

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1983

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

МОСКВА

№ 1, 1983

СОДЕРЖАНИЕ

Пейве А. В., Руженцев С. В., Трифонов В. Г. Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов	3
Леонов М. Г. Тектоно-гравитационные микститы и формы проявления горизонтальных движений земной коры	14
Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли	28
Каляев Г. И., Карбович С. В., Русаков О. М., Старостенко В. И. Глубинное строение Аравийско-Индийского хребта и зоны разлома Оуэн	46
Новикова А. С. Континентальная кора Армориканского массива	61
Добрецов Г. Л. О классификации областей тектоно-магматической активизации (на примере Казахстана и Северного Тянь-Шаня)	76
Курчатов А. М. Анализ магматизма Центральнокзахстанской системы разломов	87
Романько Е. Ф., Морозов Л. Н. Анарек-Хурский массив в Центральном Иране: структура и история формирования	96

Рецензии

Марков М. С., Суханов А. Л. Новые карты Марса	104
Михаил Владимирович Муратов (некрол)	107

CONTENTS

Peive A. V., Ruzhentsev S. V., Trifonov V. G. Tectonic stratification and tasks of studying the lithosphere of continents	3
Leonov M. G. Tectono-gravitation mixtites and the forms of manifestation of the earth's crust horizontal movements	14
Zonenshain L. P., Kuzmin M. I. Intraplatform volcanism and its importance for understanding the processes in the earth's mantle	28
Kalyaev G. I., Karabovich S. V., Rusakov O. M., Starostenko V. I. Deep structure of the Arabian-Indian ridge and Owen fault zone	46
Novikova A. S. Continental crust of the Armorican massif	61
Dobretsov G. L. On classification of areas of tectono-magmatic activation (on the example of Kazakhstan and Northern Tien-Shan)	76
Kurchavov A. M. Analysis of magmatism of the Central Kazakhstan fault system	87
Roman'ko E. F., Morozov L. N. Anarek-Khur massif in Central Iran: structure and history of formation	96
Review	
Markov M. S., Sukhanov A. L. New maps of the Mars	104
Mikhail Vladimirovich Mouratov (obituary)	107

УДК 551.24.01

ПЕЙВЕ А. В., РУЖЕНЦЕВ С. В., ТРИФОНОВ В. Г.

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ И ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ
ЛИТОСФЕРЫ КОНТИНЕНТОВ**

Рассмотрена расслоенная структура литосферы. На примере Памира, Альп и Аппалач показано, что неравномерная расслоенность литосферы, разные скорости перемещения слагающих ее литопластин приводили к их деформации и перемешиванию в разрезе.

ВВЕДЕНИЕ

Большинство современных тектонических концепций основано на признании двух определяющих положений: во-первых, мобилизма, т. е. ведущей роли горизонтальных перемещений горных масс в процессах структурообразования; во-вторых, неравномерности пространственной реализации этих процессов, обуславливающей делимость литосферы на слабо деформированные объемы и разделяющие их зоны интенсивных деформаций и смещений. Наиболее популярная в настоящее время теория тектоники плит видит главную причину структурообразования во взаимодействии жестких плит, охватывающих всю мощность литосферы и латерально перемещающихся по астеносфере или вместе с ней. Но еще в 1967 г., т. е. почти одновременно со становлением теории тектоники плит, была показана [8] возможность дифференцированных латеральных перемещений отдельных слоев литосферы. Дальнейшее развитие этих представлений привело к созданию концепции тектонической расслоенности литосферы [4, 9, 10], при которой слои земной коры и верхней мантии не образуют единых плит, а перемещаются друг относительно друга и деформируются в значительной мере автономно. Помимо вертикальных и наклонных существуют субгоризонтальные подвижные зоны (астенолинзы и астенослои), разделяющие литопластины разной мощности и состава.

Признаки тектонической расслоенности литосферы обнаружены в различных геоструктурных областях, но наиболее полно они представлены на континентах в областях сгущивания горных масс — орогенических и складчатых поясах. Для выявления тектонической расслоенности используются геологические, петрологические и геофизические методы.

Прямое доказательство тектонической расслоенности складчатых областей современных континентов — существование сорванных покровов, образование которых происходило путем структурного отслоения и смещения тех или иных объемов горных пород со своего основания. Отслоение могло происходить на разных уровнях: внутри осадочного чехла, по границе чехол — кристаллическое основание и внутри основания [9]. Об этом свидетельствуют разрезы аллохтонов. Можно полагать, что присутствие в структуре обособленных аллохтонных комплексов, имеющих стандартный разрез, связано с наличием зоны регионального срыва на уровне наиболее глубоких образований комплекса. Так, присутствие в аллохтонном залегании нижних горизонтов осадочного чехла предполагает отслоение и смещение по кровле основания, присутствие гранито-гнейсовых аллохтонов — отслоение и смещение внутри кристаллической коры, присутствие габброидно-метабазитовых аллохтонов — отслоение и смещение вблизи поверхности Мохоровичича. Офиолитовые аллохтоны, содержащие дунит-гарцбургитовый комплекс, указывают на то, что по крайней мере в палеоокеанах зоны регионального срыва могли распространяться в верхнюю мантию.

Сорванные покровы — это проявления тектонической расслоенности прошлого, позднее вскрытые эрозией. В отличие от них процессы современного тектонического расслоения проявляются на поверхности Земли лишь косвенными признаками и обнаруживаются комплексным применением геологических, структурно-геоморфологических и геофизических методов [6, 10]. В новейшей структуре орогенических областей наряду с наиболее выразительными, доминирующими элементами (например, продольными новейшими складками и разломами горно-складчатого сооружения) выявляются элементы, дискордантные к ним, выраженные на поверхности иногда лишь флексурными перегибами, погружением или замыканием отдельных хребтов и долин и т. п. Анализ геофизических полей и данных сейсмологии (геометрия очаговых зон, зон аномального распространения и погасания сейсмических волн) позволяет дифференцировать новейшие структуры по глубинам их наибольшей активности. Оказывается, что структуры, весьма слабо выраженные или не выраженные на поверхности, могут быть заметными на глубине, и, напротив, важные элементы поверхностного структурного плана могут ограничиваться лишь осадочным или гранитно-метаморфическим слоем, так что на разноглубинных срезах литосферы некоторых регионов рисунки новейших структур существенно различаются. Это свидетельствует об автономности неотектонического развития и дисгармонии перемещений литосферных слоев. В ряде случаев признаками подобной дисгармонии являются глубинные невулканические зоны, дискордантные относительно генерального рисунка новейших структур поверхности.

И изучение сорванных покровов, и выявление дисгармонии разноглубинных неотектонических структур не позволяют точно локализовать современное положение древних и новейших зон срыва и дифференцированного перемещения горных масс в глубоких слоях литосферы. Точнее это можно сделать, применяя различные сейсмологические методы. С их помощью выделяются горизонтальные сейсмофокальные зоны, волноводы и протяженные горизонты резкого отражения сейсмических волн.

Детальное изучение вертикальных и наклонных сейсмофокальных зон внутри континентов и на их окраинах показало, что такие зоны часто имеют четковидное строение, резко расширяясь в одних и сужаясь или прерываясь в других горизонтах коры и верхней мантии. Иногда такие расширения представляют собой протяженные линзы, т. е. горизонтальные сейсмофокальные зоны, чередующиеся с горизонтами, в которых ощутимые землетрясения отсутствуют [2, 10].

Коровые волноводы, регистрируемые методом отраженных волн, распространяющихся в глубь Земли под разными углами к поверхности, выделены сейчас в различных геоструктурных областях. Волноводы представляют собой субгоризонтальные линзовидные зоны пониженных скоростей прохождения сейсмических волн, что, вероятно, связано с уменьшением вязкости и прочности среды. Поэтому именно вдоль волноводов в соответствующей тектонической обстановке можно ожидать срывов более вязких и прочных литопластин друг относительно друга. Реальность подобных перемещений доказывается в некоторых орогенических областях частичным совпадением волноводов и субгоризонтальных сейсмофокальных зон. Пониженная эффективная вязкость таких волноводов, называемых дислокационными, может быть обусловлена разупрочнением пород при сейсмогенных подвижках [10].

Регистрация отраженных сейсмических волн, направляемых вертикально к поверхности, обеспечивает при постоянном перемещении источников сигналов и приемников непрерывность профилирования площадок отражения. Используются вибросейсмические источники, смонтированные на автомобилях. Этот метод, разработанный в нефтяной геофизике, был модифицирован и применен американскими исследователями, объединенными в «Консорциум по профилированию континентов методом отраженных волн» (COCORP), для изучения строения

земной коры до глубин 50—60 км [12]. Обнаружены протяженные зоны резкого отражения сигналов. Иногда они переходят в надвиги, достигающие земной поверхности, или под ними обнаруживаются породы, сходные по сейсмоволновым характеристикам с породами, обнажающимися на земной поверхности, но смещенными относительно этих глубинных образований. В таких случаях можно уверенно интерпретировать поверхности отражения как глубинные зоны отслоения и латерального перемещения горных масс. Следовательно, для обнаружения тектонической расслоенности необходимо комбинировать профилирование методом отраженных волн с изучением поверхностной структуры. Подобная комплексность нужна и для выявления тектонической расслоенности другими сейсмологическими и геофизическими методами. Рассмотрим применение такого комплексного подхода на нескольких примерах.

Альпы

Альпы являются классическим примером горного сооружения, имеющего покровное строение. С севера на юг здесь выделяются следующие зоны: Гельветская (включая Ультрагельветскую), Пеннинская, Восточно-Альпийская и Южно-Альпийская. Все они образуют сложнейший покровный пакет. Однако уровень заложения (отслоения) пластин в отдельных зонах различен. Если гельветские являются типичными покровами чехла, то пеннинские и особенно восточноальпийские включают мощные массы гранито-гнейсового основания. Южноальпийские покровы формировались, по-видимому, уже на мантийном уровне. Действительно, расположенная вдоль северного фронта Южных Альп зона Ивреа—Вербано представляет собой полосу метаморфических пород. В структурном отношении это моноклиналь. Разрез ее следующий (снизу вверх): 1) лерцолиты, 2) метабазиты, 3) полоса чередования метабазитов и кислых гранулитов, количество которых резко увеличивается кверху, 4) «строналиты» — низкощелочные кислые гранат-силлиманитовые гранулиты, 5) биотитовые гнейсы с прослоями мраморов, 6) орто- и парагнейсы, амфиболиты, прорванные герцинскими гранитами [14].

Считается, что отмеченный комплекс в основном соответствует нижним слоям коры, а лерцолиты — верхней мантии. Такая интерпретация природы зоны Ивреа—Вербано подтверждена комплексными геофизическими исследованиями [11]. Показано, что земная кора в пределах Альп содержит коровые волноводы. Один из них, более выдержанный, расположен на глубине 10—20 км, второй — 20—50 км (скорости продольных волн соответственно 5,5—5,8 и 5 км/с). Характер профиля резко меняется в районе зоны Ивреа—Вербано (рис. 1). Здесь у поверхности расположен пласт со скоростями продольных волн 7,2—7,38 км/с. Он погружается к юго-востоку, смыкаясь под равниной р. По с мантией (8,3 км/с). Указанный слой высокоплотных пород рассматривается как мантийная пластина. Южноальпийская мантийная пластина подстилается образованиями со скоростями продольных волн 4—5 км/с. Пространственно они соответствуют верхнему коровому волноводу Альп, причем столь аномально-малые значения скоростей заставляют предположить присутствие здесь значительных объемов жидкой фазы. Сказанное не оставляет сомнения в том, что Южные Альпы надвинуты на Пеннинскую и Восточно-Альпийскую зоны. Во фронтальной наиболее сдвинутой части надвинутой пластины на поверхность выведены породы «базальтового слоя», а также породы зоны перехода кора—мантия. Собственно мантийные породы вскрыты не так широко, но в значительных объемах присутствуют на глубине.

Итак, геологические исследования показали, что в Альпах совмещены пластины различного уровня отслоения: покровы чехла, покровы, в составе которых присутствуют породы гранитно-метаморфического комплекса, и, наконец, покровы, включающие метабазиты и ультрабазиты. Первые два типа покровов не создают существенных контрастов

сейсмических скоростей, которые можно было бы определить на современном уровне исследований. Иное дело покровы третьего типа. Их появление в разрезе должно отразиться в смещении поверхности *M* и чередовании в разрезе литосферы региона высоко- и низкоскоростных слоев. Именно такую картину установил П. Гизе [3], обработав результаты сейсмологических наблюдений методом временных разрезов и редуцированных годографов (см. рис. 1).

ПАМИР И АФГАНО-ТАДЖИКСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

Тектонические покровы обнаружены в разных частях Памира. В Центральном Памире выделяются четыре покровных комплекса, соответствующих четырем уровням отслоения: известняки, вулканиты и терригенные породы верхнего мела—палеогена; преимущественно терригенная толща триаса—нижнего мела; карбонатно-терригенная толща кембрия — перми; гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты и мраморы докембрия.

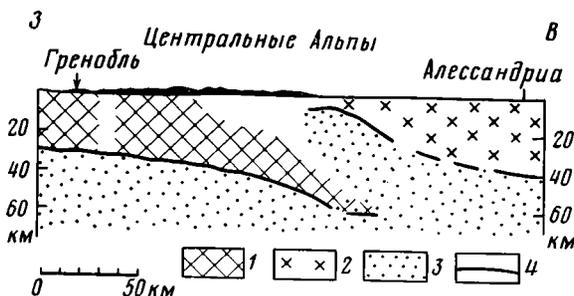


Рис. 1. Схематический разрез литосферы Западных Альп [3]
1 — земная кора поддвигающегося блока; 2 — земная кора надвигающегося блока; 3 — верхняя поверхность мантии; 4 — поверхность Мохоровичича

Более глубокие метаморфические породы вскрыты в разрезе Юго-Западного Памира. В его основании залегают плагиогнейсы, плагиомигматиты, кварциты и мраморы горанской серии. Они перекрыты плагиогнейсами шахдаринской серии, сменяющейся кверху докембрийскими гнейсами, отложениями палеозоя и мезозоя, контактово измененными многочисленными мезозойскими гранитами. Выше залегают фанерозойские отложения, сорванные и дислоцированные независимо от фундамента. Вдоль контакта горанской и шахдаринской серий протягивается мощная (несколько сот метров) зона милонитов. Нижняя часть шахдаринской серии (хорогская свита) сложена роговообманковыми плагиогнейсами и плагиомигматитами, содержащими многочисленные будины и линзы эклогитоподобных пород, кислых гранулитов, метагабброидов, ультрабазитов с гранатом и шпинелью. Контакт горанской и шахдаринской свит, ныне изогнутый и очерчивающий купол Юго-Западного Памира, представляет собой зону шарьяжа, сдвоившего гранито-гнейсовый слой региона [9]. Судя по составу пород хорогской свиты, срыв приходился на нижнюю часть коры и, возможно, совпадал с ее подошвой. Внутренняя структура пластин, обособившихся в процессе отслоения, характеризуется гигантскими бескорневыми лежащими складками, свидетельствующими о значительных деформациях.

Процессы расслоения и перемещения коровых масс, фиксирующиеся на Юго-Западном Памире, были длительными и, вероятно, охватывали несколько тектонических эпох. В масштабе всего Памира наиболее полно изучен позднеальпийский этап деформаций, происходивших в условиях движения литопластины Индостана к северу относительно соседних частей Альпийско-Азиатского орогенического пояса.

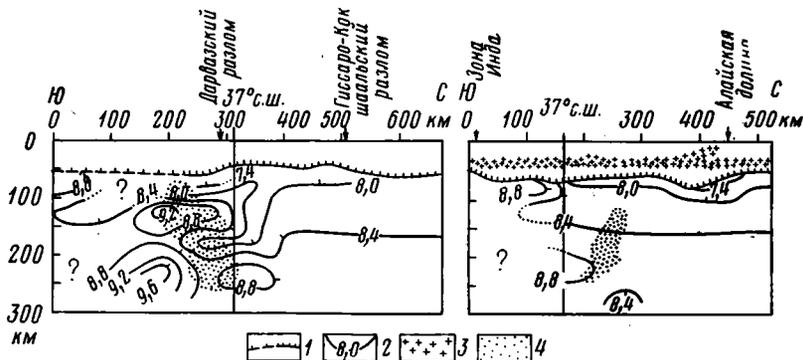


Рис. 2. Глубинные сейсмологические разрезы Таджикско-Памирского сектора Средней Азии через г. Душанбе (слева) и оз. Каракуль на Памире (справа)

1 — поверхность Мохоровичича [2]; 2 — изолинии равных скоростей прохождения продольных сейсмических волн в мантии [7]; 3 — коровые сейсмофокальные зоны [2]; 4 — Памиро-Гиндукушская мантийная сейсмофокальная зона

Сопоставление времени наиболее интенсивного новейшего надвигания и складчатости в разных частях Памиро-Каракорумского региона, а также возраста смещений на разных отрезках обрамляющих его с запада и северо-востока сдвиговых зон показало, что в течение неотектонического этапа северный фронт движущейся литопластины неоднократно мигрировал к северу. В олигоцене он располагался в зоне Инда, в миоцене — в зоне Центрального Памира, в позднем миоцене и плиоцене — в зоне Каракорумского надвига и, наконец, в плейстоцене — на южном борту Алайской долины, совпадая с северо-восточным участком Дарваз-Алайской зоны молодых нарушений. Механизм миграции представляется следующим образом. В процессе относительного движения Индостанской литопластины к северу располагавшийся перед ней участок внутренней зоны или зон складчатого пояса вовлекался в интенсивные складчато-надвиговые деформации, вызванные этим движением и приводившие к обособлению деформированного участка с боков сдвигами западного и северо-восточного обрамления Индостанской литопластины (Чамано-Дарваз-Алайская и Памиро-Каракульская системы сдвигов) и, вероятно, к срыву деформированных и нарушенных разрывами коровых образований. В результате эти образования теряли способность к интенсивным деформациям, причленялись к краевой части литопластины и начинали двигаться вместе с ней, а зона наибольших смещений, фиксирующая положение фронта краевой части литопластины, скачкообразно перемещалась к северу. В деформации вовлекался следующий участок, претерпевал подобные изменения и т. д.

В итоге неотектонического развития в области Каракорума и Памира сформировалась серия прислоненных одна к другой коровых мегащупей сложного внутреннего строения, вероятно, отслоенных и структурно обособленных от более глубоких слоев литосферы [10]. Этот геологический вывод подтверждается результатами сейсмологических наблюдений, согласно которым земная кора Памира и Каракорума увеличена в мощности до 70 км [2], и в ней чередуются слои повышенной и пониженной скорости прохождения сейсмических волн [5]. Выполненный Ю. К. Щукиным анализ гипоцентрии коровых землетрясений (рис. 2) выявил наклоненную на юг под углом около 30° сейсмофокальную зону, которая, будучи продолжена к земной поверхности, совпадает с Дарваз-Алайской зоной молодых нарушений, а на глубинах 40±10 км смыкается с субгоризонтальной зоной скопления гипоцентров, возможно, представляющей собой современное выражение региональной зоны срыва коровых структур. Под ней протягивается слой с малым количеством гипоцентров, а ниже начинается круто наклоненная на юг восточная ветвь Памиро-Гиндукушской мантийной

сейсмофокальной зоны, достигающей глубины 250 км. Она находится южнее верхнекоровой сейсмофокальной зоны и, если ее условно продолжить к земной поверхности, достигает ее примерно в зоне Центрального Памира.

В Афгано-Таджикской депрессии, выполненной 12-километровой толщей смятых мезозойско-кайнозойских осадочных пород, больших тектонических покровов неизвестно. Осадочная толща нарушена разрывами и смята в складки субмеридионального простирания. Вместе с тем анализ космических снимков и топографии депрессии обнаруживает существование субширотных зон нарушений и деформаций, которые при ближайшем рассмотрении оказываются небольшими и нередко прерывистыми новейшими разрывами и флексурами. В структуре осадочного чехла они играют подчиненную роль, но совпадают с аномалиями гравитационного и магнитного полей, отражающими направление структур фундамента [6]. Тем самым выявляется дисгармония между структурами чехла и основания, подтверждающая идею С. А. Захарова о срыве осадочного чехла депрессии по мальмскому соленосному горизонту.

Под южным обрамлением депрессии выделяется западная ветвь Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны, круто наклоненная на север и не поднимающаяся выше 70 км. Коровые очаги землетрясений имеют сложное распределение и в значительной мере приурочены к северному краю депрессии — зонам Гиссаро-Кокшаальского и Илякского разломов. Таким образом, и здесь зоны мантийной и наиболее интенсивной коровой сейсмичности не продолжают одна другую.

Проанализировав невязки времен прогиба сейсмических волн от местных глубокофокусных землетрясений на системе станций Средней Азии, А. В. Николаев и И. А. Санина [7] обнаружили существенную латеральную и вертикальную изменчивость скоростных характеристик верхней мантии Афгано-Таджикской депрессии и Памира на глубинах до 300 км (см. рис. 2). Если на севере распределение скоростей в общем укладывается в рамки слоистой модели, то вблизи Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны и южнее распределение высокоскоростных и низкоскоростных объемов гораздо сложнее. Этот, пока единственный пример столь детального изучения верхней мантии крупного региона показывает, что в верхней мантии могут происходить дифференцированные перемещения горных масс, не менее сложные, чем в коре, и различные на разных уровнях.

Сейсмофокальная зона развивается в области наибольшей скоростной неоднородности мантии, т. е. наиболее дифференцированных возможных перемещений. Распределение скоростей не позволяет рассматривать эту зону как область современной субдукции литосферных плит. Скорее, сближение Индостана с Евразией реализуется скучиванием горных масс в условиях дифференцированных перемещений и автономных деформаций на разных уровнях литосферы, приводящих к ее неравномерному утолщению. Скучивание дополняется отжиманием и оттоком горных масс в стороны от области наибольшего сжатия литопластин. На поверхности это отжимание проявляется развитием субширотных зон сдвигов и сдвиговых деформаций в сопряженных с Индостано-Памиром Афганском и Центральноазиатском сегментах орогенического пояса.

