Афара.

К базальтовой формации повышенной щелочности западного крыла Магнитогорского пояса отнесены: 1 – среднеордовикские высокотитанистые базальты повышенной щелочности, выделенные С.Е. Знаменским в составе поляковской свиты [10] и датированные по конодонтам [13]; 2 – ордовикские(?) диабазы Абзелиловского района, изученные Б.Д. Магадеевым [30]. Оба комплекса близки к континентальным рифтогенным образованиям.

Сравнение субщелочных базальтов ордовикского уровня показывает, что в Магнитогорском поясе они имеют минимальные содержания оксидов железа и двуокиси титана, возрастающие в краевых поясах (рис. 3).

Комплексы океанической стадии (формация натриевых базальтов) распространены в маланже Главного Уральского разлома и в основании синформной Сухтелинской зоны [6, 56].

Петрохимические параметры (рис. 3, 4) и содержания микроэлементов [6, 50], отображенные на дискриминантных диаграммах (рис. 5), указывают на сходство базальтов Магнитогорского пояса (O–S) с современными океаническими толеитами.

Натриевые базальты краевых поясов обладают более высокими содержаниями суммарного железа, титана, суммы щелочей и, отчасти, калия (рис. 3, 4). Уровень содержаний Ni, Cr, Co в них ниже, а Rb, Zr, La, Sm, иногда Sr, – выше, чем в соответствующих базальтах Магнитогорского пояса и отвечает для Кракинско-Медногорского пояса составу толеитовых базальтов континентальных рифтов и окраинных морей, а для Восточно-Уральского и Октябрьско-Денисовского поясов – континентальных рифтовых зон [6].

Таким образом, по петро- и геохимическим данным устанавливаются 2 типа геодинамических обстановок формирования натриевых базальтов: океанический (Магнитогорский пояс, Сухтелинская зона) и континентально-рифтогенный (Кракинско-Медногорский, Восточно-Уральский, Октябрьско-Денисовский пояса).

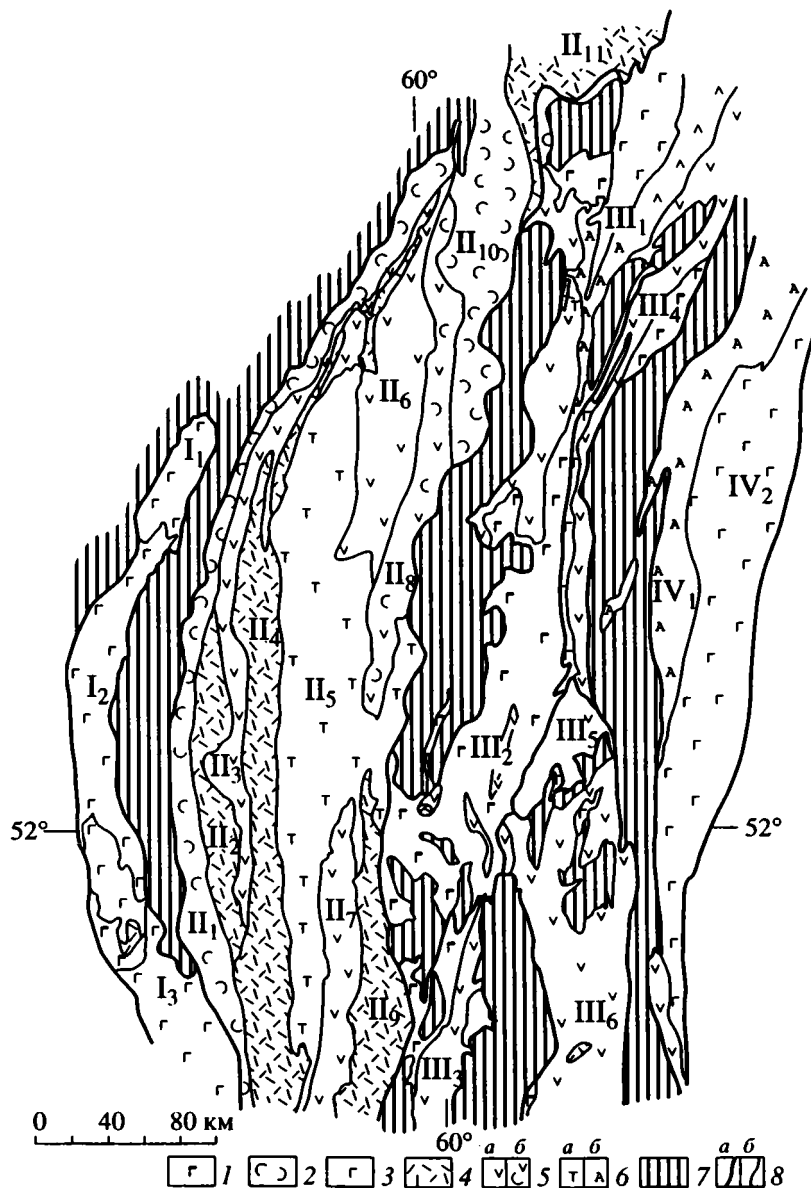


Рис. 1. Структурно-формационная схема восточной провинции Южного Урала. Составлена И.Б. Серавкиным совместно с А.М. Косаревым. Римскими цифрами на схеме обозначены: I–IV – палеовулканические пояса: I – Кракинско-Медногорский, II – Магнитогорский, III – Восточно-Уральский, IV – Октябрьско-Денисовский; I₁–IV₂ – структурно-формационные и металлогенические зоны: I₁ – Кракинская, I₂ – Центральная (Сосновская), I₃ – Сакмарская; II₁ – Вознесенско-Присакмарская, II₂ – Таналыкская, II₃ – Ирендыкская, II₄ – Кизило-Уртазымская (Узункыро-Сибайско-Орская), II₅ – Центральномагнитогорская, II₆ – Учалинско-Верхнеуральская, II₇ – Ащebutакская, II₈ – Уйско-Кацбахская, II₉ – Джусинско-Домбаровская, II₁₀ – Сухтелинская, II₁₁ – Касарги-Султановская; III₁ – Кособродско-Еманжелинская, III₂ – Айдырлинская, III₃ – Еленовско-Кумакская, III₄ – Катенинско-Петровская, III₅ – Кундыбаевская, III₆ – Буруктальская; IV₁ – Александровская, IV₂ – Варваринско-Денисовская.

1–6 – вулканогенные формации: 1 – континентальные рифтогенные (трахибазальтовая и базальтовая), 2 – океаническая офиолитовая ассоциация с толеитами типа MORB), 3 – окраинно-континентальных рифтов (ассоциация офиолитов с толеитовыми базальтами траппоидного типа), 4 – предостроводужных, междуговых и задуговых спрединговых зон (риолит-базальтовая), 5 – островодужные (а) и совмещенные островодужные и океанические (б), 6 – наложенных эпиостроводужных и окраинно-континентальных поясов: трахириолит-базальтовая (а) и андезит-базальт-андезитовая (б), 7 – блоки сиалической коры, 8 – границы: палеовулканических поясов (а) и вулканогенных формаций внутри поясов (б).

Комплексы островодужной стадии занимают большую часть объема вулканогенных формаций Магнитогорского пояса. Выделяются 4 генерации вулканогенных формаций: I – O₃–S, II – D₂e,

III – D₂ž v, IV – D₃. Они образовались в различных геодинамических обстановках – островодужной и интрадугового (или задугового) спрединга. Каждую генерацию представляет свой ряд вулканогенных

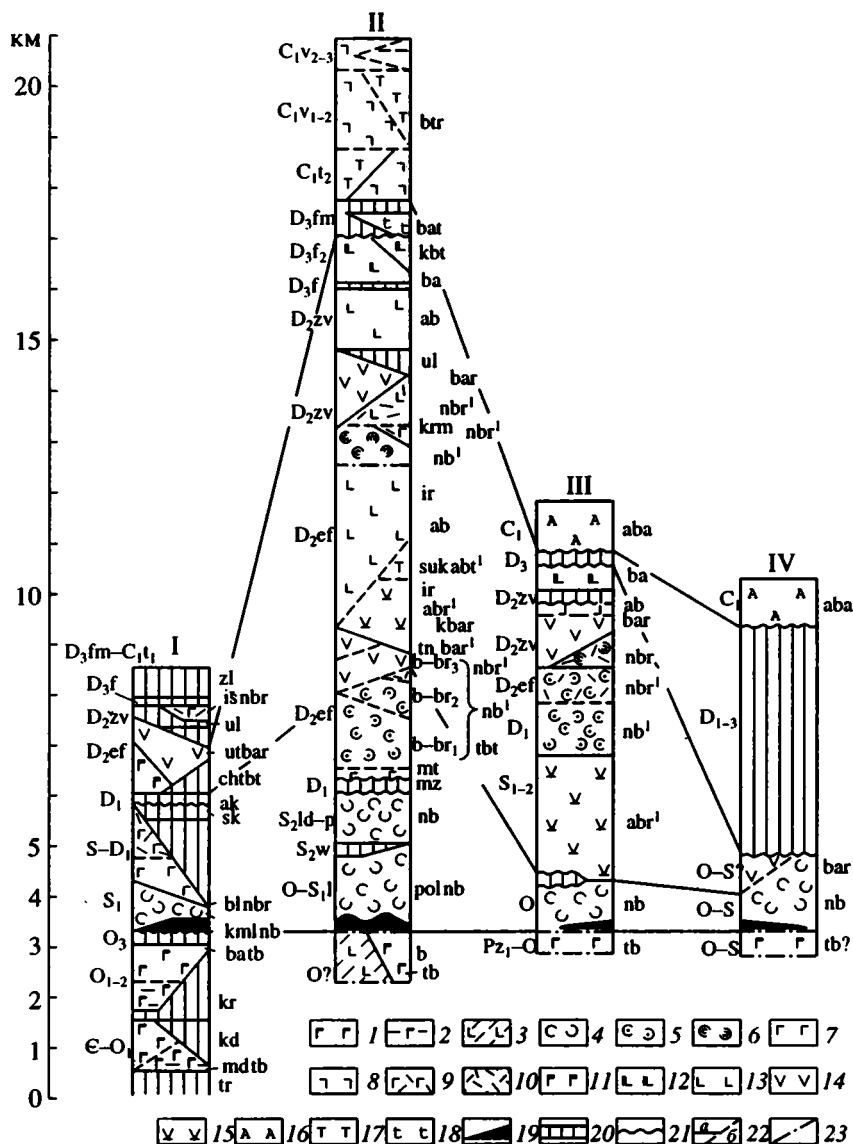


Рис. 2. Обобщенные колонки палеозойских палеовулканических поясов восточной провинции Южного Урала. Римскими цифрами на схеме обозначены палеовулканические пояса: I – Кракинско-Медногорский, II – Магнитогорский, III – Восточно-Уральский, IV – Октябрьско-Денисовский; прописными латинскими буквами обозначены формации и субформации (со штрихом): tb – трахибазальтовая, b – базальтовая, nb – натриевых базальтов, nbr – натриевых базальтов-риолитов, nb' – базальтовая, nbr' – риолит-базальтовая, bar' – базальт-андезит-риолитовая, bar – базальт-андезит-риолитовая, kbar – калий-натриевая базальт-андезит-риолитовая, tbt – трахибазальт-трахитовая, ab – андезит-базальтовая, ab' – андезит-базальтовая, abr' – базальт-андезит-дацит-риолитовая, abt – трахидацитовая, kbt – калиевых базальтов-трахитов, ba – базальт-андезито-базальтовая калий-натриевая, bat – трахидацит-трахиандезит-трахибазальтовая, btr – трахириолит-базальтовая, aba – андезит-базальт-андезитовая.

1 – субщелочные оливиновые базальты, 2 – субщелочные базальты в вулканогенно-осадочных разрезах, 3 – базальты нормальной щелочности, 4 – толеитовые базальты океанические, 5 – толеиты основания Эйфельских островодужных комплексов, 6 – толеиты зон спрединга живецкого возраста, 7 – базальты щелочные и повышенной щелочности рифтогенно-континентального типа, 8 – базальты коллизионной стадии, 9 – контрастные риодацит-базальтовые разрезы, 10 – дациты, риодациты, риолиты, 11 – щелочные базальты, андезиты, трахиты нерасчлененные, 12 – калиевые и калиево-натриевые базальты, андезит-базальты, 13 – базальты и андезиты, андезит-базальты пироксенитофировые и плагиоклаз-пироксенитофировые, 14 – андезит-базальты, андезиты, риодациты известково-щелочные, 15 – андезитонды, риодациты известково-щелочные, 16 – андезитонды, базальты, андезит-базальты высокоглиноземистые, 17 – трахиты, трахидациты, трахириолиты, 18 – трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты, 19 – серпентинизированные гипербазиты, 20 – перерывы в вулканической деятельности, 21 – стратиграфические несогласия, 22 – границы между формациями (a) и субформациями (б), 23 – тектонические контакты. Названия комплексов и свит: tr – тереклинская, md – медногорский, kd – кидрясовская, kr – кураганская, ba – баулуский, kml – карамолинский, bl – блявинский, sk – сакмарская, ak – акчуринская, sp – санчарский, ut – утягуловский, ul – улутауская, is – ишмуратовская, zl – зилаирская, pol – поляковская, pz – мазовская, mt – мостостроевская, b-br – баймак-бурибаевская, tn – верхнетаналыкская, ir – ирендыкская, suk – сукраковский, ktm – карамалыташская.

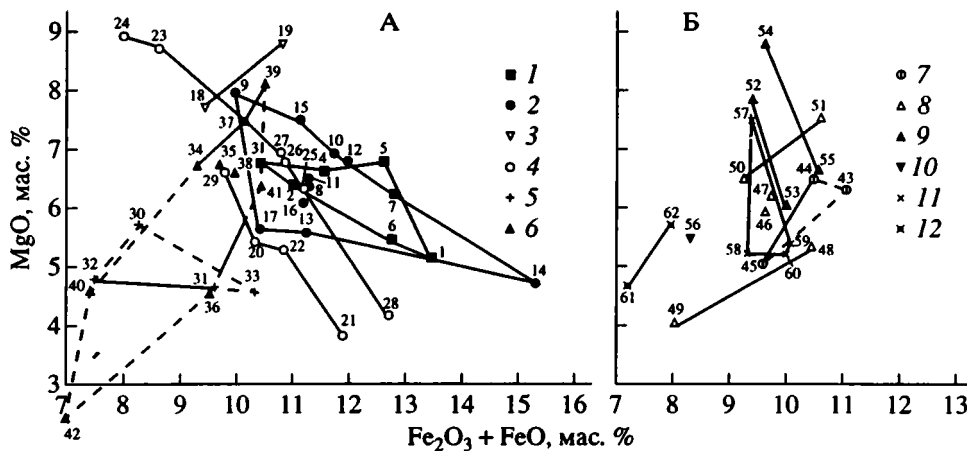


Рис. 3. Диаграммы (А и Б) $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO}$ для средних составов базальтов палеозойских формаций Южного Урала. Вулканогенные формации: А: 1–6: 1 – трахибазальтовая (Е–О), 2 – натриевых базальтов (О–S), 3 – андезит-базальтовая ($\text{O}_3\text{--S}_1$), 4 – риолит-базальтовая (D_2e), 5 – щелочнобазальт-трахитовая (D_2e), 6 – андезит-базальтовая (D_2e) и калиевых базальтов-трахитов (D_2zv); Б: 7–12: 7 – риолит-базальтовая (D_2zv), 8 – базальт-андезит-риолитовая (D_2zv), 9 – базальт-андезит-базальтовая (D_3f) и калиевых базальтов-трахитов (D_3f), 10 – трахидацит-трахиандезит-трахибазальтовая (D_3fm), 11 – трахириолит-базальтовая (C_1), 12 – андезит-базальт-андезитовая (C_1).

Сплошными линиями соединены фигуративные точки комплексов, расположенных в пределах одного вулканического пояса, пунктирными – пространственно разобщенные; номера комплексов на диаграммах рис. 3 и 4 соответствуют рис. 7.

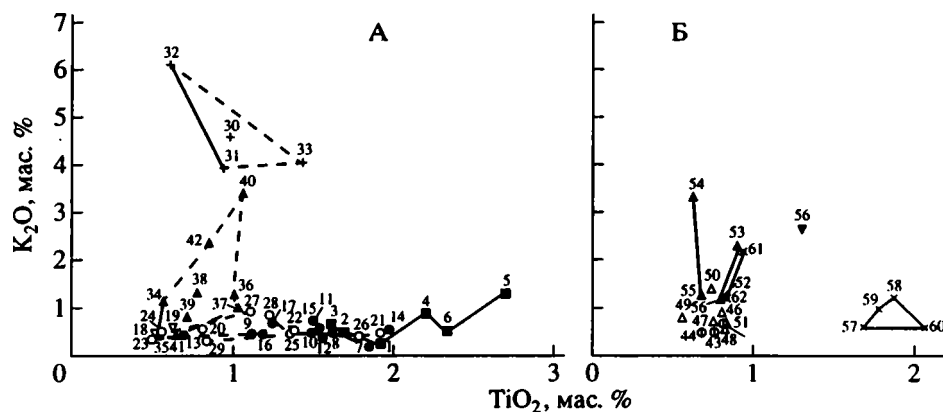


Рис. 4. Диаграммы (А и Б) $\text{K}_2\text{O} / \text{TiO}_2$ для средних составов базальтов палеозойских формаций Южного Урала. Условные обозначения показаны на рис. 3.

формаций, что дало основание многим исследователям говорить о цикличности палеозойского магматизма [17, 51, 54, 67, 73].

Ранние островодужные комплексы (I генерация) описаны в Восточно-Уральском поясе [24] и объединены в базальт-андезит-дацит-риолитовую субформацию (S_{1-2}) андезито-базальтовой формации ([6], рис. 2), а С.Е. Знаменским [10] в составе поляковской свиты выделен базальт-андезит-базальт-андезит-риолитовый комплекс ($\text{O}_3\text{--S}_1$). Оба комплекса характеризуются низкими содержаниями TiO_2 , высокими значениями MgO , преобладанием низкокальциевых пород (рис. 3, 4) и по петрохимическим критериям сопоставимы с островодужными образованиями. По соотношениям петрогенных, малых и редкоземельных эле-

ментов они близки к вулканикам островных дуг типа Идзу-Бонинской и Марианской [6].

Комплексы II генерации, наиболее полно развитые в южной части Магнитогорского пояса, представлены риолит-базальтовой и андезит-базальтовой формациями. Первая из них сложена контрастной (баймак-бурибаевская свита) и непрерывной (верхнетаналыкская свита) субформациями, возникшими соответственно в режиме преддугового спрединга и в обстановке, близкой к островодужной [51]. Вторая формация (ирендыкская свита) образована базальт-андезито-базальтовым, базальт-андезит-дацит-риолитовым и трахидацитовым комплексами типичной островной дуги. Между вулканическими комплексами каждой формации выявлены стратиграфические

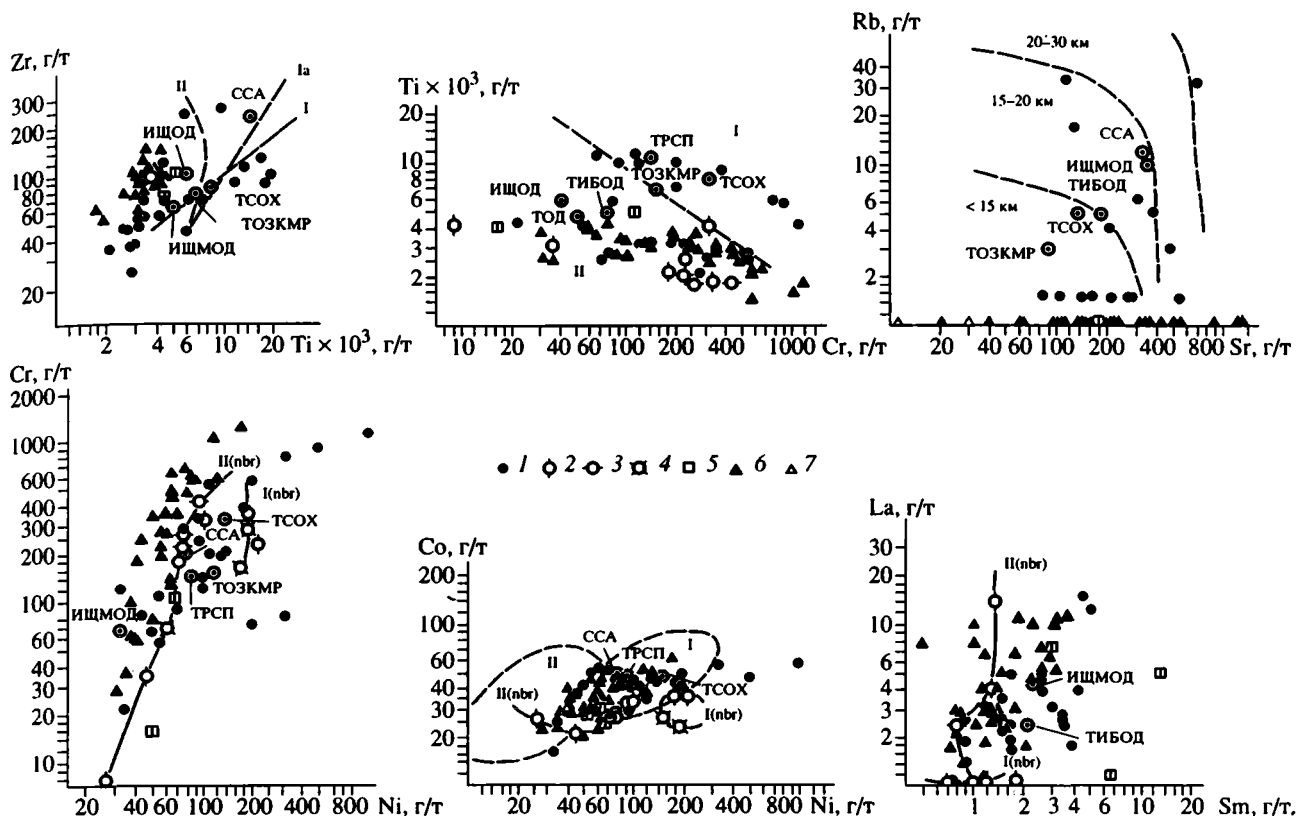


Рис. 5. Диаграммы содержаний элементов-примесей в базальтах западного борта Магнитогорского пояса, O-D₂Ef (частные анализы).

1-7 – формации: 1 – базальтовая (O-S); 2-4 – риолит-базальтовая баймак-бурибаевская толщи (D₂Ef); 2 – нижняя (b-br₁), 3 – средняя (b-br₂), 4 – верхняя (b-br₃); 5 – непрерывная базальт-андезит-риолитовая субформация верхнетаналыкская; 6 – базальт-андезито-базальтовая ирендыкская (D₂Ef₂); 7 – непрерывная гибридная ирендыкская (D₂Ef₂). Буквами обозначены средние составы базальтов разных геодинамических обстановок: ТРСП – траппов Сибирской платформы, КР – континентальных рифтов, ССА – стратоидной серии Афара, ТСОХ – толеитов срединно-океанических хребтов, ТОЗКМР – толеитов осевой зоны Красноморского рифта, ТОД – толеитов островных дуг, ТИБОД – толеитов Идзу-Бонинской островной дуги, ИЩОД – известково-щелочных базальтов островных дуг, ИЩМОД – известково-щелочных базальтов Марианской островной дуги, ЗОД – зрелых островных дуг. Римскими цифрами обозначены на диаграмме Zr/Ti тренды: I – океанический, Ia – континентальный, II – островодужный; на диаграммах Ti/Cr и Co/Ni – поля океанических (I) и островодужных (II) составов базальтов; на диаграммах Cr/Ni и La/Sm – I (nbr) и II (nbr) – вариационные линии составов базальтов формации натриевых базальтов-риолитов: I – с высокими содержаниями Ni, II – с относительно низкими содержаниями Ni.

и отчасти фациальные соотношения [51, 54], а между формациями установлен стратиграфический контакт, местами с постепенными переходами [51, 55]. Все комплексы имеют эйфельский возраст, определенный по конодонтам [55]. Выяснено, что вулканизм мигрировал в восточном направлении [51, 52, 54]. В Джусинско-Домбаровской зоне восточного борта Магнитогорского пояса соотношения между эйфельскими формациями аналогичны, но миграция вулканизма риолит-базальтовой формации осуществлялась с юга на север [6, 48].

Базальты нижних горизонтов риолит-базальтовой (баймак-бурибаевской) формации характеризуются высокой магнезиальностью, низкими содержаниями TiO₂, резко Na-типом щелочности, низкими содержаниями Rb, Sr, Zr, PЗЭ и сравнительно высокими концентрациями Ni и Cr (рис. 3-5). На более высоких стратиграфических уровнях пет-

рохимические тенденции сохраняются, но приобретаются черты пород более зрелого островодужного типа. Содержания Ni, Cr, Co в них постепенно убывают, а Zr – увеличиваются, так что базальты контрастного комплекса соответствуют толеитам современных островных дуг. Непрерывный комплекс (верхнетаналыкская свита) принадлежит к магнезиальной известково-щелочной серии, отличаясь повышенными содержаниями Al₂O₃, Zr, Rb, Sr и пониженными – Ni и Cr.

Аналогичные комплексы восточного борта Магнитогорского пояса менее магнезиальны, сохраняя в остальном тенденции эволюции составов базальтов от океанических к островодужным толеитам и базальтам известково-щелочного типа (рис. 5). При этом базальты контрастных комплексов Магнитогорского пояса являются относительно меланократовыми (Fe₂O₃ + FeO +

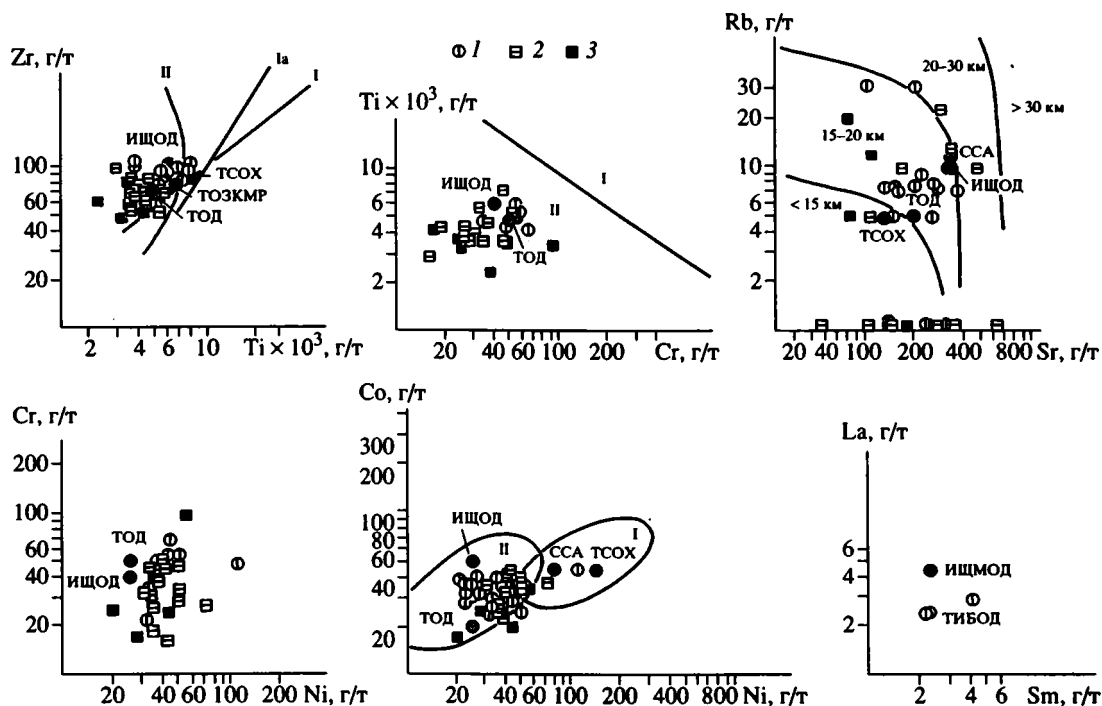


Рис. 6. Диаграммы содержаний элементов-примесей в базальтах живетского возраста северной части Магнитогорского пояса (частные анализы).

1–2 – карамалыташская формация: 1 – контрастная риолит-базальтовая субформация; 2 – непрерывная андезит-базальт-риодацитовая субформация; 3 – базальт-андезит-риолитовая улутауская формация.

+ $MgO_{cp} = 17.0–17.8\%$), тогда как в краевых поясах они более лейкократовые ($Fe_2O_3 + FeO + MgO_{cp} = 14.9–16.5$), что выражается в двух обособленных трендах на диаграмме $MgO/Fe_2O_3 + FeO$ (рис. 3).

Собственно островодужная эйфельская андезит-базальтовая формация (ирендыкская свита) изучалась многими исследователями [6, 8, 51, 54, 67, 72]. Главные петрографические типы вулканитов: пироксеновые, плагиоклаз-пироксеновые, плагиоклазовые порфириды по петрографическим особенностям и микроэлементному составу отвечают породам современных островных дуг, от их примитивных до развитых типов.

В юго-западной части Южного Урала и в Западных Мугоджарах известны эйфельские комплексы формации щелочных базальтов-трахитов: чанчарский (в Сакмарской зоне) и шулдакский (в Зап. Мугоджарах), выделенные В.Г. Кориневским [19, 20] и мостостроевский (в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория), установленный В.Т. Тищенко [65]. Высокая щелочность К-типа и низкая железистость выделяют базальты этих комплексов среди других формаций (рис. 3, 4). Образование щелочных комплексов, судя по их составу и тектонической позиции, происходило в условиях окраинно-континентальных рифтовых структур.

Комплексы III генерации широко развиты в обоих бортах Магнитогорского пояса.

Они представлены формациями живетского возраста: риолит-базальтовой (карамалыташской) и базальт-андезит-риолитовой (улутауской). Третий “стандартный” член формационного ряда – андезит-базальтовая порфириновая формация – развита на восточном крыле Магнитогорского пояса.

Проведенные исследования позволяют утверждать, что среднедевонские комплексы Магнитогорского пояса имеют геологические соотношения, близкие к первоначальным, и, соответственно, устанавливаемая зональность близка к первичной островодужной зональности [54, 55, 57].

Карамалыташская риолит-базальтовая формация представлена тремя комплексами: базальтовым, базальт-риолитовым и базальт-андезит-базальт-риодацитовым, сменяющимися друг друга снизу вверх.

Базальты карамалыташской формации соответствуют толеитам островных дуг и окраинных морей (рис. 3–5, 6). При этом в базальтах более зрелых комплексов усиливаются известково-щелочные тенденции: увеличиваются содержания глинозема, уменьшаются концентрации железа и значения отношений Cr/Ni , Co/Ni , Zr/Ti , Ti/Cr , Rb/Sr .

Улутауская базальт-андезит-риолитовая формация принадлежит к типичной известково-щелочной серии, что хорошо видно на петрохимических диаграммах и по содержанию элементов-примесей (рис. 6). Высокие количества Al_2O_3 ,

несколько повышенные содержания K_2O и Rb, при сравнительно низких содержаниях $Fe_{\text{общ}}$, Ti, Cr, Ni, Co определяют принадлежность базальтов к типу развитых островных дуг.

Комплексы зрелых островных дуг IV генерации представлены тремя формациями: базальт-андезит-базальтовой (D_3f), трахидацит-трахиандезит-трахибазальтовой (D_{3fm}) и формацией калиевых базальтов-трахитов ($D_{3?}$). Они распространены главным образом в восточном крыле Магнитогорского пояса и залегают на подстилающих отложениях со стратиграфическим несогласием, которое местами отмечено конгломератами. В западном крыле Магнитогорского мегасинклинория франские эффузивы подстилаются олистостромовыми отложениями.

Базальт-андезит-базальтовая формация, в которой по петрохимическому составу различаются магнезиальные известково-щелочные и глиноземистые субщелочные породы K-Na типа (рис. 3, 4), сопоставима с породами современных островных дуг и с породами ирендыкской свиты [6, 8, 51, 67].

Фаменская трахидацит-трахиандезит-трахибазальтовая формация пространственно связана с франской, наращивая ее в ряде разрезов. По данным Д.Н. Салихова [6], всей серии пород свойственна повышенная щелочность K-Na типа, сравнительно высокая глиноземистость, низкие содержания железа, умеренные титана. По этим параметрам (рис. 3, 4) и содержанию элементов-примесей (высоким концентрациям Zr, Rb, Sr и PЗЭ, низким Co и Ni, преобладанию легких лантаноидов) фаменская формация близка к шошонитовым сериям.

Формацию калиевых базальтов-трахитов ($D_{3?}$) представляет верхний комплекс Шелудивых гор, расположенных на границе Магнитогорского пояса и Сухтелинской зоны. По данным Б.Л. Кабанова [15], характерные петрохимические черты пород: высокая магнезиальность и резкое преобладание K над Na.

Комплексы коллизионной стадии распространены в Центральномагнитогорской зоне и восточных вулканических поясах. В первой они представлены трахириолит-базальтовой формацией березовской ($C_{1t_2}-C_{1v_3}$) и кизильской ($C_{1v_{2-3}}$) свит, в восточных зонах – андезит-базальт-андезитовой формацией (C_1). Обе вулканогенные формации сопровождаются интрузивными комагматами, образуя вулcano-плутонические ассоциации.

Трахириолит-базальтовая формация накапливалась в габрелах, сформировавшихся в условиях "косой коллизии" [6, 49]. Характерные петрохимические черты всех пород формации – повышенная щелочность, относительно высокие содержания титана – обособляют составы комплексов формации на диаграмме K_2O/TiO_2 (рис. 4). Характерны также высокие значения коэффициента F, высокие содержания Sr, значительно превышающие его концентрации в базальтах современ-

ных рифтов и островных дуг, а также повышенные, по отношению к островодужным, значения содержаний Co, Cr, Ni и PЗЭ. По распределению микроэлементов основные вулканы тяготеют к составам континентальных образований, в частности, к траппам Сибирской платформы.

Андезит-базальт-андезитовая формация, по данным В.А. Коротева и его соавторов [24], Р.Г. Язевой [74], А.М. Косарева [6], сложена плагиофировыми, реже пироксен-плагиофировыми андезитами и андезито-базальтами и их туфами, при подчиненных объемах основных и кислых вулкаников. Породам присущи высокие концентрации Sr (от 2497 г/т в андезито-базальтах, до 845 г/т в риодацитах), а основным породам – La и Zr. По петрохимическим параметрам и соотношениям микроэлементов с Ti и между собой, породы формации близки к сериям окраинно-континентальных поясов андийского типа.

Субдукционная зональность современных островных дуг и активных континентальных окраин выражается в смене от фронтальных к тыловым частям толеитовых формаций известково-щелочными и щелочными. При этом субщелочные формации тыловых зон оказываются моложе формаций фронтальных зон, так что зональность является латерально-возрастной. Подобная картина отчетливо прослеживается в островодужных и коллизионных комплексах Южного Урала. Ранние островодужные комплексы детально не рассматриваются. Распространение средне- и позднедевонских островодужных формаций показаны на трех возрастных срезах, а вариации суммарной щелочности в базальтах – на графиках (рис. 7).

На эйфельско-живетском срезе изображены комплексы андезит-базальтовой формации и близкой к ним по условиям образования формации калиевых базальтов-трахитов. Средние значения общей щелочности базальтов в различных комплексах андезит-базальтовой формации возрастают от западного к восточному борту Магнитогорского пояса, а в Восточно-Уральском поясе, в породах формации калиевых базальтов-трахитов Сухтелинской зоны и в базальтах кумакского комплекса эти значения еще выше. Исключение составляют вулканы кособродского комплекса, в которых общая щелочность находится на уровне непрерывной формации ирендыкской свиты. В обоих комплексах, являющихся рудоносными, низкая общая щелочность и минимальные содержания калия, как считает А.М. Косарев [6], связаны с процессами гидротермального метаморфизма. Если сделать на них поправку, то оказывается, что и содержания K_2O в базальтах андезит-базальтовой формации закономерно возрастают с запада на восток (рис. 4, выборки 32, 35, 36, 38, 40).

На живетском срезе показано размещение комплексов базальт-риолитовой (карамалыташской) и базальт-андезит-риолитовой (ултауской) формаций (рис. 7). Для обеих формаций значения

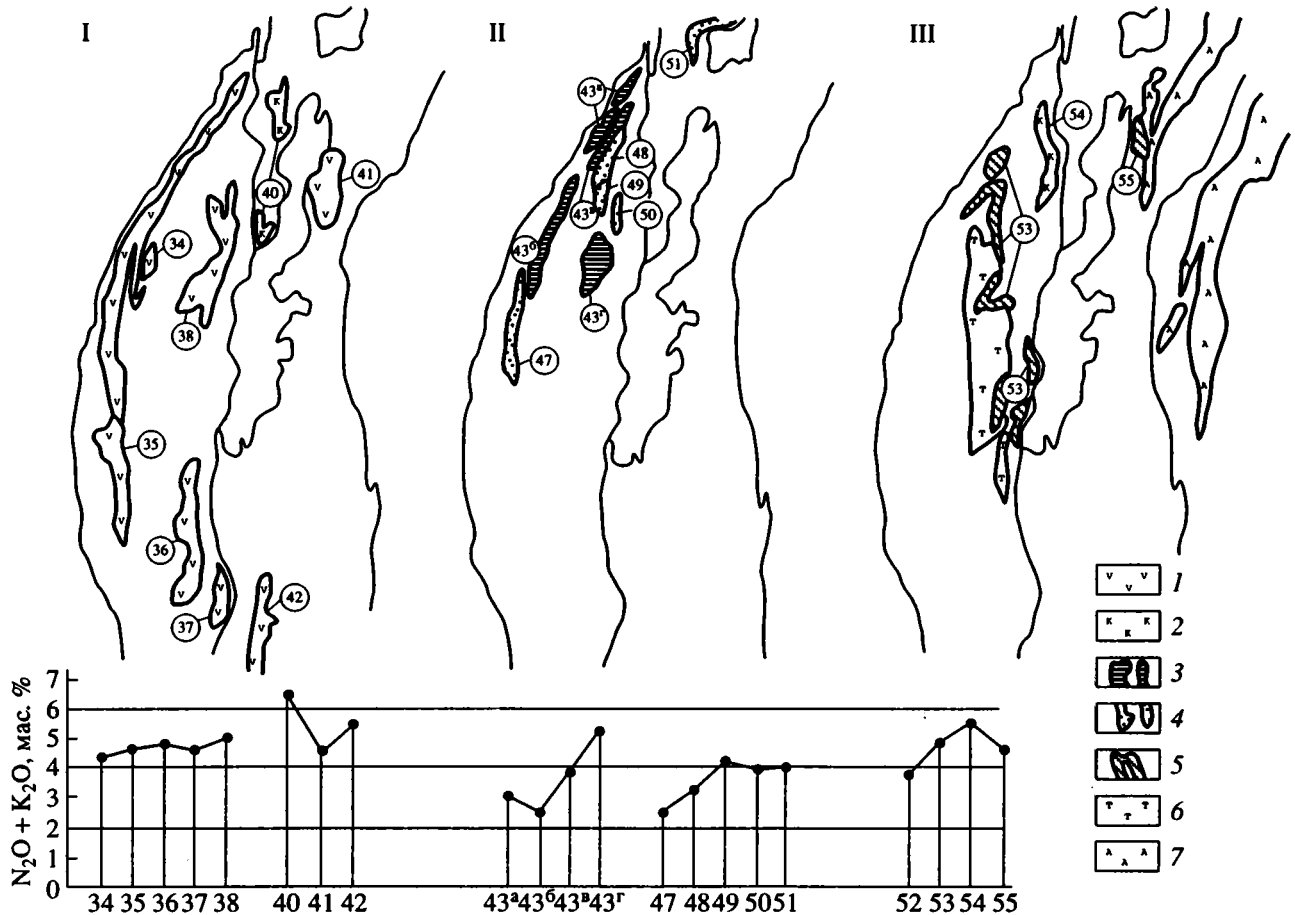


Рис. 7. Латеральные вариации общей щелочности в базальтах островодужных и задуговых формаций Южного Урала на 3^x возрастных срезах: I – D_{2e-zv}, II – D_{2zv}, III – D₃ (на схемах жирным контуром показано современное размещение анализируемых формаций и комплексов, их номера указаны в кружках; тонким контуром обозначены основные границы структур, изображенных на рис. 1)

1–7 – формации: 1 – андезит-базальтовая, 2 – калиевых базальтов-трахитов, 3 – риолит-базальтовая, 4 – базальт-андезит-риолитовая, 5 – базальт-андезит-базальтовая, 6 – трахириолит-базальтовая, 7 – андезит-базальт-андезитовая.