АППАЛАЧИ

Палеозойские структуры Аппалачей простираются на северо-восток. С северо-запада на юго-восток выделяются следующие тектонические зоны: Долин и Хребтов, Голубой хребет, Внутренний Пьедмонт, пояс Шарлотт, сланцевый пояс Каролина и прибрежная равнина, покрытая мощным чехлом эпипалеозойских осадочных пород. Зона Долин и Хребтов сложена неметаморфизованными раннепалеозойскими осадочными породами, смятыми в сложные складки и нарушенными надвигами. Палеозойские толщи зоны Голубого хребта сильно метаморфизо-

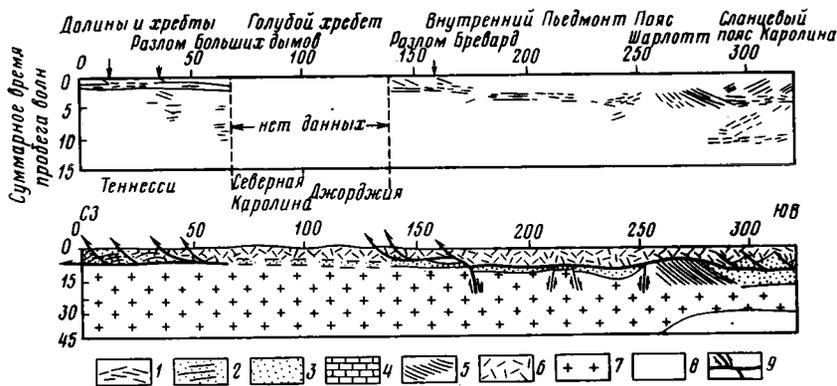


Рис. 3. Результаты непрерывного профилирования методом отраженных волн (вверху) и схематический разрез земной коры (внизу) Южных Аппалачей [13]
 1 — площадки отражения; 2 — нижнепалеозойская осадочная толща зоны Долин и Хребтов; 3 — погребенная осадочная толща под зоной Голубого хребта и Внутренним Пьемонтом; 4 — гипотетическая существенно карбонатная часть погребенной осадочной толщи; 5 — предполагаемые осадочные образования древнего континентального склона, выраженные наклонными площадками отражения под восточной частью Внутреннего Пьемонта и поясом Шарлотт; 6 — аллохтонные образования континентальной коры Южных Аппалачей; 7 — автохтонная кристаллическая часть земной коры Южных Аппалачей; 8 — верхняя мантия; 9 — разломы разных типов

ваны. Они залегают на докембрийском кристаллическом основании с радиологическим возрастом пород не менее миллиарда лет. Комплекс метаморфических пород аллохтонен. Под ним в тектонических окнах вскрыты неметаморфизованные осадочные породы. В зоне Внутреннего Пьемонта сильнометаморфизованные породы (в основном первичноосадочного происхождения) прорваны многочисленными гранитоидными интрузиями. Пояс Шарлотт сложен метаморфизованными осадочными породами, а сланцевый пояс Каролина — метаморфизованными вулканическими породами нижнего палеозоя, близкими по составу к современным островодужным образованиям. В фундаменте береговой равнины бурением обнаружены породы, сходные с теми, что слагают Внутренний Пьемонт и сланцевый пояс Каролина.

Между отдельными зонами расположены крупные тектонические нарушения. Зоны Долин и Хребтов и Голубого хребта разделены крупным надвигом, падающим на юго-восток. Между зоной Голубого хребта и Внутренним Пьемонтом находится зона разломов Бревард. Узкий офиолитовый пояс Королевских гор отделяет Внутренний Пьемонт от пояса Шарлотт. Основные движения здесь происходили в таконскую и акадийскую орогенические эпохи. В зоне Бревард деформации и смещения были многократными, но последняя существенная фаза движений приходится на аллегонийскую (ранневарисскую) эпоху. В зоне разломов выведены на поверхность слабометаморфизованные экзотические карбонатные породы, которые считаются отторженцами осадочной толщи, скрытой под гранитно-метаморфическим комплексом. Это, как и тектонические окна зоны Голубого хребта, дает основание предполагать, что метаморфические образования, обнажающиеся северо-западнее зоны Бревард, имеют аллохтонное залегание и подстилаются неметаморфизованной осадочной толщей.

Поперек Южных Аппалачей, в направлении от г. Ноксвилл (штат Теннесси) к г. Огуста (штат Джорджия), было выполнено непрерывное профилирование методом отраженных волн [13]. Выяснилось, что смятый в складки и нарушенный разрывами осадочный комплекс зоны Долин и Хребтов на глубине 4 км сорван с кристаллического основания. Поверхность срыва очень полого погружается на юго-восток до 10 км под метаморфические породы зоны Голубого хребта и Внутреннего Пьемонта (рис. 3). Она прослеживается как поверхность отражающего слоя, который по характеру отражений сходен с осадочной толщей,

слагающей зоны Долин и Хребтов. Вероятно, именно эта осадочная толща просматривается в тектонических окнах зоны Голубого хребта. Зона Бревард регистрируется как наклоненный на юго-восток надвиг, достигающий на глубине поверхности отражающего слоя и сливающийся с ней.

Восточнее, под гранитным массивом Эльбертон Внутреннего Пьемонта и западным краем пояса Шарлотт отмечается серия наклоненных на юго-восток глубинных площадок отражения. Далее к востоку на тех же глубинах 12—18 км фиксируется многослойная линза прерывистых субгоризонтальных площадок отражения. Ее и предшествующую область наклонных отражающих площадок Ф. А. Кук и др. [13] предположительно рассматривают как осадочную толщу, формировавшуюся в раннем палеозое в области континентального склона, и продолжают в кровлю этой толщи установленную западнее поверхность регионального срыва. На юго-восточном конце профиля выявлена и более глубинная зона отражений (30—33 км), вероятно, представляющая собой переходную зону между корой и мантией. Во Внутреннем Пьемонте и зоне Голубого хребта мощность земной коры 40—45 км. Такое различие мощностей коры, возможно, связано с тем, что здесь с юго-востока на северо-запад древняя кора океанического или субокеанического типа сменялась корой континентальной. В основании континентального склона, на нем и в краевой области континента в нижнем палеозое отложилась осадочная толща, которая в таконскую и более поздние орогенические эпохи оказалась тектонически перекрытой метаморфическими комплексами Аппалачей (см. рис. 3). Последние представляют собой результат отслоения гранитно-метаморфического слоя более восточных областей. Минимальная амплитуда его надвигания 260 км.

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Альпы, Памир и Аппалачи представляют собой не исключения, а типичные примеры строения горно-складчатых сооружений.

Срыв перемятых осадочных толщ установлен во Внешнем Загросе, зоне Краевых складок северного обрамления Аравийской платформы, в Сулеймановых и Киртарских горах. Тектонические покровы чехла с многократным наложением сорванных пластин известны в Карпатах, Динаридах, палеозоидах Урала и Тянь-Шаня, каледонидах Скандинавии, во многих частях Тихоокеанского кольца. Отдельные пластины редко выдержаны на значительные расстояния. Амплитуда смещений обычно не превышает десятков километров.

Гранито-гнейсовые аллохтоны, возникшие в результате срыва верхней части континентальной коры, описаны в Скандинавских горах, Низких и Высоких Гималаях. Есть признаки подобного происхождения ряда срединных массивов Альпийского пояса, например Родопского и Мендересского. Покровное строение установлено и во многих офиолитовых поясах. В крупных покровах основания Урала обычно наблюдается снизу вверх следующая последовательность пород [9]: 1) дуниты, гарцбургиты (мантийные образования); 2) пироксениты, дуниты, габброиды (промежуточный комплекс — переходная зона от мантии к коре); 3) габброиды, часто превращенные в амфиболиты; 4) габбро-диабазы, диабазы, плагиолипариты (дайковый комплекс); 5) кварцевые диориты, плагиограниты; 6) вулканогенно-осадочные отложения. Покровы подобного типа, представляющие собой результат тектонического срыва в верхах мантии палеоокеана, описаны в Омане, на Корсике и Кипре, в палеозоидах Тянь-Шаня и Ньюфаундленда, в Новой Гвинее и Новой Каледонии, на Калимантане, Филиппинах, Сахалине, Камчатке, в Корякском хребте, Орегоне и Калифорнии. В некоторых случаях нижний член аллохтонного разреза отсутствует, что позволяет предполагать отслоение горных масс на уровне древней поверхности Мохоровичича. Сорванные покровы основания не столь многочисленны, как покровы чехла, но они крупнее. Амплитуды их перемещений нередко измеряются сотнями километров.

Отслоения и дисгармоничные деформации литопластин проявляются не только покровообразованием. В разрезе земной коры Восточного Кавказа в результате анализа геологических, структурно-геоморфологических, геофизических, сейсмологических данных и материалов дешифрирования космических снимков намечены три структурных этажа, где одновременно, в новейшее время, развиваются зоны нарушений и деформаций разных направлений и морфологии [6, 10]. В приповерхностном этаже, главным образом осадочном чехле, преобладают складки и надвиги кавказского простирания, продолжающие развиваться и в позднечетвертичное время. Ниже, на глубинах около 20 км комплексом геофизических данных регистрируется сейсмоактивная зона взбросов и надвигов, являющаяся глубинным продолжением зоны Южного склона Большого Кавказа, а также простирающиеся диагонально к ней более короткие зоны преимущественно сдвиговых смещений, слабо отражающиеся в верхнем структурном этаже. На большие глубины, до поверхности Мохоровичича прослеживается только указанная сейсмоактивная зона, которая в низах земной коры приобретает крутой наклон. Эти проявления структурной дисгармонии, вероятно, отражают разную реакцию литопластин на общее субмеридиональное сжатие региона. На коровую структуру Кавказа накладываются вулканические и связанные с ними тектонические элементы Транскавказского вулканического пояса, отражающие, по данным Е. Е. Милановского, растяжение и магнообразование на более глубинном, мантийном этаже литосферы. Дисгармония между корой и мантией имеет более крупный масштаб и охватывает весь Кавказско-Аравийский сегмент Альпийско-Азиатского орогенического пояса. Подобные различия в расположении, морфологии и кинематике новейших структур на разных уровнях литосферы описал В. И. Макаров [6, 10] в Тянь-Шане и смежной с ним части Туранской плиты. Под Срединной линией Японии, характеризующейся преимущественно сдвиговыми смещениями, обнаружена на глубинах более 30 км диагональная к ней структурная зона, формирующаяся в условиях поперечного сжатия.

Во всех приведенных примерах дифференцированные перемещения и дисгармоничные деформации разноглубинных литопластин происходили в условиях сжатия и приводили, тем или иным путем, к скупиванию горных масс и наращиванию земной коры. Но тектоническая расслоенность проявляется и в иных динамических и структурных условиях [10]. На западе США новейшая структура поверхности определяется правосдвиговой системой Сан-Андреас и связанными с ней системами левых сдвигов, надвигов и складок Поперечных хребтов и сбросов, грабенов и горстов Провинции Бассейнов и Хребтов. Судя по их сейсмическим характеристикам, структурно-геологическим, гравиметрическим, геотермальным и гидрохимическим данным, эти системы нарушают верхний слой земной коры мощностью до 15—20 км и глубже не продолжают. Более глубинная новейшая структура литосферы предположительно реконструируется по аномалиям структурного рисунка поверхности, распределению вулканических образований и теплового потока. Главная система глубинных деформаций, расположенная под западной ветвью новейших нарушений Провинции Бассейнов и Хребтов, образована сочленяющимися почти под прямыми углами зонами относительного растяжения и сдвига, т. е. сходна с рифтово-трансформными системами срединно-океанических хребтов. Таким образом, имеет место дисгармония неотектонического строения верхнекорового и более глубинных слоев литосферы региона. На границе дисгармонично развивающихся слоев зарегистрирован маломощный и прерывистый коровый волновод. В описанном случае дисгармония развивается в условиях правого сдвига Тихого океана относительно Северо-Американского континента. Возможно, она характерна и для строения некоторых внутриконтинентальных рифтовых зон, например, Рейнской и Байкальской. Эти сложные грабены ограничены на глубине коровыми волноводами,

и структура нижележащей литосферы не обнаруживает с грабенами прямой связи.

Коровые волноводы выявлены и вне неотектонически активных областей: под палеозоидами Западной Европы и Урала, некоторыми областями Русской плиты, Балтийским, Украинским и Канадским щитами [10]. Происхождение волноводов может быть различным, и указывают они лишь на возможность отслоения коровых масс и их дифференцированных латеральных перемещений. О широком, может быть, общеконтинентальном распространении этого процесса свидетельствуют другие факты, а именно различия направлений и скоростей относительных перемещений верхнекоровых литопластин и граничащих с ними океанических литопластин в пределах единого пояса нарушений и деформаций. Как правило, океанические литопластины перемещаются быстрее и иногда в иных направлениях.

Для океанических областей тектоническое расслоение представляется не столь характерным, но признаки его в океанах есть. В некоторых трансформных зонах намечается несовпадение структурных планов на разных уровнях литосферы, причем речь идет об одновозрастных структурах, активных в современную эпоху. Обнаружены волноводы в основании океанической коры. А. С. Перфильев и Н. Н. Херасков [9] показали, что в разрезах древней океанической коры Урала, Западного Саяна и Монголии дайки, а также сопровождающие или замещающие их магматические брекчии насыщают нижнюю, габброидно-ультрабазитовую часть древней коры, но количество их резко уменьшается в подстилающем дунит-гарцбургитовом слое. Раздвигание океанической коры происходило, таким образом, автономно от верхней мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тектоническое отслоение, дифференцированное перемещение и дисгармоничное строение субгоризонтальных литопластин — важнейшие черты литосферы. Развитие этих черт происходило в течение всего фанерозоя и вероятно, на более ранних стадиях геологической истории, обуславливая как наращивание коры и рост континентов, так, возможно, и их деструкцию. Неравномерная расслоенность литосферы, разные скорости перемещений и деформации литопластин приводили к их разрушению и перемешиванию. Непосредственные наблюдения показывают, что в эти процессы вовлечена вся земная кора и местами верхи мантии. Но немногочисленные пока данные о сложном распределении скоростей сейсмических волн в более глубоких горизонтах дают основание предполагать, что там дифференцированные латеральные перемещения, сопровождаемые деформациями слоев и перемешиванием материала, играют не меньшую, а может быть большую роль, чем в земной коре.

Эта новая концепция мобилизма заставляет по-новому подойти к решению многих практических задач, в частности металлогенического прогноза. Появляются новые аспекты долгосрочного прогноза землетрясений и сейсмического районирования. Под аллохтонными гранитно-метаморфическими массами могут скрываться неизвестные месторождения нефти и газа.

С учетом концепции тектонической расслоенности литосферы континентов требуется пересмотреть старые и организовать новые геофизические и в первую очередь сейсмологические исследования. Интерпретация их результатов должна осуществляться в комплексе с результатами геологических и петрологических исследований. В этот комплекс входят также структурно-геоморфологические наблюдения и анализ аэрокосмических материалов. Важное место в системе изучения литосферы континентов занимает моделирование вещественных и тектонофизических преобразований в условиях глубинных температур и давлений.

Американские сейсмологи продемонстрировали при помощи специально разработанной аппаратуры и технических средств эффективность

непрерывного профилирования земной коры методом отраженных волн. Заслуживает внимания их предложение создать международную программу подобных исследований на всех континентах [15].

Следует иметь в виду, однако, что профилирование методом отраженных волн не может определить всех особенностей строения расчлененной литосферы, в частности наличие в ней волноводов и круто наклоненных границ неоднородностей. Для их обнаружения нужен комплекс всех методов сейсмического зондирования, интерпретируемых с учетом данных других геофизических наблюдений. Интересные результаты дают обобщения данных о точном положении гипоцентров, форме и механизме очагов землетрясений. Весьма перспективными представляются работы по оценке невязок времен пробега сейсмических волн от более или менее удаленных источников на системе многочисленных близрасположенных станций приема. Это может дать объемную картину распределения литосферных масс, не воссоздаваемую другими сейсмологическими методами. Перспективы развития метода связаны с применением мощных стационарных вибросейсмических источников и передвижных приемно-сейсмических систем. В настоящее время такие источники созданы, разработаны методы интерпретации наблюдений [1]. Таким образом, лишь комплексное применение достижений различных геологических наук позволит создать реальное представление о строении и развитии литосферы континентов, необходимое для науки и практики.

Литература

1. Алексеев А. С., Ряшенцев Н. П., Чичинин И. С. Как заглянуть в глубь планеты.— Наука в СССР, 1982, № 3, с. 30—37.
2. Белоусов В. В., Беляевский Н. А., Борисов А. А. и др. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань — Памир — Каракорум — Гималаи.— Сов. геология, 1979, № 1, с. 11—27.
3. Гизе П. Горизонтальная неоднородность земной коры в зонах коллизии.— В кн.: Исследование литосферы и астеносферы на длинных профилях ГСЗ. М.: Наука, 1980, с. 59—78.
4. Книппер А. Л., Руженцев С. В. Глубинные разломы и геосинклиальный процесс.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 8—19.
5. Кулагина М. В., Лукк А. А., Кулагин В. К. Блоковое строение земной коры Таджикистана.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 70—84.
6. Макаров В. И., Скобелев С. Ф., Трифионов В. Г., Флоренский П. В., Шукин Ю. К. Глубинная структура земной коры на космических изображениях.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Т. 2. М.: ВИНТИ, 1974, с. 9—42.
7. Николаев А. В., Санина И. А. Метод и результаты сейсмического просвечивания литосферы Тянь-Шаня и Памира.— Докл. АН СССР. 1982, т. 264, № 1, с. 69—72.
8. Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 8—24.
9. Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
10. Тектоническая расчлененность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 192 с.
11. Angenheister G., Bögel H. et al. Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps.— Geol. Rundschau, 1972, B. 64, H. 2, S. 349—395.
12. Brewer J. A., Oliver J. E. Seismic refraction studies of deep crustal structure.— Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1980, v. 8, p. 205—230.
13. Cook F. A., Brown L. D., Oliver J. E. The Southern Appalachians and the growth of Continents.— Sci. Amer., 1980, v. 234, № 4, p. 124—138.
14. Mehnert K. R. The Ivrea zone.— Neues Jahrb. Mineral. Abhandl, 1975, B. 125, № 2, S. 156—199.
15. Oliver J. E. Exploration of the continental basement the world by seismic reflection profiling: a goal for the solid Earth sciences. Memorandum to USGC Committee and Reporters and Participants in USGC Meeting, 1 Nov. 1981. Nat. Research Council, 1981. 6 p.

УДК 551.26.03

ЛЕОНОВ М. Г.

**ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИКСТИТЫ И ФОРМЫ
ПРОЯВЛЕНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Кластический материал хаотических образований типа тектоно-гравитационных микститов формируется за счет единого процесса тектонического дробления пород при горизонтальных подвижках горных масс, однако тектоническая дезинтеграция его происходит различно, в зависимости от конкретных условий проявления горизонтальных движений. Можно выделить по крайней мере четыре типа тектоно-гравитационных микститов, отвечающих различным способам тектонического сучивания горных масс. Изучение тектоно-гравитационных микститов позволяет считать, что горизонтальные движения на разных этапах развития геосинклинальной области проявляются в разных формах в зависимости от степени зрелости земной коры.

В геологическом строении многих районов мира принимают участие своеобразные комплексы пород, представленные толщами хаотически нагроможденного несортированного глыбового материала, который слагает прослон, линзы и мощные горизонты протяженностью до многих десятков и сотен километров. Эти образования привлекли внимание геологов еще в конце прошлого столетия, и оно не ослабело до настоящего времени. Комплексы пород с хаотическим внутренним строением были описаны разными авторами под различными наименованиями: меланж, тиллиты, тиллитоподобные конгломераты, дикий флиш, мегабрекчии, олистостромы и мн. др., причем природа их трактовалась далеко не однозначно. В настоящее время в результате специального и целенаправленного изучения хаотических комплексов [5, 6—8] удалось провести их типизацию, разграничить различные типы хаотических комплексов один от другого и определить сумму признаков, присущих как всему классу этих образований, так и отдельным их разновидностям. Полный и всесторонний разбор этих проблем сделан мной в специальной монографии [8], здесь же я затрону только основные, наиболее важные для дальнейшего изложения сведения.

Само название «хаотические комплексы» определяет главную особенность этой ассоциации горных пород — хаотичность внутреннего строения. Наиболее существенными чертами строения хаотических комплексов пород являются: 1) гетерогенность (ассоциация с иными типами отложений, наличие двух разнородных составляющих — матрикса и включений); 2) хаотичность внутреннего строения (отсутствие осадочных структур и текстур, слоистости и стратификации, незакономерное размещение включений, непостоянство соотношений объемов матрикса и включений); 3) наличие значительных масс грубокластического материала всех размеров и формы; 4) наличие перемешанных между собой пород различных генетических типов (осадочных, магматических, метаморфических).

Все эти признаки или определенная их совокупность позволяют выявлять хаотические комплексы пород среди других типов геологических образований, а это оправдывает их выделение в самостоятельную категорию и применение к ним термина «микстит» — «смесь», который использовали применительно к подобным комплексам пород уже многие геологи [11—13, 28]. Содержание этого термина, несколько видоизменяя формулировки применявших этот термин Л. Шермерхорна и Н. М. Чумакова, можно определить следующим образом: «микститы» — грубокластические комплексы пород любого литолого-петрографического состава и генезиса, состоящие из обломков любых размеров и формы, незакономерно рассеянных в более тонкозернистой, чем обломки,

Типизация хаотических комплексов пород (микститов)

		Способы переноса кластического материала					
		тектонический (α)	гравитационный (β)			ледниковый (γ)	магматический (δ)
			обвалы, осыпи	оползни	грязевые потоки		
		подводн. назем	подвод. назем	подвод. назем. (франы' (сели)			
Способы формирования кластического материала	тектонический (α)	αβ-микститы (тектоно-гравитационные)					
	экзогенный (β)		β-микститы (гравитационные; олистостромы)		βγ-микститы (тиллиты, боковая морена)		
	ледниковый (λ)		αβ-микститы (ледниково-гравитационные, аллотиллиты)		γ-микститы (ледниковые тиллиты)		
	магматический (δ)			δβ-микститы (лахары)		δ-микститы (магматические эруптивные брекчии и пр.)	

Примечание. Сплошной линией обведены типы микститов, относимые ранее к олистостромам.

основной массе (матрикс), несортированные и нестратифицированные.

В составе микститов можно выделить различные типы, что нашло отражение в системе их типизации (таблица). Каждый из выделенных типов обладает набором присущих ему характерных признаков. Вопросы, связанные с принципами типизации микститов и определением присущих им признаков, в полном объеме рассмотрены в упоминавшейся уже монографии [8]. В данной же работе я остановлюсь на некоторых проблемах, связанных с изучением тектоно-гравитационных микститов.

Как видно из таблицы, в составе образований, которые ранее рассматривались как единый тип олистостромов, в настоящее время можно выделить две их разновидности [7, 8] — гравитационные микститы, сформированные совокупностью экзогенных факторов, и тектоно-гравитационные микститы, в формировании которых значительную роль играют тектонические процессы. Формирование тектоно-гравитационных микститов связано с разрушением, дезинтеграцией продвигающихся тектонических покровов и шарьяжей. Формирование кластического материала идет различными путями: 1) обрушение фронтального уступа надвига или покрова, которое происходит благодаря тектонической дезинтеграции пород аллохтонного массива при участии факторов подводного или субаэрального выветривания; 2) тектоническое дробление, расчешуивание, брекчирование подошвенных частей покровов при их движении по дну седиментационного бассейна и на границах разных покровов; 3) тектоническое дробление, расчешуивание, брекчирование и образование тектонических брекчий в теле материнского массива аллохтона с последующим высыпанием или тектоническим выдавливанием брекчий и пластин на дневную поверхность или поверхность морского дна.

В дальнейшем обломочный материал или остается непосредственно у подножия разрушающегося покровного массива, сохраняя при этом

черты своего тектонического происхождения, или под действием силы тяжести перемещается в бассейн, где происходит отложение осадков иного типа. В процессе оползания и захоронения грубообломочного материала толщи приобретают новые, характерные для оползневых тел черты, но как и прежде сохраняют в своем внутреннем строении признаки первичного генезиса — тектонического. И наконец, во многих случаях тектоно-гравитационные микститы вновь перекрываются тектоническими покровами, за счет разрушения которых они сформировались, и подвергаются вторичной тектонической переработке, часто вновь превращаясь в тектоническую смесь.

Таким образом, генетический ряд становления тектоно-гравитационных микститов с момента их зарождения до окончательного оформления в структуре выглядит следующим образом:

Процесс тектонический →	процесс оползания →	процесс тектонический
Расчешуивание материнского массива, тектоническое дробление и брекчирование, возникновение грубообломочного материала	Перемещение вниз по склону седиментационного бассейна, дополнительное перемешивание и дробление, захват осадков бассейна	Шарьирование массивов на тектоно-гравитационные микститы, их вторичная тектоническая переработка, превращение в тектоническую смесь

Сказанное приводит к выводу, что *тектоно-гравитационные микститы представляют собой комплексы—показатели горизонтальных перемещений горных масс.*

Образование гравитационных микститов (собственно олистостромов) связано с действием обвально-оползневых процессов в условиях гравитационной неустойчивости масс горных пород, которая может быть вызвана различными причинами (накопление значительных масс осадков, увеличение уклона морского дна, рост антиклинальных поднятий и пр). Но обязательным условием формирования гравитационных микститов является наличие морфологически выраженного уступа или протяженного склона, т. е. разности высот между областью зарождения обвала или оползня и областью отложения дезинтегрированного материала.

Главное же генетическое различие гравитационных и тектоно-гравитационных микститов состоит в том, что грубообломочный материал тектоно-гравитационных микститов сформирован в результате действия тектонических процессов (тектоническое дробление во всех его проявлениях: брекчирование, расчешуивание, меланжирование), тогда как кластический материал гравитационных микститов сформирован в результате действия обвально-оползневых процессов — тектоника только подготавливает условия для их возникновения. Именно поэтому гравитационные микститы (собственно олистостромы) в противоположность тектоно-гравитационным отражают главным образом вертикальные движения блоков земной коры. Следовательно, *гравитационные микститы можно отнести к категории комплексов—показателей вертикальных перемещений горных масс.*

Но вернемся к анализу тектоно-гравитационных микститов. Как можно было видеть, образование кластического материала тектоно-гравитационных микститов связано с тектоническим дроблением, расчешуиванием и меланжированием аллохтонных горных пород, которые формируются в процессе горизонтальных перемещений блоков земной коры. Однако было бы неправильно думать, что эти процессы всегда проявляются единообразно. Из рассмотрения фактического материала по геологии тектоно-гравитационных микститов видно, что образование хаотических толщ происходит в различных палеотектонических и палеогеографических условиях и реализуется оно в зависимости от этих условий по-разному. В задачу работы не входит рассмотрение проблемы происхождения и механизма формирования тектонических покровов — это предмет специального исследования, которому посвящены многочисленные публикации, в том числе и крупные монографии [1, 10]. Тем не менее изучение тектоно-гравитационных микститов дает дополнительную важную информацию по этому вопросу.

Анализ фактического материала показывает, что может быть выделено по крайней мере четыре типа реализации процесса формирования тектоно-гравитационных микститов в зависимости от формы проявления горизонтальных движений (рис. 1). Рассмотрим каждый из типов на конкретном региональном примере.

ЛИКИЙСКИЙ ТИП (РИС. 1, А)

Наиболее показательным примером микститов этого типа являются тектоно-гравитационные микститы, приуроченные к системе тектонических покровов Анталя, Ликийских покровов и покровов, образованных внутренними кристаллическими массивами (Битлис). Во всех этих районах, приуроченных к южному ограничению Альпийской складчатой области (Турция, острова Эгейского моря), тектоно-гравитационные микститы занимают сходную позицию и имеют практически одинаковый облик. Знаниями по геологии этих районов мы обязаны исследованиям многочисленных геологов [17—20, 23, 24].

В наиболее общем случае в описываемых районах можно выделить три группы пород: автохтон, промежуточный комплекс и аллохтон (рис. 2). Автохтонные образования представлены карбонатными отложениями платформенного типа от сеномана до бурдигала включи-

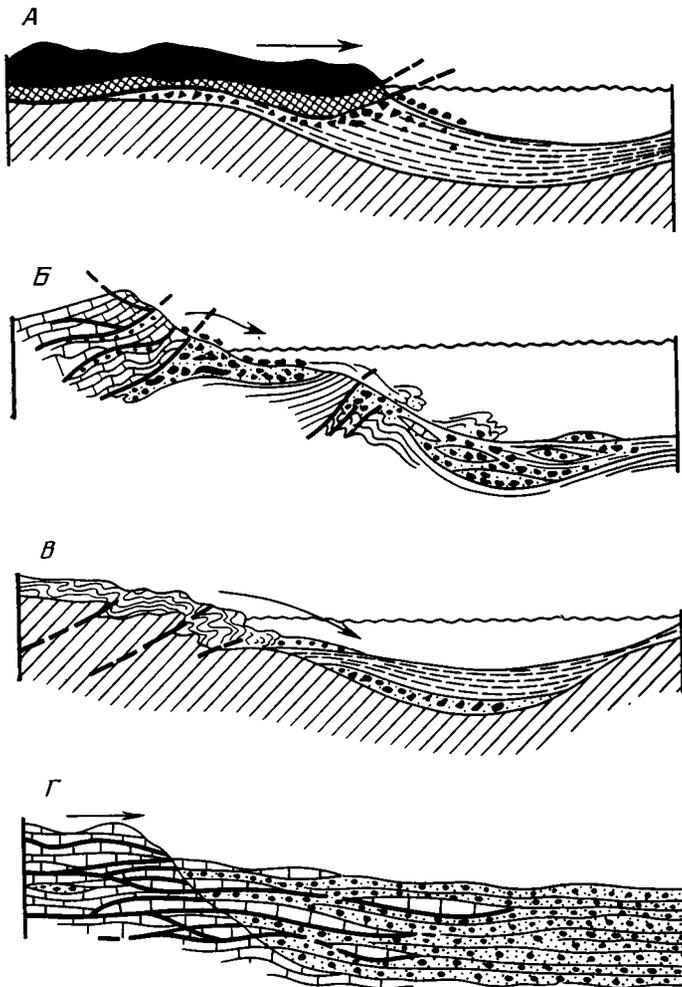


Рис. 1. Четыре способа формирования тектоно-гравитационных микститов в зависимости от формы проявления горизонтальных движений. Объяснения в тексте

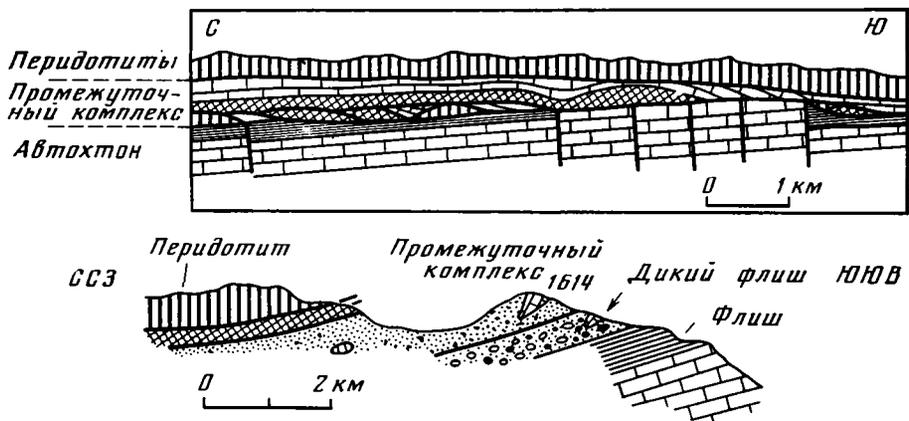


Рис. 2. Строение Ликийских покровов [20]. Объяснение в тексте

тельно. Промежуточный комплекс представляет собой сложно-построенный пакет тектонических чешуй и пластин, сложенный разнообразными породами — от карбона до верхнего мела включительно. На образованиях промежуточного комплекса и местами прямо на отложениях автохтона залегает тектонический покров перидотитов. Рассмотрим более подробно строение промежуточного комплекса и его соотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями.

Промежуточный комплекс сложен тремя сериями горных пород. Нижние части разреза представлены терригенно-карбонатными морскими отложениями от карбона до сеномана включительно. Выше расположены толщи флиша сенон-маастрихтского возраста, верхняя часть которого сложена хаотическим комплексом. Этот комплекс на основании характерных признаков отнесен нами к категории тектоно-гравитационных микститов [8]. У авторов, изучающих эти отложения, в частности у П. Грацианского, этот комплекс описан под названием «дикий флиш». Тектоно-гравитационные микститы представлены так называемой формацией Карабертлен. Это мощная толща, состоящая из мергельно-известковой или глинисто-песчаной основной массы, в которую погружены обломки, блоки и гигантские пластины диабазов, радиоляритов, известняков и песчаников. Глыбы расположены хаотично, не окатаны, сортировка грубообломочного материала, внутренняя стратификация и слоистость отсутствуют. Вверх по разрезу отложения «дикого флиша» сменяются гигантской брекчией (мощностью до 300 м), сложенной серпентинитовой или «туфовой» основной массой, в которой беспорядочно расположены обломки и гигантские пластины радиоляритов, базальтов, долеритов, ультраосновных и метаморфических пород. Эта брекчия и подстилающие образования тектоно-гравитационных микститов интенсивно тектонизированы. Переход между этими двумя разностями хаотических комплексов постепенный, как пишет П. Грацианский, прогрессивный. Он выражен в смене облика матрикса, который, будучи песчано-глинистым внизу, вверх по разрезу становится серпентинитовым. Но состав обломков в той и другой толще идентичен.

Образования автохтона и промежуточного комплекса тектонически перекрыты так называемым покровом перидотитов, а в ряде мест и более нижним покровом диабазов. Породы, слагающие эти покровы, заключены в виде обломков и глыб в подстилающих брекчиях и в толще «дикого флиша».

Нижняя брекчия отнесена нами к категории тектоно-гравитационных микститов, т. е. образований, сформированных в результате тектонической дезинтеграции покровов. Об этом свидетельствует пространственно-временная связь хаотических образований с тектоническими покровами и практически одновременность их образования. Брекчии и перекрывающие их покровы залегают на фаунистически датированных

отложениях сеномана—турона и запечатаны осадками маастрихтского возраста. В цементе же брекчий собраны глоботрунканы. Подтверждает вывод о возникновении хаотических брекчий в результате дезинтеграции тектонических покровов и наличие глыб и блоков пород, слагающих покровы, которые перекрывают брекчия, и переход к меланжу вверх по разрезу, так как верхняя брекчия, судя по описанию и мнению изучавших ее авторов, принадлежит именно к этой категории хаотических комплексов. Таким образом, снизу вверх наблюдается следующая последовательность: флишевые отложения автохтона — тектоно-гравитационные микститы — меланж (тектонический микстит) — тектонические покровы диабазов и перидотитов — неоавтохтон. Но нужно отметить еще две особенности строения и взаимоотношения меланжа и тектоно-гравитационных микститов, которые позволяют отметить интересную закономерность в их формировании. Первая особенность — отсутствие четко выраженного тектонического контакта на границе меланжа и тектоно-гравитационных микститов. Вторая особенность заключается в том, что толщи тектоно-гравитационных микститов образуют как бы покровы, имеющие большое площадное распространение, причем ни по простирацию толщ, ни тем более вкрест простираения не происходит сколько-нибудь существенной фациальной изменчивости — состав и размерность обломков везде примерно одинаковы. Эти две особенности заставляют думать, как уже говорилось, о том, что формирование тектоно-гравитационных микститов непосредственно связано с тектонической дезинтеграцией покрова. В процессе этой дезинтеграции происходит разрушение подошвенной части покрова и формирование тектонического месива — меланжа. В последующем грубокластический материал перемещается на незначительное расстояние и отлагается непосредственно перед фронтом покрова в виде грубокластических брекчий среди флишевых отложений. Наличие «прогрессивного» контакта между тектоно-гравитационным микститом и тектоническим микститом (меланжем) и выдержанный на огромных пространствах состав микститов свидетельствуют о непрерывном надвигании (накатывании) покрова на продукты своего разрушения. По существу контакт между меланжем и тектоно-гравитационным микститом тектонический, так как его возникновение связано с надвиганием покрова, и породы более древние налегают на молодые. Но выражен этот контакт не разрывом, а зоной, в пределах которой глыбовые брекчия с матриксом из осадочных пород сменяются брекчиями с матриксом тектонического происхождения. Подобный процесс может идти только в условиях быстрого продвижения покрова, во всяком случае оно не успевает компенсироваться разрушением фронтальных частей [2, 4, 8]. Этот процесс облегчается тем, что породы офиолитового комплекса, слагающие покровы, легко меланжируются и образуют «переходный» слой от более или менее монолитного аллохтонного массива к толщам подстилающих глыбовых тектоно-гравитационных брекчий.

Для микститов ликийского типа наиболее характерны следующие признаки: ассоциация с породами офиолитового комплекса и меланжем; залегание тектоно-гравитационных микститов на большой площади в виде плащеобразных покровов и отсутствие внутренней фациальной изменчивости вкрест простираения толщ; наличие постепенного перехода от тектоно-гравитационных к тектоническим микститам (тектоническим брекчиям и меланжам).

Образование этого типа микститов приурочено обычно к ранним и средним этапам развития геосинклинальной области и к областям развития пород офиолитового комплекса, т. е. по современным представлениям — к областям развития коры океанического типа, выведенной в верхние горизонты земной коры в результате интенсивных тектонических перемещений. К этому типу могут быть отнесены кампан-маастрихтские микститы Ликийского Тавра, Омана, вероятно, Малого Кавказа, альб-сеноманские микститы Апусеней, Апеннин и некоторых других районов.

Тектоно-гравитационные микститы этой разновидности образуются, как правило, в краевых частях длительно развивающихся флишевых прогибов за счет тектонической дезинтеграции ограничивающих флишевые прогибы поднятий (срединных массивов, микроконтинентов и пр.) при компенсации горизонтального перемещения разрушением фронтального уступа. К этому типу микститов принадлежат верхне-эоценовые-раннеолигоценовые хаотические комплексы Южного склона Большого Кавказа, Швейцарских Альп, титонские микститы Болгарии и др. Рассмотрим кратко тектоно-гравитационные микститы Южного склона Большого Кавказа.

На территории Кавказского перешейка толщи тектоно-гравитационных микститов распространены в узкой полосе на границе флишевой зоны Южного склона Большого Кавказа и Закавказского срединного массива. Полоса выходов хаотических образований вытянута на расстояние более чем 200 км в общекавказском направлении при максимальной ширине 5—7 км. С севера она ограничена поверхностью надвига, по которому перекрыта отложениями мел-палеогенового флиша. На юге в свою очередь толщи пород, вмещающие тектоно-гравитационные и сопровождающие их гравитационные микститы, надвинуты на молассовую зону Закавказского срединного массива. Глыбовые толщи заключены во флишевые отложения и приурочены к верхним горизонтам флиша Южного склона Большого Кавказа. Комплекс пород хаотического строения имеет гетерогенное строение: среди основной массы вмещающих отложений, состоящей из характерных для флиша тонкозернистых песчано-глинистых, реже карбонатных пород с градационной слоистостью, расположены включения хаотически нагроможденного грубообломочного материала. Включения представлены линзами, пластинами и горизонтами глыбовых брекчий, конгломерато-брекчий, реже конгломератов, состоящих из обломков пород более древних, чем вмещающий их матрикс. Эти же древние породы встречаются и в виде отдельных беспорядочно разбросанных обломков глыб и пластин. Брекчии характеризуются плохой сортировкой и окатанностью обломочного материала. Размер обломков варьирует от первых сантиметров до многих сотен метров и нескольких километров в длину. Мощность горизонтов глыбовых брекчий достигает 100—200 м, протяженность до десятков и сотен километров. Толщи пород интенсивно дислоцированы. Описываемый комплекс отложений пространственно принадлежит зоне, в которой длительное время, начиная с поздней юры и до эоцена включительно, шло накопление флишевых осадков. Он имеет с подстилающими отложениями стратиграфические взаимоотношения и принадлежит флишевой формации Южного склона Большого Кавказа. Возраст пород хаотического комплекса — поздний эоцен—ранний олигоцен.

Как показывают наблюдаемые соотношения глыбовых брекчий с вмещающими отложениями и общая палеогеография бассейна (рис. 3), образование микститов связано с интенсивной дезинтеграцией области сноса, обрушения и оползания грубого материала в условиях существования тектонического морфологически выраженного уступа. Обоснование тектоно-гравитационной природы этих микститов дано ранее [8].

Наличие тектоно-гравитационных микститов (комплексов — показателей горизонтальных перемещений масс) означает [7, 8], что в позднем эоцене — раннем олигоцене Закавказский срединный массив испытывал горизонтальные перемещения. Внутренняя структура массива подтверждает этот вывод [2, 3], так же как и некоторые структурные особенности отложений флишевой зоны, свидетельствующие о наличии горизонтального сжатия: незначительная конседиментационная складчатость, угловые несогласия на границах разновозрастных комплексов отложений, в частности в основании микститового комплекса, которые вкрест простираются флишевой зоны быстро (на расстоянии 10—15 км от борта прогиба) затухают. Тем не менее никаких следов тектониче-

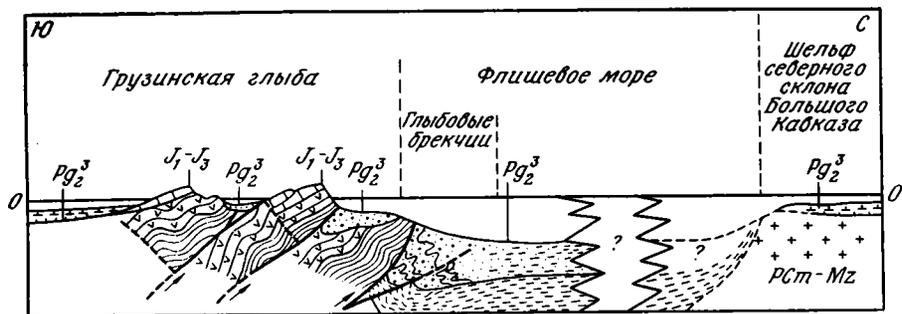


Рис. 3. Палеогеографический профиль через позднеэоценовый флишевый бассейн Южного склона Большого Кавказа

ского перекрытия глыбовых толщ и флишевых отложений в позднем эоцене не наблюдается. Таким образом, исходя из структурных данных по строению массива и флишевых отложений и из наличия масс тектоно-гравитационных микститов, которые накапливались перед фронтом уступа за счет его тектонической дезинтеграции, но не были перекрыты тектоническими покровами, можно считать, что во фронтальной части Закавказского массива существовало равновесие между скоростями надвига и разрушения. И движение горных масс в пределах узкой зоны компенсировалось разрушением горных пород и их переотложением в виде гигантских скоплений глыбового материала во флишевом прогибе. Естественно, что массив не представлял собой монолита, а был разделен на отдельные тектонические чешуи, раздроблен, брекчирован [3]. При этом козырьковые части частных надвигов сползали вместе с массами грубообломочных пород во флишевый бассейн, где и захоронялись в виде конседиментационных покровов.

Кавказскому типу тектоно-гравитационных микститов свойственно: наличие значительных масс вмещающих отложений флишевого типа; присутствие среди обломков пород двух разновидностей: пород фундамента (гранитоиды, метаморфические сланцы) и осадочного чехла платформенного типа (главным образом, известняков); присутствие значительных масс гравитационных микститов; изменение фациального состава вкрест простирания бассейна, выраженное в уменьшении объемов и размеров грубообломочного материала, и постепенное выклинивание грубых разностей пород.

Тектоно-гравитационные микститы этого типа наиболее распространены в Альпийской складчатой области, но известны и в других складчатых системах (Урал, Тянь-Шань) и связаны главным образом с флишевым этапом развития геосинклиналей.

ГАРЦСКИЙ ТИП (РИС 1, В)

Знаниями по геологии Гарца мы обязаны исследованиям многочисленных геологов и прежде всего М. Рейхштейна [25—27], Г. Лютценца [21, 22], В. Швана [30], М. Шваба [29]. Гарц относится к средне-европейскому среднегорью. Отложения Гарца были сформированы в северной, внешней части варисийского орогена, которая носит название Реногерцинской зоны. С юга Реногерцинская зона ограничена Среднегерманской кристаллической зоной, с севера — Субварисийской зоной. Интересующие нас отложения сформированы в восточной части южного борта Рейнского прогиба, принадлежащего экстернидам варисийского орогена. Глыбовые хаотические накопления (микститы) в Гарце широко распространены, и их толщи, имея мощность до 1200 м, занимают площадь во многие десятки и сотни квадратных километров. Среди хаотических образований, которые до последнего времени выделялись как олистостромы, выявлены различные их типы, отличающиеся друг от друга строением и составом обломков, направлением сноса



Рис. 4. Геологические разрезы через зону распространения хаотического комплекса «Гарцгероде» [11]

1 — глинистые сланцы Бланкенбургской единицы (средний — верхний девон); 2—5 — породы Южногарцско-Зельской единицы (франкий — фаменский ярусы): 2 — диабазы и туфы, 3 — глинистые сланцы, 4 — кремнистые сланцы, 5 — граувакки; 6 — хаотический комплекс (микстит) «Гарцгероде» (динант); 7 — диабазы; 8 — таннская граувакка; 9 — граниты

материала и пр. Среди них выделен и так называемый олистостром Гарцгероде (рис. 4), который занимает площадь порядка 400—500 км² при максимальной мощности 1200 м. «Олистостром Гарцгероде» представляет собой комплекс пород с хаотическим внутренним строением и принадлежит к классу тектоно-гравитационных микститов [8]. Он залегает на автохтонных отложениях различного возраста — от силура до раннего карбона включительно. Перекрыт комплекс тектоническими покровами, сложенными породами девона.

В составе комплекса могут быть выделены основная масса (матрикс) и включения. Основная масса сложена пелитовым материалом темно-серого до черного цвета с алевроитовой и песчаной примесью. Песчаный и алевроитовый материал расположен в матриксе неравномерно, в виде маленьких вытянутых линзочек (шлиров); вся масса приобретает от этого шлировый облик. Одной из характернейших особенностей строения матрикса является ее «бесструктурность». В матриксе отсутствуют какие бы то ни было признаки первичных седиментационных структур — слоистости, стратификации, гранулометрической отсортированности частиц и пр. Отсутствуют в матриксе и признаки складчатых структур, хотя тектонизирован он довольно сильно. Основная масса рассланцована и состоит из отдельных линзовидных тел, поверхности которых покрыты зеркалами скольжения. Линзочки эти имеют «скорлуповатое» строение, обусловленное наличием бесчисленных плоскостей рассланцевания.

Включения представлены обломками, глыбами, блоками и гигантскими пластинами пород различного возраста, которые заключены среди пелитовой основной массы. Площадь пластин достигает иногда нескольких десятков квадратных километров. Обломки, глыбы и пластины расположены беспорядочно. Они образуют то скопления глыбового материала, то отдельные изолированные блоки, «плавающие» в основной массе. Крупные пластины разбиты на отдельные чешуи, надвинуты одна на другую. Иногда при кажущемся единстве разреза в пластине наблюдается незакономерное смещение пород разного возраста, при этом более древние горизонты разреза оказываются гипсометрически выше молодых или вклинены в них. Одной из характерных особенностей хаотического комплекса Гарцгероде является наличие в матриксе и включениях остатков фауны одного и того же возраста. Это свидетельствует о том, что микстит сформирован из пород первоначально единого разреза.