Вулканогенные комплексы (номера комплексов на схемах и номера выборок на графиках те же, что и на рис. 3, 4): 34–38, 41–42 – андезит-базальтовой формации, 40 – формации К-базальтов-трахитов: 34 – ирендыкский, 35 – южноирендыкский, 36 – ащебутакский, 37 – кутебайский, 38 – горбуновский, 40 – сухтелинский, 41 – кособродский, 42 – кумакский; 43а–г – карамалыташской риолит-базальтовой формации: 43а – вознесенский, 43б – юлдашевско-узункырский, 43г – учалинский, 43г – александринский; 47–51 – ултауской базальт-андезит-риолитовой формации: 47 – сибайский, 48 – учалинский, 49 – верхнеуральский, 50 – гумбейский, 51 – султановско-кособродский; 52, 53, 55 – базальт-андезит-базальтовой формации: 52 – колтубанский, Na-базальты, 53 – колтубанский, K-Na-базальты, 54 – формация К-базальтов-трахитов, верхний комплекс Шелудивых гор, 55 – чабанский.

суммы щелочей в базальтах возрастают от западного к восточному борту Магнитогорского пояса. Увеличиваются и содержания K₂O, но закономерность менее отчетлива, вероятно, в связи с влиянием околорудного метасоматоза. Для вулканических построек карамалыташской формации, автором ранее было показано увеличение общей щелочности и содержания K₂O как в основных, так и в кислых вулканитах в направлении с запада на восток [51, с. 33], а А.С. Бобоховым – та же закономерность для кислых вулканитов всего мегасинклинория [3].

Верхнедевонский срез дает возможность проследить площадные вариации составов базальтов различных формаций этого возраста (рис. 7). Воз-

растание общей щелочности и содержаний калия в вулканитах восточных зон сохраняется и здесь: максимальными содержаниями обладают базальты комплекса Шелудивых гор, базальты чабанской толщи Восточно-Уральского пояса имеют достаточно высокие содержания щелочей, сравнимые с составами субщелочной группы пород колтубанской формации.

Размещение вулканических комплексов коллизионной стадии наследует выявленную закономерность. Нижнекаменноугольная андезит-базальт-андезитовая формация восточных зон по сравнению с одновозрастной трахириолит-базальтовой формацией Магнитогорского пояса, характеризуется

более высокими содержаниями $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, K_2O , Rb и Sr, что сближает ее с шошонитовыми сериями (в базальтах восточных зон – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}_{\text{ср}} = 4.94\text{--}6.43\%$, $\text{K}_2\text{O}_{\text{ср}} = 1.13\text{--}2.12\%$; в базальтах Магнитогорского пояса – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}_{\text{ср}} = 3.9\text{--}5.84\%$; $\text{K}_2\text{O} = 0.58\text{--}1.19\%$).

Можно констатировать, что латеральные вариации составов субдукционных комплексов Южного Урала в возрастном интервале $D_2\text{--}C_1$ однозначно свидетельствуют о восточном падении палеозоны Беньофа (рис. 8). Асимметричная субдукционная зональность отчетливо проявляется как в более восточном положении субщелочных и обогащенных калием формаций по отношению к известково-щелочным, так и в возрастании щелочности и калиевости пород однотипных и разновозрастных комплексов в восточном же направлении. В коллизционную стадию асимметрия в размещении продуктов вулканизма еще более подчеркивается широким развитием гранитоидов в восточных зонах. Магматическая зональность ранних стадий развития Уральского палеоокеана носит симметричный характер и заключается в существенных отличиях формационных рядов и составов базальтов в Главной океанической зоне и краевых рифтогенных поясах.

ПОЛОЖЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ УРАЛА И ДРУГИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ В СТРУКТУРЕ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА

Тектоническая позиция Урала в глобальной системе внутриконтинентальных поясов рассмотрена А.А. Моссаковым, А.С. Перфильевым, С.В. Руженцевым [35, 36]; М.В. Муратовым [37]; В.Е. Хаиным [69, 70]; А.А. Абдулиным, А.Е. Шлыгиным, П.К. Жуковым [1]; Н.П. Лаверовым, А.С. Перфильевым [27]; Е.Е. Милановским [34]; К.К. Золотевым и др. [7], в материалах совещаний 1972 и 1989 годов [58, 62]. Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, Л.М. Натапов [11, 12] с плейтктонических позиций рассмотрели историю тектонического развития территории бывшего СССР. Аналогичный анализ, но с существенно иной трактовкой регионального материала проведен В.Н. Пучковым [75], О.В. Богоявленский, В.Н. Пучковым и М.В. Федоровым [4].

В Урало-Монгольском подвижном поясе выделяются разновозрастные складчатые области [34]. Их объединяет процесс формирования континентальной коры в позднем протерозое и палеозое, завершившийся орогенезом в среднем-позднем карбоне и перми. Некоторые структуры прослеживаются почти на всем протяжении Урало-Монгольского пояса, сохраняя общность состава формаций и возраста консолидации. Такова «главная варисская эвгеосинклиальная полоса» [11], позднее выделенная в Зайсанско-Южно-Монгольскую складчатую систему [1]. Ее продолжение

предполагается под чехлом Западно-Сибирской плиты. Эта зона делит Урало-Монгольский пояс на две провинции: северо-восточную Сибирско-Монгольскую и юго-западную Казахстанско-Тянь-Шаньскую.

Важно подчеркнуть, что южные и западные границы пояса с Восточно-Европейской, Таримской и Китайско-Корейской платформами в среднем и позднем палеозое представляли собой пассивную континентальную окраину, тогда как северная и восточная границы с Казахстанским континентом и Сибирской платформой – активную континентальную окраину. Намечающаяся поперечная асимметрия Урало-Монгольского пояса связана с последовательным приращением к Сибирской платформе складчатых систем, которые обрамляют ее гигантской дугой. Эта тенденция к омоложению возраста консолидации складчатых систем в южном и западном направлениях была отмечена ранее [1, 7, 37]. Она хорошо выражена в Сибирско-Монгольской провинции. Более сложная картина наблюдается в юго-западной провинции подвижного пояса, что связано с формированием Казахстанского континента. В западной и южной частях этого континента (Кокчетавско-Северо-Тяньшаньская область) кора, сформированная в конце ордовика, включала микроконтиненты с корой, образованной к началу позднего рифея (Кокчетавский, Ичкеольмесский, Чу-Кендыктасский, Бурунтавский) и к концу позднего рифея (Улутавский, Актау-Моинтинский, Джунгарский) [59, 60].

Выполненные Л.Н. Зоненшайном с соавторами, В.Е. Хаиным, В.Н. Пучковым и автором (для Южного Урала) палеотектонические реконструкции позволяют наметить общую картину размещения и падения сейсмофокальных зон герцинского этапа развития территории Урало-Монгольского пояса (рис. 9).

На Урале, как было показано выше, для его южного сектора, и как следует из работ Р.Г. Язевой [74], В.Н. Пучкова [4, 75], зоны субдукции имели восточное падение.

Геодинамическое развитие Южного Тянь-Шаня напоминает развитие Урала, хотя имеются и существенные различия, заключающиеся, по мнению Н.П. Лаверова и А.С. Перфильева [27], в том, что в период формирования на Урале островных комплексов на Южном Тянь-Шане ведущим геодинамическим процессом был спрединг. Основные тектонические элементы Южно-Тянь-Шаньской складчатой системы в раннем палеозое были следующими (с юга на север): Таримо-Таджикский континент, Туркестанский океан и Казахско-Киргизский континент, северная окраина которого включала Чаткальский микроконтинент, отделенный от материка Каратерекской океанической впадиной [4]. Согласно палеотектоническим реконструкциям В.Н. Пучкова [4, 75], в ордовике существовали две сейсмофокальные зоны, имевшие противоположное падение: к югу –

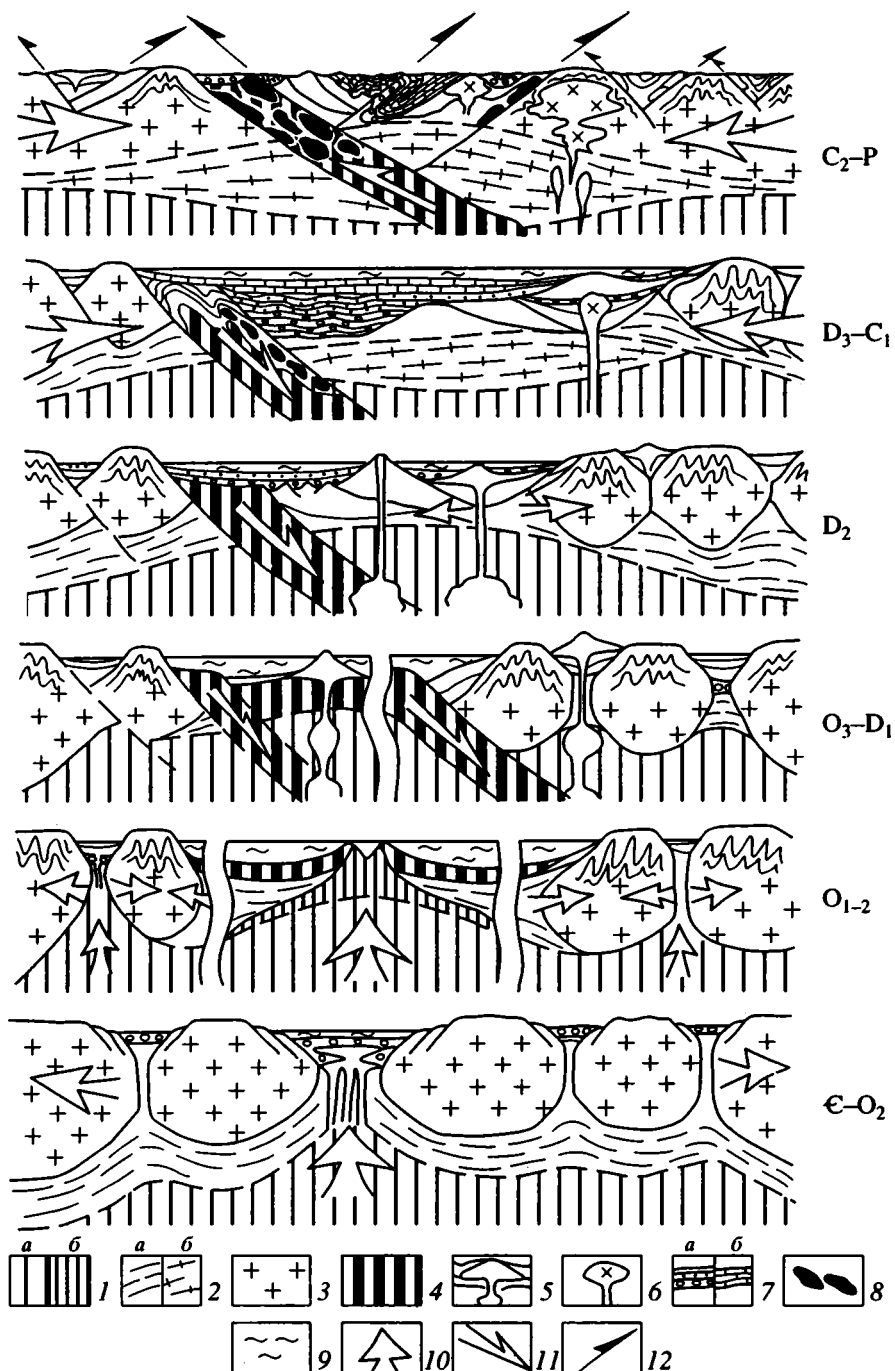


Рис. 8. Геодинамические реконструкции Южного Урала в палеозое.

1 – вещество верхней мантии (а) и корово-мантийная смесь (б); 2 – нижний (гранулито-базитовый) слой континентальной коры; древний (а) и герцинский новообразованный (б); 3 – верхний (гранито-гнейсовый) слой континентальной коры; 4 – новообразованная кора океанического типа; 5 – островодужные и окраинно-континентальные вулканогенные формации; 6 – гранитоиды; 7 – осадочные формации: терригенные и терригенно-кремнистые (а), карбонатные (б); 8 – серпентинитовый меланж; 9 – морская вода; 10 – направление движения мантийного вещества и блоков коры; 11 – направление перемещения литосферных плит в зонах, субдукции и обдукции; 12 – направление перемещений по крупнейшим разломам в коллизионную стадию.

под Таримо-Таджикский и к северу – под Казахстано-Киргизский континенты, но уже с нижнего силура до позднего карбона функционировали сейсмофокальные зоны лишь северного падения.

Асимметричная тектоно-магматическая зональность Южного Тянь-Шаня свидетельствует о северном падении сейсмофокальных зон, следы которых в современной структуре сохранились в сутурах,

главная и наиболее протяженная из которых ("линия Николаева") отделяет герцинский Южный Тянь-Шань от каледонских систем Срединного и Северного Тянь-Шаня.

Тектоническое развитие **Центрального Казахстана** рассмотрено в ряде фундаментальных работ [1, 33, 59, 60, 64]. Палеотектонический анализ с плейтотектонических позиций выполнен Л.П. Зоненшайном и В.Н. Пучковым с соавторами [4, 12, 75]. Наиболее важной чертой тектоники этой сложной области является преимущественно нелинейный ("мозаичный") стиль сочетания структурных элементов. От кембрия до карбона формирование коры Казахстанского континента заключалось в "слипании" многочисленных более или менее изометричных микроконтинентов, разделенных сравнительно узкими и сложно сочетающимися между собой бассейнами.

Начиная с раннего кембрия последовательно формировались непротяженные вулканические островные дуги, положение которых восстановлено по составу вулканитов известково-щелочных формаций. В основном они располагались по периферии группы континентальных блоков, образовавших позднее Казахстанский континент. Падение сейсмофокальных зон, кроме ордовикской Чингизской дуги, "выставленной" в Агдамский бассейн, было направлено под группу микроконтинентов, окружая их неправильным полукольцом. Поглощение океанической коры в зонах субдукции привело к сближению микроконтинентов, их "спаиванию" и образованию каледонского Казахстанско-Северо-Тянь-Шаньского массива.

Формирование герцинской структуры Казахстана также происходило при активном развитии зон субдукции. С раннего девона образовался Прибалхашско-Илийский окраинно-континентальный вулканический пояс, гигантской подковой обрамлявший Джунгаро-Балхашскую зону, которая в раннем и среднем девоне представляла океанический бассейн. Зона субдукции, падавшая под континент, в течение среднего девона смещалась в сторону океанического бассейна, с чем было связано образование окраинного моря и островной дуги в Джунгаро-Балхашской зоне. Известково-щелочной состав вулканитов окраинно-континентального пояса отвечает составу формаций андийского типа. Падение палеозоны Беньофа под континент подтверждается исследованиями А.М. Курчавова [26]. С юга Казахстанский континент был обрамлен Южно-Тянь-Шаньской вулканической дугой (в современных координатах), развивавшейся от силура до среднего девона. К среднему карбону Казахстанский континент был окружен окраинно-континентальными поясами, контролируемые зонами субдукции, падавшими под него [4, 12]: с востока – Прибалхашско-Илийским, с юга – Бельтау-Кураминским и с запада – Валерьяновским. Поглощение океанической коры в зонах субдукции в позднем карбоне и

ранней перми привело к замыканию океанических структур Палеотетиса, сближению Восточно-Европейской, Казахстанской и Таримской платформ с Сибирской платформой и обрамляющими ее байкальско-каледонскими комплексами.

С рубежа 430 млн. лет (O_3-S_1) сейсмофокальные зоны, обрамлявшие с запада и юга структуры байкалит и ранних каледонид Алтае-Саянской области, имели падение под Сибирский континент и Тувино-Монгольский массив [12]. В раннем и среднем девоне по мере консолидации структур Саянской области и причленения их к Сибирской платформе, система сейсмофокальных зон сместилась в сторону океанического бассейна к границе Алтае-Саянской области.

Тектоническое развитие **Юго-Западного Алтая** с позиций тектоники литосферных плит рассмотрено А.А. Ковалевым, Ю.В. Корякиным [18]; И.А. Ротаршем, С.Г. Самыгиным и Е.А. Гредюшко [46], В.С. Кузбным и его соавторами [25]. По их данным, тектонические зоны с (юго-запада на северо-восток): I – Калба-Нарымская, II – Иртышско-Курчумская, III – Пугачевская, IV – Рудно-Алтайская, V – Белоубинско-Маймырская, соответствуют палеосистеме: глубоководный желоб (I), островная дуга (II-IV), окраинное море (V). Вулканической дуге отвечают андезитово-дациты пихтовской свиты (D_3). Выход зоны Беньофа на поверхность предполагается в Калба-Нарымской зоне, где она маркируется меланжем. В.С. Кузбный и его соавторы полагают, что палеозоне Беньофа соответствует зона Иртышского глубинного разлома. В любом варианте сейсмофокальная зона имеет северо-восточное падение под структуры Рудного и Горного Алтая.

Монгольская часть Монголо-Охотского пояса подразделяется на 3 зоны, широкой дугой охватывающих с юга древние структуры Сибири: 1 – Северо-Монгольскую, 2 – Центрально-Монгольскую и 3 – Южно-Монгольскую [11, 12].

Северо-Монгольскую зону слагают протерозойские комплексы ее основания (байкалиты), формации ранних каледонид (R_3-E) и палеозойские комплексы, формировавшиеся в орогенном режиме. В девоне здесь образовался орогенный вулканический пояс.

Центрально-Монгольская зона до среднего палеозоя развивалась в общем тектоническом режиме с Северо-Монгольской. В среднем палеозое возникла серия регенерированных прогибов и поднятий. Для Северо- и Центрально-Монгольской зон характерно широкое развитие гранитоидов, внедрявшихся с позднего протерозоя и до конца палеозоя. Другой характерной особенностью этих зон является мозаично-глыбовой стиль тектоники, связанный с заложением прогибов на раздробленных континентальных блоках.

Южно-Монгольская зона сложена палеозойскими формациями, среди которых выделяются

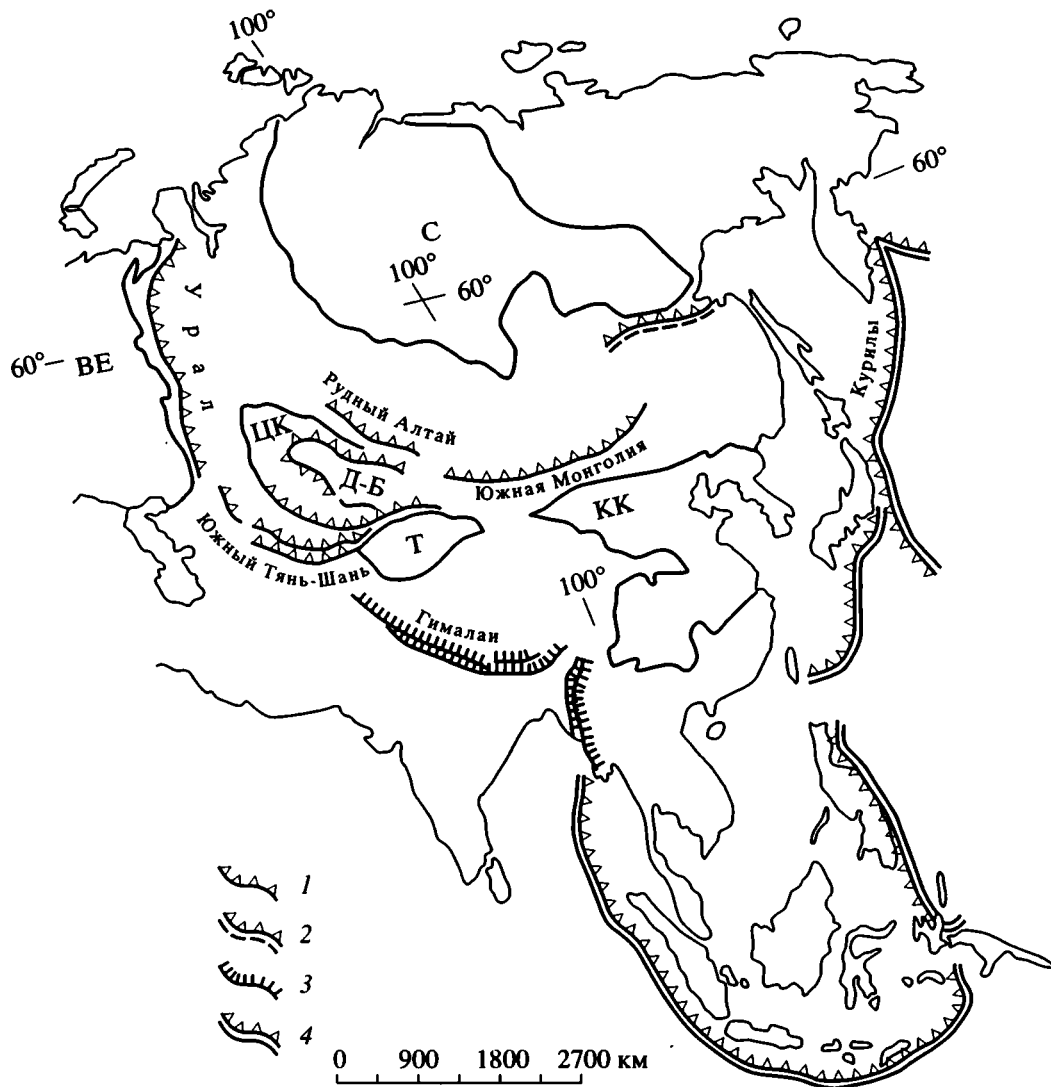


Рис. 9. Схема расположения фанерозойских зон субдукции Урало-Монгольского подвижного пояса и современных сейсмофокальных зон южного и западного обрамления Азии (составлена с использованием Тектонической карты мира масштаба 1 : 45 000 000 [63]).

1 – палеозойские зоны субдукции, 2 – мезозойские зоны субдукции, 3 – крупнейшие надвижки, 4 – современные сейсмофокальные зоны. Буквами на схеме обозначены: древние платформы ВЕ – Восточно-Европейская, С – Сибирская, Т – Таримская, КК – Китайско-Корейская; ЦК – каледонский континент Центрального Казахстана; Д-Б – Джунгаро-Балхашская зона. На схеме сплошной жирной линией показаны контуры древних платформ, сплошной тонкой линией – современные границы суши и моря.

2 комплекса: нижний ($O-C_1$), включающий мощные толщи базальтов, кремней, офиолитов, и орогенный верхнепалеозойский (C_2-P), содержащий вулканиты андезитового состава и молассу. В нижнем комплексе присутствуют также известково-щелочные вулканиты островодужного типа.

Для Южной Монголии установлено омоложение возраста океанической коры с севера на юг [61], а в целом для монгольского отрезка пояса – смена докембрийских структур раннекаледонскими, каледонскими, герцинскими и позднепалеозойско-раннемезозойскими в том же направлении [7].

Генеральная тенденция тектонического развития Монголо-Охотского пояса в байкальское, ка-

ледонское и ранне-герцинское время заключалась в последовательном приращении массивов (микроконтинентов или террейнов), таких как Хангайский, Хэнтейский, Центрально-Монгольский к Сибирской платформе. На основании палеомагнитных и палеоклиматических данных предполагается, что эти массивы располагались первоначально значительно южнее на удалении в несколько тысяч километров [12]. Исходя из фациально-формационного анализа предполагается, что окраина Сибирского континента была пассивной. Вместе с тем, сведения о протяженном барьерном рифе и присутствии девонских островодужных комплексов в Южно-Монгольской зоне и

в западном обрамлении Хингано-Буреинского массива указывают на существование средне-палеозойских островных дуг и зон субдукции, падающих в сторону Сибирского континента. С такой трактовкой увязывается наличие орогенных вулканических поясов и широкое распространение гранитов в Северной и Центральной Монголии.

Восточный сегмент Монголо-Охотского пояса, смыкающийся с Сихотэ-Алинским и Охотско-Чукотским мезозойскими окраинно-континентальными поясами, закончил свое развитие в киммерийскую эпоху. Субдукционные зоны в триасе, юре и раннем мелу обрамляли восточный сегмент Монголо-Охотского пояса с юга, имея падение к северу [12].

Завершая анализ положения палеосубдукционных зон Урало-Монгольского пояса, хочется обратить внимание на характер размещения современных зон субдукции, устанавливаемых по распространению глубоководных желобов в областях активной окраины Азиатского континента (рис. 9). Система субдукционных зон окаймляет Азиатский континент, непрерывно протягиваясь от Камчатки к Курильской дуге, Японии и затем следуя вдоль сложной системы островных дуг, обрамляющих Индокитайско-Индонезийский регион. Севернее эту систему продолжает субширотная дуга крупнейших надвигов Гималаев, по которой Индийский континент причленен к структурам Центральной Азии. Коллизия этих континентов произошла в эоцене 40–30 млн. лет назад [12, 70]. Таким образом, большая часть Азиатского континента, вместе с Индокитайско-Индонезийской областью, окружена активными сейсмофокальными, юными и древними надвиговыми зонами, имеющими встречные падения под континент. Тектоническое развитие Азиатского материка заключалось в консолидации и причленении новых областей к Сибирской, а с юга – к Корейско-Китайской и Таримской платформам. Можно предположить, что этот процесс продолжается и в настоящее время на территории Индокитайско-Индонезийской области.

ВЫВОДЫ

1. Урал, как Южный Тянь-Шань и Южно-Монгольская зона, относится к типу краевых (внешних) линейных складчатых поясов герцинского возраста, обрамляющих Сибирский континент. Для складчатых поясов Уральского типа характерна асимметричная тектоно-магматическая зональность, возникавшая на субдукционных стадиях их развития и обусловленная односторонним падением палеозон Беньофа в сторону Сибирского континента.

2. Во внутренних зонах Урало-Монгольского подвижного пояса и во внутренних частях отдельных складчатых систем распространен мозаично-глыбовый стиль тектоники, характерный для областей, испытавших относительно раннюю кон-

солидацию и обладавших тенденциями к воздыманию; Центральный Казахстан, Центрально-Монгольская складчатая область, Восточно-Уральское и Зауральское поднятия. “Мозаичное”, нелинейное, строение этих областей связано с развитием регенерированных прогибов, возникших в результате раздробления древних континентальных глыб, а тенденции к воздыманию – с формированием мощного гранито-гнейсового слоя.

3. Генеральной тенденцией тектонического развития Азиатского континента в фанерозое было последовательное причленение континентальных глыб и складчатых систем к Сибирской платформе: центростремительное наращивание гигантского литосферного конического блока Азии. Оно осуществлялось при активной роли зон субдукции, имевших на поздних этапах развития подвижного пояса падение в сторону Сибирской платформы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекта № 93-05-14033).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдулин А.А., Шлыгин А.Е., Жуков П.К.* Важнейшие черты геологии и металлогении Урало-Монгольского складчатого пояса. Алма-Ата: Наука КазССР, 1987. 278 с.
2. *Альмухамедов А.И., Медведев А.Я.* К геохимии инициальных стадий базальтового вулканизма // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 49–69.
3. *Бобохов А.С.* Эндогенная динамическая система Южноуральской палеоостровной дуги. М.: Наука, 1991. 180 с.
4. *Богоявленская О.В., Пучков В.Н., Федоров М.В.* Геология СССР. М.: Недра, 1991. 240 с.
5. *Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П.* Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М.: Недра, 1977. 152 с.
6. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
7. Глубинное строение и металлогения подвижных поясов / К.К. Золоев, Б.А. Попов, М.С. Рапопорт и др. М.: Недра, 1990. 191 с.
8. *Горожанина Е.Н.* Ирландийский островодужный (порфириновый) комплекс среднего девона Южного Урала // Автореферат ... кандидат. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГиГ УО АН СССР, 1991. 22 с.
9. *Живкович А.Е., Чехович П.А.* Палеозойские формации и тектоника Уфимского амфитеатра. М.: Наука, 1985. 184 с.
10. *Знаменский С.Е.* Позднеордовикско-раннесилурийский вулcano-интрузивный комплекс северной части Магнитогорского мегасинклинория и связанное с ним оруденение (Южный Урал). Уфа: УНЦ РАН, 1994. 19 с.
11. *Зоненшайн Л.П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.

12. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с. Кн. 2. 334 с.
13. *Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А., Пелевин И.А.* Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1989. С. 12–13.
14. История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1984. 162 с.
15. *Кабанов Б.Л., Пучков В.Н.* Вулканогенные образования Шелудивых гор (Южный Урал) // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 31–44.
16. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
17. *Казанцева Т.Г.* Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1987. 158 с.
18. *Ковалев А.А., Корякин Ю.В.* Зайсанская складчатая система (новый взгляд на историю развития) // Современные проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: ИГН АН КазССР, 1975. С. 35–75.
19. *Кориневский В.Г.* Калиевые щелочные базальтоиды эйфеля Сакмарской зоны Мугоджар // Ежегодник-70. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1971. С. 16–19.
20. *Кориневский В.Г.* Геологический очерк Южных Мугоджар // История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1984. С. 57–79.
21. *Косарев А.М.* Петрохимические и геохимические особенности базальтов Южного Урала и их значение для металлогенических построений // Металлогения Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 47–62.
22. *Косарев А.М., Серавкин И.Б.* Формационный анализ вулканогенных толщ Южного Урала. Информационные материалы // Формационный анализ магматитов. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 35–36.
23. *Косарев А.М., Лазаренко Ю.С.* Восточно-Уральский палеовулканический пояс. Уфа: УНЦ РАН, 1991. 39 с.
24. *Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я.* Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 130 с.
25. *Кузубный В.С., Стучевский Н.И., Пономарев Э.С.* Вулканогенные формации и металлогеническое районирование Юго-Западного Алтая // Вулканизм и металлогения. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1986. С. 24–35.
26. *Курчапов А.М.* Зональность орогенных вулканизов Казахстана. М.: Наука, 1984. 205 с.
27. *Лаверов Н.П., Перфильев А.С.* Тектоническое развитие Урала и Тянь-Шаня и металлогения // Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшаньской складчатой системы. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 77–79.
28. *Лутц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
29. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
30. *Магадеев Б.Д.* Геология и рудоносность западной части Абзелитовского района (Южный Урал): Автореферат дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. 30 с.
31. Магматические горные породы. Т. 3: Основные породы / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1985. 486 с.
32. Магматические горные породы. Т. 6: Эволюция магматизма в истории Земли / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1987. 438 с.
33. Металлогения Казахстана / Типы структурно-формационных комплексов и тектоническое районирование палеозоид. Алма-Ата: Наука КазССР, 1977. 190 с.
34. *Милановский Е.Е.* Геология СССР. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1989. 271 с.
35. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной коры. М.: Наука, 1975. 318 с.
36. *Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В.* Фрагменты Палеоокеаники в центре Евразийского континента // Тектонические процессы. Докл. сов. геологов на XXVIII сессии МГК. М.: Наука, 1989. С. 30–46.
37. *Муратов М.В.* Урало-Монгольский пояс // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 5–11.
38. *Нечехин В.М.* Эволюция эндогенного оруденения Урала в процессе формирования земной коры. Автореферат дис. ... доктора геол.-мин. наук. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1990. 53 с.
39. Палеозойская история Урала / С.Н. Иванов, А.С. Перфильев, В.М. Нечехин и др. // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Отв. редакторы С.Н. Иванов, Д.С. Штейнберг. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 13–38.
40. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.
41. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
42. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / Под ред. О.А. Богатикова и др. М.: Наука, 1987. 335 с.
43. Происхождение вулканических серий островных дуг / Т.И. Фролова, И.А. Бурикова, А.В. Гушин и др. М.: Недра, 1985. 275 с.
44. *Прокин В.А.* Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 174 с.
45. *Пучков В.Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
46. *Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А.* Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.
47. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 169 с.
48. *Рыкус М.В.* Вулканизм и металлогения Джусинско-Домбаровского палеовулканического пояса Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 172 с.
49. *Салихов Д.Н., Яркова А.В.* Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинали. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 138 с.
50. *Семенов И.В.* Состав РЗЭ в палеоокеанических базальтах Урала и океанических толеитах как индикатор глубин парциального плавления в верхней мантии. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 66 с.

51. *Серавкин И.Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
52. *Серавкин И.Б., Косарев А.М.* Геосинклинальные вулканические пояса Южного Урала и их металлогения // Вулканизм и металлогения геосинклиналей. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1986. С. 5–23.
53. *Серавкин И.Б., Цветкова А.А.* Типы колчеданосных районов Магнитогорского мегасинклиория в связи с его глубинным строением // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 157–172.
54. Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения / П.Ф. Сопко, И.Б. Серавкин, А.С. Бобохов, А.М. Косарев. Отв. редактор П.Ф. Сопко. Уфа: БФАН СССР, 1983. 116 с.
55. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / В.А. Маслов, В.Л. Черкасов, В.Т. Тищенко и др. Отв. ред. В.А. Маслов. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 217 с.
56. Структурная геология Южного Урала / Ю.В. Казанцев, Т.Т. Казанцева, М.А. Камалетдинов и др. М.: Наука, 1992. 183 с.
57. Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии / П.Ф. Сопко, А.С. Бобохов, И.Б. Серавкин и др. Отв. редактор В.А. Прокин. М.: Наука, 1975. 227 с.
58. Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тянь-Шаньской складчатой системы: информационные материалы. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 184 с.
59. Тектоника Казахстана (Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1 : 2 500 000). М.: Наука, 1982. 139 с. Отв. редакторы: А.В. Пейве, А.А. Моссакровский.
60. Тектоническая карта Восточного Казахстана / Гл. редактор А.В. Пейве. М.: Картография, 1981. 1 лист.
61. *Тектоника Монголии* // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 125–138.
62. Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. 182 с.
63. Тектоническая карта мира (в масштабе 1 : 45 000 000) / Под редакцией Ю.Г. Леонова и В.Е. Хаина. Л.: ВСЕГЕИ, 1984. 1 лист.
64. *Тихомиров В.Г.* Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М.: Недра, 1975. 146 с.
65. *Тищенко В.Т.* Щелочно-базальтоидная формация нижнего девона в южной части западного крыла Магнитогорского прогиба // Тезисы докл. к I симпозиуму по вулканизму Южного Урала. Миасс: УНЦ РАН, 1971. С. 43–44.
66. Формирование земной коры Урала / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. Отв. редакторы: С.Н. Иванов, С.Г. Самыгин. М.: Наука, 1986. 248 с.
67. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.
68. *Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А.* Магматизм и преобразование земной коры активных зон. М.: Недра, 1989. 261 с.
69. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
70. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Наука, 1979. 356 с.
71. *Херасков Н.П., Перфильев А.С.* Основные особенности геосинклинальных структур Урала. М.: Наука, 1963. 120 с.
72. *Червяковский Г.Ф., Коротеев В.А.* К картированию вулканогенных образований Урала // Палеовулканизм Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1968. С. 5–64.
73. *Штейнберг Д.С.* Базальтоидный магматизм Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1969. Т. 3. С. 5–14.
74. *Язева Р.Г.* Андезитовый магматизм Урала: Автореф. дис. ... докт. геолого-минерал. наук. Свердловск: УрО АН СССР. 1989. 39 с.
75. *Puchkov V.N.* The Paleozoic of the Uralo-Mongolian Fold System // Occasional publications ESRI, New Series. № 7. Part II. 1991. 69 p.

Рецензент: С.В. Руженцев

Southern Urals: Tectono-magmatic Zoning and Position among Orogenic Systems of the Uralo-Mongolian Belt

I. B. Seravkin

Institute of Geology, Ural Science Center, Russian Academy of Sciences, Ufa, Bashkortostan, Russia

Volcanic associations of the Southern Urals originated during the continental rifting (C–O), oceanic (O–S), island-arc (O₃–D₃), and collision (C₁–P) phases. Each phase in the history of the Ural Paleoocean displays a specific lateral volcanic zoning. The rifting phases—continental and oceanic—feature a symmetrical zoning. This zoning manifests itself in that tholeiitic basalts of the Main oceanic zone differ from basalts of the marginal belts, which show elevated abundances of total alkalis, K₂O, Fe_{tot}, Zr, Ti, Rb, La, and Sm and reduced contents of Ni, Cr, and Co. The suprasubduction-zone type of magmatic zoning is markedly asymmetrical and suggests an eastward-dipping fossil Benioff zone. This is expressed in the way subalkaline and K-enriched associations are distributed in space with respect to calcalkaline complexes. Analyzing the distribution of Paleozoic Benioff zones in the Uralo-Mongolian belt reveals that the Urals, like the Southern Tien Shan and southern Mongolia, can be classed with the asymmetrically zoned, linear foldbelts whose ancient Benioff zones dipped predominantly toward the Siberian continent.

УДК 551.263.2(234.851)

УЛЬТРАБАЗИТ-ГАББРОВЫЕ ФОРМАЦИИ В СТРУКТУРЕ ОФИОЛИТОВ ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

© 1997 г. А. А. Савельев

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.01.95 г.

Охарактеризованы положение и сравнительные условия становления ультрабазит-габбровых формаций в офиолитах Войкаро-Сыньинского массива и базальтоидов в осадочно-вулканогенных формациях его варисцидского обрамления. Становление базальтоидных и ультрабазит-габбровых формаций последовательно происходило: среди осадков глубокого шельфа, континентального склона окраины дрейфовавшего Восточно-Европейского континента и затем – в составе офиолитов рифтогенных задуговых бассейнов и в формациях островодужных вулканических поясов сопредельной океанической литосферы. Сделан вывод, что эта последовательность отражает развитие под ними единого мантийного очага, которое обусловлено пульсирующим движением окраины дрейфующего континента.