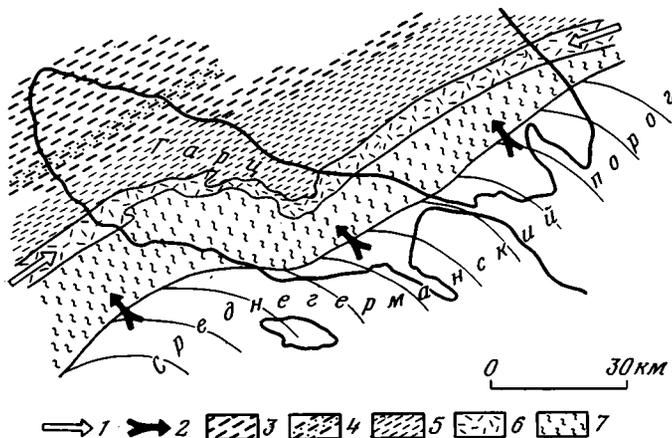


Рис. 5. Палеогеографическая схема времени формирования хаотического комплекса «Гарцгероде» [14]

1 — направление переноса таннской граувакки, 2 — направление перемещения микстита «Гарцгероде», 3 — пелагический флиш, 4 — песчаные прослои в пелагическом флише, 5 — пелитовый флиш (кульмские глинистые сланцы); 6 — песчаный флиш (таннская граувакка); 7 — микститы

Учитывая совокупность данных по строению микситового комплекса Гарцгероде и его соотношения с окружающими образованиями, которые изложены как в работах немецких авторов, так и автора этой статьи [8], можно восстановить картину возникновения этой разновидности хаотических комплексов. В каменноугольное время в пределах Рейнского трога происходило накопление флишевых отложений. В период пароксизма тектонических движений в результате действия сил тангенциального сжатия и, вероятно, асимметричного поднятия Среднегерманского порога на границе жестких пород фундамента и пластичных силурийско-девонских отложений чехла произошел срыв, и породы чехла в виде гравитационных покровов начали перемещаться к северу через зону Випра и Нижнегарцское поднятие в сторону Рейнского флишевого трога (рис. 5). В процессе перемещения было нарушено единство осадочных толщ; движение пластичных пород сопровождалось образованием тектонических чешуй, смещением отдельных составляющих первоначально единого разреза, расланцеванием, скучиванием и частичной потерей связности. Покровы, сложенные уже деформированными породами, достигнув борта Рейнского прогиба, начинают перемещаться во флишевый бассейн, но теперь уже под действием чисто гравитационных сил. Поскольку оползание идет в водной среде, из-за высокой тиксотропии слагающих пород и продолжающегося механического дробления и дезинтеграции образуются грязевые потоки и даже суспензии. Все эти процессы (оползание, образование дисперсий, механическое дробление) приводят к полной потере связности в рыхлых породах и к возникновению блоков, обломков и глыб — в более плотных. Тем не менее имеются и значительные объемы пород, сохранившие свою связность. Они находятся среди дезинтегрированной основной массы в виде гигантских пластин. В процессе движения тектонические покровы эродировали породы Нижнегарцского поднятия, которые в результате захвата оказались включенными в состав хаотического комплекса. Дезинтегрированный, перемешанный материал отлагался в новом бассейне в виде тел тектоно-гравитационных микститов.

Наиболее существенными отличительными чертами тектоно-гравитационных микститов гарцкого типа являются: преимущественно глинисто-песчаный или карбонатно-глинистый состав пород; резкое преобладание матрикса над включениями или примерно равные их объемы; отсутствие или очень небольшое количество вмещающих отложений, расслаивающих тела микститов; полное отсутствие структур и текстур

осадочного происхождения, а также складчатых структур; разделение матрикса на пелитовую и песчано-алевритовую составные части: алевропесчаный материал распределен в пелитовом виде мелких шлировых выделений; наличие в матриксе и включениях остатков фауны одного и того же возраста; чешуйчатое строение пелитового матрикса.

Кроме того, необходимо отметить, что этот тип тектоно-гравитационных микститов обладает набором признаков и тектонического покрова (все породы микстита — и матрикс и включения — древнее подстилающих толщ; микстит представляет собой продукт переработки единой толщи пород, которая до дезинтеграции слагала тело тектонического покрова), и меланжа (матрикс и включения представляют собой перемешанные части первоначально единого разреза; образование этих составляющих произошло в значительной мере за счет тектонического расчешуивания, скучивания, брекчирования), и, наконец, оползневое образование, т. е. тектоно-гравитационные микститы гарцкого типа отражают наилучшим образом единство и взаимосвязанность тектонических и оползневых процессов.

Гарцкий тип микститов развит преимущественно на флишевой и молассовой стадиях развития геосинклинальных систем. Обязательным условием его образования нужно считать кроме определенного типа тектонических движений участие в формировании покровов значительных масс пластичных песчано-глинистых или глинисто-карбонатных пород. К гарцкому типу можно, вероятно, отнести третичные микститы Сицилии и «чешуйчатые глины» Апеннин.

ДАРВАЗСКИЙ ТИП (РИС. 1, Г)

В чистом виде микститы этой разновидности описаны на Памире [9, 15] и в Крыму [16].

В пределах Северного Памира (Дарвазский хребет) непосредственно вблизи контакта и на контакте неогеновых моласс с палеозойскими известняками в толще неогена распространены грубослоистые, несортированные брекчии, которые или прислонены к палеозойским известнякам, или несогласно их перекрывают. Палеозойские породы образуют крутой уступ, который состоит из нескольких пологолежащих надвиговых чешуй, разделенных тектоническими брекчиями. Зона интенсивного брекчирования занимает почти половину объема пород. Брекчирование проявляется в двух видах: в виде секущих породу кальцитовых жил, которые обтекают несмещенные обломки единого массива, и в форме известняковых брекчий, в которых обломки смещены и повернуты одни относительно других. Брекчированные известняки и известняковые брекчии на границах пластин переходят друг в друга, что свидетельствует о тектонической природе брекчирования. Здесь же видны и постепенные переходы тектонических брекчий, разделяющих чешуи палеозойского основания, в несортированные осадочные брекчии. Надвиговые чешуи, начинаясь в теле пород палеозоя, так же как и брекчии, непосредственно переходят внутрь грубообломочной толщи неогена (рис. 6), залегая здесь уже в виде гигантских пластин (площадь их достигает десятков квадратных километров). Непосредственные переходы тектонических брекчий в осадочные, а тектонических пластин в конседиментационные покровы непреложно свидетельствуют о тектоническом происхождении материала микститов в данном районе. В последующем грубокластический материал перемещается вниз по склону, но на весьма незначительные (первые километры) расстояния под действием обвального-оползневых процессов.

Тектоно-гравитационные микститы дарвазского типа связаны с горизонтальным расслоением (расчешуиванием) тектонического уступа, отделяющего области восходящих движений от бассейна осадконакопления, расположенного перед фронтом уступа. Уступ может быть обусловлен и вертикальным разломом, и надвигом, однако обязательными, по-видимому, условиями образования микститов этого типа являются:

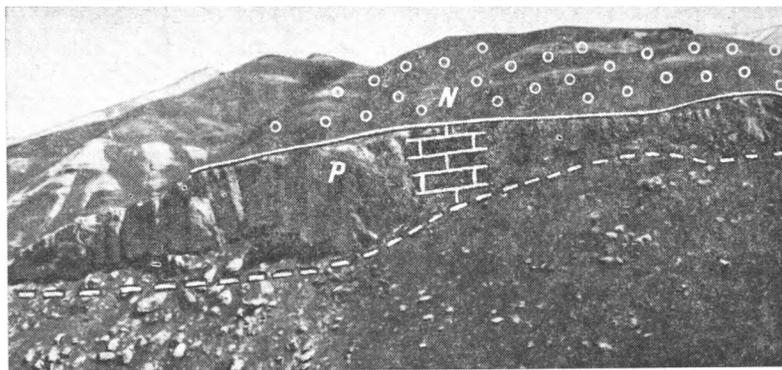


Рис. 6. Пластины пермских известняков в неогеновых грубообломочных молассовых отложениях Дарвазского хребта (фото И. Г. Щерба)

наличие, с одной стороны, вертикальной составляющей движения и с другой — субгоризонтальной тектонической расслоенности фронтальной части уступа. Формирование грубокластического материала происходит за счет тектонического дробления и выдавливания брекчий и крупных пластин из внутренних частей материнского массива.

Для микститов этого типа наиболее характерно: присутствие обломков почти исключительно карбонатных пород; наличие гигантских по площади (десятки квадратных километров), но сравнительно маломощных (десятки, реже до сотни метров) пластин; наличие тонких прослоев брекчий в подошве пластин; в целом незначительные объемы грубокластического материала в сравнении с объемом крупных пластин и расслаивающих их вмещающих отложений; слабое распространение или полное отсутствие гравитационных микститов.

Тектоно-гравитационные микститы дарвазского типа в чистом виде наиболее распространены среди молассовых, главным образом грубообломочных отложений. К этому типу можно отнести хаотические комплексы Крыма (массандровская свита), Карпат (конгломераты Бучеджи), Французских Альп. Микститы дарвазского типа могут встречаться и в составе микститов кавказского типа.

ВЫВОДЫ

Итак, несмотря на то что кластический материал тектоно-гравитационных микститов формируется за счет единого процесса тектонического дробления пород при горизонтальных подвижках горных масс, тектоническая дезинтеграция происходит различно, в зависимости от конкретных условий проявления горизонтальных движений. В одних случаях идет тектоническое расчешуивание и брекчирование пород крупных массивов с гранитно-метаморфическим основанием и осадочным чехлом платформенного типа (кавказский тип), в других происходит перемещение осадочных пород из одного бассейна в другой, сопровождающееся дроблением и перемешиванием составных частей некогда единого разреза (гарцский тип) и т. д. При этом каждый из выделенных типов тектоно-гравитационных микститов характеризуется набором признаков, по которым можно восстановить особенности проявления горизонтальных перемещений. Более того, наблюдается и определенная направленность в смене различных типов тектоно-гравитационных микститов с течением времени, а следовательно, и смена форм проявления горизонтальных движений. Так, ликийский тип тектоно-гравитационных микститов наиболее характерен для ранних и средних стадий развития геосинклинальной области. Их формирование связано с деформацией меланократового фундамента, его меланжированием и выжиманием в верхние горизонты земной коры. Кавказский тип приурочен к флишевому этапу, когда скупивание захватывает и сиалические

блоки (срединные массивы, микроконтиненты). Флишевому и молассовому этапу свойствен и гарцский тип, возникновение которого возможно только после накопления достаточно мощных толщ песчано-глинистых и глинисто-карбонатных отложений и дифференциального движения блоков земной коры (с горизонтальной и вертикальной составляющей). Наконец, тектоно-гравитационные микститы дарвазского типа связаны с обязательным наличием вертикальной составляющей движения, с формированием горных массивов и молассовых впадин и тектоническим выжиманием (выдавливанием) тектонических брекчий и пластин из подошвенной части уступов, сформированных надвигами или сбросами.

Естественно, что такая последовательность может нарушаться. В частности, микститы дарвазского типа могут образовываться и на более ранних, чем молассовая, стадиях, скажем, в едином комплексе с микститами кавказского типа, а микститы кавказского типа могут формироваться и на начальных стадиях развития геосинклинали и т. д. Но в целом последовательность смены разных типов тектоно-гравитационных микститов выдерживается, и она отражает эволюцию горизонтальных движений. Изучение тектоно-гравитационных микститов позволяет считать, что горизонтальные движения на разных этапах развития геосинклинальной области проявляются в разных формах, которые зависят от степени «зрелости» земной коры. Это важно помнить при анализе общей истории развития и становления складчатых областей прошлого.

Таким образом, заканчивая изложение материала, можно отметить, что изучение хаотических комплексов пород (тектоно-гравитационных микститов) позволяет восстановить форму проявления горизонтальных подвижек земной коры и их эволюции во времени.

Литература

1. Белостоцкий И. И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978, с. 1—195.
2. Леонов М. Г. О разрушении фронтальной части надвигов.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 3, с. 669—671.
3. Леонов М. Г. Разрывные нарушения Дзиркульского массива.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 6, с. 37—44.
4. Леонов М. Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975, с. 1—133.
5. Леонов М. Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов.— Геотектоника, 1976, № 3, с. 26—39.
6. Леонов М. Г. Олистостромы и их генезис.— Геотектоника, 1978, № 13, с. 18—33.
7. Леонов М. Г. Гравитационные и тектоно-гравитационные микститы в структуре складчатых областей: Автореф. докт. дис. М.: Геол. ин-т АН СССР, 1979, с. 1—52.
8. Леонов М. Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981, с. 1—185.
9. Лукьянов А. В., Леонов М. Г., Щерба И. Г. Олистостромовая формация и вопрос о псевдотиллитах.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4, с. 40—49.
10. Руженцев С. В. Особенности структуры и механизма образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971, с. 1—232.
11. Руженцев С. В., Хворова И. В. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 7, с. 21—32.
12. Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и позднемеловые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа. М.: Наука, 1977, с. 1—136.
13. Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978, с. 1—200.
14. Шваб М. Строение и геологическое развитие Гарца.— В кн.: Тектоника варисцид Средней Европы и СССР. М.: Наука, 1977, с. 78—102.
15. Щерба И. Г. Олистостромы в неогене Дарвазского хребта.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 44—52.
16. Щерба И. Г. Плиоцен-четвертичные олистостромы Крыма и механизм их образования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, вып. 4, с. 23—34.
17. Bernoulli D., Graciansky P. C., Monod O. The Extention of Lician Nappes (SW Turkey).— *Ecolog. geol. helv.*, 1974, v. 67, № 2, p. 287—310.
18. Graciansky P. C. Existence d'une nappe ophiolitique à l'extrémité occidentale de la chaîne sud-anatolienne; relations avec la terrains autochtones (province de Mugla, Turquie).— *Comp. rend. Acad. sci.*, 1967, Sér. D., t. 264, p. 2876—2879.
19. Graciansky P. C. Stratigraphie des unités superposées dans l'arc dinarotaurique.— *Bull. Miner. Res. and Explor. Inst. Turkey*, 1968, № 71, p. 78—91.
20. Graciansky P. C. Le probleme des colored melanges à propos de formations chaotiques associées aux ophiolites de Licie occidentale (Turque).— *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 1973, v. 15, fasc. 5, p. 555—566.
21. Lutzens H. Die stratigrafische und tektonische Stellung der Wernigeröder Schichten nach Conodonten.— *Geologie*, 1959, Jb. 8, H. 1, p. 182—193.

22. *Lutzens H.* Zur Alterstellung der Olistostrome und Gleitdecken im Harz unter besonderer Berücksichtigung der Initialmagmatite.— Zeitsch. geol. Wiss., 1973, № 1, p. 42—83.
23. *Monod O., Marcaoux J., Poisson A., Dumon J.-F.* La domaine d'Antalia témoinne d'africaine au cours du Trias.— Bull. Soc. geol. France, 1974, ser. 7, t. XVI, № 3, p. 116—125.
24. *Radelli L.* Sur la tectonique de la chaîne anatolienne de Bitlis.— In: Tectonique de l'Afrique. Paris, 1971, p. 131—139.
25. *Reichstein M.* Motive und Probleme erneuter Deckenbaufstellungen für der Harz.— Geologie, 1965, Jb. 14, H. 9., p. 38—46.
26. *Reichstein M.* Dei neuen Deckenbauvorstellungen in Harz (nach dem neuesten Stend). Berlin: Vortz. deutsch. Acad. Wiss. 1967, p. 38—51.
27. *Reichstein M.* Deckenbaufragen im Harz und spätvarstisone Strukturentwicklung.— Wiss. Zst. Univer. Halle, 1970, № 1, p. 51—67.
28. *Schermerchorn L. J. G.* Terminology of mixed coarsefine sediments.— J. Petrol. Technol., 1966, № 9, p. 28—36.
29. *Schwab M.* Beiträge zur Tektonik der Rhenohertzynischen Zohe im Gebiet der DDR mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Unterharz.— Jahrb. Geol., 1976, № 5/6, p. 136—148.
30. *Schwan W.* Flysch, Olisthostrome und Gleitdecken im Harz.— Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 1974, B. 125, H. 2, p. 253—267.

Геологический институт АН СССР

Поступила в редакцию
23.VI.1981

УДК 551.24 + 552.313

ЗОНЕНШАЙН Л. П., КУЗЬМИН М. И.

ВНУТРИПЛИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ ПРОЦЕССОВ В МАНТИИ ЗЕМЛИ

В качестве внутриплитового магматизма рассматриваются все проявления вулканической и интрузивной активности, которые не контролируются границами литосферных плит: вулканические острова в океанах, изолированные вулканы и платобазальты на континентах. Они распределены на земной поверхности неравномерно, группируясь в крупные (2000—10 000 км) в поперечнике области, которые отвечают горячим полям в мантии Земли. На протяжении последних 120 млн. лет существовали две крупные области — Африканская и Тихоокеанская — и две малые области — Центральноазиатская и Тасманская; они сохраняли неизменным свое положение на земной сфере. По сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов внутриплитовые базальты в 2—3 раза обогащены литофильными редкими элементами с крупными ионными радиусами и радиогенным стронцием, что свидетельствует об их выплавке из мантии различного состава: соответственно из истощенной астеносферы и неистощенной нижней мантии. Горячие поля в связи с этим интерпретируются как отражение восходящих ветвей, а расположенные между ними холодные поля — как отражение нисходящих ветвей конвективных течений в нижней мантии. Перемещение вещества и энергии происходит на двух уровнях: нижнемантийном, где действует тектоника горячих полей, ответственная за формирование и распад Пангей, и верхнем, охватывающем астеносферу и литосферу, где действует тектоника литосферных плит, определяющая раскрытие и закрытие океанов и образование складчатых поясов.

ВВЕДЕНИЕ

Современный вулканизм приурочен главным образом к границам литосферных плит. Но есть, и это давно известно, вулканизм, не связанный с границами плит, а появляющийся внутри плит, как в океанах, так и на континентах. Извержения на Гавайских островах — наиболее привычный и наиболее яркий пример такого вулканизма.

Наилучшим объяснением внутриплитового вулканизма является гипотеза горячих точек и мантийных струй, предложенная Т. Уилсоном [69—71] и У. Морганом [49, 50] и затем поддержанная многими исследователями [32, 33, 37, 51, 56]. Согласно этой гипотезе, внутриплитовый магматизм обусловлен «пятнами» разогретой астеносферы, которые неподвижны относительно нижней мантии и в свою очередь связаны с мантийными струями (или плюмажами), поднимающимися от границы мантии и ядра Земли. Некоторые авторы [37, 56] пришли к выводу, что горячие точки представляют собой не только термальные, но и геохимические аномалии, поскольку связанные с ними изверженные породы обогащены многими литофильными элементами по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов (базальтами СОХ). Гипотеза горячих точек хорошо объяснила образование протяженных вулканических хребтов в океане, таких, как Гавайско-Императорский, Восточно-Индийский, Китовый и др. В этих хребтах происходит последовательное удревление возраста базальтов по простиранию, что согласуется с прохождением литосферных плит над неподвижными горячими точками в мантии. В представлениях о горячих точках есть, однако, одно уязвимое место: мантийные струи рисуются в виде необычайно узких (150 км поперечником) столбов, которые должны пронизывать всю толщу мантии от ее границы с ядром до астеносферы, оставаясь к тому же неподвижными на протяжении десятков миллионов лет. Уже указывалось В. Е. Ханым и др., например [55], что реологические и

физико-химические параметры мантии делают маловероятным существование таких столбов.

Альтернативное объяснение внутриплитового вулканизма предлагает концепция так называемой мембранной тектоники, выдвинутая Д. Таркоттом [63, 64]. В соответствии с ней жесткие литосферные плиты, перемещаясь по эллиптической поверхности Земли, проходят участки с различным радиусом кривизны и в результате этого растрескиваются, а возникающие трещины заполняются базальтовой выплавкой из астеносферы. Следовательно, в мантии нет ни термальных, ни геохимических аномалий, а особенности состава внутриплитового магматизма обусловлены лишь выплавкой базальта на большой глубине, т. е. при других термодинамических условиях, чем под срединно-океаническими хребтами, как это предусмотрено известной схемой Грина и Рингвуда [6]. Эта гипотеза плохо объясняет происхождение линейных вулканических цепей, а также точечное проявление вулканизма на тех плитах, которые движутся, как в Атлантическом океане, в широтном направлении, т. е. по линиям равной кривизны.

К выяснению происхождения внутриплитового магматизма мы попытаемся подойти, рассмотрев распространение внутриплитовых изверженных пород на протяжении мезозоя и кайнозоя и проанализировав их геохимию в сравнении с базальтами СОХ.

КОМПЛЕКСЫ ПОРОД ВНУТРИПЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Под внутриплитовым магматизмом следует, по-видимому, понимать все проявления вулканизма и интрузивной деятельности, которые не подчинены границам литосферных плит. В большинстве случаев такого рода проявления действительно обнаруживаются во внутренних частях плит вдали от их границ. Немалое количество вулканов, которые относятся к той же категории, располагается в гребневой зоне срединно-океанических хребтов, например острова Азорские, Вознесения, Буве, Амстердам, Баллени, Пасхи и др. В то же время ни один из этих островов не находится непосредственно в самой осевой экструзивной зоне, где идут излияния низкокальциевых толеитовых базальтов и происходит наращивание новой океанической коры; все они располагаются на каком-то, измеряемом десятками километров, расстоянии от осевой зоны, т. е. они остаются, строго говоря, внутриплитовыми. Лишь Исландия представляет собой выдающееся исключение из этого правила, поскольку аномальные по составу базальты, равно как аномальные рельеф и глубинное строение, свойственны самой осевой зоне. Термин «внутриплитовый магматизм», как видно, не столь уж точен. В океанах наиболее характерная его особенность состоит в появлении щелочных базальтов, щелочных и ультращелочных пород и в обогащении всех пород по сравнению с базальтами СОХ многими литофильными элементами (К, Rb, Sr, Ba, PЗЭ, Zr, Hf, Nb, Ta и др.). Не случайно все чаще океанические базальты разделяются на истощенные (базальты СОХ) и неистощенные (базальты океанических островов). Видимо, лучше было бы обозначить внутриплитовый магматизм как неистощенный независимо от того, где он встречается: внутри плит или на их границах. Но в силу традиции мы используем, со всеми сделанными оговорками, прежнее наименование.

Вулканические острова в океане — главные формы рельефа, созданные внутриплитовым магматизмом. Наибольшим распространением на них пользуются вулканы толеитовой и щелочно-базальтовой серий. Щелочные породы подчинены базальтам, хотя встречаются на всех вулканических островах. К островам примыкают в ряде мест линейные вулканические хребты. К структурам, образованным внутриплитовым магматизмом, следует также отнести разнообразные вулканические массивы, такие, как поднятия Шатского и Хесса в Тихом океане, Брокен и Крозе в Индийском океане, Риу-Гранди в Атлантическом океане.

На континентах к комплексам пород внутриплитового магматизма в первую очередь принадлежат траппы. У. Морган [50] подметил, что хотя траппы и предшествуют расколу континентов и новообразованию океанов, в момент своего излияния они не контролировались никакой границей плит. В. Г. Казьмин [13] показал, что эоцен-олигоценовые траппы Эфиопского и Сомалийского плато предшествовали образованию Эфиопского рифта и расколу Африки в данном месте. Не считая траппов, к внутриплитовому магматизму на континентах относятся одиночные вулканы и изолированные вулканические поля, например Тибести в Африке или Центральный массив в Европе. В эту же группу входят магматические проявления по обрамлению континентальных рифтовых зон. Преобладающими на континентах являются толеитовые базальты — наиболее распространенная порода траппов. Широко развиты также щелочные базальты, щелочные и ультращелочные породы, щелочно-ультраосновные комплексы, карбонатиты. На континентах развиты и кислые породы, что легко объясняется вовлечением в магмообразование материала континентальной коры.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВНУТРИПЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА В НОВЕЙШУЮ ЭПОХУ

На рис. 1 показано распространение внутриплитового магматизма за последние 15 млн. лет, т. е. со среднего миоцена до современности.

Для территории океанов на схему нанесены все острова с молодыми вулканическими извержениями, а также плато Крозе [41].

На континентах внутриплитовый магматизм был наиболее широко проявлен в Африке и Западной Европе. В Африке известны многочисленные поля молодых вулканитов к северу от экватора: районы Тибести [66], Хоггара и Атакора [36, 45, 58], Западного Судана и Ливии [65], Аравийского полуострова [17], Камеруна и островов Фернандо По, Сан-Томе и Принсипи [22]. Повсюду развита бимодальная серия, т. е. сочетание основных и кислых пород, обычно преобладают высококальциевые щелочные базальты, довольно много щелочных пород, а в районе Камеруна известны щелочные агапитовые граниты [22]. Западно-Европейская провинция протягивается от Центрального массива через Рейнский грабен (знаменитый Кайзерштуль) в Чехословакию и далее до Судет в Польше. К той же провинции З. Балла (устное сообщение, 1981 г.) относит щелочные базальты Паннонской низменности в Венгрии. Кроме щелочных базальтов и кислых пород в Западно-Европейской провинции известны щелочные комплексы и карбонатиты. Связующими между Западно-Европейской и Северо-Африканской провинциями являются щелочные вулканы Средиземноморья: Везувий, Этна, Пантеллери, вулканы Сардинии. Такое сквозное, не считающееся со Средиземноморским поясом развитие щелочного и щелочно-базальтового вулканизма было подмечено Е. Е. Милановским и Н. В. Короновским [23, 24], которые выделили единый Рейнско-Ливийский вулканический пояс.

На остальных континентах внутриплитовый магматизм распространен более ограниченно. Он сконцентрирован в трех провинциях — Центральноазиатской, Колумбийской и Тасманской.

В Центральноазиатскую провинцию входят вулканические плато Витимское, Окинское, Хангайское, Дариганга, а также вулканические центры в Тункинской долине и во впадине Токка [4, 15, 16, 20]. Возраст вулканических извержений охватывает интервал от 50 млн. лет до современности, но основной пик приходится на время после 30 млн. лет [7]. Часть вулканических центров приурочена к грабенам Байкальской рифтовой зоны, но значительно большая часть, относящаяся к Витимскому плато или плато Дариганга, находится далеко и даже очень далеко за пределами рифтовой зоны. Среди базальтов присутствуют породы как толеитовой, так и щелочно-базальтовой серий [16]. Среди щелочных базальтов распознаются калиевые и натровые разновидности, при-

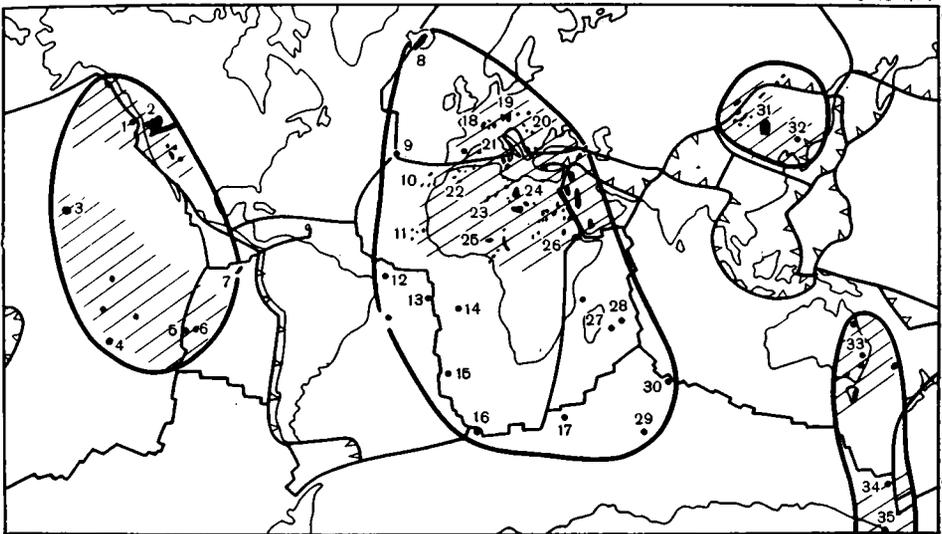


Рис. 1. Схема распространения внутриплитового магматизма в новейшее время (15—0 млн. лет)

Черным обозначены районы и отдельные точки проявления внутриплитового магматизма. Заштрихованы районы сгущения проявлений внутриплитового магматизма. Оконтурыны толстой линией главные области внутриплитового магматизма. Тонкие линии — границы литосферных плит, с зубцами — зоны субдукции, без зубцов — оси спрединга и трансформные разломы. Номера: 1 — Хуан-де-Фука, 2 — Колумбийское плато, 3 — Гавайи, 4 — Лайн, 5 — Пасхи, 6 — Сала-и-Гомес, 7 — Галапагос, 8 — Исландия, 9 — Азоры, 10 — Канарские острова, 11 — острова Зеленого мыса, 12 — Фернандо-ди-Нариньи, 13 — Вознесения, 14 — Св. Елены, 15 — Тристан-да-Кунья, 16 — Буве, 17 — Крозе, 18 — Центральный массив, 19 — Рейнский грабен, 20 — Чешский рифт, 21 — Сардиния, 22 — Марокко, 23 — Хоггар, 24 — Тибести, 25 — Камерун, 26 — Афар, 27 — Реюньон, 28 — Маврикий, 29 — Кергелен, 30 — Сен-Поль, 31 — Байкал, 32 — Дариганга, 33 — Восточная Австралия, 34 — Баллени, 35 — Эребус, 36 — базальты Гренландии, 37 — Тулейская провинция, 38 — траппы Эфиопского и Сомалийского плато, 39 — Декканские траппы, 40 — траппы Параны, 41 — траппы Амазонки, 42 — поднятие Шатского, 43 — базальты Восточного Забайкалья и Монголии, 44 — траппы Карру, 45 — траппы Раджмаahal, 46 — Центральноатлантическая провинция, 47 — сибирские траппы

чем многие из последних близки к базальтам Гавайских островов [15].

Колумбийская провинция занимает запад Северной Америки, включая колумбийские платобазальты и породы бимодальной серии провинции Бассейнов и Хребтов. Если в пределах последней вулканизм хотя бы частично контролируется горсто-грабеновой структурой, то колумбийские платобазальты имеют плащеобразное залегание и не считаются с блоковой тектоникой. Состав вулканизма здесь изучен с большой подробностью: на Колумбийском плато преобладают толеитовые базальты, в провинции Бассейнов и Хребтов много щелочных базальтов и различных щелочных пород. Все исследователи отмечают обогащенность лав щелочными и литофильными редкими элементами с крупными ионными радиусами.

В Тасманской провинции к новейшему вулканизму относятся щелочные базальты Тасмании, толеитовые и щелочные базальты Виктории, Нового Южного Уэльса и северного Квинсленда [22]. К этой же провинции тяготеют вулканические центры Антарктиды, в том числе вулкан Эребус, а также острова Баллени и Лорд Хау.

Из сделанного обзора видно, что внутриплитовый магматизм развит на земной поверхности неравномерно: области его концентрации перемежаются с областями его полного отсутствия. Выделяются четыре области внутриплитового магматизма (см. рис. 1): Тихоокеанская, Африканская, Центральноазиатская и Тасманская, причем первые две значительно превосходят по размерам две последние. В очерченные на рис. 1 области попадают практически все проявления внутриплитового магматизма последних 15 млн. лет. При желании Тихоокеанскую об-

ласть можно разделить на две части — южную, охватывающую океанические горячие точки к юго-востоку от Гавайских островов, и северную, включающую главным образом Колумбийскую провинцию. В Африканской области можно обособить центральную континентальную часть, охватывающую Северо-Африканскую и Западно-Европейскую провинции, и периферическую, включающую океанические вулканические острова. Аналогично можно разделить и Тасманскую область. Обращает на себя внимание значительно большее количество проявлений внутриплитового магматизма на континентах по сравнению с океанами. Вполне вероятно, что эта разница обманчива и обусловлена лишь меньшей изученностью океанов.

Структурно новейший внутриплитовый магматизм проявлен различно. Довольно много одиночных вулканов, часто встречаются вулканические плато. На континентах можно говорить о приуроченности многих вулканических полей к разломам: в Африке это линия Камеруна, грабен оз. Тана, разломы Хоггара, в Западной Европе — Рейнский грабен, Чешский рифт, в Азии — грабены Северной Монголии и Тункинской долины.

В ряде провинций внутриплитового магматизма установлены крупные аномалии глубинного строения, выражающиеся в появлении обширных линз разуплотненной мантии, которые можно трактовать в качестве выступов астеносферы. Они известны в Центральной Азии [29], в Афаре [38], под Рейнским грабеном [12], под провинцией Бассейнов и Хребтов [62], под Исландией и т. д. С проявлениями внутриплитового магматизма часто связаны аномалии в рельефе. Так, Гавайские острова располагаются на крупном вздутии океанического дна высотой до 0,5 км и шириной в 1000 км. Давно подмечено [3] высокое стояние Африканского континента, который приподнят над уровнем моря на 750 м, а его северная часть, где сконцентрирована главная масса новейшего вулканизма, испытала поднятие с миоцена до современности на 2000 м [19]. Эта же северная часть Африки подверглась в новейшее время сильному раздроблению с обновлением многих древних разломов (Казьмин, устное сообщение, 1981 г.). Не случайно к Северной Африке приурочено большое число землетрясений с $M > 5$. Все это находится в полном соответствии с положением Африки в центре очерченной области развития внутриплитового магматизма.

СООТНОШЕНИЕ ВНУТРИПЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА И ГРАНИЦ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ, ГОРЯЧИЕ И ХОЛОДНЫЕ ПОЛЯ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Как следует из рис. 1, области внутриплитового магматизма не подчинены границам литосферных плит. Особенно наглядно это видно в Африканской области. Базальтовый магматизм здесь совершенно не считается с Альпийским складчатым поясом и появляется как далеко за пределами пояса, так вблизи и даже внутри него. Срединно-океанические хребты частью расположены внутри очерченных областей, но в южной части Тихого океана, восточной части Индийского океана и в Арктике они не попадают в эти области. В отличие от представления о мантийных струях вырисовываются значительно более обширные области: их поперечник измеряется для крупных областей 9000—10 000 км (1/4 земного экватора), а для малых — 3000—4000 км.

Неравномерность распределения внутриплитового магматизма на земной поверхности, несомненно, отражает крупнейшие неоднородности в мантии и, очевидно, в достаточно глубокой мантии. Существование областей концентрации базальтового магматизма на поверхности Земли свидетельствует о соответствующем разогреве мантии под этими областями. Мы предлагаем в дальнейшем именовать такие области горячими полями мантии, противопоставляя их холодным полям, где внутриплитовый магматизм отсутствует.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВНУТРИПЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

На рис. 2 показано распространение внутриплитового магматизма для следующих интервалов геологического времени: 30—50, 60—80, 100—120, 140—160 и 190—210 млн. лет. Во всех случаях в качестве основы взяты палеогеодинамические реконструкции, на которых восстановлены положения континентов и океанов и прошлые границы литосферных плит, а сами реконструкции ориентированы относительно полюсов Земли в соответствии с палеомагнитными данными. Следовательно, контуры вулканических полей на схемах отвечают их истинному прежнему положению на земной сфере.

В океанах точки на схемах соответствуют пересчитанному на данный момент времени положению подводных гор и вулканических островов данного возраста. Восстановлены также первичные положения подводных массивов на время их образования: поднятия Хесса на уровне 80 млн. лет, Шатского — 120 млн. лет. На срезе 140—160 млн. лет показан подводный массив Мид-Пасифик, расположенный внутри систем мезозойских магнитных аномалий.

На континентах в мезозойско-кайнозойское время большое место среди внутриплитового магматизма занимают траппы. Поля платобазальтов на схеме 30—50 млн. лет показаны в Эфиопии и в Тулейско-Гренландской провинции. К уровню 60—80 млн. лет относятся траппы Индии, к уровню 100—120 млн. лет — траппы Южной Америки, Мадагаскара и Восточной Австралии, Раджамахальские траппы Индии, 140—160 млн. лет — траппы системы Карру в Африке и трапповые поля Антарктиды. В Центральноазиатской провинции показаны эоцен-олигоценные платобазальты Центральной Монголии, нижнемеловые базальты Восточной Монголии и Забайкалья, юрские щелочные породы Восточной Монголии и Сихотэ-Алиня.

Для уровня 190—210 млн. лет материалы по океану практически отсутствуют. На континентах этот период отмечен широким развитием траппов Сибири. Поля базальтов этого возраста известны в Ньюаркском грабене и в его аналогах на Востоке Северной Америки и в ряде грабенов Северной Африки, где они предшествовали раскрытию в юре Северной Атлантики. Видимо, к этому же времени относятся базальты Эйменьшань (Омэйшань) в Китае [26].

На любой из схем видно, что распределение внутриплитового магматизма, как и сейчас, было неравномерным. Можно обособить ряд областей, которые оконтурены на каждой схеме. На схемах 30—50, 60—80 и 100—120 млн. лет сохраняются те же области, что и сейчас, т. е. две крупные — Тихоокеанская и Африканская — и две малые — Центральноазиатская и Тасманская. На уровне 140—160 млн. лет выделяется только одна крупная область, протягивающаяся в меридиональном направлении от экватора на юг через Африку, Антарктиду и южный полюс до южной части Тихого океана. В это время уже существовала Центральноазиатская малая область. Резко отличным от современного было распределение внутриплитового магматизма 200 млн. лет назад. Для этого времени намечаются две области — Сибирская на севере, в районе 60° с. ш., и Центральноатлантическая. Если сопоставить схемы между собой (рис. 3), то четко видно, что контуры областей внутриплитового магматизма сохраняли одно и то же положение в течение последних 120 млн. лет. Центры обеих крупных областей были все это время вблизи экватора. В предыдущие 80 млн. лет (с 200 до 120 млн. лет) такой устойчивости в распределении базальтового вулканизма не наблюдается. 200 млн. лет назад главная область вулканизма находилась недалеко от северного полюса. 160 млн. лет назад она оказалась в южном полушарии, а к 120 млн. лет назад эта область как бы распалась на две половины, причем каждая из них переместилась к северу, к экватору, заняв примерно современное положение. В раннем мезозое, таким образом, система горячих полей в мантии была неустойчивой, и

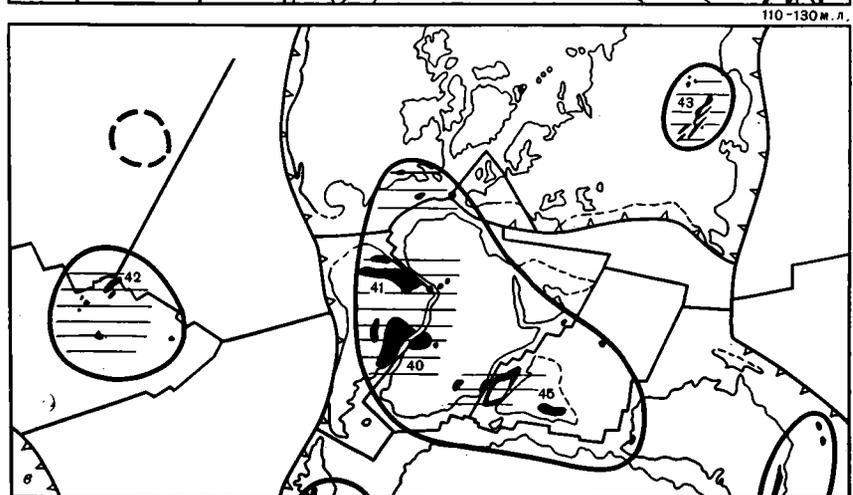
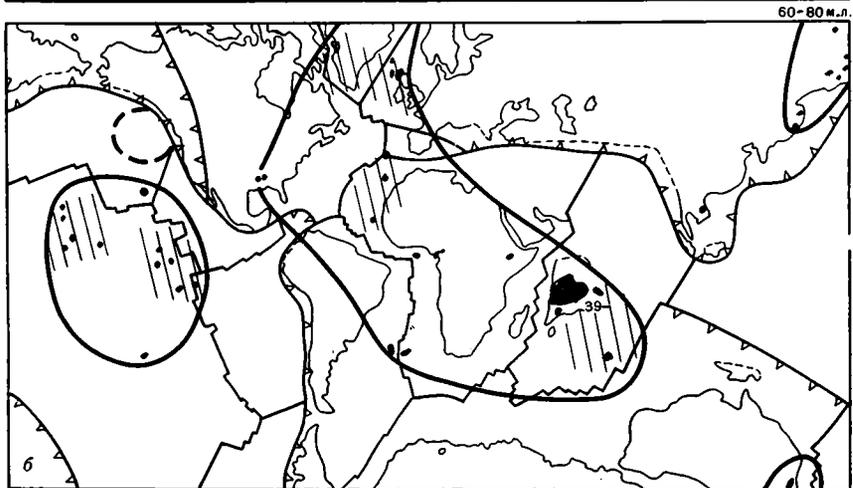
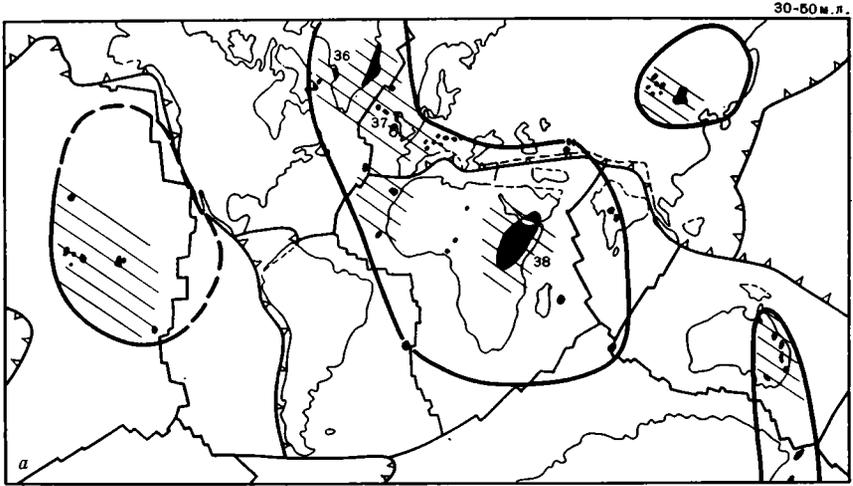
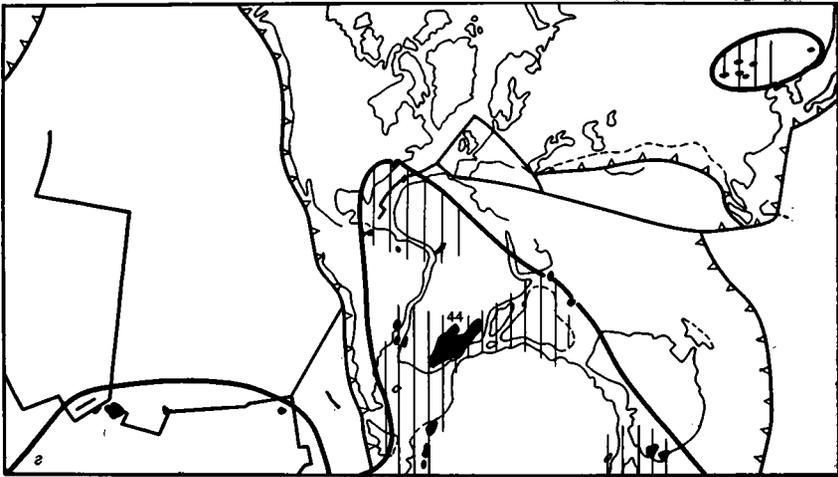
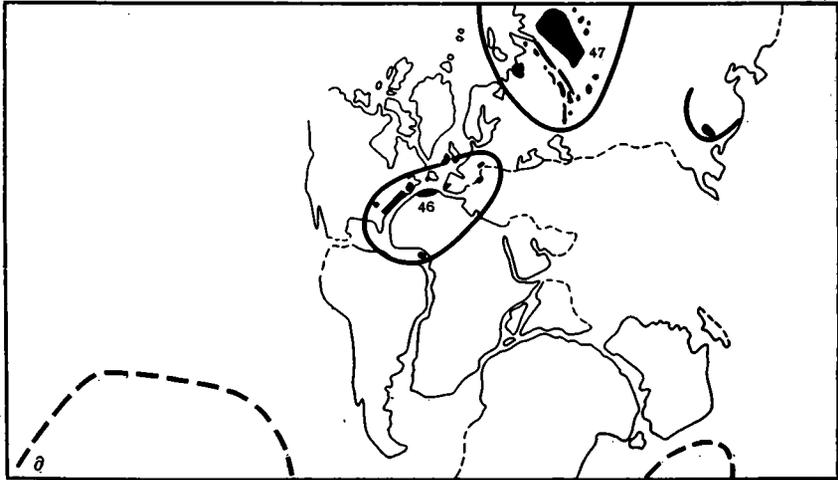


Рис. 2. Схемы распространения внутриплитового магматизма в кайнозое и мезозое
а — 30—50 млн. лет, *б* — 60—80, *в* — 100—120, *г* — 140—160, *д* — 190—210 млн. лет.
 Условные знаки те же, что на рис. 1. Основой являются палеогеодинамические реконструкции [9, 10, 59]



200 м. л.

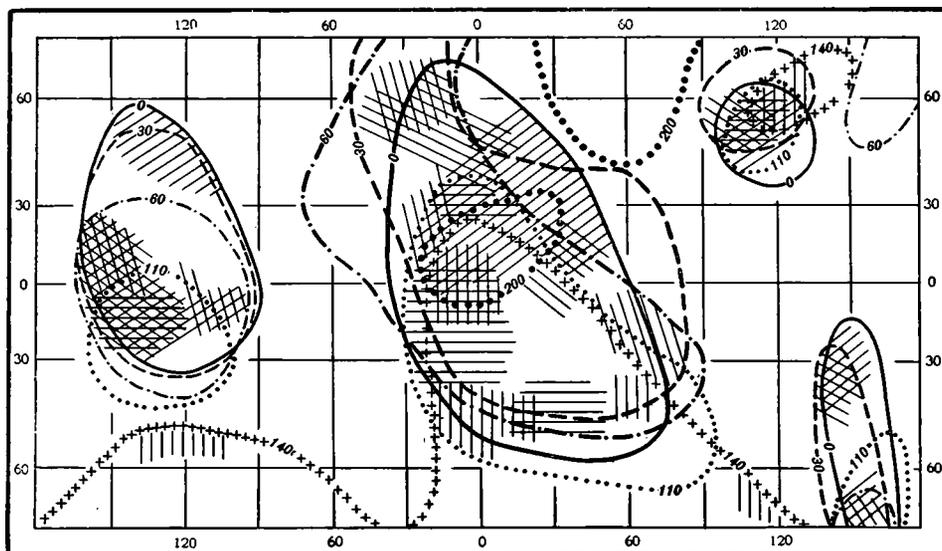


только к меловому периоду она стала стационарной. Можно сопоставить это событие с моментом распада Пангеи и с установившимся к середине мезозоя устойчивым раскрытием молодых океанов.