ВВЕДЕНИЕ

Новые данные по стратиграфии и структуре палеозойских толщ варисцидского обрамления офиолитов Войкаро-Сыньинского массива существенно меняют представления о соотношениях герцинских структурно-формационных комплексов Полярного Урала с офиолитами. Цель статьи – охарактеризовать и сравнить условия становления офиолитовых ультрабазит-габбровых формаций и аналогичных формаций в полярноуральском секторе герцинской континентальной окраины и показать, что их становление тесно связано с развитием пограничной области между внешней частью палеозойской окраины дрейфовавшего континента и сопредельной литосферой океанического типа.

УЛЬТРАБАЗИТЫ-ГАББРО В СТРУКТУРЕ ОБРАМЛЕНИЯ МАССИВА

Покровно-складчатая структура варисцид Полярного Урала, вмещающая ультрабазит-габбровые формации, состоит из ряда структурно-формационных комплексов: автохтонных шельфа, перекрывающих их аллохтонных континентальной окраины, а также скученных вдоль ее границы офиолитовых и островодужных террейнов окраины раннепалеозойской океанической литосферы.

Нижнекембрийско-среднеордовикские толщи представлены в автохтонных и параавтохтонных разрезах карбонатными формациями мелкого шельфа западноуральской серии и карбонатно-терригенными формациями глубокого шельфа [4, 8, 13] елецкой надсерии (рис. 1, разрезы 1–3). Основание шельфа сложено верхнери-

фейско-вендскими толщами [4, 8] и представляет комплекс энсиматической окраины тихоокеанского типа.

Карбонатно-терригенные формации глубокого шельфа (усинская серия) выполняют продольные эшелонированные рифтогенные впадины. Разрез начинается пестроцветной позднекембрийско-аренигской вулканогенно-терригенной мантиырской формацией (см. рис. 1, разрез 1). Ее мощность убывает от внешнего ко внутреннему борту впадин от 1.5–2 км (местами 5–8 км) до первых сотен метров. Вверх по разрезу и в сторону платформы: а) она сменяется в проградационной последовательности формациями зеленоцветных аренигов и карбонатов; б) содержание базитов убывает до редких силлов и пластов к приосевой области рифтов; в разрезах мелкого шельфа они отсутствуют.

Внешние борта впадин маркируются терригенно-вулканогенной нижнекембрийско-нижнеордовикской кокпельско-нярминской серией переслаивающихся кокпельской, моллюдмусюрской и погурейской формаций – в бассейне р. Лемвы, их аналогов: лядгейской, отчетывисской, нярминской и хайдышорской – в истоках рек Усы-Няры и оюяхинской – в Байдарацком районе, с мощностями от первых сотен до первых тысяч метров (см. рис. 1, разрезы 2, 3). Большая часть их разреза – продукты мелководных или наземных извержений от трещинного до центрального типов – сопровождается роями даек и силлов. Преобладают магматиты от пикритов до андезитов-базальтов. Подчиненные тела представлены андезитами и дацито-риолитами. Вулканы прослоены пачками граувакк и аренигов, частью известковистых или углеродистых, и известняками.

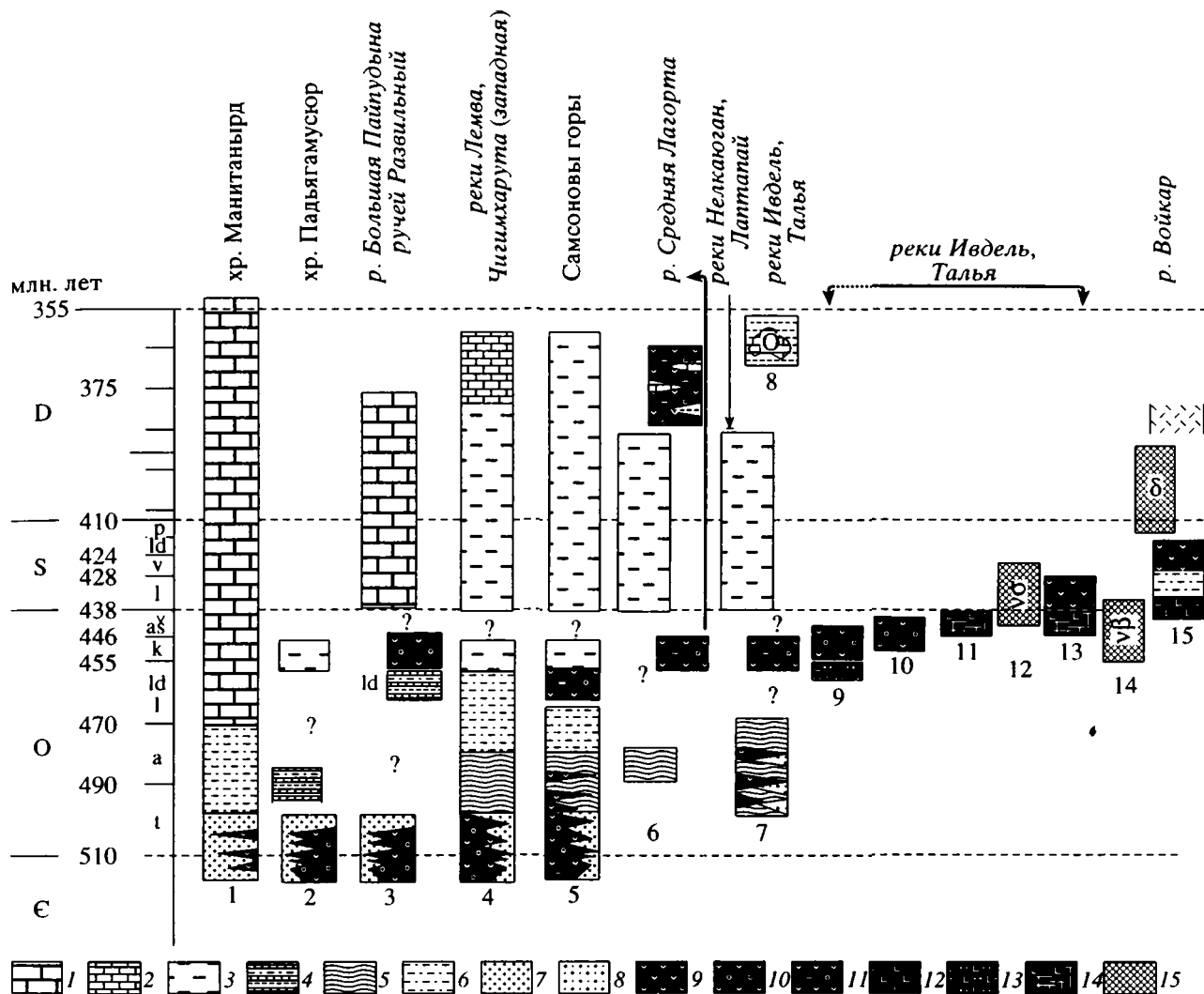


Рис. 1. Обобщенные стратиграфические разрезы палеозойской окраины Восточно-Европейского континента и сопредельной океанической области в варисцидах Полярного Урала.

1–8 – разрезы континентальной окраины: 1–3 – автохронные: 1 – рифтогенных впадин в области глубокого шельфа во внутренней части и 2, 3 – во внешнем обрамлении; 4–8 – аллохтонные континентального склона; 9–15 – разрезы сопредельной океанической области: 9, 10 – в периферии и 11, 12 – в центральной части рифтогенной области Тагильского задугового бассейна; 13, 15 – островодужных формаций: 13 – Тагильской, по [9], и 15 – Войкаро-Щучьинской (Магнитогорской) зон; 12 – дифференцированные ультрабазит-габбровые массивы хардьюсской формации; 14 – Сыумкеу-Пайерская офиолитовая ассоциация.

1 – шельфовые известняки; 2–5 – пелагические: 2 – известняки, известковистые глинистые сланцы, фтаниты, 3 – углеродистые глинистые сланцы, алевролиты, фтаниты, 4 – переслаивание известняков, алевролитов, известковистых глинистых сланцев, 5 – глинистые и алевролитистые сланцы пестроцветные; 6–8 – мелководные пестроцветные: 6 – песчаники, алевролиты аренитовые и кварцевые, 7 – песчаники, алевролиты и 8 – песчаники, конгломераты полимиктовые; 9–13 – лавы и туфы: 9 – диабазовые, андезитовые, риодацитовые, риолитовые с линзами песчаников и конгломератов, частью известковистых, и банками известняков, 10 – диабазовые и риодацитовые с линзами фтанитов, 11 – базальт-риодацитовые наземных или мелководных извержений с линзами фтанитов и известняков, 12 – диабазовые покровные и подушечные с прослоями красных яшмоидов, 13 – диабаз-риодацитовые, известковистые сланцы, фтаниты и гандиты, метаморфизованные до эпидот-амфиболитовой фации; 14 – диабазовые лавы и дайки; 15 – плутонические формации: vσ – хардьюсская дифференцированная нормальных и оливиновых габбро, габбро-норитов, троктолитов, верлитов, клинопироксенитов, дунитов с флазер-текстурами и габбро-амфиболитов по ним; vβ – сыумкеу-пайерская офиолитов; vδ – собская тоналитов, трондьемитов, диоритов, гранодиоритов.

Сыньинско-байдарцкая надсерия континентального склона представлена в аллохтонах, которые перекрывают и окаймляют с востока толщи елецкой надсерии (см. рис. 1, разрез 4), и сложена пестроцветными алевросланцами трема-

док-аренигской грубеинской формации (аналоги – нижняя часть разреза оранской формации в верховьях рек Большая Пайпудына – Щучья и харапэшорская или параваяхинская формация в низовьях р. Байдараты). В ряде разрезов междуречья

Восточной и Западной Кокпелы наблюдается постепенное замещение кокпельско-нярминских терригенно-вулканогенных толщ грубеинскими филлитами. Местами толщи континентального склона насыщены (см. рис. 1, разрез 7) вулканитами мелководных извержений и субинтрузиями диабазов, реже – дацитов-риодацитов, с пачками граувакк, частью известковистых, реже – известняков и фтанитов [3, 9].

Среднеордовикско-девонские образования характеризуют дробление областей седиментации. Выделяется внутренняя амагматичная область континентального склона, где накапливались пелагические фтаниты, углеродистые глинисто-алевритовые сланцы и петельчатые известняки конденсированной лемвинской серии *качамыльской* и *харутской* формаций (см. рис. 1, разрезы 4, 5). В нижней части континентального склона и в его подножии образовывались толщи базальтовых, андезито-базальто-риодацитовых вулканитов с пачками фтанитов, углеродистых сланцев и пропластками известняков *молодьшорской* [3, 13] и верхней части *оранской* формаций (см. рис. 1, разрезы 6, 7). В истоках рек Талья-Ивдель их наращивают разрезы внутреннего борта Тагильской зоны (см. рис. 1, разрезы 9–13), со средне-позднеордовикскими формациями диабазовых даек и подушечных лав, базальт-риодацитовых лав и туфов [9].

Харбейская надсерия формаций располагается с внешней стороны предыдущих образований, но нигде их структурно не перекрывает. Вероятно, она объединяет те же, но эксгумированные (?) толщи основания континентального склона, претерпевшие метаморфизм зеленосланцевой, эпидотцит-гранатовой, глаукофан-гранатовой и гранат-амфиболитовой фаций. Традиционно эти толщи относят к доуралидам, однако радиогенные датировки метаморфитов варьируют от рифейских до силурийско-девонских [7, 10]. Ее основной объем слагают метабазиты: биотитовые амфиболиты, гнейсы амфиболовые, биотит-амфиболовые, двуслюдяные *ханмейской* формации, содержащие местами метасилициты, гнейсы гранатовые, ставролитовые и кианитовые *париковасьшорской* формации. Пачки подушечных базальтов, метариолитов и пропластки филлитовидных сланцев, частью углеродистых, гандитов и мраморов представляют в разных районах *няровейскую*, *хараматалоусскую*, *палникишорскую* и *немурюганскую* формации.

Толщи надсерии разбиты на пластины, разобцены телами серпентинитового меланжа и вмещают интрузивные массивы (Мокросыньинский, Хордьюсский, Хараматалоусский и Марункеусский) *хордьюсской* формации (см. рис. 1, разрез 12): нормальные и оливиновые габбро, габбро-нориты, верлиты, клинопироксениты, троктолиты и дуниты с флазер-текстурами. Большая их часть преобразована в пироксен-амфибол-плаггиоклазо-

вые, гранат-пироксен-амфиболовые и горнблендитовые кристаллосланцы [5].

Сыумкеу-Пайерская офиолитовая ассоциация области среднеордовикско-раннесилурийского (?) рифтинга объединяет цепочку массивов: Сыумкеу, Райиз, Войкаро-Сыньинский, Хулгинский и Харасюрский. В этих массивах обособляются формации дунит-гарцбургитовых реститов и габброидов [11, 14, 16].

Войкаро-Щучьинская надсерия островодужных формаций [15, 18] занимает крайнее внешнее положение в полярноуральском сегменте варисцид. По данным съемок А.П. Прямоносова и П.М. Кучерины (1995 г.), ее разрез начинается ашгильско-ландоверийской толщей подушечных и покровных лав диабазов с пропластками туфов и пестрых яшмоидов. Выше залегают островодужные полимиктовые эпикласты и базальт-андезит-риолитовые вулканиты верхнего ландовери-эмса.

Дайки диабазов изшорской формации и толщи островодужной войкаро-щучьинской надсерии прорваны интрузиями тоналитов, трондьемитов, гранодиоритов-диоритов *собской* формации с возрастом 395–410 млн. лет [2, 19] и диоритов-монзонитов среднедевонской *конгорской* формации.

Разрезы шельфа и островной дуги перекрываются позднедевонско(?)–пермскими карбонатно-терригенными молассами и флишем.

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ РЕГИОНА

От края Уральского складчатого пояса и далеко в глубь Восточно-Европейской платформы (см. рис. 2) ясно выражена западно-юго-западная вергентность складчатых и разрывных структур. Для нее характерны разноамплитудные сдвиговые смещения по разломам, торцевые смещения: Урал–Пайхой, Каротаихинская–Воркутинская впадины Предуральского краевого прогиба, Урал – гряда Чернова – гряда Чернышева, торцовые сдвигания периклиналей и эшелонированное размещение шарниров складок в поднятиях: Малокарском, Манитанырд, Енганэпэ, Кожимском. Торцовые совмещения автохтона и аллохтона ясно выражены по северному флангу Кожимского поднятия и по юго-западным флангам поднятий Малокарского и Манитанырд. Торцовые совмещения внутри аллохтонных выражены западно-юго-западной вергентностью офиолитовых аллохтонов Райиз и Сыумкеу, а также ориентировкой шарниров складок.

Тектонические фрагменты толщ континентальной окраины деформированы в линейные, опрокинутые в сторону платформы, лежащие или перевернутые складки, часто с сорванными крыльями и сильно разлитым кливажем осевой плоскости. Ранние поколения складок имеют субгоризонтальные шарниры с западно-юго-западной вергентностью и

северо-восточным (для пайхойской части) или юго-восточным (для уральской части) наклоном осевых поверхностей, осевого кливажа или взбросо-надвиговых совмещений. У поздних поколений складок субвертикальные шарниры имеют запад-юго-западные падения (60° – 90°), крутые юго-восточные падения осевого кливажа и северо-восточный наклон штрихов скольжения на поверхностях осевого кливажа (40° – 60°).

Восточнее оphiолитов внутренняя структура террейнов также содержит многочисленные тектонические пластины с запад-юго-западной вергентностью. В их структуре преобладают прямые или наклонные гребневидные открытые складки.

УЛЬТРАБАЗИТЫ – БАЗИТЫ В СТРУКТУРЕ ОФИОЛИТОВ ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА

Из рис. 2 видно, что оphiолитовые ультрабазит-габбровые формации распространены в пределах Войкаро-Сыньинского массива по обе стороны от мантийных ультрабазитовых тектонитов. Западнее ультрабазитовых мантийных тектонитов почти все ультрабазит-габбровые породы преобразованы

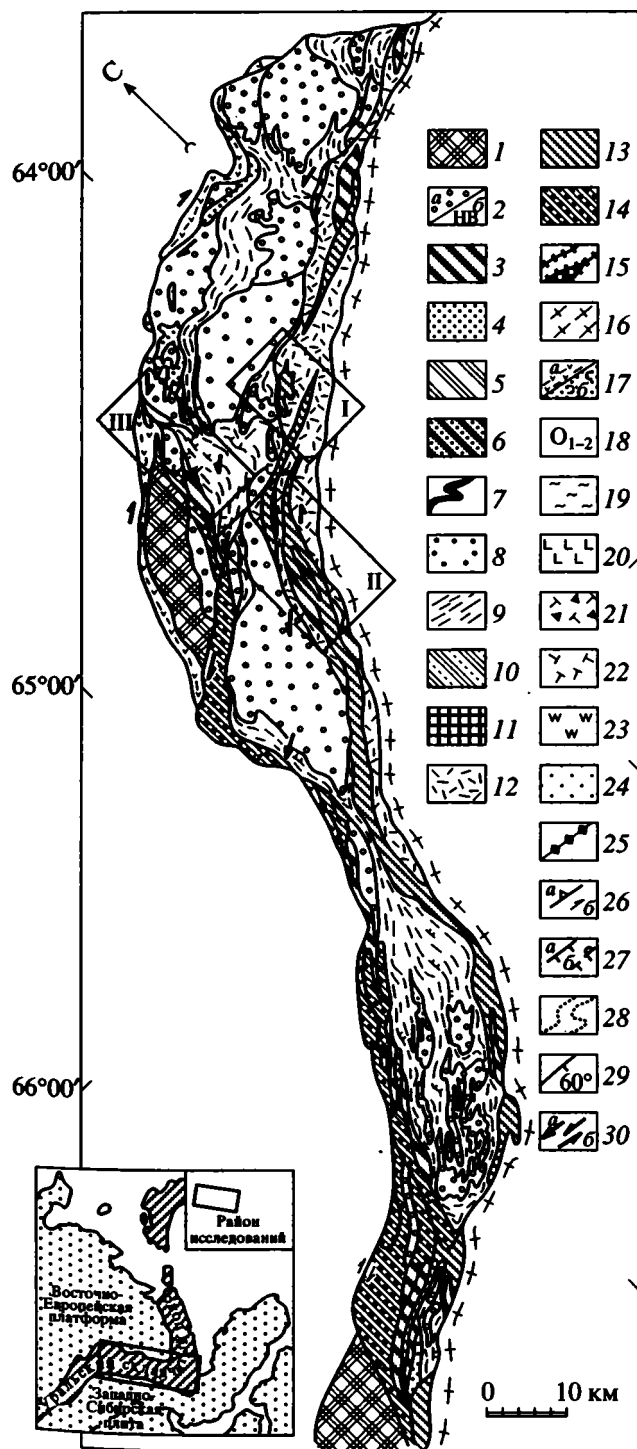


Рис. 2. Размещение ультрабазит-габбровых формаций в структуре Войкаро-Сыньинского массива.

1–24 – формации: 1 – хардьюсская дифференцированная: габбро-норитов, оливиновых, нормальных габбро, верлитов, троктолитов, клинопироксенитов, дунитов с флазер-текстурами, а также габбро-амфиболитов и горнблендитов по ним; 2–15 – сьумкеупайерской оphiолитовой ассоциации: 2 – дунит-гарцбургитовая мантийных тектонитов: а – на рис. 2, б – на последующих рисунках; 3 – дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая трубаинская нерасчлененная, 4–8 – в ее составе: 4 – дуниты, 5 – дуниты-верлиты, 6 – дуниты-верлиты-клинопироксениты, 7 – клинопироксениты, 8 – габбро-нориты; 9 – амфибол- и антитигрит-оливиновых динамосланцев; 10–13 – троктолит-габбро-диабазовая изшорская: 10 – троктолиты-дуниты, 11 – оливиновые и нормальные габбро, 12, 13 – перемежающиеся параллельные дайки или рои даек: 12 – габбро-оливиновые и нормальные: массивные, полосатые, такситовые, пегматоидные, 13 – габбро-диабазы, диабазы, порфириты, плагиофиры; 14 – габбро-амфиболитов гранат-роговообманковых и амфиболитов эпидот- и цоизит-амфиболовых; 15 – плагиогранитов, трондьемитов, плагиоклазитов, плагиогранито-гнейсов; 16 – диоритов-гранодитов собская; 17 – рифтогенная раннепалеозойская(?) пальникшорская (для рис. 5): а – метаморфизованных недифференцированных покровных и подушечных толетов с пропластками гандитов, б – чередующихся толетовых базальтовых, риодацитовых вулканитов, жил плагиогранитов, а также цоизитовых амфиболитов и плагиогранито-гнейсов по ним; 18 – континентального склона тремадок-аренигская пестросланцевая грубеннская; 19 – сланцевая кремнисто-терригенная, ранне-среднедевонская пагинская (для рис. 5); 20–23 – кремнисто-вулканогенная ордовикско-девонская молдышорская: 20 – базальты, андезитов-базальты, 21 – несортированная субазральная пирокластика с пропластками фтанитов и известняков, 22 – сортированная пирокластика с пропластками фтанитов, 23 – фтаниты; 24 – флишевая терригенно-угленосная каменноугольно-пермская; 25 – голубые сланцы; 26 – полосчатость (а) и линейность (б) ультрабазитовых мантийных тектонитов; 27 – падение: а – сланцеватости, б – слоистости, прямое и перернутое; 28 – структуры пластического течения; 29 – разрывные нарушения и их падение; 30 – вергентность структур (а), направление перемещений (б). Прямоугольники I, II, III – рис. 3–5 соответственно.

в габбро-амфиболитовые и амфиболитовые блас-томилониты [7]. Восточнее ультрабазитового ядра первичные ультрабазит-базитовые породы сохранились лучше.

Ранняя (*трубаинская*) формация дунитов, верлитов, клинопироксенитов, габбро-норитов слагает линейные эшелонированные тела, окружающие гарцбургиты, и характеризуют корневую зону области рассеянного рифтинга. Она наиболее полно представлена в восточном обрамлении гипербазитов, на правом берегу р. Трубаю, перед выходом ее в восточные предгорья (рис. 3). Состав формации устойчиво сохраняется в массивах Войкаро-Сыньинском, Райиз и Сыумкеу.

Первичное положение пород формации наблюдается западнее и восточнее мантийных ультрабазитовых тектонитов, непосредственно в контакте с ними. На южном фланге Войкаро-Сыньинского массива многочисленные эшелонированные тела клинопироксенитов и верлитов пересекают все тело гипербазитов на отдельные блоки.

Линзовидные тела, дайки, ветвящиеся и дихотомирующие жилы трубаинских ультрабазитов-габбро ориентированы в целом так же, как и границы внутри ультраосновных субсолидных тектонитов. Вместе с тем отдельные тела габбро-норитов, клинопироксенитов и верлитов срезают границы и/или ориентировки текстурно-структурных элементов ультрабазитовых субсолидных тектонитов [12]. Повсеместно в эндоконтактах тел этой формации с гипербазитами отсутствуют признаки закалки пород, а в экзоконтактах – тепловые изменения (контакт горячих масс).

В первичном залегании границы тел трубаинских габброидов наклонены преимущественно к юго-востоку полого ($20\text{--}30^\circ$) или круто ($75\text{--}80^\circ$) с северо-восточным склонением ($40\text{--}70^\circ$). Многие из них дихотомируют или расщепляются в структуру конского хвоста, деформированы в складки изгиба с субгоризонтальными или субвертикальными шарнирами. У ранних поколений складок субгоризонтальные шарниры наклонены на северо-восток ($10\text{--}20^\circ$), у поздних – субгоризонтальные шарниры наклонены (до 30°) на северо-запад, а субвертикальные – на запад-юго-запад ($60\text{--}80^\circ$).

Самые большие тела пород трубаинской формации находятся во вторичном залегании, в виде крупных (первые кубические километры) ксенолитов или мелких (кубометры – сотни кубометров) междайковых скринов среди роев даек габбро-диабазов (см. рис. 3 и 4). На обоих рисунках видно, что формации совмещены, имели одну область становления и, по-видимому, общий очаг генерации.

Последующая формация – *изшорская* троктолитов, оливиновых и нормальных габбро, габбро-диабазов и диабазов слагает эшелонированные рой параллельных даек и скрины ультрабазитов или ранних габброидов. Дайки маркируют осевую зону медленного рифтинга, которая хаотично меняла свое положение.

Наиболее полно формация представлена на ручье Изшор, левом притоке р. Большая Лагорта (см. рис. 4). В ее составе различаются две взаимосвязанные группы пород, каждая из которых контактирует с мантийными тектонитами и трубаинскими габброидами (см. рис. 3 и 4). Одинаково часто наблюдаются постепенные и резкие переходы между ультрабазитами и породами формации, а также внутри нее между всеми разностями пород. Часто встречаются сложные взаимные пересечения тел нескольких поколений или разновозрастных ответвлений одного тела.

Оливиновые габбро, троктолиты и плагиоклазиты встречаются у границы с гипербазитами либо в контакте с главным телом, либо в контакте с интрузивными включениями. В направлении к ультрабазитам оливиновые габбро последовательно сменяются жильным штокверком оливиновых габбро-плагиоклазитов среди ультрабазитов, а штокверк, в свою очередь, – сочетанием амебовидных ореолов троктолитов или их жилами среди дунитов.

На ручьях Изшор-Кершор (см. рис. 4) многочисленные жилы оливиновых габбро и плагиоклазитов ответвляются от поля оливиновых габбро и, дихотомируя, проникают внутрь гипербазитов на многие сотни метров. Количество и размеры жил убывают внутрь поля гипербазитов. К простиранию границы гипербазит-габбро жилы ориентированы под косым углом ($30\text{--}50^\circ$), открытым на северо-восток, и располагаются одна относительно другой в правом эшелоне. Часть их деформирована в плавно изогнутые или ступенчатые (с будинированием) складки изгиба. Субвертикальные шарниры складок наклонены на юго-запад ($60\text{--}80^\circ$). Все размещение жил на этом участке соответствует системе сдвиговых трещин-задилов, опережающих главную границу гипербазит-габбро.

Оливиновые, нормальные и амфиболовые габбро-диабазы составляют большую часть пород формации и имеют разномзернистые, такситовые, пегматоидные первичные или метаморфические структуры. Восточнее гипербазитов они слагают единую полосу дайковых роев или перемежающихся параллельных даек (см. рис. 3, 4). Эти породы в свою очередь пронизаны единичными дайками, их роями или линзовидной формы зонами перемежающихся параллельных даек габбро-диабазов, диабазов, микродиабазов, порфиритов; пироксеновых, плагиоклазовых, диабазовых афиритов и, местами, жилами или некками дацитов-риолитов. Поздние дайки и жилы часто представлены плагиофирами. Жилы или дайки плагиогранитов с голубым опаловидным кварцем являются наиболее поздними.

Изшорские габброиды образуют систему линейных роев перемежающихся даек. Границы и внутренняя структура многих из них подчеркиваются крупными ксенолитами и/или группами

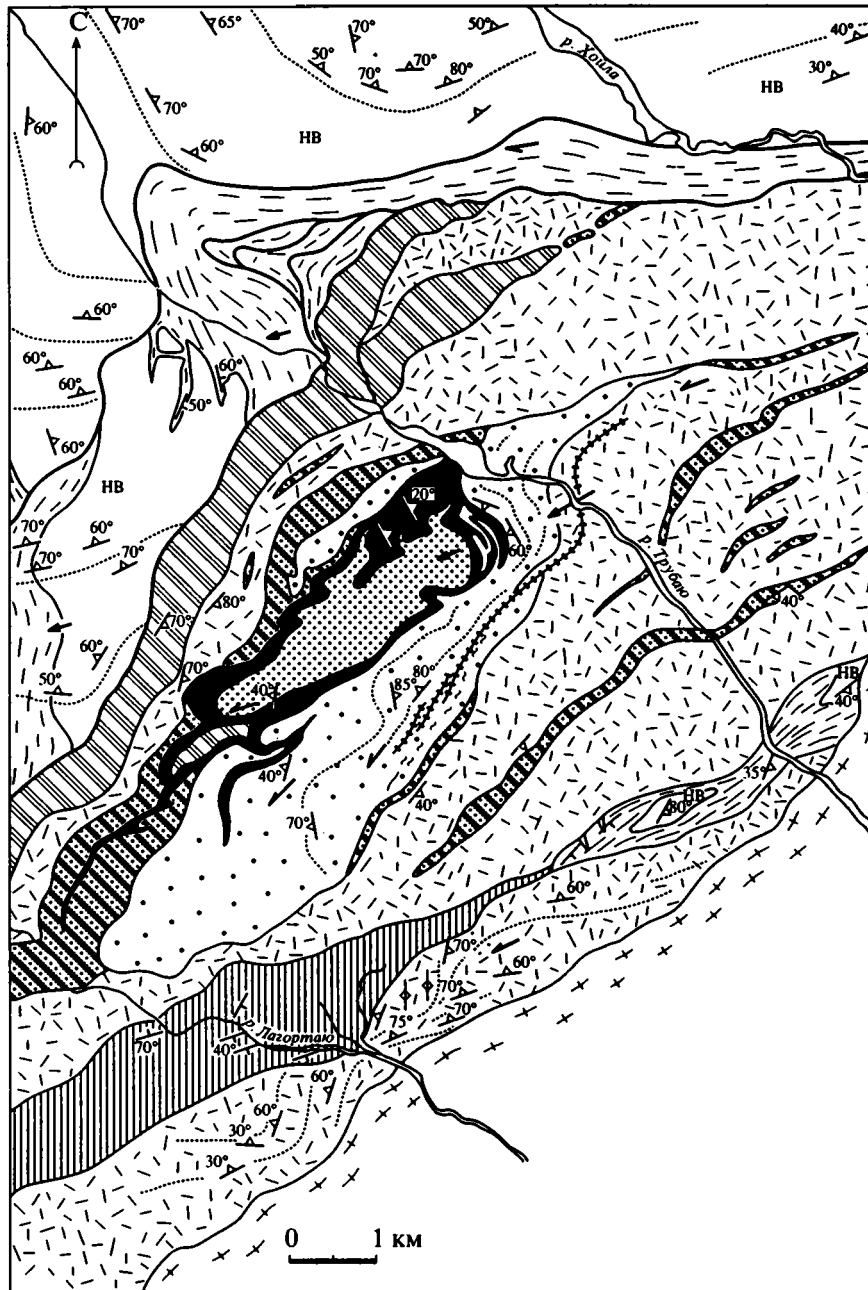


Рис. 3. Геологическая схема Трубаинского участка.

Размещение многочисленных ксенолитов трубаинских ультрабазитов-габбро на междуречье Трубаю-Лазортаю показывают существование многих каналов извержения, а деформации ксенолитов - сдвиговую кинематику внедрения изшорских габброидов.

Условные обозначения см. на рис. 2.

мелких скринов субсолидусных ультрабазитовых тектонитов или трубаинских ультрабазитов-габбро (см. рис. 3, 4), которые концентрируются вдоль границ роев. Простираение внешних и внутренних границ отдельных зон повернуто по часовой стрелке к северо-востоку под косым углом к границе с гипербазитами, а осевые линии многих зон имеют форму пологих правых сигмоид. Рои даек размещены эшелонированно, с перекрытиями

флангов. В северной части массива зоны параллельных даек диабазов отделены от гипербазитов такситовыми габбро и тяготеют к центру и восточному краю общей полосы развития. В южной части они смещены к ее западному краю, а южнее р. Ыджид-Лабогей контактируют с главным телом гипербазитов своими южными флангами, а севернее отклоняются от него.

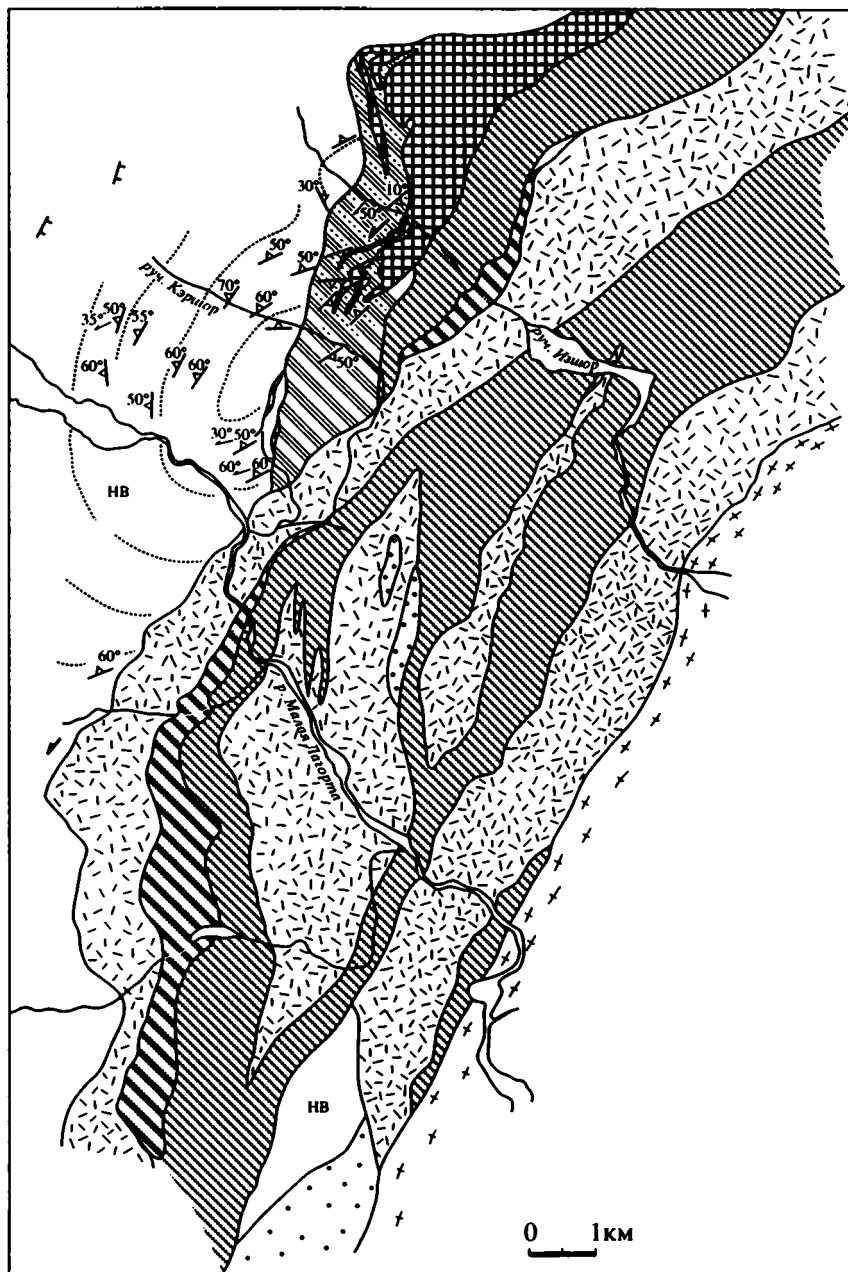


Рис. 4. Геологическая схема участка Изшор-Кэршор.

Относительное размещение ультрабазитовых мантийных тектонитов трубаинской и изшорской формаций на между-речье Изшор-Малая Лагорта показывает попеременное раскрытие каналов транспортировки габброидных магм в условиях сдвига, характерное для медленного рифтинга. Условные обозначения см. на рис. 2.

В роях жил доминируют рассеянные или перемежающиеся параллельные дайки с субвертикальными контактами. В разновозрастных поколениях тел ранние имеют односторонние закалочные зоны, а поздние и последние – двусторонние. Направленность односторонних закаленных контактов каждой из зон в разных разрезах различается. Так, по рекам Лагортаю, Хойлаю, Правая Пайера большинство закаленных контактов в зоне параллельных даек обращено на юго-восток. На

р. Малая Лагорта подавляющее большинство закаленных контактов обращено к западу. Во всех разрезах присутствуют сравнительно редкие ступенчатые жилы или дайки поздних поколений, простирание которых ориентировано поперек удлинения всей вмещающей зоны и слагающих ее параллельных даек с крутопадающими контактами.

В междайковых ксенолитах присутствуют черные массивные и рассланцованные серпентиниты

по гарцбургитам, дунитам, верлитам, амфиболлизированные габбро-нориты и нориты, оливиновые и амфиболовые такситовые габбро, габбро-диабазы и диабазы. В ряде скринов первичные контакты с дайками катаклазированы или рассланцованы. Многие из таких контактов рассечены жилами или дайками диабазов новых поколений. Подушечные лавы или осадки в составе скринов не наблюдались, т.е. здесь представлены нижняя и средняя части вертикального разреза приосевых зон повторного рифтинга.

В роях разные поколения параллельных даек претерпели разную меру динамометаморфизма. Поздние поколения сложены породами с неизменными первичными структурами и текстурами офитов, порфиритов и микродиабазов. Своими закаленными контактами они пересекают границы ранних поколений даек и жил. Породы многих из них имеют флазер-текстуры или превращены в уралитовые сланцы. В сланцах ориентировка полосатости в целом согласна с простиранием контактов даек, а метаморфогенные мелано- и лейкосомы размещаются эшелонированно одна относительно другой. В целом становление изшорских габброидов включало чередовавшиеся эпизоды внедрения даек (растяжение) и их рассланцевания (сжатия).

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ УЛЬТРАБАЗИТЫ-БАЗИТЫ В СОСТАВЕ ОФИОЛИТОВ

Часть пород офиолитовой ассоциации претерпела преобразования умеренных и низких степеней метаморфизма до и в ходе становления изшорских дайковых роев.

Ранние метаморфиты широко распространены в главном теле гипербазитов и представлены амфибол- и антигорит-оливиновыми породами, в большинстве – динамосланцами. Ранее показано, что они образовались по ультрабазитовым мантийным тектонитам после трубаинской формации [11, 14, 16 и др.].

На р. Восточная Кокпела ксенолиты дунитов-гарцбургитов в изшорских такситовых габброидах частично преобразованы в массивные породы оливин-антигоритового состава, в которых сохранились псевдоморфные структуры гарцбургитов. Граница этих преобразований в гипербазитовом ксенолите срезается контактом вмещающих габброидов. Массивная и неориентированная текстура оливин-антигоритовых пород образована по периферии ксенолита в средне-мелкозернистую игольчато-веретенчатую, в которой линейные агрегаты вытянуты вдоль контакта с габбро. На контакте с ними, в зоне мощностью до полуметра, ультрабазиты преобразованы в черные хризолитовые серпентиниты. Западнее, непосредственно на восточной границе главного тела гипербазитов, оливин-антигоритовые динамосланцы рассечены зоной параллельных даек диабазов,

отдельными дайками и присутствуют среди них в виде ксенолитов. В эндоконтакте аналогичного ксенолита на правобережье р. Трубаю антигорит-оливиновые динамосланцы с веретенчато-игольчатыми текстурами рассечены жилами габбро-пегматитов.

Поздние метаморфические преобразования наиболее ясно выражены в офиолитовых габброидах. В восточных разрезах, где габброидов более всего, фоновый уровень их метаморфических преобразований не превышает уралитизации. В ксенолитах пород трубаинской формации внешняя граница этих преобразований сечет границы габбро-норит-пироксенит-верлит и распространяется на десятки-сотни метров в глубину от контакта с изшорскими габбро. Метаморфизм здесь выражен замещением двупироксен-лабрадоровой минеральной ассоциации на ассоциацию лабрадор-анортит (до An_{95-98}) + тремолит-паргасит [10, 11]. Макротекстура новообразованной породы неравномернозернистая, лентукулярно-полосатая, в ней чередуются не выдержанные по простиранию часто дихотомирующие полосы разной мощности (до десятков сантиметров) с ориентированной или такситовой пегматоидной текстурами. Ориентировка полосатости конформна границам тел изшорских базитов.

Габброиды даек ранних поколений изшорской формации большей частью уралитизированы: это либо массивные породы с реликтивными микроофитовыми, офитовыми, субофитовыми структурами, либо – полосатые динамосланцы. Те и другие местами рассечены жилами пегматитов либо линейными зонами бластомилонитов плагиоклаз-роговообманкового состава. Они включают лейкосомы или сопровождаются разрозненными лентукулярными телами (до сотен метров), роями, штокверками или отдельными жилами плагиоклазитов, плагиогранитов с голубым опаловидным кварцем.

На рис. 3 видно, что одна из зон бластомилонитов-плагиогранитов глубоко проникает южным флангом в поле габбро-норитов. На границе габброидов разных формаций, бластомилониты и плагиограниты деформированы с образованием левой флексуры, субвертикальный шарнир которой на северо-запад ($60^\circ-70^\circ$). Выклиниваясь, зона распадается на кулисы, расположенные в левом эшелоне.

Внутри ксенолита границы пород повторяют конфигурацию зоны бластомилонитов и, очевидно, изменили свои первоначальные очертания. В макромасштабе это выразилось в виде деформации полосчатости габбро-норитов и линейных тел верлитов-клинопироксенитов в изоклиналильные опрокинутые складки с юго-западной вергентностью. Их шарниры и осевые поверхности в восточном, западном и северо-восточном обрамлении дунитов субвертикальны, а у верхней кромки тела – субгоризонтальны. Границы дунит-верлит-пироксенитовых тел будинированы и сопровождаются

ОБСУЖДЕНИЕ

оперяющими срывами, вдоль которых развиваются амфибол- и антигорит-оливиновые динамосланцы. Новообразованная внутренняя структура, по-видимому, отражает мощные сдвиговые деформации первичной структуры крупного ксенолита.

В западных разрезах (рис. 5, см. рис. 2) по геологическим соотношениям обособляются две группы метаморфизованных ультрабазитов-габбро [6, 7, 10, 11, 14]. Одна из них представлена скиалитами метадунитов, метаверлитов и метаклинопироксенитов, габбро-норитов, оливиновых габбро и троктолитов. Через шпинелевые и гранатовые разности или горблендиты они связаны постепенными переходами с гранат-роговообманковыми или плагиоклаз-роговообманковыми габбро-амфиболитами [5].

В другой группе – (гранат)-цоизит-амфиболитов, эпидот-цоизитовых, эпидотовых амфиболитов и плагиогнейсов – сохраняются реликтовые структуры такситовых габброидов, габбро-диабазов или диабазов и риолитов-риодацитов [6]. Эти амфиболиты содержат магматические и тектонические(?) включения метаморфизованных ультрабазитов и габбро-амфиболитов первой группы.

Внутренняя структура амфиболитов и плагиогнейсов западной зоны определяется складками пластического течения многих поколений. В них устойчиво сохраняются запад-юго-западные простирания осевых поверхностей и полосатости пород в крыльях с крутыми ($>60^\circ$) восточными падениями. Фоновая ориентировка элементов внутренней структуры конформна границам толщи и орогенным структурам обрамления офиолитов (см. рис. 2 и 5).

С амфиболитами второй группы тесно ассоциированы плагиограниты-плагиоклазиты и голубые сланцы. Они беспорядочно распределены в структуре разрезов и не тяготеют к той или иной их части. Плагиограниты-плагиоклазиты образуют лентиколярные, линзовидные или жильные тела, простирание которых совпадает с простиранием границ вмещающей толщи амфиболитов. Часть этих тел выходит за пределы толщи амфиболитов и проникает в виде жил или штокверков в главное тело ультрабазитов (см. рис. 5) [7, 10, 11, 14, 16]. Голубые сланцы слагают линзовидные и лентиколярные разобоченные тела или цепочки эшелонированных тел.

Возраст голубых сланцев и плагиогрантов определяется тем, что: а) зоны голубых сланцев местами располагаются между тектоническими пластинами нижне- и среднепалеозойских осадочно-вулканогенных толщ; б) К/Аг датирование амфиболов и мусковита из слюдяных сланцев западных амфиболитов дало значения 415–405 млн. лет, плагиогнейсов – 355 млн. лет [7].

Приведенные материалы по размещению ультрабазитов-базитов показывают, что на Полярном Урале их становление в палеозое было приурочено к окраине Восточно-Европейского континента и периферии прилегающей литосферы океанического типа. Относительное положение и ориентировка главных компонентов структуры полярного сегмента варисцид Урала характеризуют сдвиговую кинематику дрейфовавшей [17, 20] континентальной окраины.

Позднекембрийско-аренигская, позднеордовикско-ландоверийская, венлокско-лудловская и среднедевонская эпохи наибольшей активности ультрабазит-габбрового магматизма этих областей хорошо коррелируются между собой. Из рис. 1 следует, что наиболее вероятное время их коллизии приходится на силур-начало девона, а ее наибольшая интенсивность подчеркивается интрузиями ранне- и среднедевонских диоритов собской и конгорской формаций, а также метаморфическими преобразованиями габброидов и вулканогенно-осадочных толщ в западном обрамлении Войкаро-Сыньинского и других офиолитовых массивов.

Среди офиолитовых габброидов Войкаро-Сыньинского массива обособлены две относительно разновозрастные и различные по составу формации. Становление обеих формаций в структуре офиолитов произошло после начала рифтинга континентальной окраины (поздний кембрий-ордовик), очевидно, ранее тоналитов (>400 млн. лет) [2, 14, 15] и до начала накопления ландоверийско-среднедевонской островодужной серии. Судя по рис. 1, наиболее вероятный интервал времени их формирования – поздний ордовик-ландоверийский.

Становление пород ранней трубаинской формации характеризуется: а) устойчивостью состава тел габбро-норитов – центральных частей каналов транспортировки магм; б) хаотической изменчивостью количественных соотношений дунитов, верлитов, клинопироксенитов и их минерального состава [7, 11, 14, 16] в обрамлении тел габбро-норитов, неустойчивой геометрией тел: дихотомированием, пересечением новым ответвлением его отмершей части, будинированием или смятием тел и пересечением их другими. Это отражает неустойчивость проницаемости вмещающих пород в области каналов транспортировки трубаинских габброидов. Такими характеристиками может обладать только нестабильный и вялый динамический режим рассеянного рифтинга, который развивался под воздействием сдвиговых деформаций.

Становлению последующей изшорской формации габброидов предшествовал эпизод образования ультрабазитовых амфибол- и антигорит-оливиновых сланцев, что отражает чередование условий растяжения и сжатия в области образования офиолитов еще до начала среднепалеозойской коллизии.

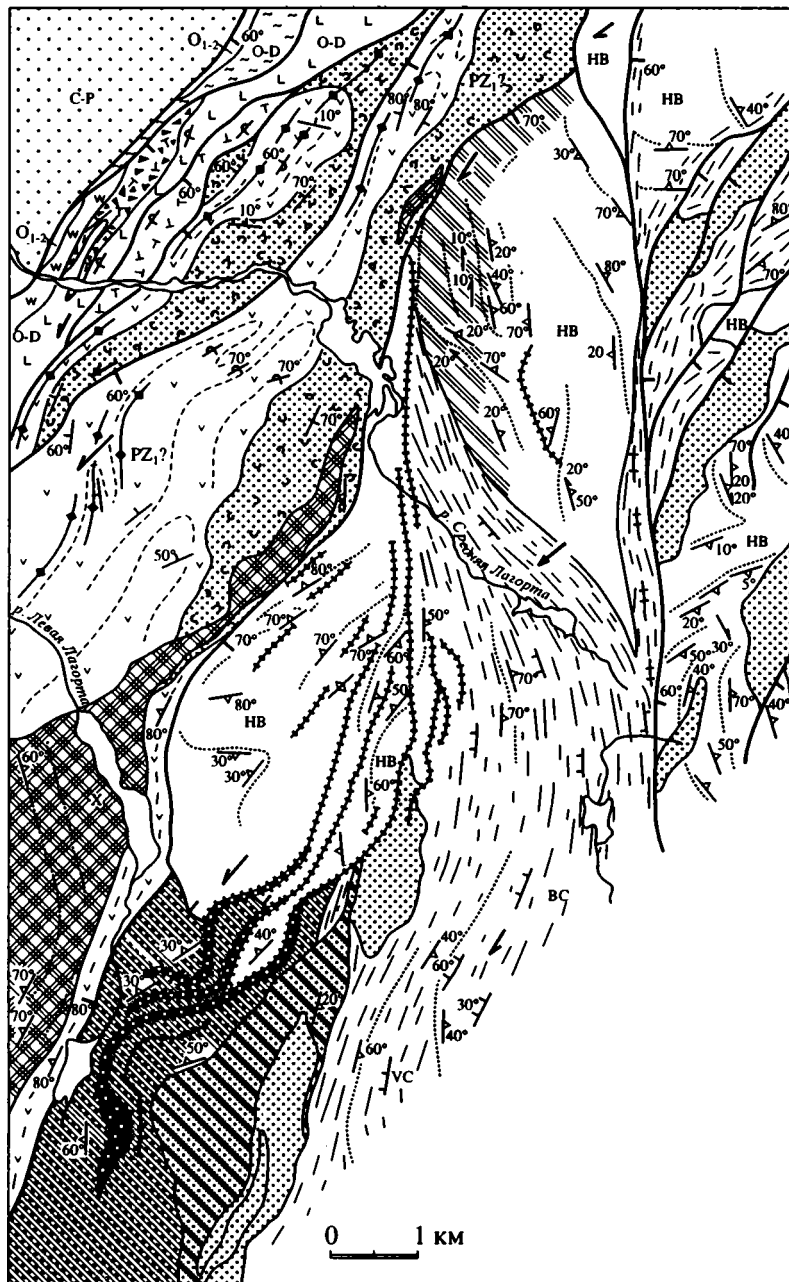


Рис. 5. Структура участка в западном контакте офиолитов.

Коллизийное совмещение вызвало: в массиве Хордьюсс (Х) – синдеформационный метаморфизм габброидов и толщ обрамления, а в Войкаро-Сыньинском массиве (ВС) – смещение "отщепов" ультрабазитов, преобразование габброидов в габбро-амфиболиты, ультрабазитов в амфибол- и антигорит-оливиновые динамосланцы, залечивание зоны смещений выплавками плагиогранитов, трондjemитов, плагиоклазитов. Условные обозначения см. на рис. 2.

Габброиды изшорской формации представлены множественными и хаотично чередующимися линейными дайковыми роями или жильными штокверками, которые концентрируются единой центральной зоной рифтинга. Чередование в структуре всей зоны и отдельных дайковых роев эпизодов растяжения-внедрения и сжатия-вальцевания отражает сдвиговую кинематику и медленный режим рифтинга в этой зоне.

Совмещение рифтогенных зон становления изшорской и трубаинской формаций (см. рис. 2) указывает на связь обеих формаций с единым магмогенерирующим очагом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По мере развития полярноуральской части окраины дрейфовавшего в течение палеозоя [17, 20]

Восточно-Европейского континента эпизодические извержения ультрабазитов–габбро последовательно смещались из области шельфа на континентальный склон и затем – в область рифтогенных задуговых бассейнов с океанической корой и в островодужные вулканические пояса. Эта последовательность отражает развитие под ними единого мантийного очага, которое было обусловлено пульсирующим движением окраины дрейфовавшего континента.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта 93-05-9748 Российского фонда фундаментальных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Водолазский А.И.* Палеозойские отложения и особенности развития Лемвинской структурно-фациальной зоны Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 17 с.
2. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 183 с.
3. *Гитев В.А.* Эволюция палеозойского магматизма Байдарацкой зоны Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар: Коми фил. РАН, 1994. 19 с.
4. *Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Ключина М.Л., Наседкина В.А.* Ордовик Приполярного Урала. Свердловск: Наука, 1990. 196 с.
5. *Ефимов А.А., Потапова Т.А.* Тектоника нижней (метабазитовой) структурной единицы Войкарского офиолитового аллохтона на Полярном Урале // Геотектоника. 1990. № 5. С. 45–54.
6. *Ленных В.И., Вализер П.М., Пучков В.Н.* Глаукофановые сланцы и амфиболиты в северо-западном контакте Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива (Полярный Урал) // *Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала.* Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 3–31. Тр. Ильменского гос. заповедн. Вып. XXVI.
7. *Морковкина В.Ф.* Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 280 с.
8. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя и нижнего палеозоя западного склона Севера Урала. Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Ключина М.Л., Микляев А.С., Наседкина В.А., Пучков В.Н. Препринт. Свердловск: УРО АН СССР, 1988. 62 с.
9. *Петров Г.А.* Геология комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УРО РАН, 1994. 16 с.
10. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Ред. В.С. Соболев, Н.Д. Добрецов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1977. 221 с.
11. Путеводитель экскурсии "Офиолиты Полярного Урала". Четвертая полевая офиолитовая конференция 1–15 августа 1978 г. МПГК: Проект № 39. М.: Наука, 1978. 165 с.
12. *Руженцев С.В., Савельев А.А.* Палеозойские структурно-формационные комплексы Восточно-Европейской континентальной окраины на Полярном Урале // Докл. РАН. 1995. (В печати).
13. *Савельев А.А.* Структура офиолитовых ультрабазит-базитовых ассоциаций Урала: свободная или стесненная конвекция // Геотектоника. 1996. № 3. (В печати.)
14. *Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С. 46–60.
15. *Савельев А.А., Самыгин С.Г.* Офиолитовые аллохтоны Приполярного и Полярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9–30.
16. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
17. *Храмов А.Н.* Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проявлениями палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
18. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Войкарский вулканоплутонический пояс. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 156 с.
19. *Lowrence E.R., Wasserburg G.J.* The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm–Nd and Rb–Sr systematics // Earth. and Planet. Sci. Lett. 1985. V. 72. № 4. P. 399–404.
20. *Torsvik T.H., Smethurst M.A., Van der Voo R. et al.* A synopsis of Vendian-Permian paleomagnetic data and their paleotectonic implications // Earth Sci. Rev. 1992. V. 33. № 2. P. 133–152.

Рецензенты: А.Л. Книппер, А.С. Перфильев

Ultramafic–Gabbroic Associations in the Voikar–Syn'ya Ophiolitic Massif (the Arctic Urals)

A. A. Saveliev

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia

This paper looks at the distribution and the formative environments of (1) ultramafic–gabbroic associations within the Voikar–Syn'ya ophiolitic massif and (2) basaltoids within the volcanoclastic associations of this massif's Variscian rim. These basaltoid and ultramafic–gabbroic associations were emplaced successively within deposits of a deep marine shelf of a continental slope at the margin of the drifting Eastern European continent, and finally within ophiolitic suites of rift-related back-arc basins and within associations of island-arc volcanic belts of the adjacent oceanic lithosphere. It is concluded that this sequence reflects the evolution of a single mantle source region under the above associations due to the pulsatory motion of the drifting continental margin.

УДК 551.242.2/550.382.7(262.5)

МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ И ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА КОТЛОВИНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 1997 г. А. А. Шрейдер, В. Г. Казьмин, В. С. Лыгин

Институт океанологии РАН, Москва

Поступила в редакцию 28.04.94 г.

Рассмотрены вопросы природы магнитных аномалий Черного моря, сделана попытка интерпретировать магнитные аномалии Восточной глубоководной впадины Черного моря, исходя из возможности их спредингового происхождения. Используются результаты устойчивого продолжения аномалий вниз с последующей корреляцией со стандартной шкалой инверсий магнитного поля. Предположительно, аномалии могут иметь палеогеновый или келловейский возраст. На основании анализа геологических данных выполнены схематические палеотектонические реконструкции развития черноморского региона в мезозое. Показано, что палеогеновый возраст раскрытия Восточной впадины не противоречит геологическим данным. Вопрос о возрасте впадин Черного моря нельзя считать решенным, поэтому использование для этой цели магнитных аномалий представляется перспективным.

ВВЕДЕНИЕ

Глубоководная котловина Черного моря состоит из двух впадин (рис. 1). По данным ГСЗ мощная, до 12–14 км, осадочная толща подстилается корой океанического типа со скоростями продольных сейсмических волн 6.8–7.0 км/сек [20, 22, 26, 29].

Происхождение и возраст глубоководных впадин Черного моря остаются предметом дискуссий. Вместе с тем, решение этих вопросов имеет

принципиальное значение для расшифровки истории палеоокеана Тетис и, прежде всего, его активной евроазиатской окраины. Очевидно, попытки понять историю Черного моря вне связи с развитием палеоокеана малоперспективны.

Начиная с работы Дьюи и его соавторов [47], Черное море рассматривается как окраинный или задуговой бассейн, сформировавшийся в тылу вулканической дуги. Эта точка зрения отражена во многих работах [1, 7–9, 28, 35, 41, 46, 48, 54, 55].

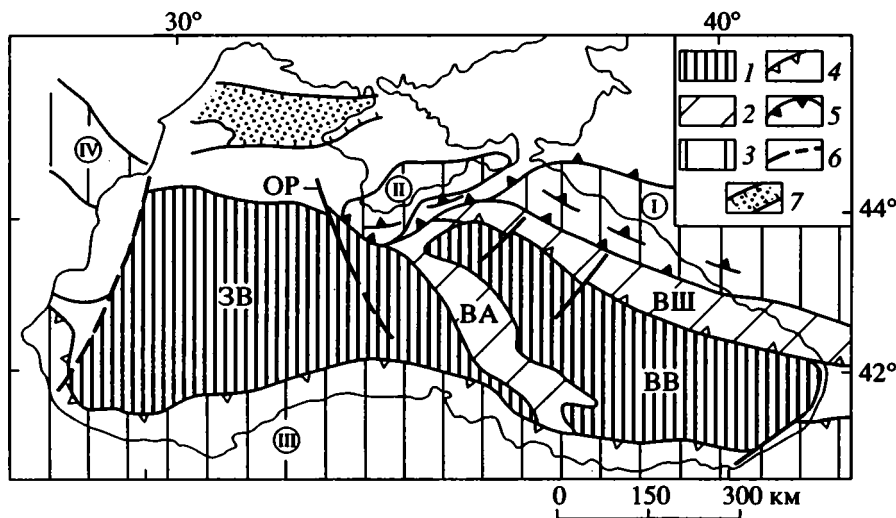


Рис. 1. Структурная схема дна Черного моря.

1 – глубоководные впадины с корой океанического типа; 2 – поднятия (блоки с континентальной корой); 3 – складчатые пояса (I – Большекавказский, II – Южно-Крымский, III – Понтийский, IV – Балканский; 4–5 – фронты надвигов: 4 – эоценовых, 5 – неоген-четвертичных; 6 – разломы; 7 – Каркинитский прогиб.

Буквами на схеме обозначены: ЗВ – Западная впадина, ВВ – Восточная впадина, ОР – Одесский разлом, ВА – вал Андрусова, ВШ – вал Шатского.

Главная фаза раскрытия бассейна, по мнению ряда цитированных авторов, приходится на поздний мел-палеоцен [9, 42, 46] или на конец раннего мела [7, 48]. Не вызывает сомнения, что и до этого на месте современного Черного моря существовали морские бассейны. Наиболее древние отложения, свидетельствующие об этом, известны в Крыму, Добрудже и Понтидах и представлены позднетриасовым-раннеюрским флишем с вулканитами (пример – таврическая свита Крыма). Остается неясным, в каких соотношениях древние бассейны находились с современным черноморским. В частности, отмечались проявления рифтогенеза в поздней юре. Так, в Рионской депрессии скважинами вскрыта бимодальная вулканическая серия, накопившаяся, очевидно, в ходе рифтогенеза более древнего (вероятно, герцинского) основания. Ряд исследователей [9, 42, 54] именно с позднеюрским рифтогенезом связывает раннюю стадию раскрытия современного Черного моря. Этому противоречат данные многоканального сейсмического профилирования [48] и бурения на пассивных окраинах бассейна: Мизийской и Понтийской [45, 57]. Согласно им, рифтогенез в Западной впадине начался в альбе или в барреме, а спрединг – в начале позднего мела. Рифтогенез в Восточной впадине начался либо одновременно с Западной [57], либо значительно позднее – в палеоцене [60]. Невыясненной остается и кинематика раскрытия обеих впадин.

Вопрос о возрасте черноморского бассейна тесно связан с проблемой более общего порядка – строением малоазиатской (понтийской) активной окраины океана Тетис. Указанные выше авторы однозначно полагают, что активная окраина в Понтидах была на протяжении мезозоя и кайнозоя связана с северонаправленной зоной субдукции, в которой поглощена литосфера перм-триасового и мезозойского палеоокеана. Существует и другая точка зрения. Ряд турецких авторов полагает, что в мезозое и кайнозое субдукция в основном была направлена на юг, под Понтиды [43, 59]. В такой интерпретации Черное море и, вероятно, Южный Каспий следует рассматривать как реликты перм-триасового океана Палеотетис.

Представления о возрасте и происхождении Черного моря опираются на геологические и геофизические данные. Первые включают сведения о распространении и возрасте геодинамических комплексов-индикаторов, прежде всего островодужных и рифтовых образований. Вторые представлены данными ГСЗ, МОВ, гравиметрии, измерениями теплового потока. На основе геофизических данных строились кривые погружения черноморской котловины, базирующиеся на моделях остывания океанской литосферы, сформировавшейся в результате спрединга. Именно так был получен расчетный ранне- или позднемеловой возраст бассейна [7, 9, 49]. Следует помнить, что су-

ществуют и совершенно отличные геодинамические модели, предполагающие образование глубоководной котловины Черного моря в результате быстрых погружений, вызванных фазовыми переходами в низах континентальной коры [2, 24, 36, 40]. Необходимо, следовательно, дополнительный контроль моделей геологическими и геофизическими данными. В этой связи большой интерес представляет попытка проинтерпретировать данные исследования магнитного поля – источник информации практически не использовавшийся ранее для выяснения возраста дна Черного моря.

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

В последние десятилетия на акватории Черного моря был проведен значительный объем исследований магнитного поля, являющегося одним из основных диагностических признаков литосферы [3, 14, 16, 19, 23].

По своему характеру аномальное геомагнитное поле акватории неоднородно (рис. 2). По периферии котловины развиты изометричные или вытянутые на первые десятки километров аномалии. Изометричные отрицательные аномалии величиной 50–300 нТл развиты вдоль большей части южного и восточного побережий моря. К западу от Синопа интенсивность аномалий увеличивается до 600 нТл, а западнее 32° в.д. – до 700–1000 нТл. При этом преобладают положительные аномалии. В районе 30° в.д. характер поля вновь меняется. Интенсивность аномалий уменьшается до 100–300 нТл на участках болгарского, румынского и украинского шельфов. Исключением является морское продолжение Одесского разлома, с которым связана вытянутая на юго-восток положительная аномалия величиной более 1000 нТл. Северо-восточный шельф моря характеризуется аномалиями 100–250 нТл, лишь в прикавказской части поле становится более расчлененным с аномалиями, превышающими 200–300 нТл.

Иной характер имеют магнитные аномалии в глубоководных впадинах Черного моря. Восточная впадина характеризуется наличием 300–500 нТл максимума, протягивающегося в северо-западном – юго-восточном направлении. Экстремальная часть максимума приурочена к северо-восточной части области отсутствия “гранитного” слоя, а на юго-востоке аномалия без существенных изменений переходит на участки, где по сейсмическим данным этот слой предполагается [22, 26]. Большая часть безграничной области приходится на южную склоновую часть аномалии, осложненную небольшими возмущениями поля.

Западная глубоководная впадина характеризуется аномалией аналогичного квазилинейного характера. Ее экстремальная часть расположена у северо-восточной границы области отсутствия

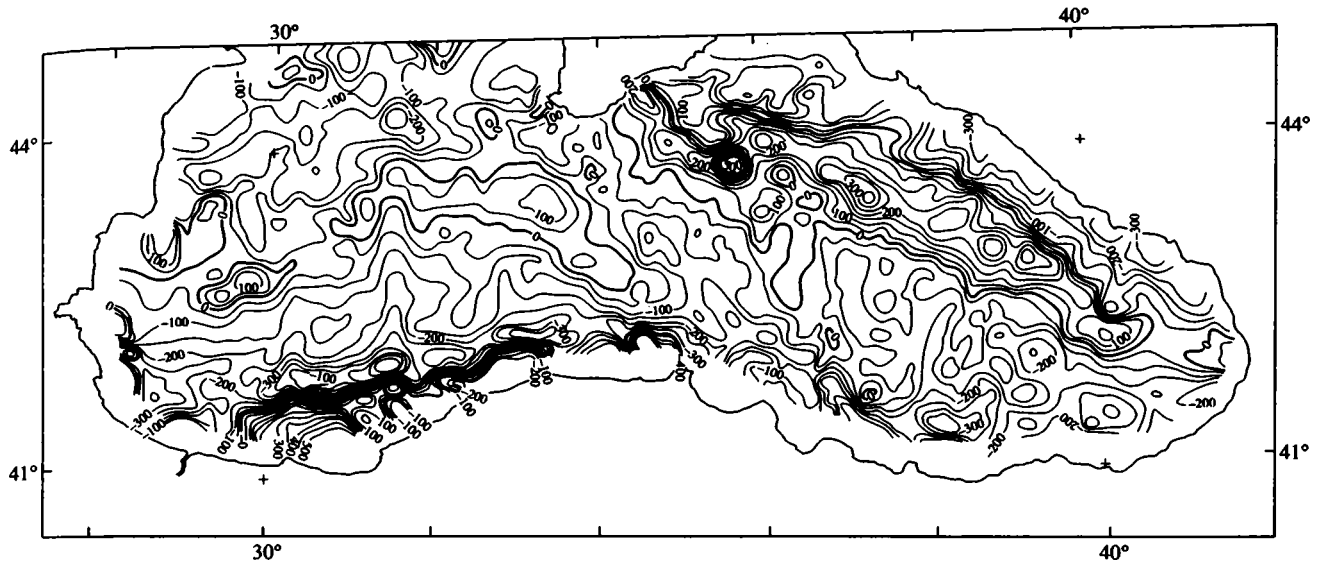


Рис. 2. Карта аномального магнитного поля Т акватории Черного моря, составленная по данным экспедиционных исследований 1967–1994 гг. ИО РАН и Министерством геологии СССР и РФ. Изодинамы в нТл.

“гранитного” слоя. Величина аномалии до 300 нТл. Ее юго-западная склоновая часть характеризуется небольшими ундуляциями, трассируемыми между соседними профилями съемки.

Интерпретация аномалий магнитного поля проводилась на основе решения обратной задачи [4]. Как показала практика, использование методов касательных и интерпретационных формул для тонких и толстых пластов [23, 32] имеет ограниченные возможности применения при столь значительных глубинах источников. Одним из путей, позволяющим преодолеть такие трудности, является пересчет поля в нижнее полупространство. В этом случае определение глубин и размеров магнитовозмущающих тел сводится к выяснению характера распределения особых точек этих тел. В качестве метода трансформации при интерпретации результатов систематической магнитной съемки восточной части Черного моря с НИС “Академик С. Вавилов” использован метод устойчивого продолжения поля [18, 19, 30, 34].

Помимо глубины залегания аномальных масс, выявленных по характеру сходимости последовательных приближений, регуляризующий алгоритм решает задачу устойчивого восстановления функции в области, внешней по отношению к массам. Такие данные, полученные на ряде глубинных уровней, позволяют построить разрез вертикального распределения поля и по нему выполнить интерпретацию планового положения особых угловых точек пластовых магнитовозмущающих тел. Точность определения тем лучше, чем меньше шаг съемки и выше ее точность. Если исходная функция известна с погрешностью 3%, то ошибка в определении глубины особой точки не превос-

ходит 1–1.5 единиц шага [19]. При глубине источников 10 км погрешность может достигать 1–2 км.

На рис. 3 показаны результаты трансформации магнитного поля в нижнее полупространство на глубину 6 км [23] и положение двух из 21 профиля, по которым такая трансформация проводилась [19].

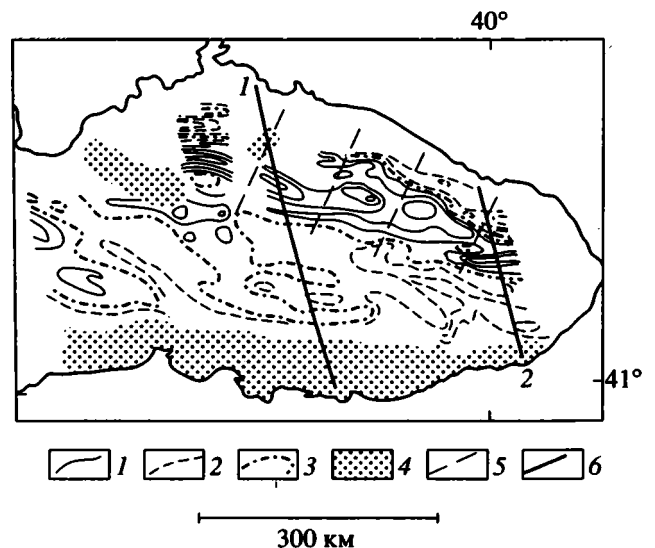


Рис. 3. Результаты трансформации аномального магнитного поля на глубину 6 км с сечением 100 нТл (по [23]).

1 – положительные значения трансформанты; 2 – отрицательные значения трансформанты; 3 – нулевые значения трансформанты; 4 – области неглубокого залегания магнитовозмущающих тел; 5 – трансформные разломы; 6 – положение профилей, приведенных на рис. 4.

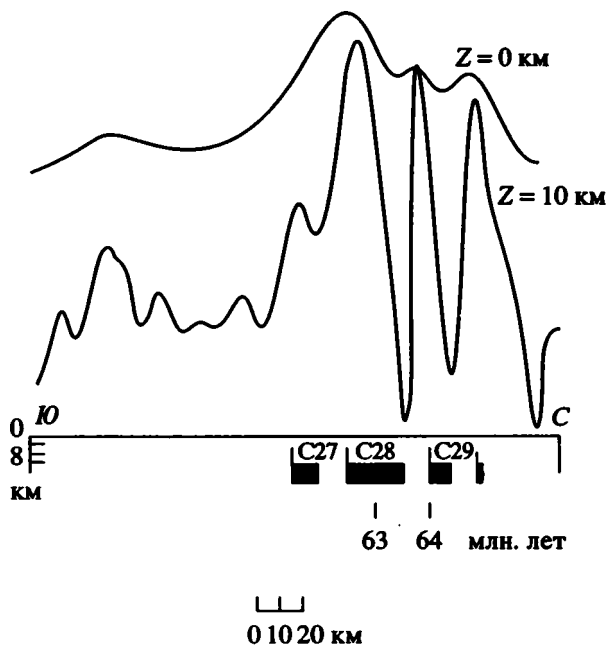


Рис. 4. Кривая аномального магнитного поля по профилю 1, наблюдаемая на уровне моря ($Z = 0$ км) и результат трансформации поля в нижнее полупространство ($Z = 10$ км). Положение профилей (см. на рис. 3). Показан участок инверсионного магнитоактивного слоя (черное – прямая, белое – обратная полярность) и идентифицированные субхроны шкалы палеомагнитных аномалий.

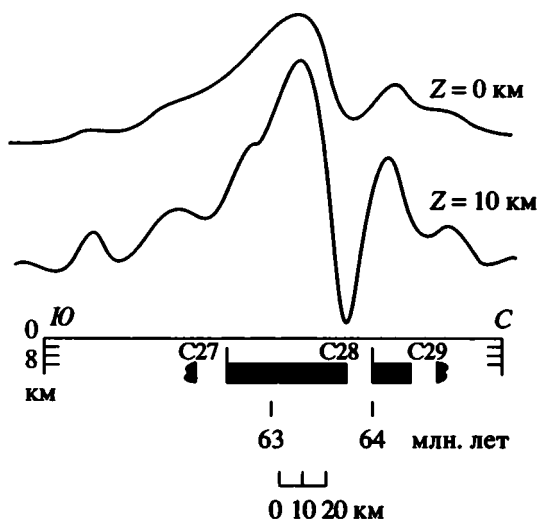


Рис. 5. Кривая аномального магнитного поля по профилю 2. Остальные пояснения те же, что и для рис. 4.

В районе профиля 1, согласно данным ГСЗ [22, 26, 32], мощность “гранитного” слоя уменьшается с 10 км на севере до полного выклинивания в центральной части профиля (рис. 4). Мощность осадочного слоя изменяется с 6 до 8 км, и он подстилается непосредственно “базальтовым” сло-

ем. Глубина залегания верхних кромок магнито-возмущающих тел в центральной части впадины составляет около 11 км, т.е. они отражают магнитную неоднородность “базальтового” слоя.

В районе профиля 2, по данным ГСЗ, “гранитный” слой на периферии котловины на переходе к валу Шатского увеличивается с 5 до 15 км, при этом мощность осадочного слоя уменьшается с 9 до 4 км (рис. 5). Полученная схема распределения магнито-возмущающих тел показывает, что их верхние кромки вдоль всего профиля располагаются ниже подошвы гранитного слоя на глубинах около 12 км. Следовательно, можно утверждать, что все они отражают магнитную гетерогенность базальтового слоя. Важно отметить, что гранитный слой не влияет ни на аномальное поле, ни на характер распределения магнитных масс, т.е. он является немагнитным и, вероятно, сложен в основном метаморфизованными осадочными породами [23]. При этом отмечается заглупление суммарной поверхности магнитоактивного слоя, совпадающего с базальтовым основанием, в южном направлении, а соотношение горизонтальных размеров магнито-возмущающих масс остается сходным с полученным по профилю 1.

Наиболее широкое тело приурочено к экстремальной части максимума, а смежные с юга и севера тела располагаются на более или менее одинаковом от него расстоянии.

Детальный анализ морфологии свидетельствует о кусочно-линейном характере экстремальной части аномалии. Отрезки, на которые разбивается экстремум, характеризуются левосторонними смещениями, отчетливо проявляющимися на карте распределения аномалий, построенной по данным трансформации 21 профиля в нижнее полупространство на уровне 6 км [23].

Аналитическое продолжение магнитного поля вниз, выполняемое для участков профилей, расположенных под периферической частью восточной впадины, включающей шельф, как и применение других методов интерпретации, свидетельствуют о существенной магнитной неоднородности гранитного слоя и наличия в нем многочисленных аномалообразующих тел с глубинами верхних кромок менее 3–4 км [3, 14, 17, 19, 23].

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АНОМАЛИЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Поскольку тип и структура коры глубоководных впадин Черного моря остаются недостаточно изученными, возможны различные интерпретации охарактеризованных выше магнитных аномалий.

1. Аномалии связаны со среднеюрскими островодужными вулканитами. Последние широко развиты в Закавказье на Дзирульском массиве,

являющимся структурным продолжением вала Шатского. Те же вулканиды обнаружены на юге Крымского полуострова, так что можно говорить о протяженном вулканическом поясе. Однако аномалии, связанные с такого рода вулканидами, должны были бы иметь прерывистый характер, распадаясь на отдельные центры. Отчетливая линейная форма аномалий в этом случае маловероятна. Непонятным остается и смещение значительной части аномалий от вала Шатского в сторону дна прилегающей котловины, а также возможное присутствие аналогичных аномалий в Западной впадине, где связь с вулканидами маловероятна.

2. Аномалии связаны с вулканическим поясом, сформировавшимся в континентальном рифте. Судя по сейсмическим данным, Восточная впадина имеет резко асимметричную структуру с крутым восточным (вал Шатского) и пологим западным (вал Андрусова) бортами [48]. В рамках моделей рифтогенеза с простым сдвигом такое строение обусловлено западным наклоном поверхности срыва или пологого разлома [61], выход которого на поверхность ("зона отрыва") приурочен к крутому борту. В некоторых континентальных рифтах, к "зоне отрыва" приурочены пояса активного магматизма, наращивающего континентальную кору базальтовым материалом [10]. Такое наращивание сопровождается излиянием лав и образованием интрузивных комплексов типа "дайка в дайке" и во многом напоминает процесс спрединга. Нельзя исключить, что в таких зонах могут быть запечатлены инверсии магнитного поля, хотя и не столь регулярно как при нормальном спрединге в океане. Подобная интерпретация особенно привлекательна в связи с отчетливым краевым положением аномалий.

3. Аномалии связаны со спредингом в узкой зоне, приуроченной к восточному краю бассейна.

Из-за большой мощности осадков данные о структуре и типе коры в наиболее глубоких участках впадин практически отсутствуют. Большие положительные аномалии силы тяжести [45], малая мощность консолидированной коры и ее скоростные характеристики [26] говорят о возможном существовании новообразований океанской литосферы как в Западной, так и в Восточной впадинах. В частности, весьма вероятно образование узкой (десятки километров) зоны такой коры именно вдоль восточного борта Восточной впадины, где находилась "зона отрыва" в континентальном рифте. В этом случае магнитные аномалии Восточной впадины могут иметь спрединговое происхождение и, следовательно, хранить запись инверсий магнитного поля, пусть и для очень короткого интервала времени. Частичное совпадение аномалий со склоном и даже бровкой вала Шатского может быть объяснено надвиганием последнего на смежную котловину. Такое

надвигание предполагается по сейсмическим данным [48]. Поскольку сохранение записи инверсий, хоть и с меньшей долей вероятности, допускается и версией, изложенной в пункте 2, то представляется интересным проанализировать строение аномалий с попыткой определить их возраст. Но прежде необходимо обсудить, могли ли вообще подобные аномалии сохраниться в Черном море, несмотря на большую глубину погружения под толщей мощных осадков.

Из приведенных в литературе расчетов видно, что источники аномалий в основном связаны с "базальтовым" слоем и лежат на глубинах до 10–12 км ниже уровня моря [19, 23].

Исследование магнитных свойств образцов океанических базальтов показали, что в них широко развит процесс однофазного окисления, при котором титаномагнетиты базальтов переходят в титаномагнетиты [25, 27, 37, 52, 58]. Следствием этого процесса является уменьшение величины естественной остаточной намагниченности и возрастание температуры точки Кюри. Слой таких базальтов ограничен снизу процессами низкотемпературного метаморфизма (как правило, более 300°C), ведущими к уничтожению магнитных минералов. Палеотемпературные расчеты для литосферы Черного моря свидетельствуют о том [6, 7], что геотермический градиент в настоящее время составляет около 20°C/км, а температура у подошвы осадочного слоя оценивается примерно в 250°C.

Лабораторное моделирование процесса низкотемпературного окисления базальтов в сочетании с инверсиями магнитного поля свидетельствуют, что при нагреве идут два процесса [25]: 1 – титаномагнетитизация (явно преобладающий), 2 – однофазного окисления с образованием титаномагнетита с высокими температурами точки Кюри (явно подчиненный).

Неоднофазное окисление вносит определенные изменения в моделирование природного процесса титаномагнетитизации базальтов, качественная же картина сохраняется благодаря преобладанию процесса однофазного окисления. Средняя намагниченность базальтов уменьшается в 2 и более раз. Это согласуется с данными работы [23], согласно которой восстановленная в результате продолжения вниз намагниченность пород близка к 1 А/м, что в 2 и более раза меньше, чем в инверсионном магнитоактивном слое океана. Как следует из работы [38], температура Кюри для базальтов скважин, пробуренных в областях океанской коры с возрастом более 50 млн. лет может превосходить 300°C.