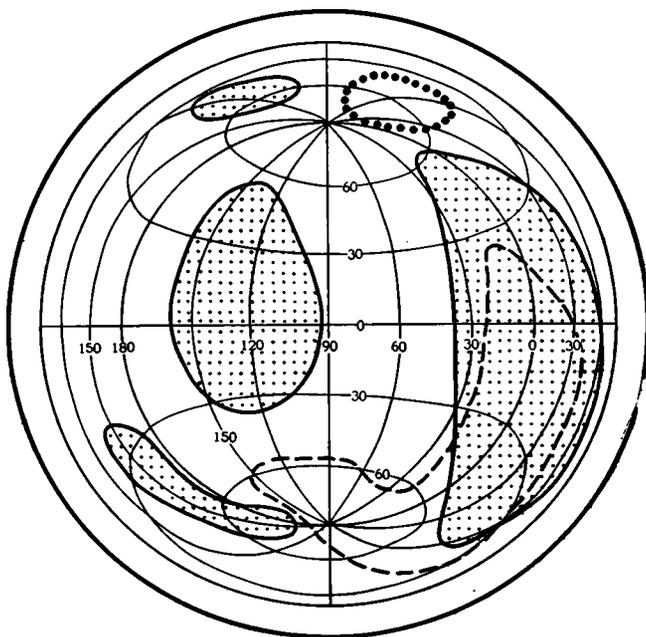
Надо, очевидно, иметь в виду, что горячие поля состоят из серии более мелких «пятен», которые обычно называют горячими точками. В движении литосферных плит по отношению к горячим пятнам вырисовываются интересные детали. Например, Северная Америка на протяжении почти всего мезозоя — кайнозоя была лишена внутриплитового вулканизма. Только тогда, когда из-за раскрытия Атлантики она продвинулась на запад и перекрыла своим краем горячее пятно в Тихом океане, начались излияния колумбийских платобазальтов. Другой пример: знаменитые декканские траппы Индии образовывались 60—70 млн. лет назад, когда Индия проходила над горячими точками Маврикий и Амстердам, т. е. над теми точками, которые после ухода Индии на север были ответственны за образование Мальдивского и Восточно-Индийского хребтов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ВНУТРИПЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Все породы внутриплитового магматизма являются неистощенными по сравнению с базальтами СОХ (табл. 1). Это наглядно видно при сравнении петрохимически близких толентовых базальтов океанических островов и базальтов СОХ. На рис. 4, а показано соотношение 11 литофильных элементов с крупными ионными радиусами в толентовых базальтах океанических островов по отношению к базальтам СОХ. Вид-



a



b

Рис. 3. Сопоставление положения горячих полей в разные отрезки мезозоя и кайнозоя **а** — в проекции Меркатора. Линии разного типа очерчивают контуры разновозрастных горячих полей; цифры — возраст в млн. лет. Заштрихованные контуры показывают наложение штриховок, отвечающих разным возрастам на рис. 2. **б** — в проекции Ламберта. Оконтуры сплошной линией и покрыты точками горячее поле с 120 млн. лет до современности; околнуто пунктирной линией горячее поле на время 140—160 млн. лет; околнуто точечной линией горячее поле на время 190—210 млн. лет

но, что концентрация этих элементов в толетах островов в 2—3 раза выше, чем в базальтах СОХ. В щелочных породах содержания всех этих элементов еще выше.

Геохимические различия двух типов базальтов океана проступают и при сравнении распределений в них редкоземельных элементов (РЗЭ). Во всех породах островов содержания легких лантаноидов значительно выше, чем в базальтах СОХ. Это видно на графиках нормированных содержаний РЗЭ (рис. 4, б) и при сравнении отношения легкого и тя-

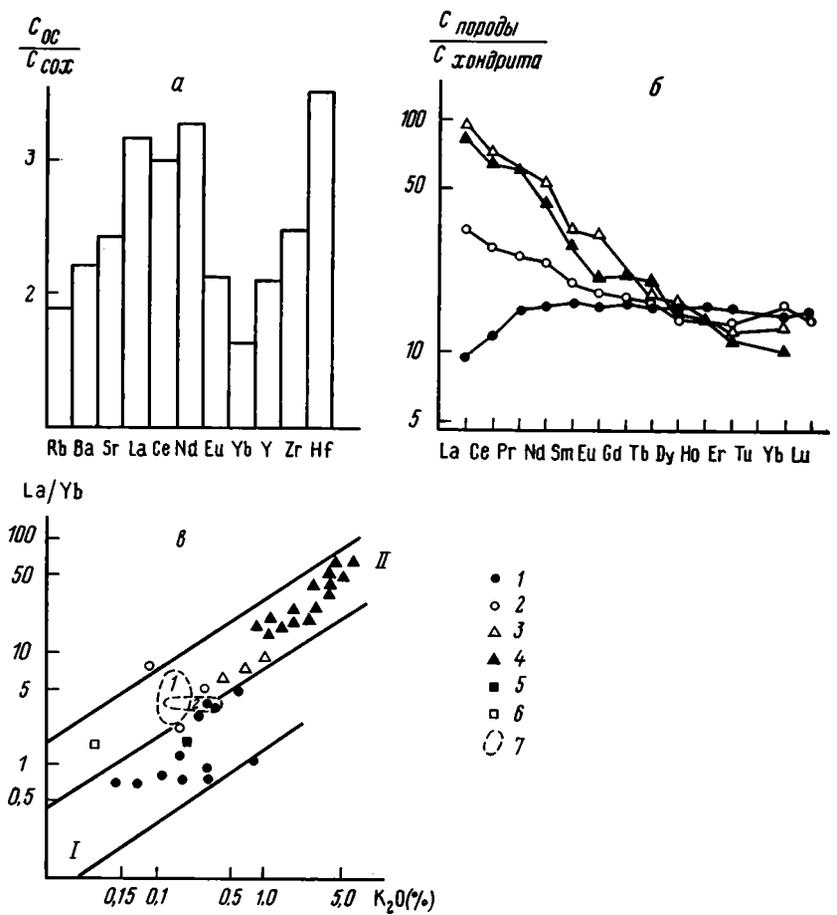


Рис. 4. Геохимическая характеристика внутриплитового магматизма. Использованы материалы Ю. А. Балашова [2], Б. Г. Лутца [21], Л. И. Зубатаревой и др. [11], М. И. Кузьмина [18]

а — отношения концентраций литофильных элементов в базальтах СОХ и базальтах океанических островов при одинаковых петрохимических характеристиках $SiO_2 = 45-50\%$, $K_{Fe} = 0,4-0,6$, $K_2O/Na_2O = 0,10-1,0$. б — график нормированных по отношению к хондриту содержаний редкоземельных элементов в базальтах океанических островов, континентальных рифтов и срединно-океанических хребтов. в — график зависимости величины отношения La/Yb от K_2O . I — поле толентовых базальтов СОХ, II — поле внутриплитовых базальтов.

1 — базальты СОХ, 2 — толентовые базальты островов, 3 — щелочные базальты островов, 4 — щелочные базальты континентальных рифтов, 5 — хондриты, 6 — метеорит Алленде, 7 — поля толентовых базальтов Исландии (I) и Гавайских островов (2).

желого лантаноида (рис. 4, в) в обоих типах базальтов. Вулканические породы океанических островов и базальты СОХ отличаются и по изотопному составу стронция, неодима, свинца, Отношения $^{86}Sr/^{87}Sr$ в островах в среднем составляет 0,7038, варьируя от 0,7030 до 0,7054 [40], а в базальтах СОХ оно равно 0,7028 [34]. Отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ для базальтов островов меньше 0,5130, а для базальтов СОХ — 0,5130—0,5133 [52], соответственно $^{206}Pb/^{204}Pb$ равны 19,3—20,4 и 17,8—18,8 [53, 61].

Все геохимические особенности базальтов островов сохраняются во внутриплитовых базальтах континентов, в том числе и в траппах. Конечно, в какой-то мере обогащенность континентальных пород литофильными элементами (особенно калием, рубидием, радиогенным стронцием) может быть объяснена контаминацией материала континентальной коры. Однако общая тенденция обогащения литофильными элементами первична. Как в океанах, так и на континентах внутриплитовый магматизм отвечает геохимическим аномалиям, которые имеют мантий-

	Толентовый базальт СОХ	Толентовый базальт окранных островов	Щелочной базальт окранных островов	На-базальт континентальных рифтов	К-базальт континентальных рифтов	Недифференцированные траппы
SiO ₂	50,14	48,80	48,12	46,62	45,31	48,05
TiO ₂	1,40	2,38	2,96	2,41	2,93	1,48
Al ₂ O ₃	15,65	14,21	14,70	13,55	14,53	16,13
ΣFeO + Fe ₂ O ₃	9,84	11,74	12,76	14,03	14,03	12,71
MgO	7,87	7,75	7,02	7,38	5,78	6,82
CaO	11,66	10,71	10,01	10,10	10,68	10,85
Na ₂ O	2,61	2,29	3,05	3,27	3,34	2,32
K ₂ O	0,17	0,37	0,92	1,19	3,16	0,56
Rb	1,5	7,2	22	33	130	16
Ba	22	127	306	455	370	360
Sr	129	288	490	660	1300	690
Ni	113	92	103	111	100	110
Co	41	50	41	50	49	34
Cr	302	160	150	250	307	180
V	312	455	340	250	265	190
La	3,5	13	22	47	80	17
Ce	11,1	29	86	101	167	66
Nd	10,4	18	35	45	79	32
Eu	1,35	1,9	2,2	1,9	2,1	2,7
Yb	3,3	3,2	3,1	2,1	3,1	2,7
Y	33	50	34	27	36	25
Zr	95	161	238	310	400	130
Hf	—	4,9	3,2	—	—	5
Nb	—	18	32	50	110	3,2
Ta	—	1,6	1,9	3,2	9,2	0,5

Примечание. Средние значения из разных источников взяты из [18]; данные по траппам из [1,27].

ный источник. Эти аномалии надежно установлены в океане, например для Исландии, где в направлении на юг от острова в базальтах хребта Рейкьянес содержания лантана уменьшаются на протяжении 500 км от 6,5 до 1,5 г/т [56]. Геохимическая аномалия устанавливается на континенте в провинции Бассейнов и Хребтов. Здесь к подошве коры подходит слой разуплотненной мантии со скоростями сейсмических волн 7,6—7,7 км/с, т. е. астеносферный выступ. К выступу приурочен район, в котором отношение изотопов стронция в базальтах больше 0,7045, а также отмечаются повышенные содержания стронция и бария [18, 44]. Это указывает на источник радиогенного стронция в астеносферном выступе.

ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ВНУТРИПЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Мантийная природа внутриплитового магматизма сомнений не вызывает. Вопрос стоит в том: связаны ли различия в составе, например, базальтов океанических островов и базальтов СОХ с гетерогенностью мантии по глубине или определяются термодинамическими условиями плавления мантийного вещества.

Геохимические данные свидетельствуют в пользу первого предположения [18, 37, 52, 56, 68]. Толентовые базальты океанических островов, как и базальты СОХ, должны образовываться при большем проценте частичного плавления. Тем не менее они обогащены литофильными элементами. Поскольку условия выплавки петрохимически одинаковых базальтов должны быть близкими, трудно ожидать, что может произойти увеличение содержания элементов в 2—3 раза, если не предполагать обогащенность мантии под океаническими островами теми же элементами. В пользу разного состава мантии под островами и срединно-океаническими хребтами говорят и отмеченные различия в соотношениях РЗЭ и изотопов Sr, Nd, Pb в базальтах.

Можно привести расчет баланса литофильных элементов при выплавке базальтов из мантии разного состава. Суть расчета состоит в

Расчет баланса литофильных элементов при выплавлении толеитовых (20% выплавки) и щелочных (5% выплавки) базальтов островов из вещества мантии

	Содержания редких элементов (в г/т) и их масса (в г) в 1 м ³ вещества мантии с плотностью 3,3 г/см ³					Масса элемента в 660 кг толеитового базальта	То же, в 165 кг щелочного базальта	Дефицит или избыток массы элемента в веществе мантии							
	1 океанический лерцолит	2 гипербазитовый о. Св. Павла	3 хондрит	4 углистый хондрит	5 альпийно-типный гипербазит			для толеитового базальта C _М -(C _Т +C _А) вещество мантии				для щелочного базальта C _М -(C _Щ +C _А) вещество мантии			
								1	2	3	4	1	2	3	4
Rb	0,5 1,65	0,67 2,21	2,5 8,25	1,3 4,29	0,24 0,79	4,75	3,63	-3,89	-3,33	+2,71	-1,25	-2,77	-2,21	+3,83	-0,13
Ba	7,6 25,1	—	3,4 11,22	—	2,6 8,58	83,82	50,49	-67,30	—	-81,18	—	-33,97	—	-47,85	—
Sr	13,6 44,9	30 99,0	11 36,3	—	2,8 9,24	190,08	80,85	-154,42	-100,32	-163,02	—	-45,19	+8,91	-53,79	—
La	0,86 2,84	3,2 10,56	0,3 0,99	0,44 1,45	0,51 1,68	8,58	3,63	-7,42	+0,30	-9,27	-8,81	-2,47	-5,25	-4,32	-3,87
Ce	2,10 6,93	4,4 14,52	0,84 2,77	1,25 4,12	0,90 2,97	19,14	14,19	-15,21	-7,59	-19,34	-17,99	+10,26	-2,64	-14,39	-13,04
Nd	1,30 4,29	2,0 6,0	0,58 1,91	0,91 3,0	0,54 1,78	11,88	5,78	-9,36	-11,07	-11,75	-10,66	-3,26	-0,96	-5,65	-4,56
Eu	0,12 0,4	0,11 0,36	0,074 0,24	0,107 0,35	0,032 0,11	1,25	0,36	-0,96	-1,00	-1,12	-1,01	-0,07	-0,11	-0,23	-0,12
Yb	0,43 1,42	0,21 0,69	0,17 0,56	0,32 1,06	0,16 0,53	2,11	0,51	-1,22	-1,95	-2,08	-1,58	-0,38	-0,35	-0,48	+0,02
Y	3,45 11,38	1,6 5,28	1,8 5,94	3,0 9,9	1,22 4,03	33,0	5,61	-25,65	-31,75	-31,09	-27,13	+1,74	-4,36	-4,40	+0,26
Zr	—	—	33 108,9	12 39,6	33 108,9	106,26	39,27	—	—	-106,26	-175,56	—	—	-39,27	-108,57
Hf	—	—	1,3 4,29	0,16 0,53	—	3,23	0,53	—	—	+1,06	-2,67	—	—	+3,76	0

Примечание. Содержания в океаническом лерцолите, хондрите и альпийно-типном гипербазите приведены по [21], в гипербазитах о. Св. Павла по [43, 72], в углистых хондритах метсорита Алленде по [46, 67]; содержания в толеитовых и щелочных базальтах взяты из табл. 1. C_М — содержания в 1 м³ вещества мантии, C_А — в 1 м³ альпийно-типного гипербазита (тугоплавкий остаток); C_Т и C_Щ — содержания в расплаве толеитового или щелочного базальта.

следующем. Исходя из концентраций, подсчитывается абсолютное количество каждого из редких элементов в единице объема мантийного вещества со средней плотностью $3,3 \text{ г/см}^3$. Количество любого литофильного элемента, которое можно извлечь из единицы объема, равно общей массе элемента за вычетом его содержания в остатке. За остаток принимается альпинотипный гипербазит. Возможные количества поступления литофильных элементов в базальтовую выплавку вычисляются исходя из того, что щелочные и толеитовые базальты образуются соответственно при 5 и 20% выплавки, т. е. из 1 м^3 мантии должно образоваться 165 кг щелочного и 660 кг толеитового базальта. Как показывают экспериментальные исследования [28], при меньших процентах выплавки на любых глубинах будут формироваться пикриты, а не базальты. Результаты расчета сведены в табл. 2. Если за исходный состав мантии, родоначальной для лав океанических островов, взять океанический лерцолит, который является материнским для базальтов СОХ [8, 31], то абсолютного количества литофильных элементов не хватает для образования ни щелочных, ни толеитовых базальтов океанических островов. Его не хватает даже в том случае, если экстрагировать всю массу литофильных элементов, не учитывая остатка. В табл. 2 приведены данные по другим породам, которые можно рассматривать как гипотетическое вещество мантии, в частности гипербазиты о. Св. Павла, обладающие отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равным 0,7044, и повышенным содержанием многих литофильных элементов [39, 72], а также углистые хондриты — детально изученный метеорит Алленде с большим количеством тугоплавких включений [46, 67]. По содержанию большинства рассматриваемых литофильных элементов эти породы близки к океаническому лерцолиту, т. е. они также не могут обеспечить количество литофильных элементов в базальтах океанических островов.

Таким образом, безусловным является вывод, что базальты океанических островов и базальты СОХ питаются из мантии разного состава.

Базальты СОХ формируются за счет истощенного вещества астеносферы. Учитывая большую протяженность хребтов и то, что в любом месте, где литосфера раскалывается на всю ее мощьность, идут излияния океанических толеитов — пример тому рифт Красного моря — вывод об истощенности мантии под хребтами можно распространить на всю астеносферу Земли, т. е. на всю верхнюю мантию.

Для океанических островов приходится предполагать подток глубинного вещества, обогащенного литофильными элементами. Свидетелем подтока может быть появление метасоматических амфибола и флогопита в мантийных нодулях из щелочных базальтов [47]. Наиболее вероятной оболочкой, откуда может поступать это вещество, является нижняя мантия. Это сходно с представлением о мантийных плюмажах, но в отличие от них существуют, скорее обширные потоки, приуроченные к горячим полям мантии.

По сравнению с истощенной верхней мантией нижняя мантия является неистощенной. Следовательно, нижняя мантия отличается по составу от верхней, а граница между ними отвечает не только фазовым переходам [28], а также геохимической неоднородности [37]. Вещество мантии первоначально скорее всего было однородным, а затем разделилось на верхнюю и нижнюю мантию. За счет дифференциации верхней мантии возникла континентальная литосфера, насыщенная литофильными элементами, а остатком явилась истощенная астеносфера. За счет астеносферы в срединно-океанических хребтах формируется новая океаническая кора, которая, погружаясь в желоба, возвращается в астеносферу.

Время максимального образования континентальной коры, 1700—2500 млн. лет назад [35], можно считать временем максимальной дифференциации верхней мантии, а следовательно, отделения ее от нижней мантии. Это же время устанавливается независимо по изотопным данным. Изотопный состав стронция, свинца и неодима в базальтах остро-

вов очень непостоянен и значимо отличается от базальтов СОХ. Для стронция устанавливается положительная «изохронная» корреляция между величинами отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, причем определяемый по «лже-изохроне» возраст равен 1600—2000 млн. лет [40]. Учитывая постоянство величины изотопного отношения стронция для базальтов СОХ — 0,7028, а также то, что именно этому значению отвечает величина начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на «изохронном» графике базальтов островов, можно думать, что возраст 2000 млн. лет отвечает времени формирования истощенной мантии астеносферного слоя. При такой трактовке базальты островов являются продуктами смешения вещества астеносферы с веществом неистощенной нижней мантии, как это предполагалось Дж. Шиллингом для образования базальтов Исландии [56]. Аналогичным образом выявляется гетерогенность мантии по изотопным соотношениям неодима. Возраст отделения гомогенного вещества астеносферы оценивается по этим данным приблизительно в 2000 млн. лет [52, 53, 60, 61].

Геохимические данные позволяют предполагать стратификацию мантии. Она обусловлена различиями в составе верхней и нижней мантии, которые возникли не раньше чем 2 млрд. лет назад. В это время происходила интенсивная дифференциация верхней мантии на континентальную литосферу, обогащенную литофильными элементами, и астеносферу, истощенную ими. Геохимическое взаимодействие между нижней и верхней мантией осуществляется скорее всего по модели Г. Вассербурга и Д. Де Паоло [68], в соответствии с которой геохимия внутриплитового вулканизма определяется нижнемантийным источником, а базальтов СОХ — астеносферным источником. На океанических островах может происходить смешение обоих источников.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ТЕКТОНИКА ГОРЯЧИХ ПОЛЕЙ

Таким образом, горячие поля мантии Земли обладают следующими свойствами: а) их размеры составляют от 2000—3000 до 9000—10 000 км в поперечнике; б) для них характерна неподвижность, сохранение одного и того же положения по отношению к полюсам Земли на протяжении длительного времени, измеряемого по крайней мере 120 млн. лет, т. е. с периода раскола Гондваны; в) порождаемый ими внутриплитовый магматизм имеет свои источники в нижней мантии; г) контуры горячих полей не считаются с границами литосферных плит и даже, напротив, раскол Пангеи произошел на месте самого большого горячего поля в мантии.

Можно заключить, что процессы перемещения энергии и вещества внутри Земли происходят на двух уровнях, или ярусах: нижнемантийном, где возникают и развиваются горячие поля, и верхнем, охватывающем верхнюю мантию и литосферу Земли, где идет движение и взаимодействие литосферных плит. Следовательно, можно говорить о глубинных процессах, или тектонике горячих полей, и процессах в верхних оболочках, или тектонике литосферных плит. Тем самым действие тектоники плит ограничивается лишь верхними сферами Земли. Проявление тектоники горячих полей на поверхности Земли отражается главным образом во внутриплитовом магматизме, который возникает там, где, образно говоря, «дыхание» горячих полей нижней мантии пронизывает верхние оболочки Земли.

Естественно предположить, что тектоника горячих полей, доставляющая вещество и энергию из земных недр, порождает, как более глубинная, тектонику плит. В этом плане наилучшей представляется идея о двухъярусной конвекции [52].

Горячие поля можно интерпретировать как показатели подъема вещества и энергии нижней мантии, а располагающиеся между ними холодные поля — как показатели опускания этого вещества, т. е. вырисовывается система конвективных течений в нижней мантии.

Аргументы в пользу возможности вовлечения в конвекцию нижнемантийного материала приводились исследователями [25, 30, 31, 42, 54, 57]. Вполне правомерно сопоставление горячих полей с восходящими, а холодных полей — с нисходящими ветвями нижнемантийных конвективных течений.

Распределение горячих полей на площади отражает существование двух крупных восходящих потоков (с двумя мелкими ответвлениями в Центральноазиатской и Тасманской областях) и соответственно двух нисходящих потоков, т. е. современную двухъячеистую систему конвекции в нижней мантии. Нельзя не обратить внимания, что такую конвекцию из двух ячеек и с восходящими потоками как раз на месте намеченных горячих полей рисовали О. Г. Сорохтин [30] и А. С. Монин [25] для глобальной конвекции.

Мы должны далее заключить, что в верхней мантии, в частности в астеносфере, система конвекции другая, чем в нижней мантии: если в нижней мантии конвекция состоит из двух ячеек, то в верхней мантии она должна быть скорее всего многоячеистой, учитывая необходимость того, чтобы протяженность ячеек была соизмерима с мощностью верхней мантии — 600—700 км; в нижней мантии наиболее вероятно химико-плотностная природа конвекции, по модели О. Г. Сорохтина [30], тогда как в верхней мантии следует, видимо, предполагать термальную конвекцию за счет подогрева снизу, из горячих полей, т. е. из восходящих ветвей нижнемантийной конвекции. Нижняя мантия по составу ближе к первичному недифференцированному веществу Земли, чем истощенная верхняя мантия. В нижней мантии продолжается процесс дифференциации с выпадением вещества ядра и поступлением более легкого материала и энергии вверх, а в верхней мантии на протяжении последних 1,5—2 млрд. лет перемешивается один и тот же истощенный перидотитовый субстрат.

В соответствии с гипотезой горячих полей нет узких мантийных струй, идущих от границы с ядром до подошвы литосферы. Однако есть выступы, или те же плюмажи, отходящие от границы раздела нижней и верхней мантии и как бы увенчивающие горячие поля Земли. Они порождают внутриплитовый магматизм и создают систему горячих точек. Неподвижность горячих точек связана с постоянством положения горячих полей, хотя не исключены эфемерные горячие точки, появляющиеся то в одном, то в другом месте над горячим полем. Скорости перемещения вещества в нижней мантии, судя по смещениям горячих точек [48], измеряются миллиметрами в год, т. е. на порядок меньше скорости движения литосферных плит и, вероятно, скорости конвективных движений в астеносфере.