Тем самым, результаты лабораторных и натурных исследований позволяют предполагать, что, хотя намагниченность базальтов и уменьшается, качественная картина распределения прямо

и обратно намагниченных пород в пределах инверсионного магнитоактивного слоя может сохраняться.

Выше приведены аргументы в пользу предположения о возможности сохранения древнего участка инверсионного магнитоактивного слоя мощностью в нескольких сотен метров, ответственного за анализируемые аномалии. В предположении того, что этот участок сохранился и является ответственным за анализируемые кусочно-линейные аномалии, рассмотрим и альтернативную интерпретацию, предполагающую спрединговое происхождение магнитных аномалий. Для этой цели воспользуемся результатами продолжения аномального магнитного поля в нижнее полупространство по профилям в глубоководной части Черного моря [19]. Выделенные в процессе трансформаций аномалообразующие тела мы, на основе принципа эквивалентности, представили как восстановленные прямо и обратно намагниченные блоки океанической коры. В рамках выказанных предположений возникает возможность их геохронологической привязки к шкале линейных палеомагнитных аномалий океана.

Возраст глубоководных впадин определен как поздний мел–ранний палеоцен [9]. Это должно соответствовать хронам 26–30. Возраст, определенный А.Я. Гольмштоком и его соавторами [6, 7], соответствует хронам 34–М3–современных палеомагнитных шкал [44, 51].

Нами проанализированы различные участки не только кайнозойской, но и мезозойской шкалы палеомагнитных аномалий [34, 44, 50, 51].

Визуальное сравнение субхронов на рис. 4 и 5 с позднемеловыми–палеоценовыми участками стандартной шкалы палеомагнитных аномалий свидетельствует об их схожести, и можно попытаться идентифицировать полученные хроны как 27–29 (палеоцен, маастрихт). Для первого профиля вне зависимости от направления удревления хронов мгновенные скорости спрединга в интервале хронов 28–29 получаются равными 1.0–1.1 см/г, а для второго в интервале палеоаномалий 27–28 отмечается минимальная скорость 0.8–0.7 см/год.

Идентификация хронов в интервале 90–120 млн лет не представляется возможной [6], поскольку этот интервал соответствует длительной эпохи прямой полярности. Отметим, что возраст около 110 млн лет является наиболее вероятным для восточной впадины [49]. Примечательно, что этот возраст близок к возрасту рифтогенеза в Западной, а возможно, и в Восточной впадине, тогда как спрединг мог начаться значительно позднее.

В интервалах М0–М3 не удается найти удовлетворительного визуального соответствия с восстановленными хронами. Расчеты мгновенных скоростей спрединга при попытке формальной идентификации хронов показывают значитель-

ные по величине скачки на малых временных интервалах в пределах 1.3–7.3 см/г.

Также обнаружен участок мезозойской шкалы, который визуально удовлетворительно согласуется с распределением полученных расчетом хронов. Он включает хроны М30–М32 (158–159 млн лет) при предполагаемом увеличении возраста в северо-восточном направлении. Мгновенные скорости спрединга постепенно уменьшаются в указанном направлении с 4 см/год в интервале М30–М30А до 1.9 см/год в интервале М32–М32А. Средняя скорость близка к 2.8 см/год. Несколько большая средняя скорость спрединга (3.4 см/год) определена на профиле 2.

По характерным смещениям в магнитном поле можно наметить трансформные нарушения, ориентированные по азимуту 30° СВ (рис. 3), что близко к простиранию континентального склона Южного берега Крыма в районе Симеиза и совпадает с простиранием разломов, выявленных в северо-восточной части Черного моря сейсмическими методами [33]. Намеченные трансформные смещения хорошо подчеркиваются на карте аномального магнитного поля, продолженного на глубину 6 км (рис. 3).

Не исключено, что магнитные поля Западной и Восточной впадин Черного моря сформированы разновозрастными участками магнитоактивного слоя. Как говорилось выше, аномалии в обеих впадинах хотя и похожи, но различаются амплитудными характеристиками. Пересчет аномалий на глубину и их анализ для Западной впадины – задача будущих исследований.

КОРРЕЛЯЦИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Важно проанализировать, как палеомагнитные данные о возможном возрасте Восточной впадины коррелируют с геологическими данными. Как уже упоминалось, история Черноморского бассейна характеризуется, по меньшей мере, двумя фазами растяжения и раскрытия, сменявшимися фазами сжатия с частичным или полным замыканием бассейна.

Достаточно определенно можно говорить о раскрытии задугового бассейна, протягивавшегося от Добруджи через Большой Кавказ и Южный Каспий до Копет-Дага. Погружение и накопление флишевых, черносланцевых или глинисто-карбонатных толщ практически повсеместно началось здесь в позднем триасе–ранней юре. Примечательно, что большая часть бассейна образовалась вдоль шва эокимерийской (позднетриасовой) коллизии между активной окраиной Евразии и гондванскими террейнами, включавшими Иран. В настоящее время лишь небольшие фрагменты коллизионной зоны обнажаются из-под

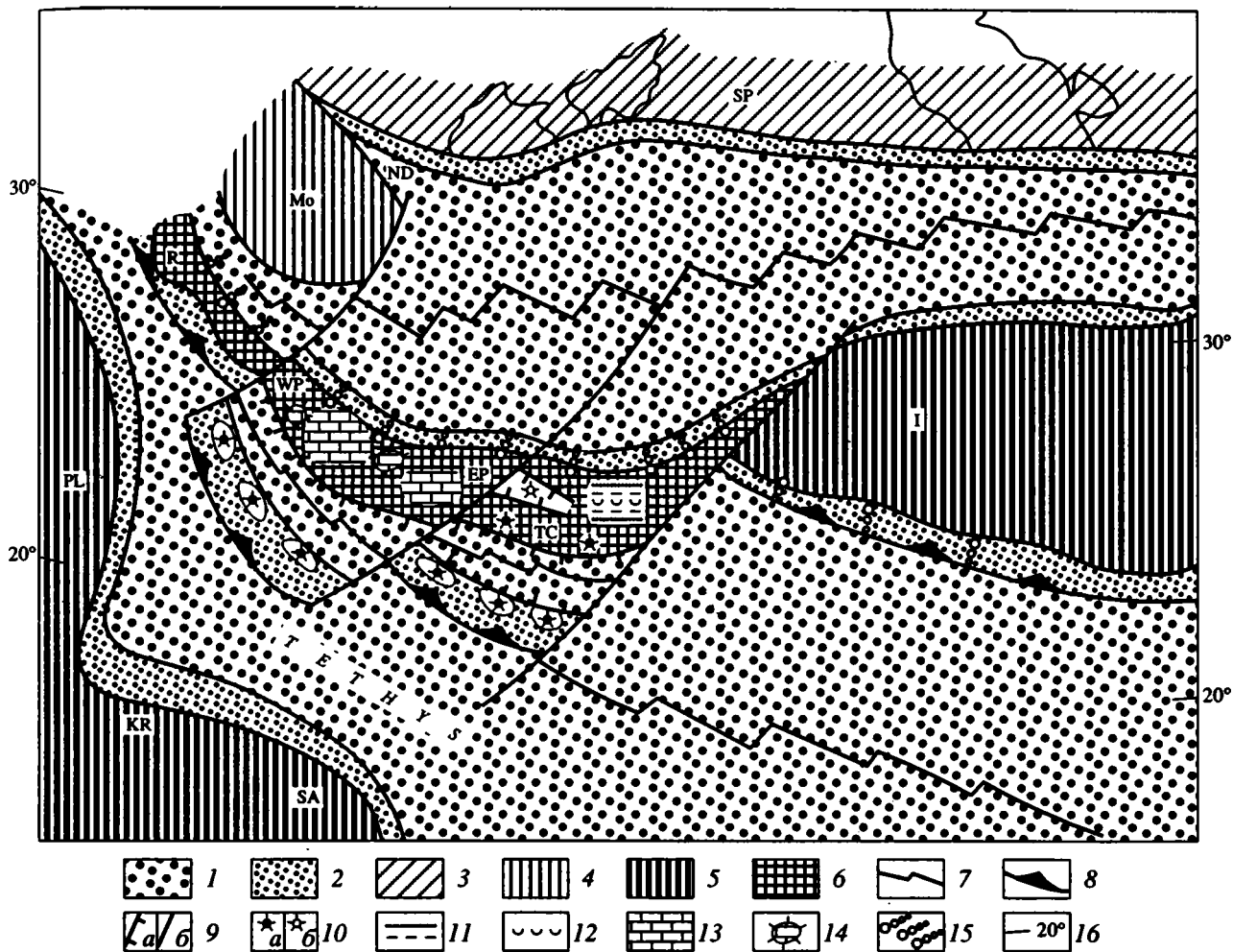


Рис. 6. Палеотектоническая схема для конца средней юры.

1 – бассейны с океанической корой; 2 – континентальные склоны, глубоководные бассейны с континентальной корой; 3–6 – континенты и микроконтиненты: 3 – окраина Евразия (Скифская платформа), 4 – Мизийская платформа, 5 – фрагменты Гондваны, 6 – блоки Закавказья и Понтид; 7 – оси спрединга; 8 – зоны субдукции; 9 – сбросы (а) и трансформные разломы (б); 10 – вулканизм островных дуг и окраинных поясов (а), рифтовый (б); 11 – песчаники, глины; 12 – эвапориты; 13 – мелководные известняки; 14 – рифы; 15 – турбидиты; 16 – палеоширота (полюс Евразии). Буквами на схеме обозначены: Ап – вал Андрусова; EBS – Восточно-Черноморская впадина; EP – блок Восточных Понтид; GC – Большой Кавказ; I – Иран; IB – Стамбульский блок; IPO – внутривосточный бассейн (“океан”); KR – блок Киршехир; Мо – Мизийская плита; ND – Северная Добруджа; РКФ – разлом Печенега–Камена; PL – Пелагонийский блок; R – Родопский блок; SA – блок Южной Армении; Sk – блок Сакарция; Sh – поднятие Шатского; Sp – Скифская платформа; TC – Закавказский блок; WBS – Западно-Черноморская впадина; WP – блок Западных Понтид.

перекрывающих мезозойских отложений окраинного моря в Мешхеде и Реште (Иран), Сванетии (Дизская серия), возможно, в зоне Каракая (Турция) [11–13, 53, 54].

Максимального раскрытия этот бассейн достиг, по-видимому, в средней юре, когда островные дуги Понтид и Закавказья на южном фланге бассейна находились на 22°–26° с.ш. [28], т.е. были удалены на 1000–1500 км от края Евразии. В конце средней юры дуга испытала раскол (рис. 6), после чего ее активная часть была обдуцирована на южную окраину океана Тетис [8, 46], а пассивная часть испытала погружение на фоне затухающе-

го вулканизма. Фрагменты пассивной части дуги со среднеюрскими вулканическими комплексами и перекрывающими осадками карбонатной платформы можно видеть в Понтидах и Южно-Крымском террейне.

Последующий дрейф пассивной части дуги в северном направлении завершился столкновением ее западной оконечности с окраиной Евразии, в то время как восточная часть бассейна (Большой Кавказ, Южный Каспий, Копет-даг) сократилась по ширине, но осталась незамкнутой (рис. 7).

Время коллизии и закрытия западной части бассейна установлено неточно. Судя по истории

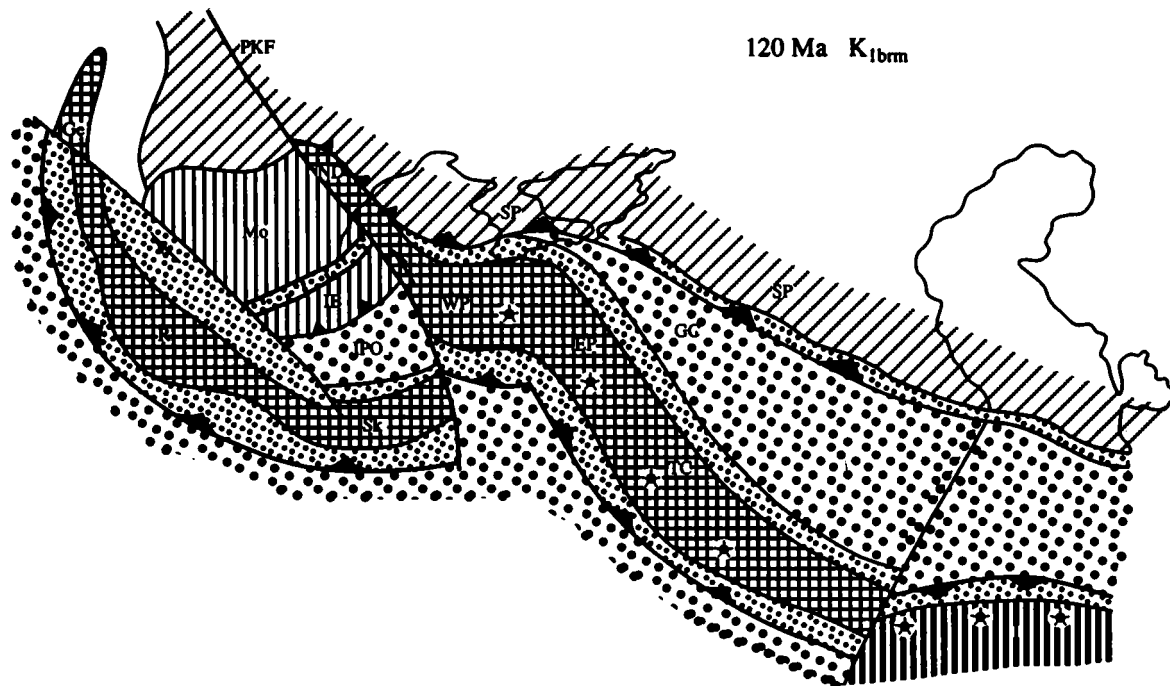


Рис. 7. Палеотектоническая схема для раннего мела (баррем-апт) (условные обозначения показаны на рис. 6).

деформаций в Крыму, она началась в берриасе и завершилась, скорее всего, перед поздним альбом [5, 21]. Во всяком случае, уже в альбе, а возможно, и в берриасе начался рифтогенез в западной части Западной впадины. Как показывает датировка синрифтовых комплексов на пассивных окраинах Мизийской плиты и Понтид [57], в это время началось отделение Истамбульского блока Западных Понтид от Мизии с одновременным закрытием малого океанского бассейна, располагавшегося южнее ("Интра-Понтийский океан Шенгера" [60]). Скорее всего одновременно или немного позже начался рифтогенез на остальной части Западной и в Восточной котловине (рис. 8). Косвенно на это указывает образование грабен на северном шельфе Черного моря (например, Каркинитийский грабен), а также погружения и проявления андезито-базальтового вулканизма (альб-сеноман) в Закавказье на продолжении Восточной впадины [35]. Большекавказский бассейн в альбе-сеномане также испытывал растяжение, сопровождавшееся проявлениями щелочно-базальтового вулканизма [15, 56] и появлением глубоководных фаций (кремни ананурского горизонта).

Судя по возрасту пострифтового несогласия, спрединг в Западной впадине начался в сеномане [59] и, возможно, продолжался до раннего палеоцена, когда полностью замкнулся Интра-Понтийский океан [57, 60].

В Восточной впадине основная фаза рифтогенеза имела место в палеоцене [59]. По интерпре-

тации сейсмических профилей, выполненной в выше указанной работе, допалеоценовые отложения принадлежат здесь к дорифтовому комплексу. Следует отметить, что эта датировка достаточно условная и нуждается в уточнении, но она хорошо согласуется с данными о раскрытии задуговых бассейнов (Аджаро-Триалетского и Талышского) в Закавказье в палеоцене-среднем эоцене [1]. В осевых зонах этих глубоководных флишевых бассейнов накапливались низкокальциевые роговообманковые толеиты, приближающиеся по составу к базальтам MORB. Максимум растяжения в прогибах приходится на средний эоцен. В современной структуре оба бассейна раскрываются в сторону Восточно-Черноморской и Южно-Каспийской глубоководных впадин, выклиниваясь соответственно в восточном и западном направлениях, но до начала коллизии на Кавказе они, скорее всего, соединились (рис. 9). Сокращение бассейна, связанное с движением Аджаро-Триалетской дуги на север началось не ранее позднего эоцена.

Как же коррелируют магнитные и геомагнитные данные? Очевидно, что келловейский возраст магнитных аномалий маловероятен. В конце средней юры существовало широкое раннемезозойское окраинное море – предшественник Черноморского бассейна (рис. 6). В конце средней юры по нашей схеме произошел раскол среднеюрской дуги. Отражением этого рифтогенеза являются бимодальные рифтовые вулканисты, известные в Закавказье [15, 42] и ранее связывавшиеся

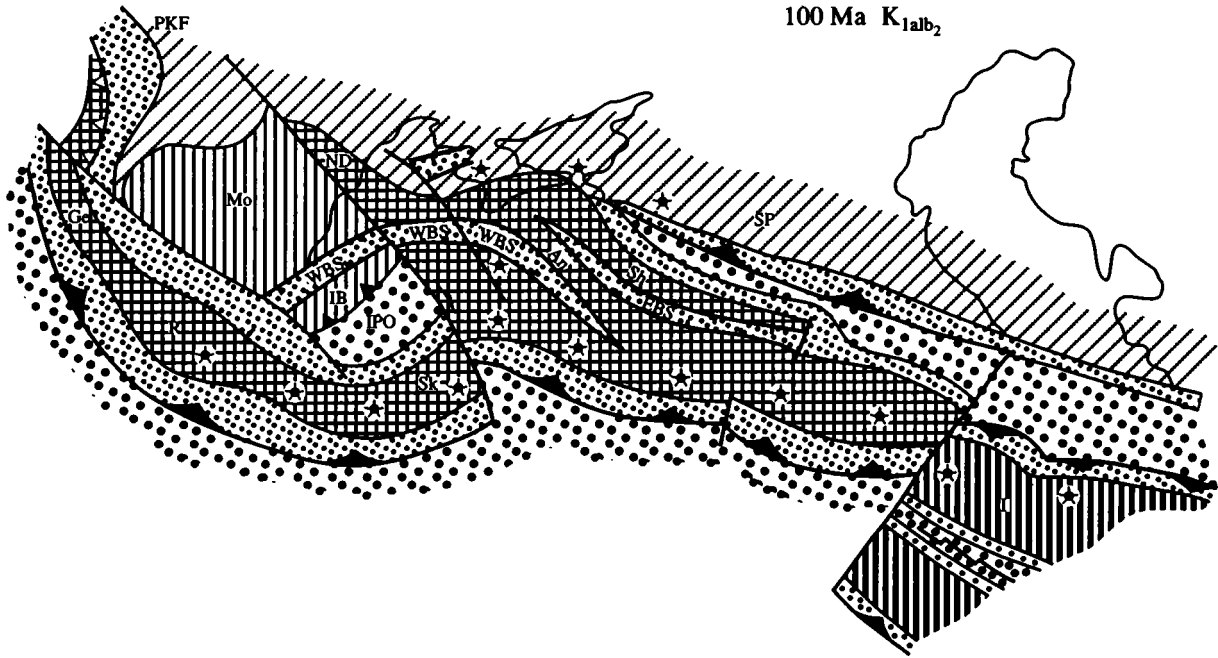


Рис. 8. Палеотектоническая схема для позднего альба (условные обозначения показаны на рис. 6).

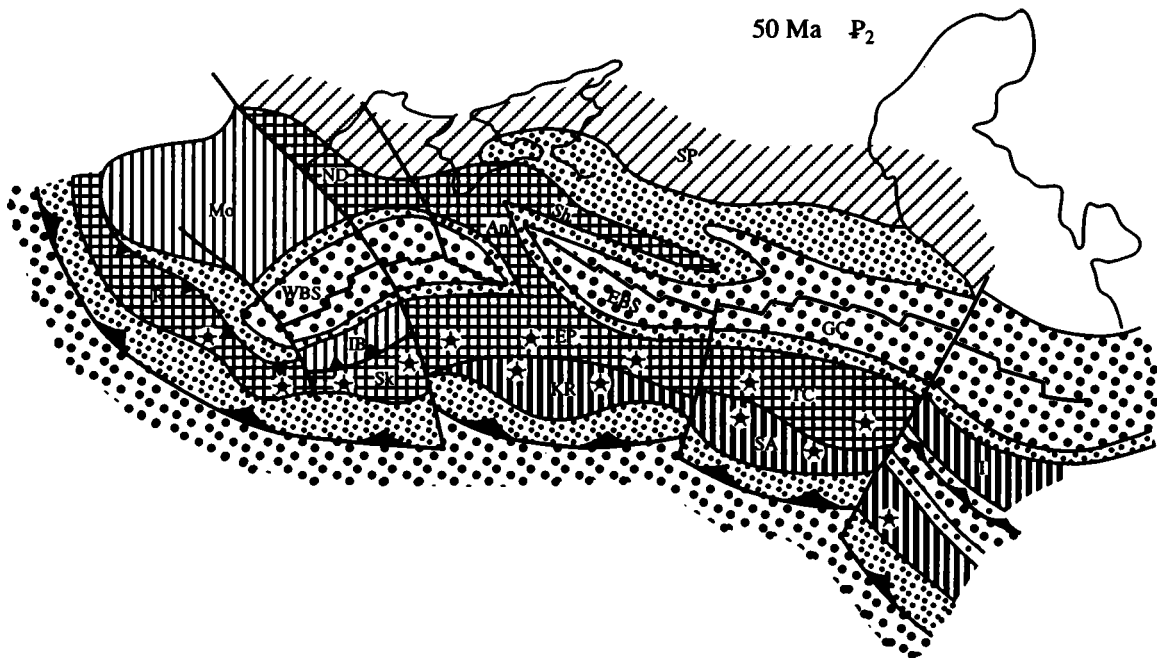


Рис. 9. Палеотектоническая схема для среднего эоцена (условные обозначения показаны на рис. 6).

с начальной стадией раскрытия Черноморского бассейна [9].

Значительно более вероятной представляется возможная идентификация аномалий с палеоценовой частью магнитостратиграфической шкалы. Имеющиеся геологические данные говорят о палеоцен-эоценовом времени раскрытия задуго-

вого бассейна в Закавказье и в восточной части Черного моря, хотя и более ранние (меловые) стадии рифтогенеза здесь отнюдь не исключены. Раннепалеогеновое раскрытие могло сопровождаться спредингом и образованием океанской коры в полосе до 200 км шириной в наиболее широкой закавказской части бассейна. В западном

направлении полоса океанской коры сужалась, не превышая первых десятков километров в Восточной впадине Черного моря. Именно к этой полосе могут быть приурочены источники аномалий магнитного поля, рассмотренные выше.

Если считать, что спрединг в Закавказском палеогеновом бассейне шел в течение примерно 20 Ма (середина палеоцена—конец среднего эоцена), то скорость его была 1 см/год. Эта величина близка к расчетам по магнитным аномалиям. В то же время колебания скорости, в особенности вблизи полюса раскрытия, могли приводить к ее снижению до такого уровня, когда линейные магнитные аномалии вообще не формировались. Этим можно объяснить ограниченное развитие аномалий в Восточной впадине. В целом геологические данные допускают возможность выделения линейных магнитных аномалий палеогенового возраста в Восточной впадине Черного моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрена возможная природа вытянутых аномалий в котловинах Черного моря. Если в Восточной котловине аномалия имеет спрединговую природу, то в рамках этого предположения возраст древнего участка инверсионного магнитноактивного слоя оценен как келловейский или палеоценовый. Вторая оценка (62–64 млн лет) находится в соответствии с данными других геолого-геофизических методов.

В Восточной впадине линейная аномалия наблюдается на северо-восточном борту вблизи границ вала Шатского с континентальным блоком. Отмечается перекрытие источников линейной аномалии породами “гранитного слоя”, что, впрочем, может быть объяснено, так как по юго-западному флангу вала Шатского сейсмическими исследованиями предполагаются надвиги [33]. Таким образом, нынешнее “краевое” положение аномалии скорее всего может быть связано с поддвигом океанской литосферы под смежные континентальные массивы.

Простираение аномалий – северо-запад–юго-восток. Они разбиты на сегменты, разделенные поперечными трансформными (?) смещениями северо-восточной ориентировки, характеризующими кинематику раскрытия глубоководных впадин. Поскольку Восточная впадина сужается к северо-западу, а западная – к юго-востоку, наиболее вероятной кинематической схемой раскрытия для большей части Черного моря кажется “афарская” с узким блоком континентальной коры – валом Андрусова, вращающимся по часовой стрелке (рис. 7, 8). Эта модель, недавно предложенная группой российских и итальянских ученых [33], согласуется со структурой магнитных аномалий.

Малая длина профилей аномального магнитного поля не дает возможности надежно определить возраст аномалий. Некоторую ясность вносит корреляция с геологическими данными. Она, в частности, показывает, что проявления среднеюрского рифтогенеза не связаны непосредственно с историей современного Черноморского бассейна, а отражают раскол островной дуги задолго до его образования. Поэтому корреляция аномалий с келловейской частью магнитостратиграфической шкалы маловероятна. Те же геологические данные допускают раскрытие и возможный спрединг в задуговом бассейне Восточной впадины Черного моря в палеоцене–среднем эоцене. А это неплохо согласуется с палеоценовым вариантом интерпретации возраста магнитных аномалий.

Представляется, что предлагаемый новый подход к интерпретации аномального магнитного поля Черного моря, основанный на восстановлении инверсионного магнитноактивного слоя с помощью устойчивого продолжения поля в нижнее полупространство, может быть полезен при изучении и других окраинных или остаточных бассейнов с реликтовой океанской корой.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 95-05-14252 и 95-05-14765), а также Международной программы Перитетис.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере Кавказа // Геотектоника. 1974. С. 88–103.
2. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 454 с.
3. Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., Исмаилов Д.Ф. и др. Структура основания Черноморского глубоководного бассейна // Геотектоника. 1989. № 2. С. 57–66.
4. Гайнанов А.Г., Исаев Е.Н., Михно М.Ф. Гидромагнитные исследования и строение земной коры переходной зоны Крым–Черное море // Геофизические исследования. 1966. Вып. 2. С. 54–58.
5. Галкин В.А., Федоров Е.В., Касем Б. О взаимоотношениях и структуре верхнеюрских и нижнемеловых отложений в долине р. Салгир (Центральный Крым) // Докл. РАН. 1992. Т. 325. № 2. С. 337–345.
6. Гольмиток А.Я., Троцюк В.Я., Хахалев Е.М. Эволюция нефтегазообразования в глубоководной впадине Черного моря // Проблемы нефтегазоносности Мирового океана. М.: Наука, 1989. С. 154–169.
7. Гольмиток А.Я., Хахалев Е.М. Оценка возраста Черноморской впадины и ее эволюция // История океана Тетис. М.: Инст. океанологии им. П.П. Ширшова СССР, 1992. С. 116–138.
8. Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др. Эволюция Тетиса // История океана Тетис. М.:

- Инст. океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, 1987. С. 104–115.
9. *Зоненшайн Л.П., ЛеПишон К.* Глубоководные впадины Черного и Каспийского морей – остатки мезозойских тыловых бассейнов. История океана Тетис. М.: Инст. океанологии им. П.П. Ширшова, СССР, 1987. С. 74–93.
 10. *Казьмин В.Г., Бяков А.Ф.* Магматизм континентальных рифтов и раскол континента // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20–31.
 11. *Казьмин В.Г., Книппер А.Л.* Аккреционная тектоника Кавказа // Геотектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 79–89.
 12. *Казьмин В.Г., Сборщиков И.М.* Позднепалеозойские и раннемезозойские деформации на Кавказе и их место в развитии Тетиса // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 46–54.
 13. *Казьмин В.Г., Сборщиков И.М., Рику Л.-Э. и др.* Вулканические пояса – индикаторы мезозойско-кайнозойской активной окраины Евразии. История океана Тетис. М.: Инст. океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР. 1987. С. 58–74.
 14. *Корнев О.С.* Аномалии и структуры Азово-Черноморского региона // Геотектоника. 1982. № 3. С. 86–97.
 15. *Лордкипанидзе М.Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 162 с.
 16. *Маловицкий Я.П., Осипов Г.В., Углов Б.Д.* Геоманнитное поле Черноморской впадины // Геофиз. сб. АН УССР. 1969. В. 32. С. 29–30.
 17. *Маловицкий Я.П., Углов Б.Д., Осипов Г.В.* Некоторые черты глубинного строения Черноморской впадины по данным гидромагнитной съемки // Морская геология и геофизика. М.: ОНТИ ВИЭМС, 1972. № 3. С. 12–21.
 18. *Мелихов В.Р.* Использование рядов Фурье для трансформации потенциальных полей на ЭЦВМ // Вестник МГУ. Сер. геол. 1967. № 3. С. 103–110.
 19. *Мелихов В.Р., Мирлин Е.Г., Углов Б.Д., Шрейдер А.А.* Оценка распределения магнитовозмущающих тел в коре глубоководной котловины Черного моря с помощью трансформации в нижнее полупространство // Морская геология и геофизика. Л.: Недра, 1971. В. 2. С. 48–53.
 20. *Милановский Е.Е.* Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса // Вестник МГУ. Отд. геол. 1967. № 1. С. 27–43.
 21. *Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабашкин Е.Ю., Никитин М.Ю., Шалимов И.В.* Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма // Бюл. МОИП. Сер. геол. 1995. Т. 70. Вып. 1. С. 22–31.
 22. *Миндели П.Ш., Непрочнов Ю.П., Патояра Е.И.* Определение области отсутствия гранитного слоя в Черноморской впадине по данным ГСЗ и сейсмологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 2. С. 7–16.
 23. *Мирлин Е.Г., Мелихов В.Р., Михайлов О.В., Непрочнов Ю.П.* О природе магнитных аномалий в Черноморской впадине // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 9. С. 60–71.
 24. *Муратов М.В.* История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного // Геотектоника. 1972. № 5. С. 22–41.
 25. *Назарова Е.А., Печерский Д.М.* Экспериментальное моделирование процессов низкотемпературного окисления океанических базальтов при инверсиях магнитного поля // Известия АН СССР. Физика Земли. 1978. № 6. С. 57–70.
 26. *Непрочнов Ю.П.* Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1966. № 4. С. 15–19.
 27. *Печерский Д.М., Назарова Е.А., Лыков А.В.* Магнетизм и некоторые проблемы строения и развития земной коры и верхней мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 11. С. 85–98.
 28. *Печерский Д.М., Сафронов В.А.* Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре–раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. № 1. С. 96–105.
 29. *Сорский А.А.* О причинах отсутствия “гранитного” слоя в осевой части Черного моря и в Южнокаспийской впадине // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966. № 3. С. 7–31.
 30. *Страхов В.Н.* Опыт интерпретации магнитных аномалий в вертикальной плоскости // Прикл. геофизика. 1960. № 27. С. 28–39.
 31. *Страхов В.Н.* Некоторые вопросы теории интерпретации результатов геомагнитных измерений в океане // Магнитные аномалии океанов и новая глобальная тектоника. М.: Наука, 1981. С. 20–60.
 32. *Строение западной части черноморской впадины.* М.: Наука, 1972. 243 с.
 33. *Строение и эволюция земной коры Черного моря /* Под ред. В.В. Белоусова и Б.С. Вольвова. М.: Наука, 1992. 86 с.
 34. *Тихонов А.Н.* Применение метода регуляризации для решения некоторых задач гравиметрической и магнитной съемки // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1969. № 1. С. 17–25.
 35. *Туголесов Д.А., Горликов А.С., Мейснер Л.Б. и др.* Тектоника мезозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
 36. *Шлезингер А.Е.* Структура осадочного чехла Черноморского бассейна // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 237–262.
 37. *Шрейдер А.А.* Магнетизм океанской литосферы и линейные магнитные аномалии // Физика Земли. 1992. № 6. С. 59–70.
 38. *Шрейдер А.А.* Параметры магнитоактивного слоя Индийского океана по данным глубоководного бурения и магнитных съемок // Океанология. 1984. № 5. С. 81–107.
 39. *Шрейдер А.А.* Хронология линейных магнитных аномалий океана // Физика Земли. 1993. № 4. С. 3–19.
 40. *Янишин А.Л., Басеняц Ш.А., Пилипенко А.И., Шлезингер А.Е.* Новые данные о времени образования глубоководной Черноморской впадины // ДАН СССР. 1980. Т. 252. № 1. С. 223–227.

41. *Adamia Sh., Bergougnan H., Forquin C. et al.* The Alpine Middle East between the Aegean and the Oman traverses // *Mem. Bur. rech. geol. et miners.* 1980. № 115. P. 122–136.
42. *Adamia Sh., Lordkipanidze M.B.* An outline of Georgian geological structure // Evolution of the northern margin of Tethys // *Mem. de la Soc. Geol. France. Paris. Nouvelle Ser.* № 154(II). 1989. P. 63–66.
43. *Bektas O.* Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia – Discussion // *Tectonophysics.* 1987. V. 141. P. 345–347.
44. *Cande S., Kent D.* A new Geomagnetic polarity Time Scale for the late Cretaceous and Cenozoic // *Journ. Geoph. Res.* 1992. V. 97. P. 13917–13951.
45. *Dachev C., Georgiev G.* Problems of the rift tectonics of West Black Sea Basin. 2nd Ann // Meeting of IGCP Project 369. *Mamia. Romania. Abstracts.* P. 12.
46. *Dercourt J., Ricou L.-E.* Vrielynck eds. Atlas. Tethys paleoenvironmental maps. Paris. 1993. (14 maps).
47. *Dewey J.E., Pitman W.C., Ryan W.B.F., Bonnin J.* Plate tectonic and evolution of the Alpien system // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1973. V. 84. P. 3137–3180.
48. *Finetti I., Briechi G., DelBen A., Pipan M., Xuan Z.* Geophysical study of the Black Sea // *Bull. Geophys. Teorica ed Applicata.* 1988. V. 30. № 117–118. P. 197–324.
49. *Golmshtok A.Y., Zonenshain L.P., Terekhov A.A., Shainurov R.V.* Age, thermal evolution and history of the Black Sea Basin Based on heat flow and multichannel reflection Data // *Tectonophysics.* 1992. V. 210. P. 273–293.
50. *Handschumacher D., Sager W., Hilde T., Bracey D.* Pre-Cretaceous tectonic evolution of the pacific plate and extension of the geomagnetic polarity reversal time scale with implications for the origin of the Jurassic Quiet zone // *Tectonophysics.* 1988. V. 155. P. 365–380.
51. *Harland W., Armstrong R., Cox A., Craig L., Smith A., Smith D.* A Geological time scale 1989 // Cambridge Univ. Press. 1990. 263 p.
52. *Irving T.* The Mid-Atlantic Ridge at 45° N. Oxidation and magnetic properties of basalt: Review and discussion // *Can. J. Earth. Sci.* 1970. V. 7. P. 1528–1538.
53. *Kazmin V.* Collision and rifting in the Tethys Ocean // *Tectonophysics.* 1991. V. 196. P. 371–384.
54. *Kazmin V.* Early Mesozoic reconstructions of the Black Sea–Caucasus region // Northern margin of Tethys. Paris: IGCP Project 198. 1990. V. 3. P. 147–157.
55. *Le Touzey J., Biju-Duval B., Dorkei A. et al.* The Black Sea: a marginal basin // Biju-Duval and L. Montadert eds., Intern. Symp. Structural history Mediterr. Basins. Technip: 1977. P. 363–379.
56. *Lordkipanidze M., Meliksetian B., Djarbashian R.* Mesozoic-Cenozoic Magnetic evolution of the Pontian-Crimean-Caucasian region. Evolution of the northern margin of Tethys. *Mem. de la Soc. Geol. Paris: Nouvelle Ser.* № 154(II). P. 103–121.
57. *Okay A.I., Sengor A.M.C., Gorur N.* Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // *Geology.* 1994. V. 22. P. 267–270.
58. *Ozima M., Larson R.* Low and High temperature oxidation of titanomagnetite in Relation to irreversible changes in the magnetic properties of submarine basalts // *J. Geoph. Res.* 1971. V. 75. P. 1003–1017.
59. *Robinson A., Spadini G., Cloethingh S., Rudat Y.* Stratigraphic of the Black Sea: Inference from basin modelling. *Mas. and Petrol. Geol.* 1995. V. 12. № 8. P. 821–835.
60. *Senqor A.M.C., Yilmaz Yu.* Tethian evolution of Turkey: a plate tectonic approach // *Tectonophysics.* 1981. V. 75. P. 181–241.
61. *Wernicke B.* Theory of large-scale, uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Can. J. Earth. Sci.* V. 22. P. 108–125.

Рецензенты: А.Л. Книппер, Н.В. Короновский,
Г.З. Гурарий

Magnetic Anomalies and Age of the Black Sea Deep Basins

A. A. Shreider, V. G. Kazmin, and V. S. Lygin

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, ul. Krasikova 23, Moscow, 117218 Russia

The nature of magnetic anomalies in the Black Sea is discussed and an attempt to interpret magnetic anomalies in the eastern deep-sea basin has been made with the assumption that they are of a spreading origin. The results of the steady downward continuation of these anomalies and their subsequent correlation to the standard geomagnetic polarity reversal scale have been used. Presumably, the anomalies can be either Paleogene or Cretaceous in age. Based on the analysis of geologic data, schematic paleotectonic reconstructions of the Black Sea region in the Mesozoic have been performed. It has been shown that the Paleogene age of the opening of the Eastern Basin does not contradict geologic data. By virtue of the fact that the age of the Black Sea basins remains uncertain, the data on magnetic anomalies seem to be promising for resolving this problem.

УДК 551.248.1(574.3)

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И РЕКОНСТРУКЦИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

© 1997 г. Д. В. Гришин*, Д. М. Печерский*, К. Е. Дегтярев**

*Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва

**Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 22.03.94 г.

В результате палеомагнитных исследований вулканогенных и осадочных пород Девонского вулканического пояса Центрального Казахстана определены палеомагнитные направления для отдельных блоков различных ветвей пояса, выделена доскладчатая близкая к первичной компонента естественной остаточной намагниченности силурийского, девонского возрастов и послескладчатая метакронная компонента позднепалеозойского возраста. Установлено, что в силуре северная часть Казахстанской плиты находилась на 5° – 10° с.ш. Девонский пояс формировался на 21° – 24° с.ш. Широтная и северо-восточная ветви пояса в древней системе координат имели субмеридиональное простирание, а юго-западная – субширотное. На коллизионном этапе сдвиговые дислокации привели к образованию подковообразной структуры пояса. Для объектов широтной части пояса получены координаты девонского (5° с.ш. и 135° в.д., $\alpha_{95} = 8.7^{\circ}$) и позднепалеозойского (53° с.ш. и 152° в.д., $\alpha_{95} = 16^{\circ}$) палеополлюсов.

ВВЕДЕНИЕ

Девонский вулкано-плутонический пояс Центрального Казахстана в современной структуре имеет подковообразные очертания и состоит из трех ветвей: широтной, юго-западной и северо-восточной (рис. 1). Различные исследователи по-разному объясняли эту особенность: одни считали, что она первична и формирование пояса происходило над глубинными разломами, которые являлись магмоподводящими каналами [3], другие предполагали, что подковообразная структура вторична, а он, т.е. пояс, первоначально был прямолинейным [4]. Для воссоздания подтвержденной количественными характеристиками первичной структуры Девонского вулканического пояса в 1990–1991 гг. проведены палеомагнитные исследования силурийско-девонских пород его трех ветвей.

ПРИНЦИПЫ ОТБОРА И ОБРАБОТКИ ОБРАЗЦОВ

В пределах каждой из ветвей вулканического пояса выбраны опорные участки, где производился отбор ориентированных образцов из субэвральных эффузивов и вулканогенно-осадочных пород среднего и кислого состава. В широтной ветви опробованы риолиты семизбугинской свиты нижнего девона (2 разреза, 69 образцов). В юго-западной части пояса отобраны образцы из среднедевонских пород на крыльях Михайнарской синклинали (6 разрезов, 90 образцов), а в северо-восточной – из андезитов и риолитов айгыржальской свиты нижнего девона (1 разрез, 21 образец).

Для контроля возможного первичного наклона континентальных эффузивов отбирались образцы из нижнедевонских морских туфогенно-терригенных толщ Нуринского синклинория (1 разрез, 28 образцов) и Спасской зоны (3 разреза, 127 образцов), синхронные формированию вулканических серий Девонского пояса. Также опробованы силурийские терригенные породы Тектурмасской зоны (2 разреза, 43 образца), Нуринского синклинория (1 разрез, 30 образцов) и северо-западного Предчингизья (3 разреза, 70 образцов).

Все образцы подвергнуты ступенчатой термочистке (Т-чистка), от 350 до 620°C с шагом 20 – 50°C . Измерения остаточной намагниченности проводились на магнитометре JR-4. Для контроля минералогических изменений материала в ходе Т-чистки параллельно с J_n измерялась магнитная восприимчивость на KLY-2. Термочистка прекращалась либо из-за заметного подмагничивания выше 570 – 600°C , либо если измеряемая величина J_n оказывалась на пределе чувствительности JR-4. Выделение компонент естественной остаточной намагниченности велось на ортогональных диаграммах Зийдервельда, на стереографических проекциях строились круги перемагничивания в ходе Т-чистки (метод пересечения кругов перемагничивания – МПКП, [6]) с дальнейшей обработкой по методике Холлса для определения направления древней компоненты J_n [11]. Векторы-результаты получены в ходе стандартной статистической обработки выделенных компонент (статистика Фишера). Палеомагнитная стабильность пород и время образования компонент определялись тестами складки (методы выравнивания и постепенного ввода поправки на залегание), галек, обращения.

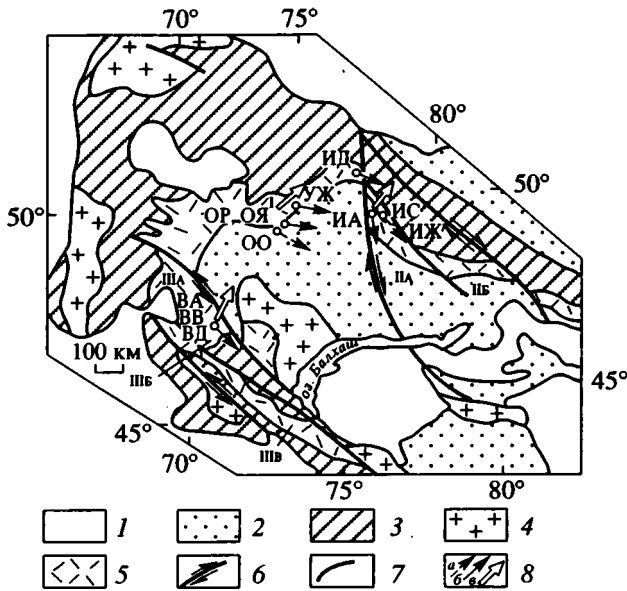


Рис. 1. Тектоническая схема Казахстано-Тянь-Шаньского блока.

1 – кайнозойские образования; 2 – средне-позднепалеозойские комплексы Джунгаро-Балхашской, Зайсанской областей и внутренней зоны девонского пояса; 3 – каледониды Казахстано-Тянь-Шаньского блока; 4 – докембрийские сиалические массивы; 5 – девонский вулканоплутонический пояс: широтная ветвь (I); северный (IIa) и южный (IIб) сегменты северо-восточной ветви; Каражал-Жайремский (IIIa), Михайнарский (IIIб) и Джалаир-Найманский (IIIв) блоки юго-западной ветви; 6 – позднепалеозойские сдвиги; 7 – прочие разломы; 8 – средние палеомагнитные склонения: а – силурийского возраста, б – девонского возраста, в – позднепалеозойского возраста. Буквами обозначены объекты исследований (см. табл. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Девонский вулканоплутонический пояс. Широтная ветвь. Разрез семизбугинской свиты в окрестностях пос. Жувантгобе (объект УЖ на рис. 1). Опробованы полого залегающие риодациты мощностью 100 м. В вулканитах наблюдается вторичное окварцевание пород, связанное с внедрением граносиенитов среднего девона. В ходе Т-чистки в интервале 20–300°C (400°C) выделяется компонента J_n , направленная по современному полю или сложная намагниченность. В интервале температур 400–620°C выделяется компонента J_n , направления которой формируют пояс от области прямой полярности к обратной (рис. 2б). Образцы области высоких отрицательных наклонений характеризуются большим разбросом направлений исходной J_n и высокой долей намагниченности гематита (при $T = 620^\circ\text{C}$ $J_m/J_n > 0.1$). Другая часть образцов имеет относительно большую величину J_n , ее высокотемпературная компонента связана главным образом с магнетитом, имеет

прямую и обратную полярности, которые часто чередуются в разрезе. Тест обращения положителен, но из-за большого разброса результатов мало надежен (табл. 1). Применение МПКП для образцов с высокой долей намагниченности гематита в древней системе координат позволило получить направление J_n , близкое к метакронной (табл. 1).

Разрез семизбугинской свиты в районе гор Торгайкол (объект ИД). Опробованы моноклинално залегающие андезиты и риолиты, мощностью около 700 м.

Низкотемпературная сложная намагниченность уничтожается Т-чисткой в интервале 300–440°C (500°C). В интервале 450–620°C выделяется компонента J_n обратной магнитной полярности. Судя по сходству с палеомагнитными направлениями других объектов, наиболее вероятен девонский возраст этой компоненты.

Юго-западная ветвь. В этой части пояса изучено несколько разрезов среднедевонских вулканогенно-осадочных пород на крыльях Михайнарской синклинали, ядро которой сложено фаменско-каменноугольными терригенно-карбонатными толщами. Вулканогенные породы северо-восточного крыла этой структуры прорваны крупными позднедевонскими и позднепалеозойскими интрузивами, что осложняет интерпретацию палеомагнитных данных.

Разрез эффузивов на северо-восточном крыле синклинали (объект ВА). Во всех образцах риолитов (мощность 250 м) уничтожается Т-чисткой 350°C компонента J_n , направленная по современному полю. Выше 620°C на диаграмме Зейдервельда выделяются две компоненты: 1 – в интервале 350–530°C преобладает послескладчатая компонента ($k_c/k_{др} = 3.15$), в современной системе координат близкая к направлению позднепалеозойского поля; 2 – в интервале 560–620°C преобладает доскладчатая компонента ($k_{др}/k_c = 2.3$).

Вулканогенно-осадочные породы северного крыла (объект ВВ). В образцах риолитов (мощность 50 м) компонента J_n , направленная по современному полю, разрушается при температуре 350°C; при дальнейшей чистке выделяются компоненты в интервале 350–530°C и 530–620°C, при этом на диаграмме Зейдервельда проекция вектора приходит в начало координат, т.е. полное размагничивание образцов не достигается. Низкотемпературная компонента в современной системе координат близка к направлению позднепалеозойского поля и, видимо, преимущественно послескладчатая ($k_c/k_{др} = 1.44$). Направление высокотемпературной компоненты совпадает с первой, но соотношение кучностей уменьшается ($k_c/k_{др} = 1.18$), т.е. ощущается присутствие возможной доскладчатой компоненты J_n , которую удастся выделить методом пересечения кругов перемагничивания в древней системе координат совместно для образцов объектов ВА и ВВ (табл. 1).

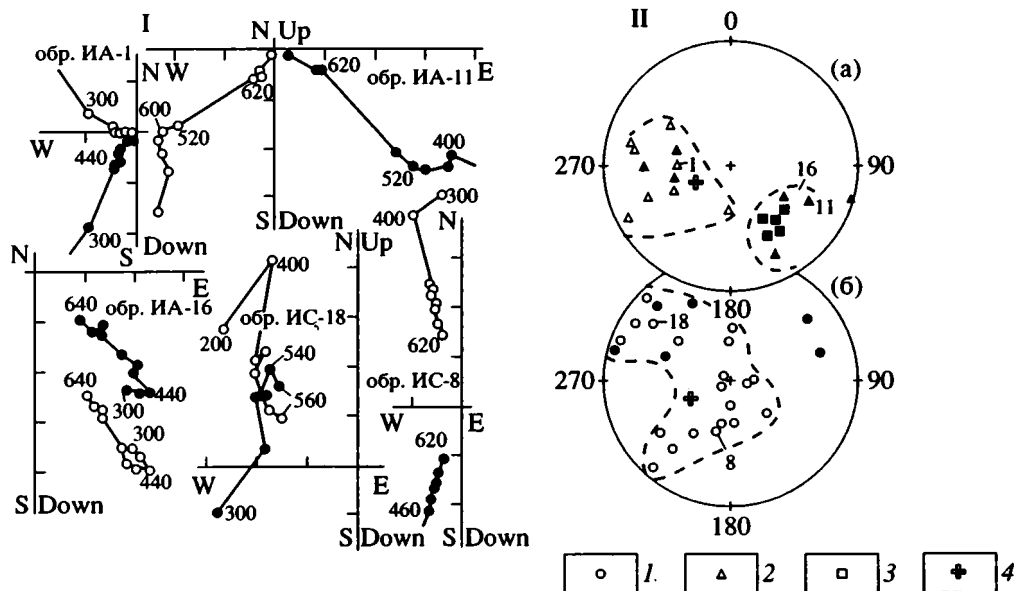


Рис. 2. Результаты палеомагнитных исследований для объектов северо-восточной ветви Девонского вулканического пояса. I. Представительные ортогональные диаграммы ступенчатого терморазмагничивания J_n образцов объектов ИА и ИС в современной системе координат. Залитые (незалитые) символы на диаграммах являются проекциями в горизонтальной (вертикальной) плоскости. Масштаб по осям диаграмм условный. II. Стереогаммы направлений высокотемпературной компоненты J_n образцов объектов ИА (а) и ИС (б) в современной системе координат. Выделенные области соответствуют прямой, обратной полярности J_n и метакронного перемагничивания обратной полярности. Номера на стереогаммах J_n соответствуют образцам, для которых представлены ортогональные диаграммы. Залитые и незалитые значки на стереогаммах – нижняя и верхняя полушеры соответственно. 1 – красноцветные песчаники и алевролиты, 2 – риолиты и дациты, 3 – андезито-базальты, 4 – направление, вычисленное по пермскому поясу Казахстанской плиты для координат района исследований [6].

Внутриформационные конгломераты северного крыла (объект ВЕ). Как показывает Т-чистка галек риолитов, J_n галек как однокомпонентная, так и сложная. Единичные векторы высокотемпературной компоненты располагаются в современной системе координат в виде полосы от позднепалеозойского направления (в 11 из 16 галек его доля весьма заметна – $k = 8.6$; табл. 1) до высокого отрицательного наклона в четвертой четверти стереогаммы. Полосовидное распределение единичных направлений свидетельствует о существовании еще одной метакронной компоненты намагниченности, отличающейся от позднепалеозойской по склонению. Отрицательный тест галек подтверждает существенное позднепалеозойское перемагничивание всех объектов юго-западной ветви Девонского вулканического пояса.

Разрез вулканогенно-осадочных пород, мощностью 500 м южного крыла (объект ВД). В его нижней части отобраны базальты и туфоалевролиты, а верхней – базальты, алевролиты и песчаники. Компонента J_n , направленная по современному полю, обнаруживается только в образцах алевролитов и риолитов и уничтожается Т-чисткой 350°C. Обычно J_n пород имеет две компоненты: 1 – низкотемпературная послескладчатая (350–530°C), выделяется в осадочных породах и риолитах ($k_c/k_{др} = 1.39$), она значительно отлича-

ется от пермского направления по склонению и может быть связана с каменноугольным перемагничиванием; 2 – высокотемпературная компонента J_n выделяется в интервале 530–580°C в осадочных породах и базальтах верхней части разреза. Однако соотношения кучностей и постепенный ввод поправки на склон слоев не позволяют определить время ее образования. В комбинации с риолитами ВА среднее направление высокотемпературной компоненты J_n получается преимущественно доскладчатым ($k_{др}/k_c = 2.5$).

Северо-восточная ветвь. Разрез айгыржальской свиты нижнего девона в горах Аркалык (объект ИА). Здесь образцы отбирались из моноκлиально залегающих риолитов, туфов кислого состава и андезито-базальтов, мощностью 350 м. Термочистка до 300°C образцов андезитов и риолитов разрушает компоненту J_n , направленную по современному полю. Высокотемпературная компонента выделяется в интервале 500–640°C (рис. 2). Хотя они в нижней части разреза образуют зону обратной магнитной полярности, из-за значительного разброса единичных направлений в зоне обратной полярности и тяготения их к позднепалеозойскому направлению используется лишь направление вектора-результанта прямой полярности, как наиболее близкого к первичному.

Таблица 1. Палеомагнитные данные по объектам

Объект отбора (названия породы); залегание; возраст	n (n)	D _c	I _c	k	α ₉₅	D _{др}	I _{др}	k	α ₉₅	Метод
		градусы				градусы				
Девонский вулcano-плутонический пояс										
Широтная ветвь										
УЖ (риодациты)										
Аз. пд. 5, ∠10; Аз. пд. 140, ∠13										
D ₁₋₂	8 (34)	267	-46	7.4	18	276	-38	7.2	18	tR
	6 (34)	124	33	4.9	26	126	28	6.2	23	tN
	12 (14)					287	-30	8	14.3	tRNo
D ₁₋₂ (PZ ₃)	16 (34)	193	-75	4	17	215	-74	4.9	16	tR
	13 (16)					245	-70	17	10	sR
ИД (риолиты, андезиты)										
Аз. пд. 190, ∠50; D ₁₋₂										
	12 (35)	246	-43	14	10	303	-49	15.6	9.8	tR
Юго-Западная ветвь										
ВА (риолиты)										
Аз. пд. 200, ∠40; D ₂										
D ₂ (PZ ₃)	7 (15)	274	-52	6	21	327	-46	14	14.2	tRf+
	15	211	-46	23	7.6	206	-81	7.2	13.5	tRf-
ВВ (риолиты)										
Аз. пд. 200, ∠20; D ₂ (PZ ₃)										
	11	203	-55.5	28	8	199	-71	19	9.6	tRf-
ВА, ВВ; D ₂	13					319	-45		16.6	tRs
ВЕ; риолит D ₂ (PZ ₃)	11 (16)	242	-43	8.6	14	251	-54	8.6	14.4	tRq-
ВД (риолиты, базальты)										
Аз. пд. 30, ∠40; D ₂										
	8 (14)	11	-39	16.6	13	308	-73	13.1	14.6	t
D ₂ (PZ ₃)	7	323	-70	43	8	232	-46	31	9.4	tRf-
ВА, ВД	14	331	-56	4	19	320	-59	9.9	12	tRf+
метах. D ₂ (PZ ₃)	3 (35)	204	-46.6	71	9	219	-67	17	19.3	tRf-
Северо-Восточная ветвь										
ИА (риолиты, андезиты)										
Аз. пд. 265, ∠25; D ₁₋₂										
	9 (21)	142	39.6	25	9.3	168	48	25	9.4	tN
D ₁₋₂ (PZ ₃)	9 (21)	269	-27	5.8	19	269	-57	7.3	17	tR
Нижнедевонские морские туфоогенно-терригенные комплексы										
Спаская зона										
ОР (песчаники, дациты)										
Аз. пд. 310, ∠10; D ₁										
	9 (43)	294	-22	11	14	284	-50.6	10.6	14.3	tR
	11 (43)	117	16	4	21	112	46	4	21	tN
	5 (9)					285	-47	17	10	sR
	15 (21)					288	-50	8.9	12.1	tRNo
ОР (песчаники)										
Аз. пд. 310, ∠10; D ₁ (PZ ₃)										
	14 (43)	237	-75	4.6	17	159	-60	4.1	18.4	tR
ОЯ (песчаники)										
Аз. пд. 300, ∠25; D ₁										
	9 (14)	286	5.4	4.9	21	288	-27	4.5	22	tR
среднее ОР, ОЯ	15 (18)					278	-30	25	15	sR
ОЛ; галька										
дацитов D ₁										
	27 (27)	259	-34	1.3	22					tq+
D ₁ (PZ ₃)	12 (27)	245	-43	4.6	19					tq-

Таблица 1. (Окончание)

Объект отбора (названия породы); залегание; возраст	n (n)	D _c	I _c	k	α_{95}	D _{др}	I _{др}	k	α_{95}	Метод
		градусы				градусы				
Нурийский синклиниорий										
ОЖ (песчаники, алевролиты)										
Аз. пд. 160, $\angle 60$; D (PZ ₃) ?	15 (20)	266	-63	7.4	13	302	-6.5	7.8	13.4	tR
Аз. пд. 80, $\angle 60$; D (PZ ₃) ?	6(8)	171	-73.6	4.8	26	237	1.3	3.7	29	tR
среднее D (PZ ₃)	21 (28)	233	-74	12	9	269	-3	3	18	tRf-
Силурийские терригенные комплексы										
Тектурмасская зона										
ОО (песчаники, алевролиты)										
Аз. пд. 334, $\angle 100$; S ₁	13 (13)	109	-49	13	11	124	24	16.7	9.5	tNf+
складка оползней	5 (5)	284	1.9	5	27					
Нурийский синклиниорий										
ОМ (песчаники, алевролиты)										
S (PZ ₃)	13 (30)	235	-58	7.9	14	207	25	3.1	22	tRf-
Северо-западное Предчирчигсье										
ИС (песчаники)										
Аз. пд. 10, $\angle 50$; S ₂ (PZ ₃)	16 (28)	227	-66	3.8	17	210	-17	4	17	tR
ИЖ (песчаники, алевролиты)										
Аз. пд. 290, $\angle 30$; S ₂ (PZ ₃)	19 (35)	218	-67	2.3	21	156	-57	2.4	20	tR
ИЖ, ИС; S ₂	12					324	-11.5		13	tsR

Примечания к табл. 1, 2: шир., дол., – координаты места отбора; N – число объектов; n(n) – число штудов, вошедших в статистику (общее число штудов, участвовавших в обработке); D, I – склонение и наклонение (с – в современной, др – в древней системе координат); α_{95} , k – радиус овала доверия (в градусах) и кучность, определенные по статистике Фишера (в случае применения метода Холлса овал доверия равен среднеквадратичному α_{\min} и α_{\max}); Ф, Л – координаты палеомагнитного полюса; t – термочистка; f – тест складки, благодаря которому выделены компоненты: (+) – доскладчатая, (-) – послескладчатая, (+-) – со-складчатая; N, R – принятая полярность (прямая, обратная соответственно); s – направление выделено методом пересечения кругов перемагничивания; q – тест конгломератов; o – метод обращения; D(PZ₃) – данные по метакхронной компоненте позднепалеозойского возраста, выделенной в породах девонского возраста. Азимуты и углы падения пород даны в градусах.

Нижнедевонские морские туфогенно-терригенные комплексы. Спасская зона. Разрез биотарской свиты в районе пос. Жаманжол (объект ОЛ). В нижней части разреза свиты из внутриформационных конгломератов отобраны гальки красноцветных вулканитов дацитового состава. В ходе Т-чистки выделилась вязкая компонента J_n , направленная по современному полю, и метакхронная компонента на фоне большого разброса единичных направлений, близкого к хаотическому ($K_c = 1.3$). Следовательно, в вулканитах биотарской свиты преобладает компонента J_n , близкая к первичной. В группе наиболее измененных (гематизированных) галек кучность J_n возрастает при Т-чистке 580–620°C до 4.6. По этим галькам оценено направление метакхронной компоненты J_n , которое в современных координатах приближается к палеомагнитному направлению пермского возраста, вычисленному по полюсу Казахстанской плиты и пересчитанному на географические координаты исследуемого региона ($D = 244$, $I = -64$) [5]. В породах силурийско-девонского возраста описываемых объектов метакхронная намагниченность возникла во время позднепалеозойской плутонической активизации после саякской фазы складчатости (P₁₋₂) и соответственно является послескладчатой.

Биотарская свита в районе хребта Жалаир вблизи пос. Топар (объект ОР). В двух пересечениях моноклинали отобраны лиловые песчаники и дациты по разрезу мощностью 200 м. В образцах песчаников в ходе Т-чистки до 200–300°C выделяется компонента J_n , направленная по современному полю, в интервале 300–620°C – высокотемпературная компонента J_n , направление которой близко к позднепалеозойскому. Эта компонента определена как метакхронная (рис. 3). Древняя высокотемпературная компонента (проекция которой приходит в начало координат на диаграмме Зейдервельда) может не выделяться в ходе термочистки, однако круги перемагничивания этой части образцов отклоняются от направления метакхронной намагниченности. В дацитах при Т-чистке в интервале 20–520°C выделяется намагниченность, вероятно, представляющая собой совокупность двух компонент, перекрывающихся по спектру блокирующих температур. Древняя высокотемпературная компонента выделяется в интервале 520–580°C или обнаруживается методом пересечения кругов перемагничивания, которые образуют три области на сфере: диаметрально расположенные области прямой и обратной полярностей и область, близкую к метакхронному

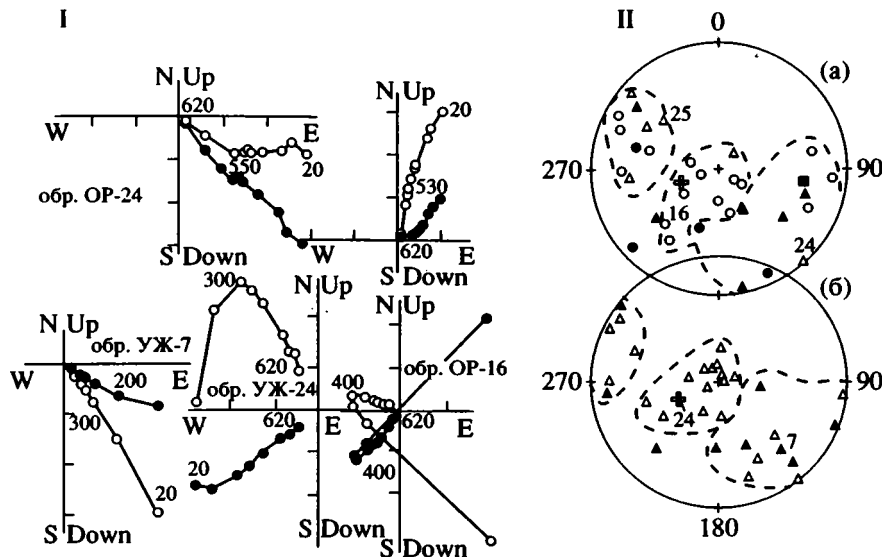


Рис. 3. Результаты палеомагнитных исследований для объектов широтной ветви Девонского вулканического пояса. I. Представительные ортогональные диаграммы ступенчатого терморазмагничивания J_n образцов объектов ОР и УЖ в современной системе координат. Залитые (незалитые) символы на диаграммах являются проекциями в горизонтальной (вертикальной) плоскости. Масштаб по осям диаграмм условный. II. Стереогаммы направлений высокотемпературной компоненты J_n образцов объектов ОР (а) и УЖ (б) в современной системе координат. Выделенные области соответствуют прямой, обратной полярности J_n и метасинхронного перемагничивания обратной полярности. Номера на стереогаммах J_n соответствуют образцам, для которых представлены ортогональные диаграммы. Залитые и незалитые значки на стереогаммах – нижняя и верхняя полушеры соответственно. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

позднепалеозойскому направлению в современной системе координат. Подобные области образуют векторы J_n (рис. 2а). Среднее направление оценено по статистике Фишера, в нее вошли направления высокотемпературной компоненты или высокотемпературной сложной намагниченности. Для образцов каждого из разрезов определено направление намагниченности зон прямой и обратной полярности. Средние направления J_n образцов разных полярностей при обращении незначительно отличаются между собой и направлением, полученным для образцов обратной полярности методом пересечения кругов перемагничивания (табл. 1). Образцы, имеющие прямую магнитную полярность, фиксируют границу осадочной и вулканогенной частей разреза биотарской свиты.

Разрез биотарской свиты в окрестностях пос. Ялта (объект ОЯ). Здесь в моноклинали залегает толща мощностью 150 м отобраны лиловые туфопесчаники. Компонентный состав J_n образцов песчаников (объект ОЯ) и дацитов (объект ОР) близки. Высокотемпературная компонента обратной полярности выделяется при Т-чистке в интервале 450–580°C и значительно отличается по направлению от метасинхронной (в современной системе координат).

Нуринский синклиорий. Разрез туфогенных пород биотарской свиты (объект ОЖ). Здесь отобраны песчаники и алевролиты на двух крыльях крупной складки, которая располагается в Спас-

ской зоне разломов. Общая мощность разреза составляет 350 м. Компонента J_n , направленная по современному полю, уничтожается Т-чисткой 300–400°C, иногда она сохраняется до 620°C. Распределение на сфере направлений высокотемпературной компоненты J_n , непосредственно выделяющейся в ходе Т-чистки (рис. 3), показывает, что большинство из них тяготеет к пермскому направлению в современной системе координат. Соотношение кучностей по двум крыльям складки ($k_c/k_{др} = 4$; табл. 1), а также отсутствие максимума кучности при постепенном введении поправки на наклон слоев однозначно говорит о явном преобладании послескладчатой намагниченности. Разница в склонении векторов-результатов ($D_1 - D_2 = 95^\circ$) для крыльев с различным простиранием (Аз. пд. 160° и 80°) возможно связана с сигмоидальным послескладчатым изгибом пластов.

Силурийские терригенные комплексы. Тектурмасская зона. Разрез нижнесилурийских терригенных пород на южных отрогах гор Тектурмас вблизи пос. Ялта (объект ОО). Здесь отобраны темно-серые песчаники и алевролиты мощностью 300 м, находящиеся в опрокинутом залегании.

Стабильная компонента J_n выделяется в интервале 450–600°C. Для определения ее возраста отобраны образцы пород конволютной складки оползания (крылья, замок) и подстилающих и перекрывающих пластов (мощность ритма 0.3 м). Получены следующие результаты: в слоях подстилающем и

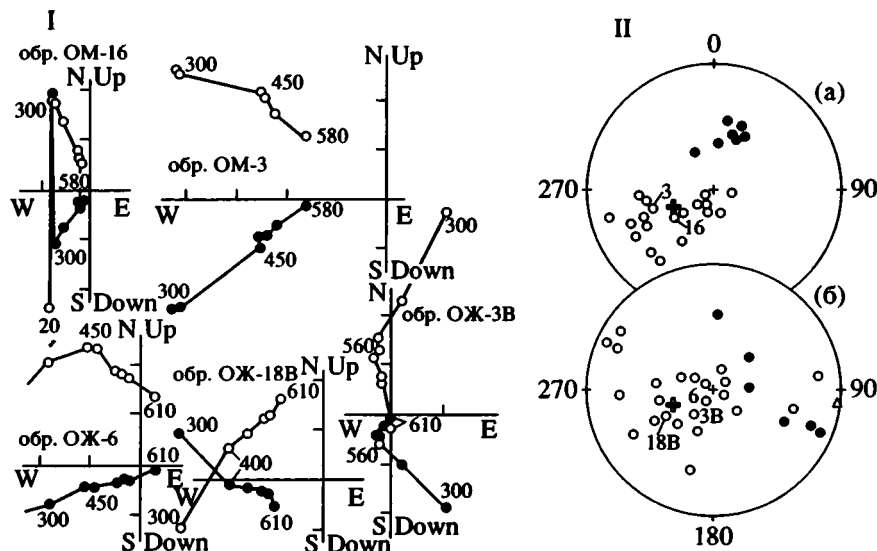


Рис. 4. Результаты палеомагнитных исследований для объектов юго-западной ветви Девонского вулканического пояса.

I. Представительные ортогональные диаграммы ступенчатого терморазмагничивания I_n образцов объектов OM и OЖ в современной системе координат. Залитые (незалитые) символы на диаграммах являются проекциями в горизонтальной (вертикальной) плоскости. Масштаб по осям диаграмм условный.

II. Стереодиаграммы направлений высокотемпературной компоненты I_n зеленоцветных песчаников объекта OM (а), пестроцветных песчаников и алевролитов объекта OЖ (б) в современной системе координат. Выделенные области соответствуют прямой, обратной полярности I_n и метакрионного перемагничивания обратной полярности. Номера на стереодиаграммах I_n соответствуют образцам, для которых представлены ортогональные диаграммы. Залитые и незалитые значки на стереодиаграммах – нижняя и верхняя полушеры соответственно. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

покрывающем конволютную складку палеомагнитное направление кучное $D_c = 117^\circ$, $I_c = -31^\circ$, $k_c = 151$; $D_{др} = 114^\circ$, $I_{др} = 42^\circ$, $k_{др} = 244$; $n = 5$) и скорее доскладчатое ($k_{др}/k_c = 1.6$), тогда как направления стабильной части J_n образцов из конволютной складки имеют большой разброс ($k = 5$; табл. 1). Следовательно, высокотемпературная компонента J_n приобретена осадками до образования конволютной складки, т.е. практически на стадии седиментации, соответственно, среднее направление отложений объекта OO ($D = 124^\circ$, $I = 24^\circ$) характеризует направление раннесилурийского геомагнитного поля прямой полярности.

Нури́нский синклинорий. Разрез зеленоцветных терригенных пород нижнего силура вблизи пос. Медине (объект OM). Здесь отобраны песчаники и алевролиты, слагающие разные крылья складок (мощность разрезов 300 и 100 м). Термоустойчивой до 300°C у большинства образцов разрушается компонента J_n , направленная по современному полю. В интервале $300\text{--}620^\circ\text{C}$ выделяется послескладчатая компонента ($k_c/k_{др} = 7.9/3.1$), направление которой в современных координатах близко к позднепалеозойскому (рис. 4а, табл. 1). Применение метода пересечения кругов перемагничивания дает удовлетворительную сходимость только в современной системе координат. В ходе Т-чистки намечается слабая тенденция смещения векторов к девонскому направлению.

Северо-западное Предчингизье. Разрез верхнесилурийских красноцветных и пестроцветных

терригенных пород в районах гор Жанбазар (объект ИЖ) и Улькен-Догадан (объект ИС). В отобранных образцах компонента J_n , направленная по современному полю, разрушается Т-чисткой 300°C , далее в интервале $300\text{--}620^\circ\text{C}$ выделяется, главным образом, метакрионная послескладчатая компонента и в меньшей мере доскладчатая компонента. В зависимости от доли участия этих компонент точки на стереодиаграмме образуют полосу (рис. 4б). Методом пересечения кругов перемагничивания проанализированы в древней системе координат те образцы из обоих разрезов, направления J_n которых в ходе Т-чистки отклоняются от метакрионного. В результате получено направление доскладчатой компоненты J_n , связанной с гематитом красноцветных осадочных пород.

ОБОБЩЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представляется, что наиболее целесообразно провести обобщение результатов по каждой из ветвей Девонского вулканического пояса (табл. 2, рис. 1).

Широтная ветвь. Кроме данных по эффузивным толщам рассмотрены и материалы, полученные по морским разрезам Спасской зоны, Нури́нского синклинория и Тектурмасской зоны, которые также имеют широтные простирания. Здесь выделены следующие типы намагниченности:

1 – метакрионная, сохраняющаяся в осадочных породах (объекты ОР, ОМ), обладающая высокой

Таблица 2. Средние палеомагнитные направления по объектам Девонского вулcano-плутонического пояса

Место отбора пород	Координ.		Возраст	N/n	D	I	к	α_{95}	Φ	Λ	α_{95}	Метод
	шир.	дол.			градусы				градусы			
Широтная ветвь												
Тектурмас. зона Красная пол., (ОО) песчаники алевролиты	49.2	73	S ₁	1/5	124	24	17	16				tfN
Спасская зона п. Топар, Ялта:(ОР, ОЯ) песчаники дациты	49.5	72.8	D ₁	3/29	288	-41.3	40	12.8				tRNq
Вулканический пояс (УЖ, ИД) г. Жуван-Тобе	50.1	73.8										
Торгайкол риолиты андезиты	50	76.4	D ₁₋₂	3/24	295	-39.1	23	16.6				tRN
среднее			D ₁₋₂	6/53	291	-40.3	35	9.6	-5	315	8.7	tRN
метахрон.			S-D (PZ ₃)	5/75	234	-62	26	12	-53	332	16	tRf-
Юго-западная ветвь												
Микайнарская мульда (ВА, ВВ, ВД) риолиты, базальты	47.5	70.7	D ₂	3/27	319	-52	67	12.1	2	284	14	tRf+
метахронная	-	-	D ₂ (PZ ₃)	3/35	204	-46.6	71	9	-63	19	9	tRf-
Северо-восточная ветвь												
Предчингизская зона г. Жанбазар, Улькен-Доголан (ИЖ, ИС) песчаники алевролиты	49.5	76.5	S ₂	2/12	324	-11		13				tsR
г. Аркалык (ИА) метахронная	-	-	D ₁₋₂	1/9	168	48	25	9.3	11	267	10	tN
Вост. Европа [10]			S (PZ ₃)	2/35	222	-66.5	900	3.2	-63	331	5	tRf-
Сибирь [10]									48	154	2	
									-2	138	4	
									52	155	8	
									6	136	4	

стабильностью (выделяется Т-чисткой в интервале 300–620°C) и имеющая послескладчатый характер (объекты ОМ, ОЛ, ОЖ). В современной системе координат близка к позднепалеозойскому направлению обратной магнитной полярности.

2 – первичная, вероятно девонская, намагниченность выделяется, главным образом, в вулканитах Т-чисткой 520–600°C (положительный тест галек объекта ОЛ). Среднее палеомагнитное направление для объектов центральной части (ОР, УЖ, ОЯ) близко направлению стабильной компоненты J_n песчаников объекта ОО, вулканитов объекта ИД, удаленных на 100–300 км к востоку (табл. 2, рис. 1).

Северо-восточная ветвь. Здесь рассмотрены данные как по нижнедевонским вулканитам, так и силурийским красноцветным комплексам, имеющим близкие простирания.

В породах объектов северо-восточной ветви выделены:

1 – метахронная намагниченность с преобладанием послескладчатой компоненты в современ-

ной системе близка к позднепалеозойскому направлению обратной магнитной полярности. Высокотемпературная компонента J_n, выделенная методом пересечения кругов перемагничивания по этим объектам (ИЖ, ИС), вероятно, имеет силурийский возраст.

2 – высокотемпературная компонента J_n ранне-среднедевонского возраста, образующая магнитозоны прямой и обратной полярности, выделена Т-чисткой (500–600°C) в вулканитах объекта ИА.

Юго-западная ветвь. В разрезах крыльев Микайнарской синклинали выделены:

1 – метахронная намагниченность с преобладанием послескладчатой компоненты для наиболее измененных пород выделяется в интервале 350–620°C. Направление метахронной намагниченности обратной полярности риолитов северного крыла близко к позднепалеозойскому в современной системе координат. Здесь тест галек отрицательный. В породах южного крыла выделяется низкотемпературная метахронная послескладчатая

Таблица 3. Ожидаемые и наблюдаемые палеомагнитные направления прямой полярности для блоков Юго-Западной и Северо-Восточной ветвей Девонского пояса

Блок	Возраст	D	I	α_{95}	Φ_a	D	I	Φ_a	R	F
		наблюдаемое				ожидаемое				
Юго-зап. ветвь	D ₂	139	52	12.1	+32.6	106.1	37.3	+20.8	32.9	11.8
	PZ ₃	24	46.6	9	+27.8	51.5	59.7	+40.5	-27.5	-12.7
Сев.-вос. ветвь	D ₁₋₂	168	48	9.3	+29	111.8	41.5	+23.8	56.2	-8.2
	PZ ₃	42	66.5	3.2	+49	55	63.3	+44.8	-13.0	4.2

Примечание: Φ_a – палеоширота, R = D наблюдаемое, –D ожидаемое; F = Φ_a наблюдаемое – Φ_a ожидаемое. Ожидаемые направления вычислены по палеополюсам блока широтной ветви пояса в пересчете на координаты мест отбора.

намагниченность, вероятно, имеющая позднепалеозойский возраст.

2 – высокотемпературная компонента J_n выделена в риолитах северного крыла Т-чисткой в интервале 560–620°C и методом пересечения кругов перематирования (объекты ВА и ВВ). Намагниченность R-полярности выделена в базальтах южного крыла в интервале 530–580°C. В нижней части разреза склонение векторов J_n зависит от азимута простираения пластов, что объясняется тектонической переработкой структуры. Для объектов ВА и ВД, расположенных на разных крыльях мульды, при постепенном вводе поправки на наклон слоев максимальная кучность достигается при 80%-ной поправке ($k_{др} = 11.1$), незначительно превышая $k_{др}$ при полном выравнивании крыльев мульды ($k_a = 9.9$).

РЕКОНСТРУКЦИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ

Для определения относительных перемещений блоков и их вращения в качестве неподвижного выбран блок широтной ветви пояса. Его палеомагнитные направления пересчитаны на географические координаты блоков Юго-Западной и Северо-Восточной ветвей. Разница между наблюдаемыми и ожидаемыми склонениями (R) характеризует возможный поворот блока вокруг вертикальной оси, а разница между наклонениями (F) – широтное смещение (табл. 3). Оценка достоверности данных выполнена по методике М. Бек [8] с учетом поправок Г. Демареста [9]. В результате установлено:

1 – по направлению метахронной намагниченности позднепалеозойского возраста предполагается поворот блока Юго-Западной ветви пояса против часовой стрелки $R = 27.5^\circ \pm 20^\circ$, широтное смещение незначимо: $F = -12.7^\circ \pm 14.7^\circ$.

2 – по направлению доскладчатой близкой к первичной намагниченности среднедевонских комплексов Юго-Западной ветви установлен поворот по часовой стрелке $R = 32.9^\circ \pm 18.2^\circ$, а учитывая позднепалеозойский поворот против часовой стрелки, амплитуда вращения в последевонское время составит $60.7^\circ \pm 38^\circ$, широтное смещение $F = 11.8^\circ \pm 11.9^\circ$ незначимо.

3 – поворот и смещение блока Северо-Восточной ветви после позднего палеозоя находятся в пределах ошибки метода $R = 13.0^\circ \pm 31^\circ$ и $F = 4.2^\circ \pm 13^\circ$, последевонский поворот составил $56.20^\circ \pm 14.5^\circ$ по часовой стрелке без широтного смещения $F = 6.2^\circ \pm 10.2^\circ$.