На протяжении последних 120 млн. лет положение горячих полей, как говорилось, было более или менее постоянным. Для начала мезозоя вместо стационарной картины намечается неустойчивость полей. По-видимому, эта неустойчивость отражает переход от одноячеистой системы конвекции, как это предполагается О. Г. Сорохтиным [30], Л. П. Зоненшайном и А. М. Городницким [9] для времени существования Пангеи в позднем палеозое и раннем мезозое, к двухъячеистой конвекции в позднем мезозое и кайнозое, когда уже произошел раскол Пангеи. Если тектоника плит ответственна за раскрытие и закрытие конкретных океанов, за образование складчатых поясов Земли, то с тектоникой горячих полей, с их перестройками связана более крупная цикличность в развитии Земли: образование и распад суперконтинентов (Пангеи) в течение каждых 600—800 млн. лет.

Что касается небольших побочных ветвей, таких, как Центральноазиатская и Тасманская, трудно сказать, почему они возникают, но надо обратить внимание, что при численном моделировании на ЭВМ глобальной конвекции, осуществленном В. П. Кеонджяном [14], помимо главных ячеек постоянно, при разных вариантах, получались побочные малые ветви.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы стремились показать, что внутриплитовый магматизм приурочен к обширным, в тысячи километров поперечником, областям Земли и что эти области на протяжении последних 120 млн. лет сохраняют неизменным положение по отношению к полюсам Земли. Внутриплитовые базальты в 2—3 раза обогащены литофильными элементами с крупными ионными радиусами и радиогенным стронцием по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов, и их выплавка может происходить лишь из мантии, насыщенной этими элементами, в отличие от истощенной мантии, родоначальной для базальтов срединных хребтов. В связи с этим мы пришли к заключению, что источник внутриплитового магматизма лежит в нижней мантии. Области проявления внутриплитового магматизма удалось трактовать как поверхностное отражение горячих полей в нижней мантии — обширных участков, разогретых относительно смежных частей нижней мантии. Поскольку расположение и конфигурация горячих полей не согласуются с границами литосферных плит, был сделан вывод, что процессы перемещения вещества и энергии в Земле происходят раздельно на двух уровнях, в нижней и верхней мантии, и что для нижней мантии можно говорить о тектонике полей, тогда как для верхней мантии — о тектонике литосферных плит. Наиболее вероятным кажется предположение о двухъярусной конвекции с двумя ячейками, движимыми химико-плотностной дифференциацией (по модели Мони́на — Сорохти́на), в нижней мантии и с многими ячейками термальной конвекции в верхней. Мантийные плюмажи и горячие точки представляют собой выступы с кровли восходящих течений в нижней мантии, т. е. с поверхности горячих полей. Думается, что тектоника горячих полей свойственна всем планетам земной группы, тогда как тектоника литосферных плит — Земле и, по-видимому, Венере.

Авторы искренне признательны за советы и критические замечания В. Е. Хаину, П. Н. Кропоткину, А. И. Альмухамедову, О. Г. Сорохтину, Ю. А. Зорину, С. И. Шерману.

Литература

1. Альмухамедов А. И., Петров Л. Л. Фтор, бор и бериллий в трапах Сибирской платформы. — *Геохимия*, 1978, № 7, с. 979—990.
2. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
3. Берк К., Уилсон Д. Т. Горячие точки на поверхности Земли. — *Успехи физ. наук*, 1977, т. 123, вып. 4, с. 615—632.
4. Генштафт Ю. С., Салтыковский А. Я. Проблемы глубинного строения Монголии. — В кн.: *Геология и магматизм Монголии*. М.: Наука, 1979, с. 183—194.
5. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974. 376 с.
6. Грин Д. К., Рингвуд А. Е. Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. 334 с.
7. Девяткин Е. В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 195 с.
8. Дмитриев Л. В., Уханов А. В., Шараськин А. Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии. — *Геохимия*, 1972, № 10, с. 1155—1167.
9. Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. — *Геотектоника*, 1978, № 3, с. 3—25.
10. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
11. Зубатарева Л. И., Кабанова Е. С., Рудник Г. Б. Магматизм (магматические породы) океанических островов. — *Итоги науки и техники. Сер. Геохимия, минералогия, петрография*. Вып. 10. М.: ВИНТИ, 1976, 128 с.
12. Иллиес И. К. Рифтовые зоны Западной Европы и Альпийская система. — В кн.: *Проблемы рифтогенеза*. Новосибирск: Наука, 1977, с. 89—103.
13. Казьмин В. Г. Особенности геодинамического развития Африкано-Аравийской рифтовой системы. — В кн.: *Основные проблемы рифтогенеза*. Новосибирск: Наука, 1977, с. 132—138.
14. Кеонджян В. П. Модель химико-плотностной дифференциации в мантии Земли. — *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*, 1980, № 8, с. 3—15.
15. Кепежинскас В. В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их щелочные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
16. Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 197 с.
17. Козлов В. В., Поникаров В. П., Разваляев А. В. Новейший вулканизм северного склона аравийской части Африканской платформы. — *Вестн. МГУ. Геология*, 1967, № 2, с. 42—51.

18. Кузьмин М. И. Геохимия фанерозойских магматических пород и геодинамические условия их формирования в подвижных поясах: Автореф. докт. дис. Иркутск: Ин-т геохимии, 1981. 50 с.
19. Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 183 с.
20. Логачев Н. А., Флоренсов Н. А. Байкальская система рифтовых впадин.— В кн.: Роль рифтогенеза в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 19—29.
21. Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
22. Лучицкий И. В. Древние вулканические области южных материков в фанерозое. Новосибирск: Наука, 1978. 295 с.
23. Милановский Е. Е. Кинематика тектонических движений, термический режим и вулканизм Средиземноморского геосинклинального пояса и его «рамы» в орогенном этапе альпийского цикла.— Вулканология и сейсмология, 1981, № 4, с. 11—35.
24. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
25. Монин А. С. История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
26. Основы тектоники Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 524 с.
27. Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. Геохимия дифференцированных траппов. М.: Наука, 1978. 198 с.
28. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
29. Рогожина В. А. Область пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии.— В кн.: Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977, с. 29—48.
30. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 182 с.
31. Сорохтин О. Г. Геодинамика. Океанология. Геофизика океана. Т. 2. М.: Наука, 1979. 413 с.
32. Ушаков С. А. Строение и развитие Земли. Т. I. М.: ВИНТИ, 1974. 268 с.
33. Ушаков С. А. Гравитационное поле и рельеф дна океана. Л.: Недра, 1979. 295 с.
34. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 214 с.
35. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.
36. Allegre C. J., Dupre B., Lambert B., Richard P. The subcontinental versus suboceanic debate. I. Lead-Neodymium—Strontium isotopes in primary alkali basalts from a shield area: the Ahoggar volcanic suite.— Earth Planet. Sci. Lett., 1981, v. 52, p. 85—92.
37. Anderson D. L. Chemical plumes in the mantle.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, p. 1593—1600.
38. Berckhemer H., Baier B., Behle A., Burkhardt H., Gebrande H., Makris J., Miller H., Veas R. Deep seismic soundings in the Afar region and on highland of Ethiopia.— In: Afar depression of Ethiopia. Proc. Int. Symp. on the Afar. V. 1. Inter-Un. Comm. Geodynamics, Sci. Rep 14. Stuttgart, 1975, p. 89—107.
39. Bonatti E. Ancient continental mantle beneath oceanic ridges.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 3825—3831.
40. Brooks C., Hart S. R., Hofman A., James D. E. Rb—Sr-mantle isochrons from oceanic regions.— Earth Planet. Sci. Lett., 1976, v. 32, p. 51—61.
41. Chevallier L., Nougier J. Premiere étude volcano-structurale de l'île de la Possession, îles Crozet, ocean Indien austral.— C. r. Acad. sci., 1981, ser. 2, t. 292, p. 363—368.
42. Davies G. F. Whole-mantle convection and plate tectonics.— Geophys. J. roy. Astron. Soc., 1977, v. 49, p. 459—486.
43. Frey F. A. Rare earth and potassium abundances in the St. Paul's rocks.— Earth planet. Sci. Lett., 1970, v. 7, p. 351—360.
44. Hedge C. E., Noble D. C. Upper Cenozoic basalts with high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Sr/Rb ratios, southern Great Basin, western US.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, v. 81, p. 3053—3070.
45. Girod M. Le massif volcaniques de l'Atakor (Hoggar, Sahara Algerien). Etude petrographiques, structurale et volcanologique. Paris: Centre Nat. Rech. 1971. 157 p.
46. Grossman L. Refractory trace elements in Ca—Al-rich inclusions in the Allende meteorite.— Geochim. et cosmochim. acta, 1973, v. 37, p. 1119—1140.
47. Loid F. E., Baily D. K. Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences.— In: Physics and Chemistry of the Earth. V. 9. N. Y.: Pergamon Press, 1975, p. 389—416.
48. Molnar P., Atwater T. The relative motion of hot spots in the mantle.— Nature, 1973, v. 246, p. 288—291.
49. Morgan W. J. Convective plumes in the lower mantle.— Nature, 1971, v. 230, p. 42—43.
50. Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1972, v. 56, p. 203—213.
51. O'Nions R. K., Evensen N. M., Hamilton P. J. Geochemical modelling of mantle differentiation and crustal growth.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, p. 6091—6101.
52. O'Nions R. K., Hamilton P. J., Evensen N. M. The chemical evolution of the Earth mantle.— Sci. Amer., 1980, v. 242, № 5, p. 91—101.
53. Oversby V. M., Gast P. W. Isotopic composition of lead from oceanic islands.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, p. 2097—2114.
54. Ringwood A. E. Phase transformations and mantle dynamics.— Earth Planet. Sci. Lett., 1972, v. 14, p. 233—241.
55. Runcorn S. K. Some comments on the mechanism of continental drift.— In: Mechanism of continental drift and plate tectonics. L.— N. Y.— Toronto— Sydney: Acad. Press, 1980, p. 193—198.

56. *Schilling J. G.* Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes Ridge.— *Nature*, 1973, v. 242, p. 565—571.
57. *Schubert G., Yuen D. A., Turcotte D. L.* Role of phase transitions in a dynamic mantle.— *Geophys. J. roy. Astron. Soc.*, 1975, v. 42, p. 705—735.
58. *Sesiano J.* Le Hoggar et son volcanisme.— *Globe*, 1980, t. 120, p. 71—79.
59. *Smith A. G., Briden J. C.* Mesozoic and Cenozoic paleocontinental maps. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1977. 63 p.
60. *Sun S. S., Hakson J.* Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalts.— *Geology*, 1975, v. 3, p. 297—302.
61. *Tatsumoto M.* Genetic relations of oceanic basalts as indicated by lead isotopes.— *Science*, 1966, v. 153, p. 1094—1101.
62. *Thompson S. A., Zoback M. L.* Geophysics of the Colorado plateau uplift and mechanism.— In: Papers presented to the Conference on Plateau uplift. Lunar. a. Planet. Inst. Texas, 1978, p. 52—54.
63. *Turcotte D. L.* Membrane tectonics.— *Geophys. J. roy. Astron. Soc.*, 1974, v. 36, p. 33—42.
64. *Turcotte D. L., Oxbourgh E. R.* Mid plate tectonics.— *Nature*, 1973, v. 244, p. 337—339.
65. *Vail J. R.* Jebber-Marra, a dormant volcano in Darfour province, western Sudan.— *Bull. Volcanol.*, 1973, v. 36, p. 251—265.
66. *Vincent P. M.* The evolution of the Tibesti volcanic province, eastern Sahara.— In: African magmatism and tectonics. Edinburgh: Oliver & Boyd, 1970, p. 301—319.
67. *Wakita H., Schmitt R. A.* Rare earth and other elements abundances in the Allende meteorite.— *Nature*, 1970, v. 227, p. 471—479.
68. *Wasserburg G. J., De Paolo D. J.* Models of Earth structure inferred from neodymium and strontium isotopic abundances.— *Proc. Nation. Acad. Sci. USA*, 1979, v. 76, p. 3594—3596.
69. *Wilson J. T.* A possible origin of the Hawaiian Islands.— *Canad. J. Phys.*, 1963, v. 41, p. 863—866.
70. *Wilson J. T.* Evidence from ocean islands suggesting movement in the Earth.— *Phil. Trans. roy. Soc. L.*, 1965, ser. A, v. 258, p. 145—167.
71. *Wilson J. T.* Mantle plumes and plate motions.— *Tectonophysics*, 1973, v. 19, p. 149—164.
72. *Wisemeer J. D. H.* Sant Paul rocks and the problem of the upper mantle.— *Geophys. J.*, 1966, v. 11, p. 519—525.

Институт океанологии
им. П. П. Ширшова АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
15.III.1982

Институт геохимии
им. А. П. Виноградова, Иркутск

УДК 551.241 : (550.3+551.4) (267.2.3)

КАЛЯЕВ Г. И., КАРАБОВИЧ С. В., РУСАКОВО М.,
СТАРОСТЕНКОВ И.**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ АРАВИЙСКО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА
И ЗОНЫ РАЗЛОМА ОУЭН**

Рассмотрены тектоника и структура литосферы Аравийско-Индийского хребта и зоны разлома Оуэн. Геоморфологические и геофизические данные позволили на большом расстоянии уверенно проследить рифтовую долину. Выделена новая трансформная зона Академик Вернадский, дано ее положение в плане и описаны особенности строения. Построены плотностные модели литосферы Аравийско-Индийского хребта в зонах с различным тектоническим режимом развития. Методом гравитационного моделирования изучены плотностные особенности зоны разлома Оуэн, на основании которых она продлена по крайней мере до 1° ю. ш. Судя по полученным результатам, в этой части Индийского океана имеют место существенные вертикальные движения блоков литосферы наряду со значительными горизонтальными перемещениями литосферных плит.

Геология дна Индийского океана впервые стала объектом комплексных обширных исследований в период работ Международной Индо-океанской экспедиции (1959—1965). Большой вклад в ее изучение внесли также последующие экспедиции, в том числе советские. Нынешние представления о геологическом строении Аравийско-Индийского хребта отражены в геолого-геофизическом атласе Индийского океана, в ряде монографий и статей [3, 6, 9, 10, 17, 21, 23, 24].

Однако несмотря на обилие накопившегося фактического материала, еще недостаточно освещены геолого-геофизические параметры Аравийско-Индийского хребта и даже не выявлено достаточно четко расположение его осевого рифта. В 19-м рейсе НИС «Академик Вернадский» (декабрь 1978 — апрель 1979) выполнена обширная программа разнообразных геолого-геофизических исследований [2, 3, 10, 16 и др.], чтобы ликвидировать в какой-то мере упомянутый пробел. Рельеф и геофизические поля Аравийско-Индийского хребта изучены по галсам, общая протяженность которых составила около 6000 км. В пределах хребта в рифтовой долине и в желобах наименее изученных трансформных разломов проведено драгирование на 10 станциях. Полученные результаты легли в основу настоящей статьи.

**РЕЛЬЕФ, ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ И ТЕКТНИЧЕСКОЕ
РАЙОНИРОВАНИЕ АРАВИЙСКО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА**

Хребет является одним из крупных геоморфологических и структурных элементов дна Мирового океана, которые составляют единую глобальную систему срединно-океанических хребтов. Северной границей хребта принято считать зону разлома Оуэн, отделяющую хребет в районе 10° с. ш. от Срединно-Аденского хребта (рис. 1). Отсюда Аравийско-Индийский хребет протягивается на юго-восток и затем на юг до 20° ю. ш. Общая протяженность хребта около 3700 км при ширине 300—700 км. Он занимает почти строго медиональное положение в северо-западной части Индийского океана, разделяя его крупные котловины — Аравийскую и Сомалийскую. Наиболее выдающаяся вершина хребта находится в его северной части на широте около 2° с. ш., где глубина дна всего 1311 м. Слой воды в пределах рифтовых ущелий нередко превышает 4000 м, причем максимальные значения глубин приурочены к желобам трансформных разломов на пересечении их с рифтовыми ущельями. Так, глубина впадины Уитли, расположенной на стыке риф-

аномалий в свободном воздухе разного знака интенсивностью до 50—60 10^{-5} м/с². Совместный анализ батиметрических и гравиметрических данных показывает, что рельеф дна отличается важной особенностью: на меридиональные структуры хребта накладываются элементы рельефа северо-восточного простирания. Поэтому общий план рельефа приобретает сложный узор из пересекающихся желобов и возвышенностей меридионального и северо-восточного простираний.

Аравийско-Индийский хребет в тектоническом отношении также можно разделить на две части, отличающиеся прежде всего своими простираниями. Первая протягивается в юго-восточном направлении от разлома Оуэн до горы Вернадского. Расположенная южнее вторая (большая часть хребта) имеет меридиональное простирание. Она протягивается на расстояние 2500 км, примерно от горы Вернадского до южного окончания хребта. Эта часть хребта, по-видимому, тектонически активнее, более резко расчленена и разбита многочисленными разломами, смещающимися в плане рифтовую долину (см. рис. 1).

В отмеченной северной части хребта рифтовая долина выделяется четко. В южной части хребта ущелье диагностируется менее уверенно. Оно расчленено многочисленными разломами, каждый из которых выражен в виде желоба. Судя по эхолотным промерам, рифтовое ущелье и желоба чаще имеют V-образный профиль. Относительные глубины рифтовых долин, ясно выраженных в рельефе, достигают 1000—1500 м и более. В направлении дна они суживаются до нескольких километров. Склоны нередко крутые — до 20—30°, ступенчатые, сложенные скальными породами.

Гравитационное поле трансформных разломов коррелируется с рельефом достаточно четко. Например, перепаду рельефа зоны разлома Оуэн, достигающему 3000 м, соответствует перепад аномалий поля силы тяжести 200—250· 10^{-5} м/с². Детали соотношений рельефа и гравитационных аномалий можно видеть на плотностных разрезах (рис. 2—5).

В северо-западной части Аравийско-Индийского хребта, примерно от 10° с. ш. до экватора, располагаются две крупнейшие зоны разломов: зона разлома Оуэн и зона разлома Академик Вернадский, которая выделена в 19-м рейсе НИС «Академик Вернадский» [10]¹.

МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КОРЕННОГО ДНА

Станции драгирования в основном были приурочены к стыкам осевого рифта и трансформных разломов (см. рис. 1). В большинстве случаев были подняты породы весом до 50 кг и более, а в зоне разлома Оуэн — около 700 кг.

В резко преобладающем числе драгирований со дна осевой рифтовой долины подняты новообразованные (свежие) базальты с типичными формами подушечных лав. Из желобов трансформных разломов драгированы ультрабазиты. Однако выполненный объем драгировок в совокупности с данными предшествующих исследований не позволяет считать обязательной отмеченную связь ассоциаций пород с определенными типами тектонических структур.

Полнокристаллические породы из группы габброидов получены из зоны сочленения осевого рифта и желоба разлома Мария Целеста (станция 2191). Почти на всех станциях, приходящихся на осевой рифт, отобраны толентовые базальты со свежими (без новообразований гидроокислов марганцев и железа) корками вулканического стекла (станция 2161, 2162, 2172, 2173, 2193).

Вместе с тем драгировки, выполненные в рейсе, и работы прежних лет показали, что на склонах возвышенностей, прилегающих к рифту, обычно встречаются в той или иной мере измененные базальты — их

¹ В южной части хребта находятся зоны разломов Вима, Витязь, Арго и Мария Целеста. Они сравнительно хорошо изучены в годы работ Международной Индоокеанской экспедиции [18, 19].

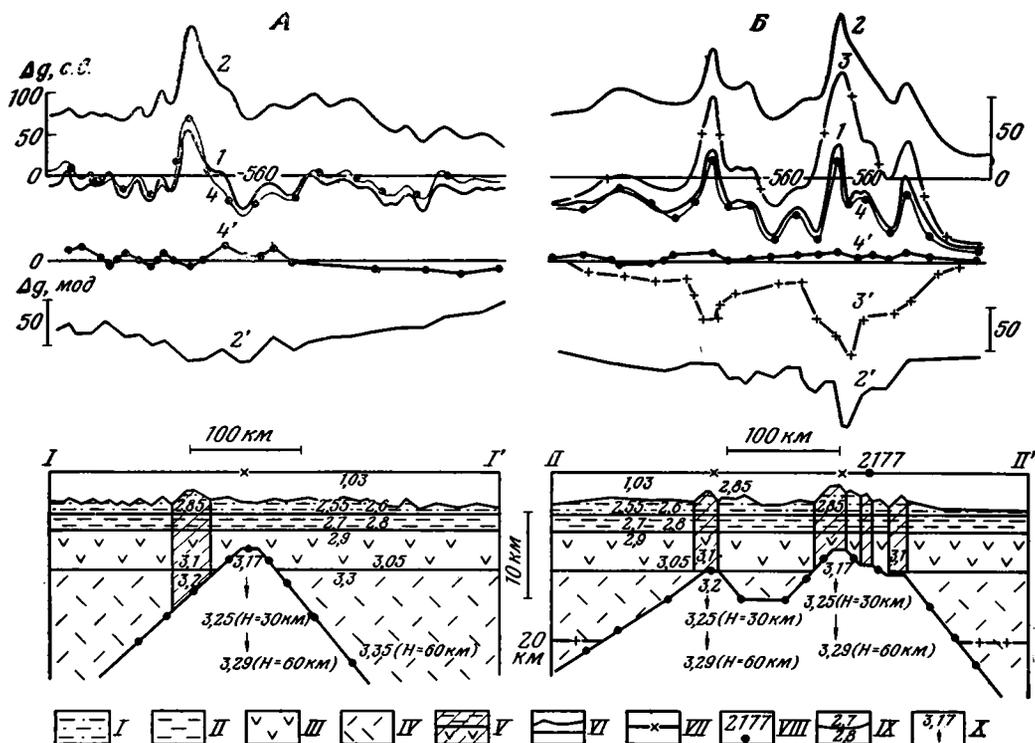


Рис. 2. Плотностная модель Аравийско-Индийского хребта:

А — по профилю I—I' ($6^{\circ}39'$ с. ш., $62^{\circ}42'$ в. д.— $3^{\circ}56'$ с. ш., $60^{\circ}46'$ в. д.), Б — по профилю II—II' ($1^{\circ}42'$ с. ш., 65° в. д.— $1^{\circ}44'$ с. ш., $68^{\circ}35'$ в. д.)

Кривые силы тяжести: 1 — наблюдаемая, 2 — рассчитанная от модели с корой глубоководной котловины, 2 — разностная (кривая 1 — кривая 2); 3 — рассчитанная от модели с мощностью литосферы 20 км; 3' — разностная (кривая 1 — кривая 3), отражающая эффект разуплотнения для хребта по профилю II—II'; 4 — рассчитанная от принятой плотностной схемы; 4' — разностная (кривая 1 — кривая 4), демонстрирующая точность подбора плотностной схемы. Значения силы тяжести приведены к системе СИ (10^{-5} м/с)
 I — коренные породы дна по [12]; II — океанический слой 2; III — океанический слой 3; IV — породы верхней мантии; V — блоки ультраосновных пород; VI — рельеф дна; VII — положение рифтовой долины; VIII — номер станции драгирования; IX — границы раздела внутри коры и значения плотности слоев; X — значения плотности пород верхней мантии на разной глубине

метаморфические аналоги (станции 2162, 2192) — амфиболиты, эпидотовые и актинолит-хлоритовые сланцы. Ультрабазиты встречаются в зонах разломов Оуэн, Академик Вернадский и Мария Целеста (станции 2159, 2197, 2177 и 2191). Они представлены серпентинизированными перидотитами — преимущественно гарцбургитами, реже лерцолитами (разлом Оуэн) и их метаморфическими аналогами — тальк-антофиллитовыми породами (разлом Академик Вернадский). Ультрабазиты занимают особое положение в рельефе океанического дна. Анализ глубин, с которых они были подняты, и сопоставление их с характером рельефа свидетельствуют, что ультрабазиты испытали крупные перемещения, по-видимому, в виде протрузий. Они образуют поднятые мантийные блоки вдоль трансформных разломов. Вертикальная составляющая перемещения мантийных ультрабазитов весьма значительна. Например, на станции 2177 (зона разлома Академик Вернадский) ультрабазиты подняты с интервала глубин 2150—1700 м, тогда как дно желоба приходится на изобату около 4000 м.