Для реконструкции среднепалеозойской структуры Девонского пояса необходимо “снять” наложенные молодые деформации, к которым относятся крупные сдвиги, надвиговые пояса, зоны блоковых дислокаций, сигмоиды.

В Центральном Казахстане подобные структуры разделяют относительно однородные блоки, которые могут испытывать перемещение и вращение независимо от соседних участков. При этом палеомагнитные данные распространяются только на конкретный блок, в пределах которого проводились измерения. Такие способы реконструкций были предложены Л.П. Зоненшайном, но из-за отсутствия палеомагнитных данных им применялись чисто структурные методы.

При проведении реконструкции первичной структуры Девонского вулканоплутонического пояса за опорную была принята его широтная часть, как наименее затронутая секущими присдвиговыми деформациями (рис. 1).

Северо-Восточная ветвь пояса отделена от широтной Центрально-Казахстанским правым сдвигом и разделяется на два крупных сегмента – северный и южный. Северный сегмент (рис. 1, Па) имеет в современной структуре северо-западное простираение, южный (рис. 1, Пб), удаленный от сдвига, – субширотное простираение. Угол между сегментами составляет 55° – 60° . Для северного сегмента характерны чешуйчато-надвиговые структуры в силурийско-девонских толщах, наиболее интенсивно проявленные вблизи сдвига (горы Каратау и Аркалык, объект ИА). При удалении от сдвига интенсивность дислокаций уменьшается, а простираения структур постепенно становятся субширотными. Таким образом, полученная амплитуда поворота для девонских вулканитов в горах Аркалык характеризует поворот отдельного блока, ограниченного надвигами. Это вращение может определять кинематику движения и других блоков этого сегмента. Для реконструкции первичного положения северо-восточной ветви ее

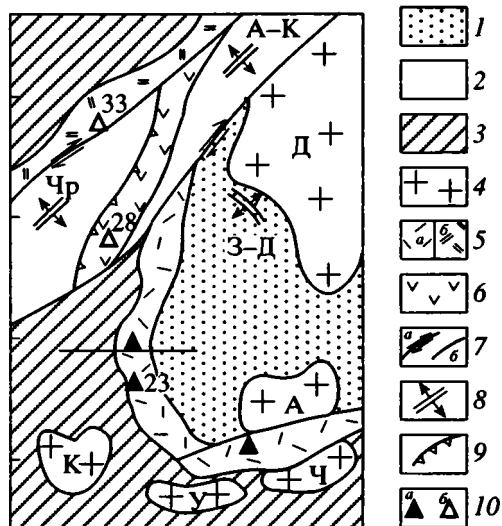


Рис. 5. Палинпастическая реконструкция Казахстана и прилегающих территорий для девонского времени.

1 – терригенные девонские комплексы, залегающие на гетерогенном каледонском фундаменте; 2 – зоны с океанической корой; 3 – каледониды; 4 – докембрийские сиалические массивы (К – Кокчетавский, У – Улутауский, А – Актау-Моинтинский, Ч – Чуйский, Д – Джунгарский); 5 – краевые вулканические пояса: Казахстанский (а) и Рудно-Алтайский (б); 6 – Саурская островодужная система; 7 – сдвиги, проявленные в среднем–позднем палеозое (а), позднем палеозое (б); 8 – зоны спрединга (З-Д) – Западно-Джунгарская, Чр – Чарская, А-К – Алмантай-Карамайлйская); 9 – зоны субдукции; 10 – объекты палеомагнитных исследований (а), опубликованные палеомагнитные данные по девонским комплексам сопредельных территорий (б) [12]. Цифра около знака обозначает северную палеошироту.

необходимо переместить на север с ликвидацией смещений по сдвигу и снятием присдвиговых поворотов. В итоге широтная ветвь совмещается с северо-восточной и образует с ней единую структуру, имеющую субмеридиональное простирание в древних координатах.

Юго-Западная ветвь имеет более сложное внутреннее строение. Ее современная структура определяется влиянием Сарысу-Тенизской зоны блоковых дислокаций и Джалаир-Найманской зоной разломов, имеющей, вероятно, сдвиговую природу. На Сарысу-Тенизском водоразделе преобладают широтные простирания, для Каражал-Жайремского участка характерны северо-западные ориентировки (рис. 1, Ша), в районе Михайнарской синклинали вновь проявляются широтные простирания (рис. 1, ШБ). Южнее в пределах Джалаир-Найманской зоны отчетливо выражены северо-западные простирания (рис. 1, ШВ). В целом структура этой части вулканического пояса близка к сигмоидальной. Михайнарский участок с субширотной ориентировкой структур располагается между двумя крупными правосдвиговыми зонами разломов: Джалаир-Найманской и Кара-

жал-Жайремской. Полученные палеомагнитные данные могут быть распространены только на этот участок. Однако выявленный поворот против часовой стрелки по векторам метакристаллической позднепалеозойской намагниченности для Михайнарской синклинали, вероятно, характеризует движение всего Улутау-Северо-Тяньшаньского блока [4]. Послесреднедевонский поворот по часовой стрелке исследованного участка позволяет снять присдвиговые деформации, которые привели к образованию сигмоиды. Эти разнонаправленные повороты, вероятно, могли являться результатом разноплановых движений по сдвигам в позднепалеозойский коллизионный этап развития Центрального Казахстана.

Таким образом, учитывая влияние сдвиговых деформаций, можно восстановить структуру девонского пояса в среднем палеозое. Широтная и северо-восточная ветви представляли собой единую структуру субмеридионального простирания. Юго-западная ветвь, наложенная на докембрийские массивы, образует с первой торцовое сочленение (рис. 5).

По полученным палеомагнитным данным, в силурийское время Казахстанская плита располагалась в близэкваториальной области (5° – 10° с.ш.). К раннему–среднему девону она переместилась в тропическую зону (21° – 24° с.ш.).

Девонский вулканический пояс был наложен на каледонский складчатый фундамент и докембрийские сиалические массивы. К востоку от пояса существовал прогиб, заполнявшийся мощными терригенными толщами. Их накопление происходило на гетерогенном основании, включающем блоки сиалического докембрия и каледонские комплексы. В краевой части этого прогиба на границе с Джунгарским микроконтинентом в раннем–среднем девоне возникла спрединговая Западно-Джунгарская зона [1]. К северу от пояса располагались Рудно-Алтайский вулканический пояс и Жарма-Саурская островодужная система [12], которые разделялись Чарской и Алмантай-Карамайлйской зонами спрединга [7]. Девонский пояс обладает многими чертами, присущими активным окраинам андского типа (краевое положение, поперечная петрохимическая зональность, субэпиральный характер вулканизма [2]), но невозможно определить положение зон субдукции и спрединга, с развитием которых можно связать образование подобной структуры. В перечисленных зонах спрединга амплитуда раздвига, вероятно, была незначительна. На это указывает близость девонских палеополюсов Казахстана, Сибири и Восточной Европы [10].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполнено палеомагнитное исследование вулканических и осадочных пород силура–девона

Девонского вулканического пояса. В результате ступенчатой термочистки и применения метода пересечения кругов перематничивания, тестов складки, галек, обращения определены палеомагнитные направления для отдельных блоков различных ветвей пояса. Выделена древняя доскладчатая намагниченность, близкая первичной, силурийского, девонского возрастов и послескладчатая метакронная – позднепалеозойского возраста. Установлено, что в силуре северная часть Казахской плиты находилась на 5° – 10° с.ш. Девонский пояс формировался на 21° – 24° с.ш. Широтная и северо-восточная ветви пояса имели единое субмеридиональное простираение, а юго-западная – субширотное. Севернее (в древних координатах) располагались Саурская островодужная система и вулканический пояс Рудного Алтая. Впоследствии эти структуры испытали общий поворот по часовой стрелке в среднем на 90° .

В позднепалеозойский коллизийный этап сдвиговые дислокации привели к вращению блоков, а благодаря смещению по разломам и сокращению территории сформировалась подковообразная структура пояса. В представительных объектах широтной ветви пояса, наименее затронутого секущими сдвиговыми деформациями, получены координаты девонского (5° с.ш. и 135° в.д., $A_{95} = 8.7^{\circ}$) и позднепалеозойского (53° с.ш. и 152° в.д., $A_{95} = 16^{\circ}$) палеополюсов. Их близость к разновозрастным палеополюсам Сибири и Восточной Европы свидетельствуют о слиянии мегаблоков в единый палеоконтинент в среднем-позднем палеозое.

Авторы благодарят за помощь в отборе, обработке образцов и обсуждение материала Г.З. Гурария, А.Н. Диденко, И.Н. Черных, Г.С. Янову, В.Г. Степанца.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 96-05-64758 и № 93-05-8952).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В.А., Моссаковский А.А., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Офиолитовые ассоциации Западной Джунгарии (КНР) // ДАН. 1993. Т. 332. № 6. С. 746–751.
2. Бахтеев М.К. Палеозойские орогенные вулканоплутические пояса. М.: Недра, 1987. 166 с.
3. Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей (овально-концентрический тип). М.: Недра, 1984. 206 с.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. С. 167.
5. Палеомагнитные направления и положения палеополюсов. Данные по СССР. Сводный каталог. Л.: Наука, 1984. 94 с.
6. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
7. Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Поспелов И.И. Тектоническая зональность Казахстано-Южномонгольской складчатой области // ДАН. 1990. Т. 315. № 2. С. 456–460.
8. Beck M.E. Paleomagnetic record of Plate-margin tectonic processes along the Western edge of North America // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 7115–7131.
9. Demarest H.H. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 4321–4328.
10. Didenko A.N., Pechersky D.M. Revised Paleozoic apparent polar wander paths for the E. Europe, Seberia, N. China and Tarim plates // L.P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics. Abstract. 17–20 November. 1993. Moscow. Russia. P. 88.
11. Halls H.C. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1976. V. 45. P. 297–304.
12. Pechersky D.M., Didenko A.N., Grishin D.V. et al. Tectonomagnetic and paleomagnetic investigation of Paleoasian ocean fragments // Fourth international symposium on geodynamic evolution of Paleoasian ocean. Abstract. 15–24 June 1993. Novosibirsk. Russia. P. 112–114.

Рецензенты: А.А. Моссаковский, Н.В. Короновский, Г.З. Гурарий

Paleomagnetic Reconstruction of the Middle Paleozoic Structure of Central Kazakhstan

D. V. Grishin*, D. M. Pechersky*, and K. E. Degtyarev**

* *Shmidt Institute of Earth Physics, Russian Academy of Sciences, ul. B. Gruzinskaya 10, Moscow, 123810 Russia*

** *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109117 Russia*

Paleomagnetic studies of the Silurian–Devonian volcanic and sedimentary rocks of the Devonian volcanic belt in Central Kazakhstan have enabled the determination of the paleomagnetic directions in the blocks of various branches of the belt and recognition of the preorogenic Silurian–Devonian component of the natural remanent magnetization, similar to the initial one, and the postorogenic diachronous Late Paleozoic component. It was found that, during the Silurian, the northern Kazakhstan plate was located at 5° – 10° N. The Devonian belt developed at 21° – 24° N. In the past coordinate system, the E–W-trending and northeastern branches of the belt were oriented N–S, whereas the southwestern branch trended E–W. The collision-related wrenching accounts for the horseshoe pattern of the belt. For the blocks of the E–W-trending branch of the belt, Devonian (5° N, 135° E, α_{95} , 8.7°) and Late Paleozoic (53° N, 152° E, α_{95} , 16°) past pole coordinates were determined.

УДК 551.24

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ СТРУКТУРИРОВАННЫХ СРЕД В ПРИЛОЖЕНИИ К МЕХАНИЗМАМ ТЕКТОГЕНЕЗА

© 1997 г. В. Г. Талицкий, В. А. Галкин

Геологический факультет Московского государственного университета, Москва

Поступила в редакцию 23.03.95 г.

В связи с развитием новых подходов к моделированию геологической среды с неоднородной иерархически построенной системой структурных элементов предпринята попытка проведения лабораторных экспериментов по деформированию образцов с разными типами исходных макроструктур. Эксперименты проводились на двух типах материалов с резко различными механическими свойствами: влажной глине и смеси песка с солидолом. Образцы деформировались при разных типах нагружения. Результаты экспериментов сравнивались с результатами деформирования образцов, состоящих из тех же материалов, но лишенных исходных макроструктур. Показано, что помимо механизмов структурообразования, исходные макроструктуры деформируемых сред резко влияют на механические свойства последних, что необходимо учитывать как при механической интерпретации природных тектонических структур, так и при различного рода тектогенетических построениях.

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

В последние годы в тектонике и геофизике отчетливо наметились новые подходы к моделированию геологической среды. На смену традиционным моделям механики сплошных сред с различной реологией приходят модели, представляющие тектоносферу неоднородной, иерархически построенной системой разномасштабных структурных элементов [5–11]. В таких моделях роль исходных структур среды заключается в неравномерном распределении напряжений внутри нагружаемых объемов, концентрации их на структурных неоднородностях разных масштабных уровней, что вызывает неоднородность проявления деформаций. Деформации локализуются в концентраторах и при достижении напряжениями предельных значений ведут к перестройкам исходных структур среды. Таким образом, в рамках новых моделей механизмы тектонических деформаций рассматриваются как процессы динамических перестроек исходной иерархической структуры геологической среды, осуществляемые под действием тектонических сил и направленные на ослабление их действия [9–11].

Целесообразность приложения моделей сред со структурой к исследованию механизмов тектогенеза определяется тем обстоятельством, что такие модели *ориентированы на изучение структурного результата деформаций*, а именно природные тектонические структуры во всем их морфологическом и масштабном многообразии являются фактическим материалом, механическая интерпретация которого лежит в основе любых

тектогенетических построений. В этой связи первостепенное значение приобретает исследование моделей сред со структурой на предмет выявления закономерностей протекающих в них динамических структурных перестроек. Решению этого вопроса во многом может способствовать экспериментальное лабораторное изучение деформаций структурированных сред.

Лабораторные эксперименты со специальным акцентом на структурную неоднородность деформируемых сред ранее проводились, в основном, на оптически активных материалах [1, 3, 4]. Эти эксперименты наглядно продемонстрировали неоднородность распределения напряжений в средах со структурой, однако они не ответили на вопрос, каким образом фиксируемые неоднородности полей напряжений преобразуются в конечный структурный результат. В настоящей работе делается попытка в какой-то мере восполнить этот пробел.

Проводя эксперименты, мы не ставили задачи смоделировать какие-либо конкретные региональные геологические структуры. Основная цель наших экспериментов заключалась в определении влияния исходных структур деформируемых сред на процесс и результат деформирования. В этой связи эксперименты проводились на обычно применяемых в экспериментальной тектонике эквивалентных материалах, но в образцы, приготовленные из таких материалов, вводились различные искусственные макронеоднородности, подобные неоднородностям реальной геологической среды. Результаты сравнивались с результатами деформаций образцов, лишенных макронеоднородностей,

что позволяло судить о роли исходных структур среды в механизмах деформаций.

Ниже приводится описание нескольких серий экспериментов, проведенных в лаборатории геотектоники и тектонофизики им. В.В. Белоусова геологического факультета МГУ, и обсуждаются их результаты применительно к механизмам тектогенеза. Эти серии отражают различные внешние условия деформирования.

ОПИСАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Серия 1. Эксперименты проводились на образцах, приготовленных из глины 40–50%-ной влажности. Такая глина в экспериментальной тектонике использовалась многими исследователями, так как считается, что этот материал отвечает требованиям физической теории подобия.

Из пасты глины приготавливались образцы размером $160 \times 100 \times 20$ мм³. Образцы помещались в специальный прибор и сжимались штампами в направлении, параллельном их длинной стороне. Штампы сближались со скоростью 0.1 мм/с. Схема нагружения образцов и прибор, в котором проводились испытания, показаны на рис. 1. На рисунке видно, что укорочение образцов при сжатии могло компенсироваться их удлинением лишь в направлении, нормальном к длинной стороне. Поверхности образцов, контактирующие с дном прибора, прозрачной крышкой и штампами, смазывались машинным маслом. Показанное на схеме (см. рис. 1–1) сопротивление перемещению достигалось путем помещения вдоль длинных сторон образца блоков глины, не смазанных машинным маслом. Их трение о дно и крышку прибора создавало условия стесненной деформации образцов.

В образцах перед их деформированием задавалась различная макроструктура, т.е. вводились неоднородности в виде границ различных структурных элементов. Типы создаваемых макроструктур и их положение по отношению к осям деформации схематически показаны на рис. 1–1 А, Б, В, Г. Благодаря прозрачной крышке прибора структурные изменения, происходящие на поверхности образца, можно было наблюдать и фиксировать непрерывно в ходе их деформирования. Результаты деформации образцов, содержащих исходные макроструктуры, сравнивались с результатами, получаемыми при деформации образцов, не содержащих таковых. Таким образом, имелась возможность анализировать влияние макронеоднородностей деформируемой среды на структурный результат деформаций, что являлось основной целью проводимых экспериментов.

Описание экспериментов целесообразно начать с результатов, полученных при деформировании образцов, не содержащих исходных макро-



Рис. 1. Схема деформации образцов (1) и прибор (2), в котором производилась деформация. На схеме 1 в образце показаны типы неоднородностей и их положение по отношению к действующим силам.

структур. Такие эксперименты проводились многими исследователями. Их результаты в общих чертах сходны. Наиболее подробное описание результатов подобных экспериментов содержится в работе Т.М. Гептнер [2].

При деформировании образцов, лишенных макроструктур, на ранних стадиях (при сокращении 5%) в них возникали системы узких зон локализованной деформации сдвига (системы “трещин скалывания”), ориентированных под углами $\sim 40^\circ$ к оси сжатия. Обычно появлялась однонаправленная система таких трещин, реже – две сопряженных системы. В результате при формировании “трещин скалывания” образцы разбивались на блоки и дальнейшей деформации теперь уже подвергались объемы, содержащие макроструктуру.

Дальнейшая деформация образцов осуществлялась в основном путем перемещений и поворотов блоков по ранее сформированным границам. При поворотах блоков поворачивались и их границы. На границах увеличивалась сила трения, и при достижении ими угла $\sim 70^\circ$ к оси сжатия перемещения блоков полностью стопорились. В блоках возникали новые системы “трещин скалывания”, вновь ориентированные под углами $\sim 40^\circ$ к оси сжатия. Эти системы трещин использовались при дальнейшей деформации образцов. В результате 40%-й деформации образцов новообразованные системы “трещин скалывания” возникали трижды, что вело к формированию блоков все меньшего и меньшего размера. Структурный результат прогрессирующей деформации одного из образцов, не содержащего исходной макроструктуры, приведен на рис. 2-1.

Эксперименты, результаты которых показаны на рис. 2-2–8, проводились на образцах, приготовленных из того же материала, в тех же условиях деформирования. Различия заключались лишь в присутствии в образцах исходных макроструктур, что резко повлияло на структурный результат деформации. На рис. 2-2 показан результат деформации образцов, содержащих неоднородности

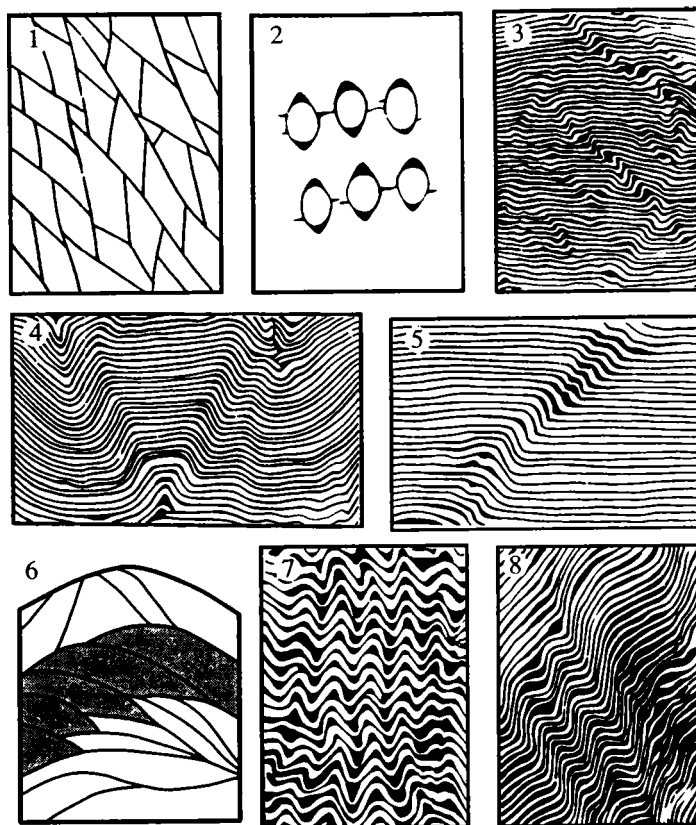


Рис. 2. Результаты экспериментов на сжатие. Зарисовки по фотографиям: 1 – образец без макроструктуры; 2–8 – образцы с разными типами исходных макроструктур.

в виде границ цилиндрических структурных элементов. Эти границы прорезались в образцах тонкостенной металлической трубкой и промазывались машинным маслом. Таким образом, на границах элементов задавались условия пониженной прочности сцепления с вмещающей их массой.

Схема расположения элементов исходной макроструктуры по отношению к осям деформации показана на рис. 1-1А.

В отличие от вышеописанных экспериментов, в образцах с макроструктурой формирования “трещин скалывания” не наблюдалось вплоть до сокращения образцов по оси сжатия на величину ~30%. Деформация в образцах реализовывалась путем некоторого сплющивания элементов и формирования пустот на границах, ориентированных параллельно оси сжатия, где происходило отслаивание элементов от вмещающей массы. Кроме того, в перемычках между границами элементов, ориентированными нормально к оси сжатия, во вмещающей массе наблюдалось формирование трещин отрыва, расположенных параллельно оси сжатия.

Таким образом, различия структурного результата деформации образцов, не содержащих

исходных макроструктур (см. рис. 2-1), и образцов, включающих цилиндрические структурные макроэлементы (см. рис. 2-2), очевидны, и эти различия обусловлены изменением всего лишь одного параметра: введением в деформируемый объем исходной макроструктуры.

Если в предыдущем эксперименте задаваемая в образцах исходная макроструктура в какой-то степени соответствует некоторым типам реальных структур уровня зерен, то во всех последующих экспериментах этой серии (см. рис. 2-3–8) испытывались образцы с различными типами структур уровня слоев.

Эксперименты, результаты которых приведены на рис. 2-3–6, проводились на образцах, в которые перед деформированием вводились неоднородности в виде параллельных границ пониженной прочности, разбивающих объем на слоеподобные структурные элементы. Эти границы нарезались тонкой капроновой нитью и промазывались машинным маслом. Схема деформирования образцов со структурами подобного типа приведена на рис. 1-1Б. По такой схеме деформировалось несколько образцов, различающихся расстоянием между соседними границами. Иначе говоря, в образцах изменялась мощность слоев, а точнее –

отношение мощности слоев к их длине. В образцах, в которых это отношение составляло величину $\sim 1/65$, формировалось несколько серий "полос излома" ориентированных под углом $\sim 45^\circ$ к оси сжатия и разбивающих поверхность образцов, нормальную к слоистости, на блоки, в которых деформация слоев практически отсутствует. На рис. 2-3 приведен один из таких образцов. Образец сокращен по оси сжатия на 15%. В следующих экспериментах вышеприведенный параметр был изменен до величины $\sim 1/50$. В таких образцах при деформации также формировались "полосы излома", но их количество сокращалось до 2-3, пересекающих образец на всю его мощность (см. рис. 2-4). Дальнейшее увеличение отношения мощности слоев к их длине ($\sim 1/35$) вело к тому, что в образцах формировалась всего лишь одна "полоса излома", пронизывающая образец от кровли до подошвы. Результат одного из таких экспериментов приведен на рис. 2-5. Так же, как и в случае 2-3, образцы, приведенные на рис. 2-4 и 2-5, деформированы на 15%.

Характер структурообразования в образцах резко изменился при соотношении мощности слоев к длине $\sim 1/15$. При деформации образцов с такой структурой в них возникали "трещины скалывания", причем в отличие от деформации образцов, не содержащих исходных макроструктур (см. рис. 2-1), эти трещины не пересекали границ слоев. В каждом слое формировалась собственная автономная система, затухающая на границах. Возникающие трещины были ориентированы под углом $\sim 40^\circ$ к оси сжатия. В разных случаях наблюдалось формирование как систем однонаправленных трещин, так и систем сопряженных "трещин скалывания". В случаях, когда сжатие образцов производилось одним движущимся штампом, как правило, возникала однонаправленная система трещин, падающих навстречу движущемуся штампу. Трещины образовывались при сокращении образца на 3-5%, и в дальнейшем деформация осуществлялась путем перемещений и поворотов блоков, границами которых являлись, с одной стороны, возникшие трещины, а с другой – существовавшие ранее границы расслоенности. В результате формировались антиклинорные структуры со "слепыми" клиновидными надвигами, а также структуры типа "duplex-structure". Результат деформации одного из таких образцов, сокращенного по оси сжатия на величину $\sim 30\%$, приведен на рис. 2-6.

Следующие эксперименты проводились также на слоистых образцах, но с другим типом слоистости. В этих образцах слоистость создавалась путем чередования слоев одинаковой мощности, но состоящих из разного материала. В таких образцах, помимо структурных, присутствовали и вещественные неоднородности. Одни из переслаивающихся слоев состояли из той же пасты глины,

что и в предыдущих опытах, а другие – из густого машинного масла. Различия в вязкостях материала слоев были значительными, до 3-4 порядков. Отношение мощности слоев к их длине составляло величину $\sim 1/50$. Образцы деформировались по схемам В и Г, приведенным на рис. 1-1, т.е. в одном случае производилось продольное сжатие слоистой толщи, а в другом – слоистость была изначально ориентирована под углом $\sim 40^\circ$ к оси сжатия. Результаты экспериментов приведены на рис. 2-7 и 2-8. В первом случае слоистая толща сминалась в складки подобного типа, а во втором формировались асимметричные складки каскадного типа, зеркало которых субпараллельно изначальной ориентировке слоистости. На рис. 2-7 приведен образец, деформированный на 25%, а деформация образца, приведенного на рис. 2-8, составляет 15%.

Серия II. Эксперименты проводились на образцах, приготовленных из материалов двух типов: пасты той же глины, которая использовалась в экспериментах первой серии, и песка, цементированного солидолом. Структурно эти материалы различаются составом, формой и размером слагающих их жестких частиц и характером цементации. В отличие от глины, песок, цементированный солидолом, – материал гораздо более хрупкий, легче поддающийся разрушению.

Из этих материалов приготавливались образцы размером $200 \times 125 \text{ мм}^2$ и толщиной 20 мм, которые подвергались деформации сдвига в узкой зоне, проходящей через середину образца параллельно его длинной стороне. Деформирование проводилось в приборе, дно которого состояло из двух половин, способных перемещаться одна относительно другой в горизонтальном направлении. Такая схема деформирования (срезания), начиная со ставших классическими экспериментов В. Риделя, использовалась многими экспериментаторами.

Так же, как и в первой серии, эксперименты при сдвиговом нагружении проводились на образцах, содержащих различные исходные макроструктуры, что отличает эти эксперименты от экспериментов предшественников. Структурный результат экспериментов сравнивался с результатами, получаемыми при деформации образцов, состоящих из тех же материалов, но не содержащих исходных макроструктур. Кроме того, производилось сравнение результатов деформации образцов, содержащих идентичные исходные макроструктуры, но приготовленных из разных материалов (пасты глины и песка, цементированного солидолом).

Результаты экспериментов на сдвиг, проводимых на образцах, лишенных исходных макроструктур, хорошо известны всем исследователям, имеющим какое-либо отношение к экспериментальной

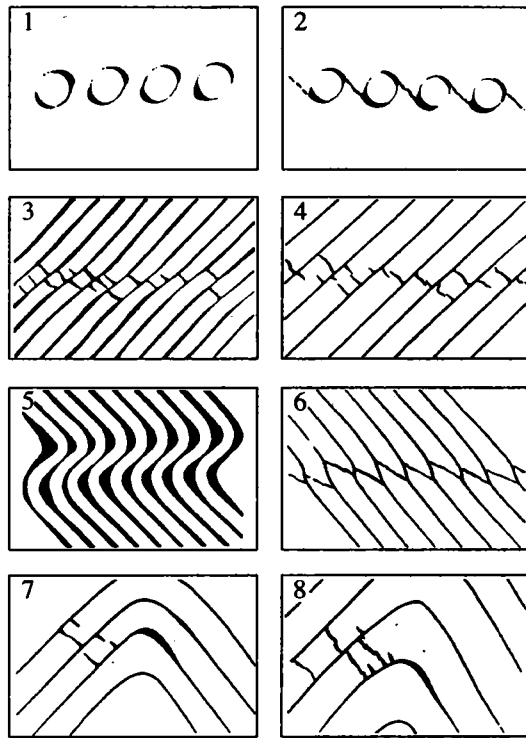


Рис. 3. Результаты экспериментов на сдвиг в узкой зоне. Зарисовки по фотографиям: 1, 3, 5, 7 – образцы из пасты глины, 2, 4, 6, 8 – образцы из песка.

тектонике. При такого рода испытаниях в образцах в зависимости от используемого материала образуются либо кулисные системы “трещин скалывания”, либо кулисные системы трещин отрыва. Такие трещины оказываются ориентированными под острым углом к плоскости сдвига. Направление вершины этого угла в блоках, расположенных по обе стороны от плоскости сдвига, показывает направление относительного перемещения блоков.

Подобные эксперименты были повторены нами на образцах, приготовленных из обоих типов используемых в дальнейшем материалов. В образцах из пасты глины формировалась кулисная система “трещин скалывания”, ориентированных под углом $\sim 10^\circ$ – 12° к оси сдвига, а в образцах из песка возникала система отрывов, составляющих с осью сдвига угол $\sim 23^\circ$ – 25° . В обоих случаях трещинные структуры в образцах зарождались при небольшой относительной деформации сдвига.

На рис. 3 приведены результаты экспериментов, выполненных нами на образцах с различными типами исходных макроструктур. Если считать верх образцов севером, то во всех случаях ось смещения ориентировалась широтно и проходила через середину образцов. Во всех случаях сдвиг правосторонний, относительная величина

деформации (γ), за исключением образца 3-5, составляла ~ 0.3 . На рисунке нечетными номерами обозначены результаты экспериментов на образцах из глины, четными – на образцах из песка. Макронеоднородности в образцах создавались тем же способом, что и в предыдущей серии экспериментов.

Опыты, результаты которых показаны на рис. 3-1 и 3-2, проводились на образцах с цилиндрическими макроструктурными элементами, расположенными цепочкой над линией смещения в дне прибора. При деформации относительного сдвига ~ 0.3 в образцах из глины цилиндрические элементы несколько сплющились по оси, составляющей угол $\sim 45^\circ$ с осью сдвига (здесь и в дальнейшем угол отсчитывается от оси сдвига по часовой стрелке), и несколько вытянулись по оси, ориентированной под углом 135° . На границах элементов, нормальных к оси растяжения, произошло отслаивание структурных элементов от вмещающей массы с образованием пустот. Формирования каких-либо трещинных структур в таких образцах не наблюдалось. В образцах из песка возникла структура, похожая на структуру в образцах из глины, но в то же время и отличающаяся от нее. Отличия заключались в том, что в этих образцах элементы сплющивались в меньшей степени, но в большей степени поворачивались, на что указывает характерный рисунок сформировавшихся пустот в “тнях давления” структурных элементов. Кроме того, в перемычках между структурными элементами образовались отрывы, ориентированные под углом $\sim 45^\circ$, т.е. нормально к оси растяжения.

Следующие эксперименты этой серии проводились на образцах с изначальной слоистой структурой, различно ориентированной по отношению к оси сдвига. На рис. 3-3 и 3-4 приведены результаты испытаний образцов, в которых исходная додеформационная слоистость составляла с осью сдвига угол $\sim 135^\circ$. Результаты деформации образцов с такой структурой, приготовленных из глины и песка, оказались практически одинаковыми. В обоих случаях при одной и той же величине относительной деформации в слоях формировались отрывы, субперпендикулярные слоистости, т.е. в зоне сдвига происходил будинаж слоев, при котором длинные оси будин располагались параллельно плоскости сместителя.

Совершенно иная структурная картина возникала при деформации слоистых образцов, в которых исходная слоистая структура составляла угол 45° с осью сдвига (см. рис. 3-5 и 3-6). В этом случае в образцах из глины наблюдалось формирование двух сопряженных складок. В этих складках при нарастающей деформации происходила миграция замков в направлениях от оси смещения. Никаких трещинных структур в таких образцах не возникало. Относительная величина деформации

ции в этих опытах была значительно большей, чем во всех остальных экспериментах этой серии. В отличие от образцов из глины в образцах из песка происходил лишь слабый изгиб слоев, после чего в них возникали трещины отрыва, ориентированные под углом $\sim 30^\circ$ к оси сдвига. Затем при нарастании деформации происходило дробление материала в зоне сдвига.

В следующих экспериментах (см. рис. 3-7, 3-8) мы попытались объединить два предыдущих случая: испытывали образцы с исходной складчатой структурой, сдвигание в которых осуществлялось по плоскости, нормальной к осевой поверхности и секущей слоистость на крыльях. В этом случае слоистость на разных крыльях оказывалась различно ориентированной по отношению к оси сдвига (на одном крыле под углом $\sim 135^\circ$, а на другом $\sim 45^\circ$). Результаты таких экспериментов на образцах из глины и песка оказались практически одинаковыми. На крыльях, ориентированных под углом 135° к оси сдвига, внутри слоев наблюдалось формирование отрывов, простирающихся нормально к слоистости.

Серия III. При проведении экспериментов этой серии использовался песок, цементированный солидолом. Из этого материалаготавливались образцы размером $300 \times 200 \text{ мм}^2$ и толщиной 30 мм. Образцы испытывались в приборе, используемом в экспериментах второй серии, на дне которого по углам закреплялась сплетенная из тонкой проволоки сетка прямоугольной формы, покрывающая всю поверхность дна. При относительном сдвиговом перемещении двух половин дна прибора, сетка искажалась, превращаясь из прямоугольника в параллелограмм. Таким образом, образцы на всю ширину подвергались деформации сдвига. Во всех экспериментах проводился правый сдвиг.

Деформировались образцы, лишенные макроструктуры, а также образцы, содержащие исходные блоковые макроструктуры, искусственно создаваемые в образцах перед их деформированием. Результаты экспериментов, проведенных на образцах с исходной макроструктурой, сравнивались с результатами, полученными при деформации "бесструктурных" образцов. На рис. 4 приведены результаты экспериментов этой серии.

При деформации сдвига образцов, не содержащих исходных макроструктур, вся их поверхность покрывалась двумя системами трещин отрыва, разбивающими образцы на блоки. Ориентировка трещин в системах относительно направления сдвига составляла, соответственно, углы $\sim 20^\circ$ и 75° . Рисунок возникших систем трещин, а также величину деформации сдвига можно видеть на рис. 4-1.

В следующих экспериментах этой серии в образцах до деформирования нарезались две системы искусственных трещин, направления которых

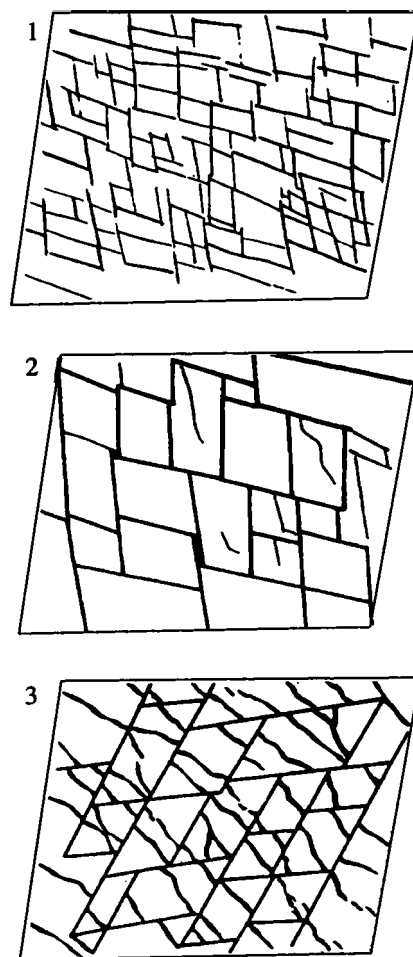


Рис. 4. Сдвиг в широкой зоне. Зарисовки по фотографии: 1 – образец без исходной макроструктуры; 2, 3 – образцы с исходными блоковыми макроструктурами.

соответствовали направлениям трещин, возникших в предыдущих экспериментах естественным путем. В процессе испытаний таких образцов до величины деформации, сопоставимой с предыдущими экспериментами, практически вся деформация образцов реализовывалась путем перемещений и поворотов блоков по ранее заданным системам границ. Дополнительные трещины возникали лишь в некоторых блоках в единичных случаях. Результат деформирования таких образцов приведен на рис. 4-2.

Иначе вели себя образцы, в которых до деформирования задавалась сетка трещин, ориентированных зеркально противоположно предыдущему случаю. В таких образцах додеформационные системы искусственных трещин составляли углы $\sim 120^\circ$ и 170° с направлением смещения. При незначительной деформации таких образцов вся их поверхность покрывалась новообразованными трещинами отрыва, простирающимися под углами

~35°–50°. Большинство таких трещин оказывались заключенными внутри блоков. Картина формирующейся трещинной системы показана на рис. 4-3. Эта картина не имеет ничего общего с картиной трещиноватости, формирующейся в образцах, лишенных исходных макроструктур (см. рис. 4-1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные эксперименты выявили значительное влияние исходных макроструктур деформируемых сред как на ход, так и на результат деформаций. Наиболее наглядно это влияние прослеживается при сравнении результатов деформаций изначально структурированных материалов с теми же материалами, лишенными исходных макроструктур. В отличие от “бесструктурных” при деформациях структурированных сред был получен спектр разнообразных вторичных структурных форм, возникших в процессе перестроек исходных макроструктур.

Анализ этого материала говорит о том, что формирующиеся вторичные структурные рисунки зависят от морфологии элементов исходных структур (например, см. рис. 2-2 и 2-3), их геометрических параметров (см. рис. 2-3–6), положения по отношению к осям нагружения (см. рис. 2-7 и 2-8, 3-3 и 3-5; 4-2 и 4-3). Механизмами формирования вторичных структур могут быть сплющивание первичных элементов (см. рис. 3-1), их изгиб и повороты (см. рис. 2-3–5, 2-7, 8, 3-5, 4-2), разрыв (см. рис. 3-3, 4-3) или комбинации таких механизмов (см. рис. 2-2, 3-2, 3-6). Помимо отмеченных моментов, в некоторых экспериментах наблюдается характерное для деформаций структурированных сред формирование элементов новых уровней структурной организации и вовлечения их в деформационный процесс [11]. Так, в опытах 2-3–5 при прогрессирующей деформации полосы излома переходят в разрывы, разбивающие образцы на блоки. При формировании разрывов дальнейшая деформация образца 2-3 практически не отличается от случая 2-1. Другой пример формирования новообразованных структурных элементов, вовлекающихся в деформационный процесс, можно видеть на рис. 2-6.

Наличие в деформируемых объемах исходных макроструктур влияет не только на ход и результат деформационного структурообразования, но в значительной степени изменяет механические свойства материалов, что вытекает из сравнения результатов испытаний образцов, приготовленных из материалов с резко различной реологией. Так, при деформации расслоенных образцов из глины и песка в случае, когда расслоенность располагалась под углом ~135° к оси сдвига, был получен совершенно идентичный структурный результат (см. рис. 3-3, 4), а в случае, когда рас-

слоенность с осью сдвига составляла угол 45°, полученные структурные результаты оказывались резко различными (см 3-5, 6). Другой пример: образцы, приготовленные из одного и того же материала, но содержащие зеркально отраженные блоковые структуры, обнаружили различную реакцию на сдвиг (см. рис. 4-2, 3). Отмеченные эффекты однозначно связаны с наличием в деформируемых объемах исходных макроструктур.

Результаты, полученные при экспериментальном изучении деформаций структурированных сред, дают определенную информацию для размышлений о роли исходной структуры реальной геологической среды в механизмах тектогенеза. Отметим, что все полученные в экспериментах деформационные структуры в тех или иных масштабах наблюдаются в деформированных объемах земной коры. Этот факт позволяет связывать их образование с иерархической структурированностью реальной геологической среды, а результаты экспериментов учитывать при механической интерпретации разномасштабных природных тектонических структур.

Что касается вопросов влияния исходной структуры деформируемых сред на их механические свойства, то следует отметить, что этот факт хорошо известен в кристаллофизике. Собственно, с неоднородностями микроструктуры реальных кристаллов связываются их пластичность, механизмы разрушений и т.д. Иначе говоря, микроструктура кристаллов во многом определяет их реологическое поведение, однако в определяющих реологических уравнениях структурные параметры вещества не участвуют в явном виде, а фигурируют лишь как феноменологические константы, получаемые при механических испытаниях кристаллов, в том числе и горных пород. Механическим испытаниям можно подвергнуть небольшие объемы горных пород, содержащие микронеоднородности, но помимо микронеоднородностей, в значительных объемах геологической среды содержатся различные макронеоднородности, не учитываемые в реологических моделях. Проведенные эксперименты показали, что наличие в деформируемых средах макронеоднородностей может значительно влиять на их механические свойства. Это обстоятельство заставляет с осторожностью относиться к перенесению реологических моделей, получаемых при механических испытаниях образцов горных пород на значительные объемы геологической среды. С этим же обстоятельством связаны определенные сомнения в применимости реологического подхода при физическом моделировании тектонических структур. И в том, и в другом случае, с нашей точки зрения, необходим учет исходной детальной структуры геологической среды на всех масштабных уровнях. Такой учет может быть обеспечен в

рамках новых подходов к моделированию геологической среды.

Настоящая работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (№№ 94-05-17059а, 94-05-17581а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бондаренко П.М.* Тектонофизическое моделирование деформационных структур и полей напряжений сдвиговых зон земной коры: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР. 1990. 40 с.
2. *Гептнер Т.М.* Моделирование трещин скалывания в условиях больших деформаций // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1970. № 4. С. 81–89.
3. *Осокина Д.Н.* Иерархические свойства тектонического поля напряжений // Экспериментальная тектоника. Методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С. 197–208.
4. *Осокина Д.Н.* Моделирование тектонических полей напряжений, обусловленных разрывами и неоднородностями в земной коре // Экспериментальная тектоника. Методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С. 163–197.
5. *Пономарев В.С.* Структуры самопроизвольного разрушения горных пород // Изучение тектонических деформаций. М.: Наука, 1987. С. 117–136.
6. *Родионов В.Н., Сизов И.А., Кочарян Г.Г.* О моделировании природных объектов в геомеханике // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 14–19.
7. *Садовский М.А.* О значении и смысле дискретности в геофизике // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 5–14.
8. *Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Родионов В.Н.* От сейсмологии к геомеханике: о модели геофизической среды // Вестн. АН СССР. 1983. № 1. С. 82–88.
9. *Талицкий В.Г.* Модель структурообразования в неоднородной геологической среде // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1991. № 1. С. 27–33.
10. *Талицкий В.Г.* Новые подходы к моделированию геологической среды // Геотектоника. 1994. № 6. С. 78–84.
11. *Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 61–70.

Experimental Study of Deformations in Structured Media and Implications for Tectonic Mechanisms

V. G. Talitskii and V. A. Galkin

This study is related to the development of new approaches to modeling a geological environment with a heterogeneous, hierarchically organized system of structural units. Laboratory experiments were conducted on the deformation of samples with different types of initial microstructures. Two types of materials with markedly different mechanical properties were used: wet clay and a mixture of sand and lubricant grease. Samples were deformed under different types of loading. The experimental results are compared with the deformation of samples consisting of the same materials, but lacking any initial macrostructures. In addition to affecting the structuring mechanism, the initial macrostructures of deforming media strongly influence the mechanical properties of the latter, a finding that should be taken into account when interpreting the mechanisms of natural tectonic structures and developing various tectonic constructions.

УДК 551.242.31/550.837.211(235.216)

СТРУКТУРА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 1997 г. В. В. Белявский, П. А. Мухин, М. Д. Басов, И. И. Шуруев

ПГО "Узбекгеофизика", Ташкент

Поступила в редакцию 25.03.95 г.

Впервые показано, что магнитотеллурические исследования позволяют изучать глубинную структуру Южного Тянь-Шаня. В складчатом основании Южного Тянь-Шаня выделены проводящие формации, представленные отложениями кембрия–силура, образовавшимися в условиях континентального склона и срединно-океанического хребта. Структура проводящих формаций многослойна как в пределах палеозойских толщ, так и в более глубоких горизонтах тектоносферы. Максимальные значения распределения интегральной проводимости и областей смятий в аккреционной призме Тянь-Шаня приурочены к сутурным зонам, отделяющим герциниды Южного Тянь-Шаня от микроконтинентов. В каледонский цикл тектогенеза образовались проводящие формации раннепалеозойского возраста. Альпийский и герцинский тектогенез изменили глубину залегания проводящих образований и их интегральную проводимость. Результаты анализа магнитотеллурических данных подтвердили гипотезу о шарьяжном строении Южного Тянь-Шаня.

ВВЕДЕНИЕ

Выделению в земной коре Тянь-Шаня проводящих образований посвящена серия публикаций, в которых приведены сведения об открытии Южно-Тяньшаньской аномалии электропроводности [1], о возможной ее природе [7] и параметрах [8], о выделении проводящих коровых зон в Срединном и Северном Тянь-Шане [8]. Аномалия проводимости в Южном Тянь-Шане оказалась настолько сложной и протяженной, что ее изучением занимаются уже свыше пятнадцати лет. Через нее проходит геотраверз, серия профилей глубинного сейсмического зондирования и магнитотеллурического зондирования, а в пределах ее Кызылкумского сектора выполнялись площадные наблюдения методом магнитотеллурического зондирования.

Переинтерпретация данных методов электроразведки на основе способов моделирования магнитотеллурических полей, магнито-теллурических инверсий, тесная связь с результатами геологических исследований на Кызылкумском геодинамическом полигоне позволили составить геоэлектрическую модель региона, отвечающую реальным геологическим представлениям, объяснить природу проводящих объектов и историю их возникновения. Удалось также показать роль электромагнитных методов при расшифровке тектоники региона. В результате получена геоэлектрическая модель региона, отражающая основные геодинамические черты Тянь-Шаня.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Рассматриваемая территория принадлежит варисскому покровно-складчатому сооружению, тек-

тонически активизировавшемуся в альпийское время. Исследованный район охватывает современные горные хребты западной части Южного Тянь-Шаня (западнее Таласо-Ферганского глубинного разлома) и Чаткало-Кураминский горный узел Срединного Тянь-Шаня, включая обширные впадины, заполненные слабо дислоцированными породами мезозойско-кайнозойского платформенного чехла [2].

Наиболее крупными тектоническими структурами домезозойского складчатого основания являются два микроконтинента: Сырдарьинский на севере и Байсуно-Каракумский на юге. Их разделяет субширотная покровно-складчатая система Южного Тянь-Шаня, отделенная от микроконтинентов глубинными сутурными зонами: на севере – Букантау-Южно-Ферганской, а на юге – Южно-Гиссарской (рис. 1) [4]. Вдоль них на края сиалических массивов располагаются плутоно-вулканические пояса (Кустанайско-Кураминский и Бухаро-Гиссарский). Важнейшей особенностью тектонического строения варисцид Южного Тянь-Шаня является латеральное чередование линейных областей с преобладающим развитием разновозрастных толщ терригенного, терригенно-карбонатного и вулканогенного составов. За последние годы всеупотребительным стало выделение пяти областей в ранге "структурно-формационных зон", протягивающихся в субширотном направлении и имеющих собственные наименования (с севера на юг): Букантау-Карачатырская, Южно-Букантауская, Туркестано-Алайская, Зарафшано-Туркестанская, Зарафшано-Алайская [3, 5].

Существуют два принципиально отличающихся в теоретическом и практическом плане подхода

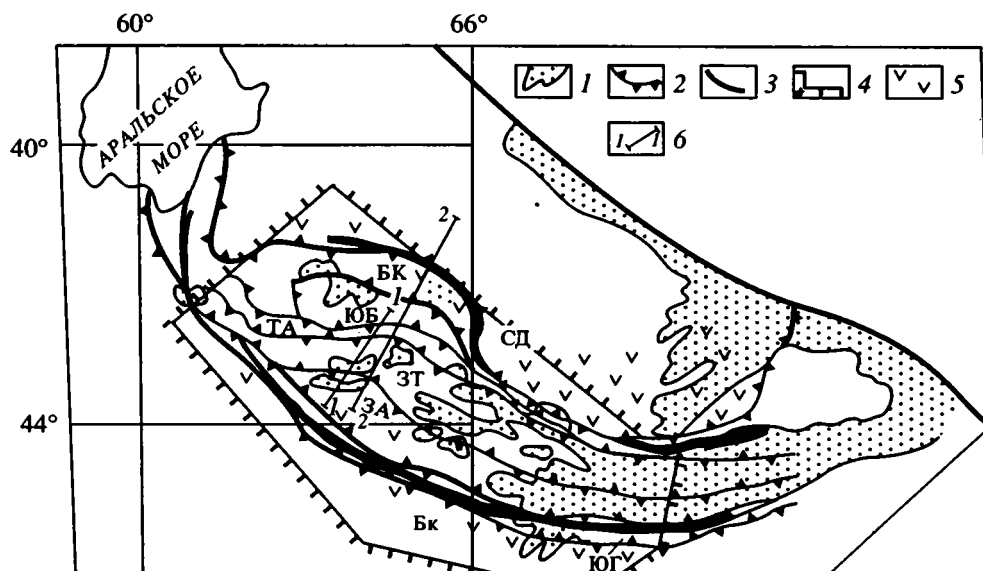


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования Южного Тянь-Шаня, по [3] с упрощениями, и характеристика геоэлектрической изученности.

1 – докембрийские образования; 2, 3 – разломы: 2 – разделяющие структурно-формационные зоны Южного Тянь-Шаня, 3 – отделяющие Южный Тянь-Шань от срединных массивов; 4 – контуры площадной геоэлектрической изученности Тянь-Шаня; 5 – краевые вулканические пояса; 6 – линии рассматриваемых на рис. 2 профилей. Буквами на схеме обозначены: массивы: СД – Сырдарьинский, Бк – Байсуно-Каракумский; зоны: БК – Букантау-Карачатырская, ЮБ – Южно-Букантауская, ТА – Туркестано-Алайская, ЗА – Зарафшано-Алайская, ЮГ – Южно-Гиссарская, ЗТ – Зарафшано-Туркестанская.

к объяснению особенностей тектоники герцинид Южного Тянь-Шаня. Первый из них, исторически предшествующий второму, предполагает первичное происхождение выявленной зональности и практически неизменное пространственное положение структурно-формационных зон. Существующая зональность предопределяется особенностями глубинного строения каждой из зон, которые заключаются в интенсивном раздроблении фундамента эвгеосинклиналей и его насыщении ультрабазит-базитовыми выплавками мантии при самостоятельном тектоническом развитии блоков-клавиш [3]. Суть второго подхода заключается в признании высокой мобильности варисского фундамента, имеющего шарьяжно-складчатое строение с перемещением одних крупных тектонических пластин относительно других на значительные расстояния. Установленная зональность объясняется смятием пакета шарьяжей в субширотные линейные складки, в результате чего возникло чередование “структурно-формационных зон” (см. рис. 1).

Тектоническая структура рассматриваемой территории формировалась не менее чем в четыре этапа: каледонский, герцинидский (2 этапа) и альпийский. В каледонский этап тектонические движения проявлялись главным образом на стыке стабильных сиалических массивов и палеоокеанических областей. Следы этих событий в виде

зонально динамометаморфизованных терригенно-вулканогенных толщ сохранились фрагментарно в виде пластин в Кызылкумах и в зоне Нуратау-Южно-Ферганского и Южно-Гиссарского разломов [4].

В герцинидский этап тектонические движения охватили всю территорию в целом. По характеру и стилю движений выделяются два этапа: ранний (C_{1-2}) и поздний (C_3-T_1). В ранний происходило латеральное сжатие территории с раздавливанием палеоокеанического бассейна Южного Тянь-Шаня и сокращением его площади за счет субдукционных процессов на стыке с сиалическими массивами. На этом этапе сформировалось гигантское шарьяжное сооружение, включающее не менее 12 тектонических пластин [6], перемещенных на расстояние в сотни километров на край Байсуно-Каракумского массива. В поздний этап шарьяжное сооружение Южного Тянь-Шаня и края стабильных сиалических массивов были деформированы в антиклинорные и синклинорные складки широтного и северо-западного (“тяньшаньского”) направлений. Этап завершился становлением крупных гранитоидных массивов и формированием орогена на всей рассматриваемой территории.

Четвертый, альпийский этап, проявился на Тянь-Шане в виде глыбовых и складчатых деформаций, сформировавших современный горный

облик территории. В западной части Тянь-Шаня структуры этого этапа имеют ярко выраженную северо-восточную анти Тяньшаньскую ориентировку складов и разломов.

РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И МАГНИТОВАРИАЦИОННОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Магнитотеллурическое зондирование и магнитовариационное профилирование выполнялись для изучения регионального распределения проводимости S_{cr} в коре Тянь-Шаня и выделения перспективных рудоносных зон. Соответственно различен и масштаб этих изысканий. В первом случае наблюдения располагались на профилях, отстоящих один от другого на 40–100 км, их шаг по профилю составлял 10–20 км; во втором случае расстояние между профилями зондирования не превышало 2–4 км. Геотраверзы и области наблюдений показаны на рис. 1. Наиболее детально изучен район Центральных Кызылкумов.

Обработка магнитотеллурических наблюдений выполнялась как по стандартной методике с построением кривых кажущегося удельного эле-

ктрического сопротивления $\rho_k(T^{\frac{1}{2}})$, отвечающих направлению осей квазидвумерности среды, т.е. кривых ρ_T^{\parallel} и ρ_T^{\perp} . Вдоль таких участков выполнялась интерпретация кривых ρ_T^{\perp} и ρ_T^{\parallel} с привлечением двумерного и трехмерного математического моделирования. Оно показало, что расчетные кривые ρ_T^{\parallel} и ρ_T^{\perp} над геоэлектрическими разрезами описывают экспериментальные ρ_T^{\perp} и ρ_T^{\parallel} . В результате интерпретации кривых $\rho_T^{\parallel, \perp}$ построены серия разрезов вдоль профилей наблюдений (рис. 2) и схема глубины залегания проводящих формаций, слагающих Южный Тянь-Шань и прослеживающихся в сопредельных срединных массивах (рис. 3).

Сопоставление результатов интерпретации кривых $\rho_T^{\parallel, \perp}$ и геологических разрезов показало, что минимальным удельным электрическим сопротивлением ($\rho = 0.5\text{--}0.2$ Ом м) обладает метатерригенная формация кембрия-ордовика (bs_1), а максимальным ($\rho = 100\text{--}300$ Ом м) – терригенно-карбонатная формация девона-среднего карбона. Метатерригенная формация среднего ордовика-силура (bs_2) обладает сопротивлением $\rho = 2\text{--}5$ Ом м. Сопротивление остальных толщ палеозоя составляет 10–50 Ом м. Исключение составляют участки вулканогенно-карбонатно-терригенной толщи ордовика-карбона (комплекс Тамды), где ρ уменьшается до 1–5 Ом м.

На рис. 2 приведены два из семи разрезов, построенных для Тянь-Шаня. Видно, что глубина до проводящих формаций сопоставима с глубиной залегания первой подсветы бесапанской свиты (bs_1). Обычно на закрытых территориях изолинии глубины ее залегания превышают значения изоглубин на схеме глубин до кровли проводника (см. рис. 3). Это связано с тем, что удельное сопротивление комплексов bs_2 , залегающих на больших глубинах, чем 1 км, значительно меньше удельного сопротивления вышележащих толщ (в 10–15 раз) и незначительно превышает удельное сопротивление комплексов bs_1 (всего в 2–4 раза). Для большей части территории опорным геоэлектрическим репером выступают формации bs_1 , если мощность отложений bs_2 невелика и их глубина залегания не превышает 2–4 км. При увеличении мощности комплекса bs_2 и его погружении он может стать опорным геоэлектрическим репером.

В Южно-Букантауской зоне к дневной поверхности приближаются отложения комплекса Кокпатас, а образования комплекса Мурун отсутствуют или имеют небольшую мощность. В этом случае проводящий горизонт залегает в комплексе Кокпатас. Характерным признаком комплекса Кокпатас являются кривые ρ_T , указывающие на присутствие проводника с $S_{cr} \leq (2\text{--}4) \times 10^3$ См, а не с $S_{cr} = 10^4$ См, как для комплекса Мурун, т.е. здесь наблюдается смена реперного геоэлектрического горизонта или утонение мощности образования комплекса Мурун.

Помимо описанных проводящих геоэлектрических горизонтов, в Северном Тамдытау в верхней части разреза фрагментарно прослеживаются толщи с ρ в 1–5 Ом м. На схеме глубин (см. рис. 3) они не обозначены, а показаны на геоэлектрических разрезах, где залегают выше высокоомных известняков девонского возраста (см. рис. 2). Это отложения комплекса Тамды с $S_{cr} = 200$ См.

Из представленной на рис. 3 схемы глубин следует, что Южный Тянь-Шань характеризуется линейно вытянутыми проводящими зонами, вдоль которых происходит разворот простирания изолиний глубин или опускание (воздымание) отдельных блоков Южного Тянь-Шаня.

Наиболее отчетливо выражены четыре субмеридиональные линии. Первая – Северный разлом, отделяющий Туркестанский, Зарафшанский и Гиссарский хребты от Нуратинского кряжа. Изолинии глубин на первых приподняты относительно изолиний на Нуратинском секторе на 2 км и сдвинуты относительно него на юг. Вторая – Восточно-Нуратинский сектор отделяется от Западно-Нуратинского прогибом, выраженным в изолиниях глубин – H_{cr} , где H_{cr} увеличивается до 8–10 км (на юге, в Зарафшанско-Алайской зоне, эта субмеридиональная линия стыкуется с Северным краевым разломом). Третья – Нуратинский сектор отделяется от Кызылкумской полосой в 40–60 км.

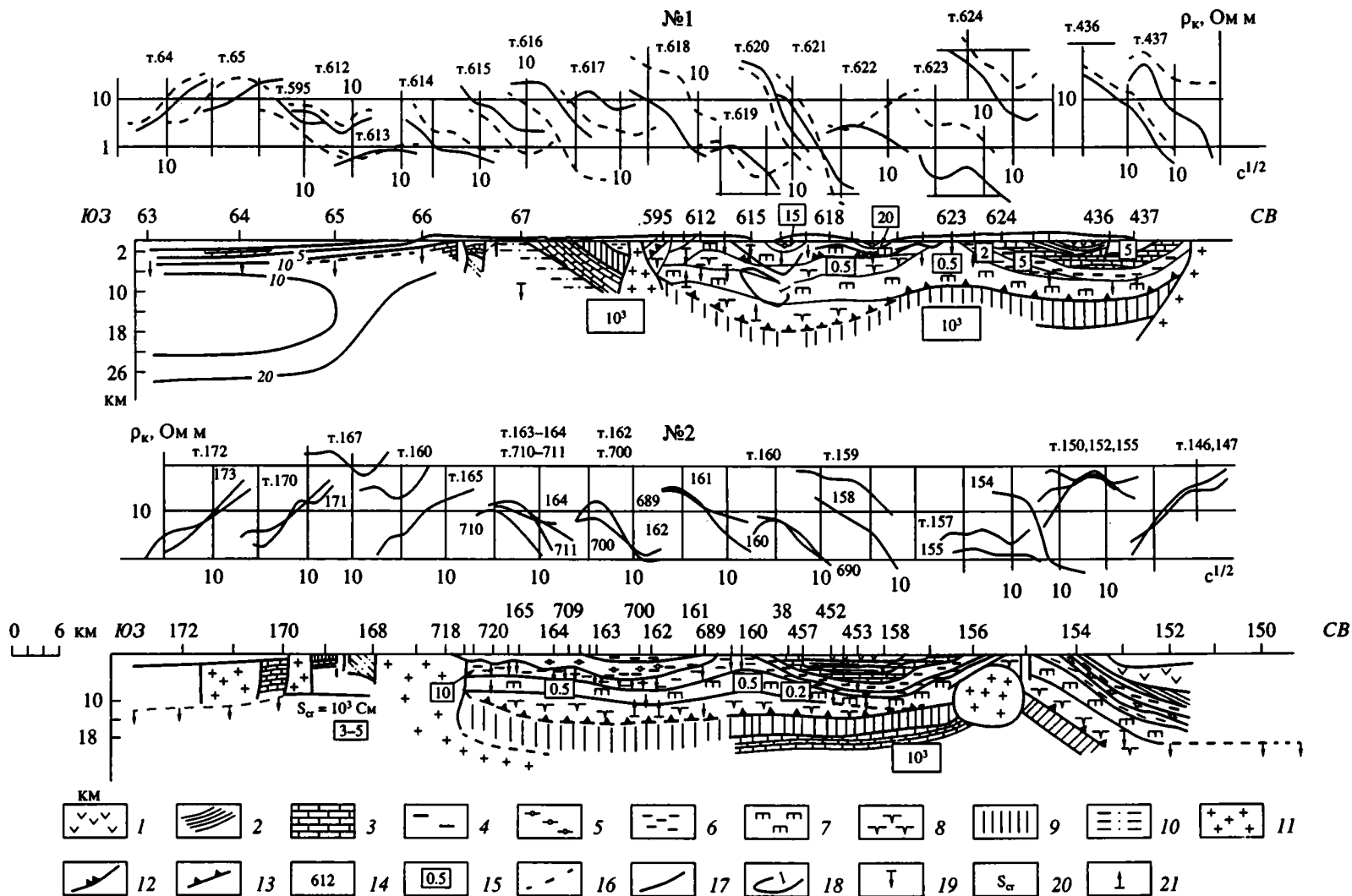


Рис. 2. Геолого-геофизические разрезы, пересекающие Южный Тянь-Шань (см. рис. 1).
 1–10 – отложения комплексов: 1 – Тамды, 2 – Букан – C_2-O_1 ; 3–8 – Мурун: 3 – карбонатные – D_2-C_2 , 4 – терригенные – O_2-S , 5 – кремнисто-карбонатно-терригенные – $E-O_2$, 6 – метатерригенные – $O_2-S_1(bs_1)$, 7 – карбонатно-кремнисто-метатерригенные – $E-O_2(bs_1)$, 8 – сланцево-карбонатно-кремнистые – $PR_2-E?$ (ts); 9, 10 – Кокпатас: 9 – вулканогенно-терригенные – C_2-C_3 , 10 – вулканогенно-терригенные – O_2 и терригенно-кремнистые – S_1-C_1 ; 11 – интрузивы; 12, 13 – наволоки: 12 – позднекаледонские, 13 – герцинские; 14 – номера точек магнитотеллурического зондирования; 15 – удельное электрическое сопротивление пород, слагающих разрез; 16, 17 – кривые: 16 – поперечные ρ_{\perp}^{\parallel} , 17 – продольные $\rho_{\parallel}^{\parallel}$; 18 – изолинии ρ_l в трансформации Ниблетта; 19 – кровля проводника; 20 – S_{σ} -интегральная проводимость проводника; 21 – глубина залегания подошвы проводника.

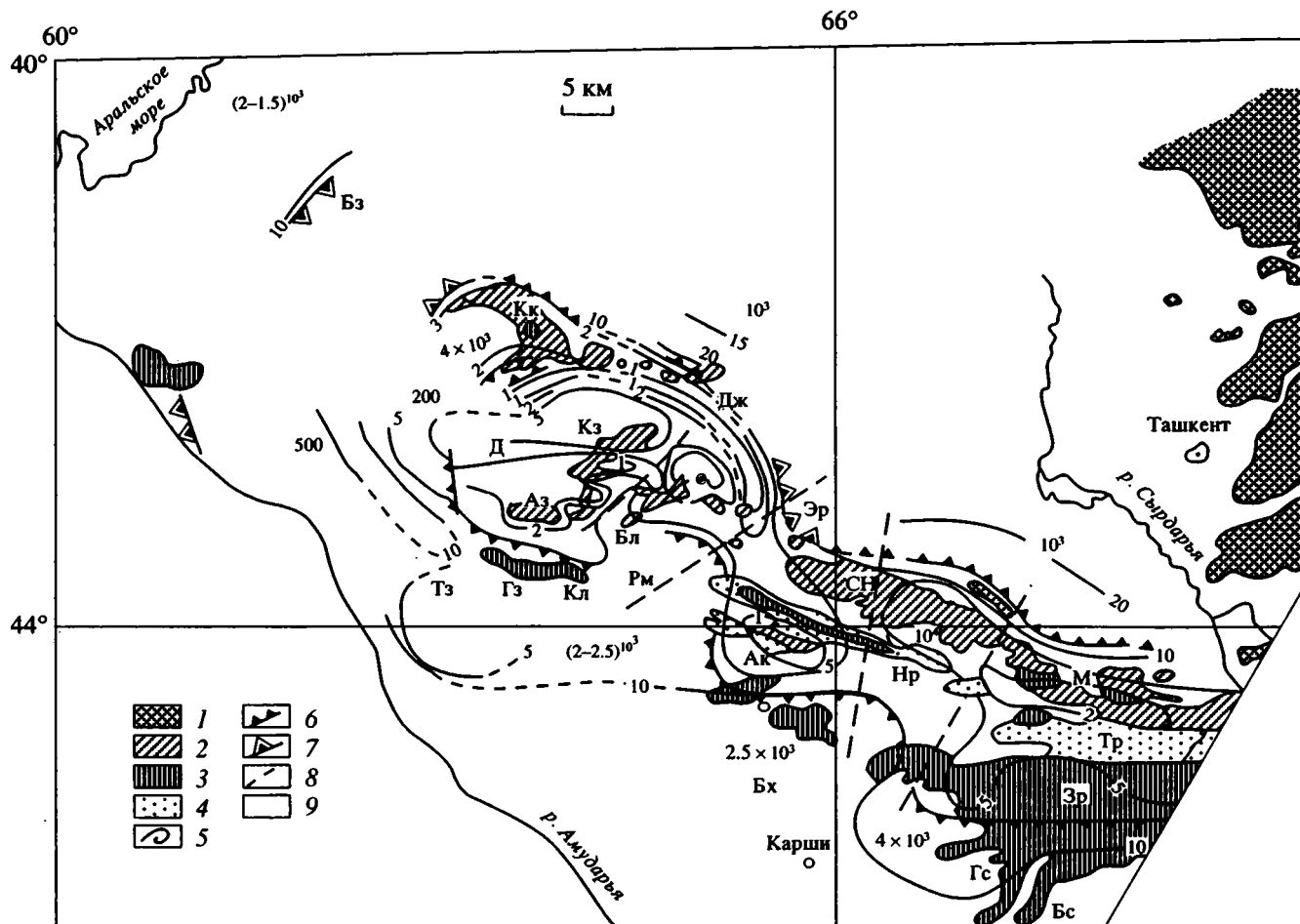


Рис. 3. Схема глубины залегания кровли проводящих формаций и распределения их суммарной проводимости.

1 – выходы палеозойских толщ Сырдарьинского сиалического массива; 2, 3 – породы комплексов: 2 – Мурун, Букан, Кулдук, Тамды, 3 – Кокпатас; 4 – образования, являющиеся аналогами комплекса Мурун; 5 – изолинии глубин залегания (в км) кровли проводящих толщ, км; 6, 7 – границы областей, где: 6 наблюдается резкое погружение проводящих толщ в коре, 7 – проводники в коре не выделяются; 8 – глубинные разломы по данным магнитотеллурического зондирования и магнитовариационного профилирования; 9 – значения суммарной проводимости коровых проводников, См. Буквами на схеме обозначены: поднятия: Бз – Бузгульское, Кк – Кокпатаское, Дж – Джетымтауское, Кз – Кызылкумское, Аз – Ауминзинское, Кл – Кульджуктауское, Гз – Газлийское, Бх – Бухарское, Бл – Бельтауское, Бс – Байсунское, Ак – Актауское; хребты: Сн – Северо-Нуратинский, Тр – Туркестанский, Зр – Зарафшанский, Гс – Гиссарский, Нр – Нуратинский, М – Мальгузарский; прогибы: Тз – Тузкойский, Эр – Эргашкудукский, Рм – Рометанский, Д – Джаманкумский.

Он совпадает с молодыми Рометанским, Эгитминским и Эргашкудукским прогибами. Структурные линии этой зоны развернуты в северо-восточном направлении. Четвертая – Кызылкумский сектор разделяется на западную и восточную части. В первой направление изолиний глубин H_{cr} северо-восточное, а во второй – субширотное или северо-западное. Проводимость коровых образований в Восточно-Кызылкумском секторе выше по сравнению с западным в два и более раз. Область разделения приходится на Джаманкумский прогиб.

Из представленных на рис. 2 разрезов видно, что глубины H_{cr} и глубины до нижнебеспанских

комплексов близки, т.е. герцинская структура Тянь-Шаня отражается в магнитотеллурических полях, а проводимость связана с процессами, проходившими в догерцинское время в Южном Тянь-Шане, точнее, в палеоокеане, существовавшем на месте Южного Тянь-Шаня (Туркестанский палеоокеан). Вдоль северной границы Южно-Букантануской и Зарафшано-Туркестанской зон протягивается антиклинальная зона, в своде которой на глубинах менее 1 км залегают формации bs_1 и bs_2 (кембрийско-ордовикского возраста). Эти области минимальных глубин совпадают с областями максимальных S_{cr} . Мощность палеозойских толщ на этом участке Южного Тянь-Шаня составляет

12–15 км. Анализ геомагнитных полей показывает, что S проводников возрастает здесь до $S_{cr} = 10^4$ См. Наблюдаемое соответствие минимальных глубин H_{cr} и максимальных S_{cr} , свойственное Ауминза-Бельтауской и Актауской антиклинальным зонам, объясняется скучиванием здесь палеозойских толщ. В среднем глубина залегания проводящих коровых образований в Зарафшано-Туркестанской зоне составляет 4–5 км. Кровля проводящего слоя максимально погружена до глубин 10–15 км в Туркестано-Алайской зоне.

Эти области с проводимостью коровых образований свыше 10^4 См окаймляют области с $S_{cr} \approx 2 \times 10^3$ См (Зарафшано-Алайская и Северо-Букантауская). В Среднем Тянь-Шане, в Северо-Букантауской зоне слой с $S_{cr} \approx 1000$ См залегает на глубинах свыше 15 км. Максимальные изменения глубин залегания корового слоя этого типа наблюдаются от Газлинского выступа фундамента к Каганскому поднятию Бухарской ступени (от 5 до 15 км). Природа таких проводящих формаций не ясна. Она может быть связана как с обводнением зон повышенной трещиноватости (явление дилатансии), так и с графитизацией палеозойских толщ, но уже с меньшей степенью содержания проводящих компонентов. В пользу данного аргумента свидетельствует и история развития региона в раннем палеозое: в результате коллизии отложения комплекса Кокпатас оказались надвинутыми на Байсуно-Каракумский микроконтинент [4]. Иная ситуация наблюдается за северной границей Южного Тянь-Шаня, где коровые образования проявляются на глубинах свыше 15 км и где возможны явления дегидратации.

Совместное рассмотрение геоэлектрических и геодинамических моделей позволило получить ряд важных выводов.

1. Магнитотеллурические методы эффективны при изучении тектоники Южно-Тянь-Шаньской складчатой области. Геофизическими методами (магнитотеллурическое зондирование) подтверждена гипотеза с шарьяжном строении Южного Тянь-Шаня.

2. Структура проводящих формаций Южного Тянь-Шаня многослойная (не менее двух слоев). Области погружения и воздымания проводников совпадают с синклинальными и антиклинальными позднегерцинскими структурами, что указывает на допозднегерцинскую природу проводящих комплексов.

3. Проводники приурочены к определенным частям разрезов тектонических пластин, породы которых накапливались в условиях континентального склона и срединно-океанического хребта и содержат большое количество углеродистого вещества и сульфидов. Это является одной из причин высокой проводимости олистостромовых и метатерригенных формаций, усиливающейся за

счет динамометаморфизма и перераспределения графита и сульфидов в области кливажа.

4. Область максимальных значений S_{cr} – суммарной проводимости проводящих палеозойских формаций ($S_{cr} > 10^4$ См) протягивается непрерывно вдоль всей рассматриваемой части Южного Тянь-Шаня вплоть до Алайского хребта. Деление Тянь-Шаня на узкие структурно-формационные зоны не находит отражения в значениях S_{cr} . Исключение составляют две крайние зоны – северная Северо-Букантауская и Зарафшано-Алайская, где S_{cr} уменьшается почти на порядок. Можно предположить, что это связано с утонением проводящих слоев в зоне субдукции или обдукции.

5. Альпийский этап тектогенеза проявился в магнитотеллурическом поле в смещении или изменении азимута простираения и глубины залегания проводящих комплексов, воздымании или опускании субмеридиональных блоков Южного Тянь-Шаня. Оси изгибов совпадают с крупными альпийскими разломами “антитяньшаньского направления”, прослеживающимися и в пределах микроконтинентов. Это свидетельствует о вторичности изгиба дуг Южного Тянь-Шаня.

6. Позднегерцинский тектогенез изменил глубины залегания проводящих комплексов и их проводимость, привел к появлению зон максимумов S_{cr} . При этом северный максимум и, соответственно, минимум H_{cr} , а также Южный максимум S_{cr} и минимум H_{cr} и частота смены знака структур на Ауминза-Бельтауском участке, на наш взгляд, свидетельствуют о скучивании палеозойских толщ около южной границы Южного Тянь-Шаня и пододвигании пластин на север вдоль северной границы Южного Тянь-Шаня, которая выделяется в магнитотеллурическом поле гораздо четче, чем южная, изрезанная включениями пониженной проводимости – интрузивами и известняками.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабаджанов Т.Л., Басов М.Д., Берличевский М.Н., Гатина Р.И., Файнберг Э.Б., Дубровский В.Г., Таль-Вирский Б.Б., Белявский В.В., Аширматов А.С., Каржаув А.Т. и др. Южно-Тяньшаньская аномалия электропроводности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 7. С. 79–80.
2. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 150 с.
3. Бухарин А.К. Домезозойские структурно-формационные зоны Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1985. 152 с.
4. Мухин П.А., Каримов Х.К. Новая модель геодинамики металлогении Средней Азии // Узбекский геологический журнал. 1989. № 3. С. 3–17.
5. Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1983. 37 с.
6. Поршняков Г.С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид

- Южного Тянь-Шаня // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 66–73.
7. Таль-Вирский Б.Б., Белявский В.В., Мухин П.А. Природа Южно-Тяньшаньской аномалии электропроводности // Докл. АН УзССР. 1989. № 1. С. 46–48.
8. Тектоносфера Средней Азии и Южного Казахстана. Киев: Наук. думка, 1990. 230 с.

Рецензенты: В.С. Буртман, М. Бердичевский

The Structure of the Southern Tien Shan: Evidence from Magnetotelluric Sounding

V. V. Belyavskii, P. A. Mukhin, M. D. Basov, and I. I. Shuruev

This paper demonstrates that the deep structure of the Tien Shan can be studied by magnetotelluric sounding. The folded basement of the southern Tien Shan was found to contain conductive strata consisting of Cambrian–Silurian deposits, which were formed on a continental slope and on a mid-oceanic ridge. The conductive complexes have a multilayer structure both within Paleozoic sequences and at the deeper horizons of the tectonosphere. The peaks in total conductivity and accumulation of folded areas in the Tien Shan accretionary wedge are restricted to the suture zones, which separate the Hercynides of the southern Tien Shan from the microcontinents. The Caledonian orogeny produced conductive rocks of Early Paleozoic age. The Alpine and Hercynian tectonics modified the depth of the conductive rocks and their total conductivity. Analysis of the magnetotelluric data confirms that the southern Tien Shan has a thrust structure.

Сдано в набор 01.10.96 г.

Подписано к печати 23.12.96 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 5.9 тыс.

Уч.-изд. л. 12.0

Бум. л. 6.0

Тираж 475 экз.

Зак. 916

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПОЧТОВОЙ СВЯЗИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

О Б Ъ Е Д И Н Е Н Н Ы Й '97 КАТАЛОГ '97

российские и зарубежные
газеты, журналы, книги, учебники

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Журналы Российской академии наук можно выписать в любом почтовом отделении России по объединенному Каталогу Федерального управления почтовой связи ("ФУПС"). Академические журналы объявлены в этом каталоге в разделе "АПР"

Обращаем Ваше внимание!

Подписку можно оформить и непосредственно в редакции журнала с любого очередного номера. Это избавит Вас от значительной части расходов: цены редакционной подписки существенно ниже! К тому же вышедший номер Вы сможете получить в редакции сразу после выхода его из печати.

Пользуйтесь предоставленной Вам возможностью льготной подписки!

И
АПР

Агентство Подписки и Раздачи

А Р Г У М Е Н Т Ы
И Ф А К Т Ы

А П Р И

Агентство по распространению
печати и издательства "Известия"

УГОДИЕ

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Российская академия наук с 1997 года меняет условия подписки на академические журналы. Это связано с необходимостью уменьшить убытки от выпуска периодики Академии, в связи с чем будут подняты подписные цены. Повышение цен будет проходить в два этапа.

На первом этапе (I полугодие 1997 года) объявленные в каталоге подписные цены будут доступны всем категориям научных работников, преподавателям, аспирантам и студентам вузов, всем государственным и научным библиотекам, а также научным и вузовским организациям.

На втором этапе (II полугодие 1997 года) численность специалистов и количество организаций, имеющих право пользования льготной подпиской, будет существенно сокращено. Воспользоваться этими льготами можно будет только при подписке в издательстве "Наука", в редакции журнала и в других местах, которые будут указаны дополнительно. Каталожная цена на академические журналы и, следовательно, стоимость подписки в отделениях связи будет значительно повышена.

Подписные цены на академические научно-популярные журналы не претерпят существенных изменений.