Все образцы ультрабазитов обнаруживают явные следы тектонических движений в виде зеркал скольжения, брекчий с кальцитовым цементом и тектонитов, связанных с дислокационным метаморфизмом. Эти явления особенно видны в серпентинитах, поэтому можно предполо-

Компоненты, %	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48,99	48,79	49,40	49,65	55,19	38,61	41,25	36,22
TiO ₂	1,43	1,61	0,79	0,36	0,08	0,11	Следы	Следы
Al ₂ O ₃	16,87	15,30	15,66	19,11	1,52	1,98	1,32	1,80
Fe ₂ O ₃	3,03	6,36	4,68	1,96	1,97	4,58	4,73	5,54
FeO	6,82	5,03	4,60	3,52	3,59	3,81	3,90	3,75
MnO	0,20	0,16	0,10	0,11	0,15	0,15	0,13	0,19
MgO	6,34	5,22	9,01	7,59	25,58	32,75	36,49	33,59
CaO	11,38	10,62	10,45	12,77	6,57	4,41	3,01	5,10
Na ₂ O	2,72	3,04	2,83	2,64	0,32	0,43	0,26	Следы
K ₂ O	0,48	0,53	0,21	0,11	Следы	0,11	0,06	—
P ₂ O ₅	0,24	0,23	0,03	0,03	0,01	0,04	сл.	—
CO ₂ общ	0,11	0,21	0,53	0,14	0,32	—	—	—
Сорг	—	—	—	—	—	0,01	0,09	0,02
Скарб	—	—	—	—	—	2,11	1,12	3,16
H ₂ O	0,50	1,20	1,17	0,36	0,51	1,07	0,70	0,72
Cr ₂ O ₃	0,60	1,08	1,07	1,30	3,76	9,36	6,49	9,50
Сумма	99,71	99,55	99,53	99,65	99,62	99,53	99,95	99,69

Примечание. 1,2 — базальты, станции 2161, в районе зоны разлома Оуэн; 3,4 — габбро, станция 2191, зона разлома Мария Целеста; 5 — тальк-антофиллитовый сланец, станция 2177, зона разлома Академик Вернадский; 6, 7, 8, перцолиты серпентинизированные, станция 2197, зона разлома Оуэн. Анализы выполнены в лаборатории ИГФМ АН УССР, аналитики А. А. Стрыгина и Т. И. Сахарова.

жить, что перемещение блоков мантийных пород сопровождается интенсивными процессами образования меланжа.

Детально петрохимические характеристики пород, полученных при драгировании дна в 19-м рейсе НИС «Академик Вернадский», приведены в работах петрографического отряда [2]. Здесь же мы ограничимся лишь представлением результатов химических анализов проб основных типов пород (таблица).

ОСЕВАЯ РИФТОВАЯ ДОЛИНА

Рельеф Аравийско-Индийского хребта довольно резко расчлененный. Всюду его склоны обнаруживают грядовой характер. В гребневой части контрастность рельефа резко усиливается с относительным превышением гряд до 2000 м и более.

В рейсе рифтовая долина была многократно пересечена в северной, средней и южной частях хребта. Она отлично выделяется на эхолотных профилях. Глубина дна рифтовой долины от уровня океана обычно более 4000 м, а глубина вреза относительно смежных грядообразных горных возвышенностей около 2000 м. Ширина долины обычно варьирует в пределах 20—30 км.

На основе анализа батиметрических карт, эхолотных профилей и геофизических наблюдений удалось зафиксировать рифтовую долину на всем протяжении хребта и отразить ее на тектонической схеме (см. рис. 1). Осевое рифтовое ущелье выделяется на большей части акватории даже при проведении изобат через 500 м. Наиболее четко оно выражено в рельефе северо-западной части хребта на протяжении около 900 км. Здесь рифтовая долина почти прямолинейна. Лишь в южной оконечности этой части хребта (в районе горы Вернадского) проявляются дополнительные глубокие долины, которые дробятся на отдельные фрагменты, смещенные относительно друг друга.

Южная часть хребта более резко расчленена и разбита многочисленными трансформными разломами. Самые крупные из них упоминались выше. Они смещают рифтовую долину в плане. На некоторых участках рифтовое ущелье как бы теряется, либо появляются его «дубликаты» в виде нескольких равноценных по глубине рифтовых долин, и трудно решить, какая из них представляет подлинный осевой рифт, например, между трансформными разломами Арго и Мария Целеста.

Почти все трансформные разломы в этой наиболее нарушенной части хребта являются левосторонними, тогда как по другую сторону Африканской плиты в Атлантическом океане примерно на этих же широ-

дах нарушения подобного типа, как правило, правосторонние. Возможно, эти различия в направлении сдвига по трансформным разломам не являются чисто случайными.

ЗОНА РАЗЛОМА АКАДЕМИК ВЕРНАДСКИЙ

Южнее горы Вернадского расположена широкая зона тектонических нарушений с эшелонированными в ней многочисленными разломами, значительно усложнившими рельеф центральной части хребта. Она занимает значительный сегмент Аравийско-Индийского хребта, приходящийся на сочленение его северо-западной и меридиональной провинций. Вероятно, здесь вследствие довольно резкой смены простирания хребта возникли напряжения скалывания, вызвавшие крупные тектонические смещения. В пределах этого региона основные элементы рельефа переориентированы и расположены почти ортогонально к его северо-западному простиранию. Рассматриваемая область ограничена в меридиональном направлении от 1° ю. ш. до 4° с. ш., а по долготе от $64^{\circ} 30'$ до $68^{\circ} 30'$ в. д. Здесь выделяется серия прерывистых желобов, ориентированных в северо-восточном направлении по азимуту около 45° . Выделяются, по крайней мере, четыре желоба, которым отвечают минимальные значения аномалий силы тяжести ($-50 \div -75 \cdot 10^{-5}$ м/с².) Глубина в желобах вблизи гребневой части хребта более 4000 м. По мере удаления от нее относительная глубина желобов уменьшается, создавая впечатление, что желоба выклиниваются. Наиболее протяженные два желоба (длиной свыше 500 км) находятся в районе станции 2177, которая была приурочена к зоне максимальных смещений. Они разделены цепью прерывистых грядообразных поднятий, ориентированных также по азимуту около 45° . Гряды возвышаются до отметок глубин местами менее 2000 м. Характер рельефа отражен на профиле по галсу, пройденному почти поперек этих нарушений (рис. 2, Б).

Рассматриваемая зона максимальных смещений совершенно аналогична зонам трансформных разломов Оуэн, Вима, Витязь, Арго и др., установленным в прежние годы другими научно-исследовательскими судами. По сложившейся традиции ее называли зоной разлома Академик Вернадский [10]. Судя по рельефу дна, протяженность этой сложной зоны разлома около 600 км. Величина смещения рифтовой долины около 120 км. По характеру смещения зона разлома Академик Вернадский в целом представляет собой левосторонний трансформный разлом. Во всей области сочленения северо-западной и меридиональной частей Аравийско-Индийского хребта его центральная рифтовая долина терзает свою выразительность, поскольку она разорвана на отдельные фрагменты, значительно смещенные относительно друг друга (см. рис. 1). Возможно, здесь изменения в простирании хребта связаны с изменением направления спрединга океанического дна. Эхолотные профили выявляют повсеместное террасирование склонов возвышенностей, по-видимому, отражающее сбросовые нарушения, которые возникают в условиях растяжения в осевой зоне хребта.

В пределах грядообразных возвышенностей, ограничивающих северную из упомянутых двух депрессий-желобов, было проведено драгирование на станции 2177, координаты которой $1^{\circ} 37'$ с. ш. и $67^{\circ} 04'$ в. д. Опробованию подверглась локальная возвышенность (длиной около 35 км) с вершиной на глубине 1311 м. Драга прошла склон в интервале глубин 2150—1700 м. Здесь получены измененные ультрабазиты — тальковые и тальково-антофиллитовые породы, трещиноватые и катаклазированные с зеркалами скольжения. В них были обнаружены присущие ультрабазитам хромшпинелиды. На участке отбора образцов повторилась выявленная ранее особенность, свойственная трансформным разломам: в смежных с ними поднятых блоках на поверхность океанического дна выступают ультрабазиты верхней мантии (см. таблицу), которые слагают возвышенности, резко выступающие над дном центральной рифтовой долины.

Плотностные разрезы Аравийско-Индийского хребта. Для выяснения тонкой структуры и геоморфологии рифтовой области северной части хребта и исследования особенностей его глубинного строения построены две плотностные модели вдоль профилей через описанные выше участки хребта, несколько отличающиеся по тектонической позиции. Первый из профилей проходит в районе горы Вернадского, а второй пересекает хребет и зону трансформного разлома Академик Вернадский примерно по 1° с. ш.

В работе использован разработанный в Институте геофизики им. С. И. Субботина АН УССР подход к интерпретации аномалий поля силы тяжести Мирового океана методом подбора, который позволяет осуществлять привязку расчетных аномалий к единому уровню [5]. Репером для отсчета модельных аномалий служит суммарный гравитационный эффект опорной колонки, включающей в себя разрез зрелой океанической коры глубоководной котловины (возраст дна 40—80 млн. лет) мощностью 6,4 км и толщю воды в 5,2 км. При таком подходе отклонение гравитационного эффекта плотностного разреза интерпретационного профиля от реперного является мерой аномальности распределения плотности в земной коре и верхней мантии изучаемых акваторий относительно нормальной плотностной структуры подкорового вещества глубоководных котловин, геофизические параметры которых в интервале развития от 40 до 80 млн. лет сохраняются стационарными [8].

Интерпретация аномалий поля силы тяжести проводилась по следующей схеме. Сначала рассчитывали гравитационный эффект от разреза земной океанической коры глубоководной котловины с возрастом 40—80 млн. лет, но с учетом реального рельефа вдоль каждого из профилей. Затем полученные модельные аномалии Δg_m наносили на графики (рис. 2, А, Б, кривая 2). Причем с нулевой линией наблюдаемых значений гравитационных полей совместили уровень привязки модельных кривых — значение $-560 \cdot 10^{-5}$ м/с², которое равно гравитационному эффекту опорной колонки. Как видно из рисунков, кривые Δg_m располагаются систематически выше наблюдаемых графиков $\Delta g_{с.в.}$ Разностные аномалии (Δg_p), полученные путем вычитания рассчитанных полей из наблюдаемых, графически представляют собой региональные минимумы, осложненные локальными всплесками положительного знака относительно среднего хода кривых Δg_p (кривые 2 на рис. 2, А, Б). Для первого профиля амплитуда разностной региональной аномалии достигает $135 \cdot 10^{-5}$ м/с², а для второго она равна $185 \cdot 10^{-5}$ м/с². Локальные возмущения Δg_p превышают $30 \cdot 10^{-5}$ м/с². Поскольку амплитуда региональных и локальных аномалий Δg_p соответственно больше, чем ошибка измерений $\Delta g_{с.в.}$ и погрешность из-за неопределенности в выборе модельного разреза вместе взятых, региональные и локальные черты отражают особенности геологического строения вдоль профиля.

Наличие крупных отрицательных разностных аномалий поля силы тяжести над Аравийско-Индийским хребтом установлено давно [4]. Их легко объяснить, если допустить существование под корой разуплотненного вещества, отождествленного с астеносферой, кровля которой под рифтовой долиной залегает на глубине всего 7—9 км [8, 12]. Локальные возмущения региональных разностных кривых Δg_p также обусловлены геологическими факторами. Дело в том, что при тщательном просмотре кривых 2 обнаружено совпадение местных искажений графиков Δg_p с положительными формами рельефа, представляющими собой крутые склоны поперечных хребтов, параллельных трансформным разломам. Измерения плотности поднятых при драгировании ультрабазитов с учетом литературных сведений дают основание принять для пород приподнятых блоков значений плотности в пределах $2,85—3,15 \cdot 10^3$ кг/м³, отвечающие ультраосновным породам умеренной и средней степени серпентинизации.

Удовлетворительное совпадение наблюдаемого и модельного графиков Δg по профилю I—I' получено исходя из предположения, что в этом районе распределение плотности под рифтовой долиной типично для

подобных структур ($3,17 \cdot 10^3$ кг/м³ на глубине 7 км и $3,29 \cdot 10^3$ кг/м³ на 60 км), а плотность пород, слагающих указанные приподнятые блоки, соответствующие бортам трансформных разломов, изменяется от $2,85 \cdot 10^3$ кг/м³ на вершине до $3,15 \cdot 10^3$ кг/м³ у основания. Асимметрия региональной остаточной аномалии (кривая 2, рис. 2, А) отражает различную мощность литосферы по обе стороны от осевой длины хребта. Утонение литосферы к западу от рифтового ущелья — следствие того, что здесь дно океана на одинаковом расстоянии от оси хребта, судя по магнитным аномалиям, является более молодым, чем к востоку [20]. Поскольку графики Δg_p для профилей I—I' и II—II' не совпадают не только по уровню, но и по форме, механический перенос плотностной модели типичной рифтовой зоны профиля I—I' для профиля II—II' не привел к совпадению наблюдаемой и рассчитанной кривых. Вдоль профиля II—II', пересекающего зону трансформного разлома Академик Вернадский (рис. 1, 2, В), методом подбора аномалий поля силы тяжести установлена более сложная геологическая обстановка, чем в районе горы Вернадского. Так, например, совмещение кривой $\Delta g_{с.в.}$ с графиком Δg_m достигается только в случае, если мощность литосферы за пределами рифта принять равной 20 км на расстоянии порядка 150 км от оси хребта к востоку и около 300 км к западу. Такая трактовка геологического строения к западу от рифта согласуется с тем, что здесь возраст пород дна по магнитной хронологии менее 5 млн. лет. которому, по формуле О. Г. Сорохтина [8], соответствует толщина литосферы около 20 км.

Асимметрия мощности литосферы, которая получена в результате интерпретации $\Delta g_{с.в.}$, обусловлена тем, что судя по форме кривой Δg_p , профиль II—II' к западу от хребта дважды пересекает одну и ту же рифтовую долину, смещенную по трансформному разлому, и поэтому здесь зафиксирована удвоенная ширина зоны пониженной плотности (астеносферного клина). Удвоенные латеральные размеры астеносферного клина привели к тому, что только на расстоянии 300 км от оси хребта литосфера достигла мощности, которая в обычной ситуации наращивается значительно ближе (150 км) к конструктивной границе плит. Локальные возмущения положительного знака, как и в первом случае, связаны с блоками ультраосновных пород, тектонически выжатых вверх по трансформным разломам. По локальным аномалиям разностного поля удалось в ряде случаев продлить трансформные разломы, которые на некоторых участках выделены по геоморфологическим и геологическим признакам.

ЗОНА ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА ОУЭН

Разлом Оуэн — один из самых крупных разломов океанического дна, имеющий длину свыше 2700 км. Он впервые выделен Д. Метьюзом [25]. Его простирание 50—55°. Разлом Оуэн, по-видимому, весьма древний [26, 27]. По направлению сдвига он представляет собой левосторонний трансформный разлом типа хребет — хребет со смещением в плане осевой рифта примерно на 300 км. Максимальная глубина отвечающего ему желоба — 5803 м (впадина Уитли). Разлом Оуэн имеет вытянутые вдоль него крупные грядообразные поднятия, контрастно возвышающиеся над дном желоба. Наиболее выдающиеся из них — хребет Чейн на юго-западе и хребет Меррея на северо-востоке. Проблематичным представляется юго-западное продолжение разлома Оуэн [22].

В поперечном сечении зоны разлома Оуэн выделяются прежде всего два главных элемента рельефа: глубоководная узкая депрессия вдоль юго-восточного борта разломной зоны и узкая, но высокая горная гряда, ограничивающая депрессию с северо-запада. Эти тектонические зоны хорошо иллюстрируются на профилях, составленных на основании промеров дна по различным сечениям зоны разлома Оуэн (рис. 3, 4, 5). На профилях вдоль юго-восточного борта зоны разлома прослеживается V-образная глубинная долина. Средняя ее глубина варьирует в пре-

делах 4000—5000 м. Относительное превышение отдельных горных вершин над дном депрессии достигает 3030 м. В других местах склоны имеют ступенчатое строение, обусловленное, возможно, сбросовыми нарушениями. Юго-восточный борт впадины отделен от абиссальной равнины пологим валом, имеющим отметки глубин 3700—3600 м.

В районе впадины Уитли особенно контрастно воздымается северо-западный борт депрессии разлома Оуэн. Крутизна склонов не только достигает здесь местами 30° , но на эхолотных профилях зафиксированы почти вертикальные уступы, по-видимому, отвечающие выходам коренных пород. В прежние годы здесь было проведено драгирование с подъемом пород весом до 300 кг [21]. По результатам этого опробования установлено, что северо-западный борт впадины Уитли от основания доверху сложен ультрабазитами. В 19-м рейсе НИС «Академик Вернадский» этот борт также подвергся драгированию (станция 2197). В интервале глубин 5728—3600 м получены исключительно ультрабазиты (700 кг). Среди них были крупные глыбы лерцолитов и гарцбургитов, большей частью серпентинизированных и только изредка мало затронутых гидратаций. Все образцы, как правило, обнаруживают различные структуры тектонитов. Плоскости скольжения обычно проходят по серпентинитам, по которым, по-видимому, предпочтительней развиваются смещения.

Узкие хребты Чейн и Меррея, находящиеся соответственно на юго-западе и северо-востоке от впадины Уитли, состоят из отдельных кулисообразно расположенных в плане удлинённых отрогов. Все они имеют северо-восточное простирание. Относительные превышения этих гряд над дном желоба колеблются в пределах 300—1000 м. Гребни гряд и их отрогов весьма расчленены и лишены осадков, которые, как показало драгирование (станция 2173), встречаются лишь на дне и на нижних склонах узких долин и ущелий. Большей частью эти осадки представлены маломощными фораминиферовыми песками. Кристаллические породы представлены в различной степени измененными толеитовыми базальтами. Особенно сложные и пересеченные формы рельефа фиксируются между впадиной Уитли и рифтовой долиной Аравийско-Индийского хребта. Здесь хребет изрезан многочисленными узкими долинами, ориентированными под острым углом к его общему простиранию. Выявлено около десятка округлых вершин, возвышающихся над основанием до 1000—1500 м. В профиле все они имеют остроконечную форму и, по-видимому, сложены базальтами. Аналогичные формы рельефа распространены также в пределах хребтов Чейн и Меррея. Большинство из них тяготеет к северо-западному склону хребта. Анализ эхолотных данных и детальных карт рельефа с учетом результатов драгирований показывает, что рассматриваемые округлые возвышенности, вероятно, представляют собой вулканические сооружения.

Плоское абиссальное дно Сомалийской котловины упирается в высокий и круглый склон хребта Чейн. Относительное превышение отдельных вершин этого хребта над абиссальной равниной достигает более 3000 м. Такой перепад высот на расстоянии 7 км по горизонтали свидетельствует о контрастных вертикальных перемещениях вдоль описываемого разлома. Судя по картам рельефа океанического дна, аналогичные соотношения имеются и вдоль северо-западного борта хребта Меррея. Примечательно, что все вулканические аппараты центрального типа в пределах хребтов Чейн и Меррея пространственно тяготеют к зоне разлома. Они образуют цепочки вдоль нее, тем самым подтверждая высокую тектоническую активность зоны разлома Оуэн.

Плотностные разрезы зоны разлома Оуэн. Исследование плотностных разрезов структур, относящихся к зоне разлома Оуэн и возможно-му ее продолжению на юго-запад, проведено по четырем профилям. Их расположение показано на рис. 1. Один из профилей пересекает впадину Уитли, два — хребет Чейн, а третий проходит по Сомалийской котловине в широтном направлении примерно по 1° ю. ш. Последовательность интерпретационных приемов при изучении глубинного строения

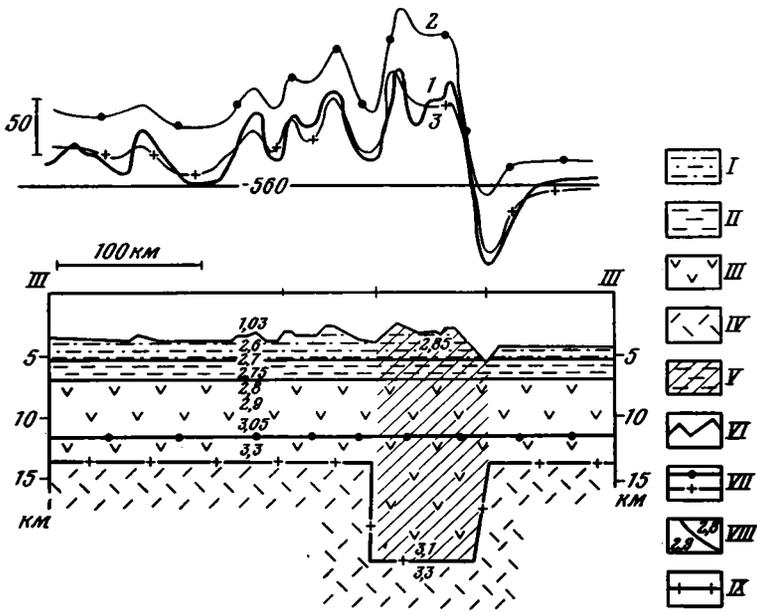


Рис. 3. Плотностный разрез зоны разлома Оуэн через впадину Уитли (профиль III—III'. Координаты: 13°13,8' с. ш., 55°56,8' в. д.—12°52' с. ш., 58°40,5' в. д.)

Кривые силы тяжести: 1 — наблюдаемая, 2 — рассчитанная от модели с корой глубоководной котловины, 3 — рассчитанная от принятой плотностной схемы. I—VI — условные обозначения те же, что и на рис. 2; VII — вероятное положение границы М; VIII — границы раздела в коре и значения плотности слоев; IX — предполагаемое положение зоны протрузий

вдоль профилей оставалась прежней. Как и раньше, были рассчитаны гравитационные эффекты разреза глубоководной котловины с возрастом 40—80 млн. лет для всех профилей с учетом батиметрии каждого пересечения. Результаты первого этапа подбора плотностного разреза оказались различными; гравитационный эффект исходной модели совпадает с наблюдаемым полем силы тяжести хребта Чейн; систематически превышает измеренное значение $\Delta g_{с.в.}$ впадины Уитли и постоянно не достигает величины реального поля Сомалийской котловины. Такой итог расчетов указывает на то, что каждый участок, где проходят профили, характеризуется своими геолого-геофизическими параметрами коры и верхней мантии, присущими только данному участку.

В районе впадины Уитли для того, чтобы добиться совмещения графиков измеренного и модельного полей силы тяжести при выбранном уровне привязки рассчитанных графиков, необходимо просто увеличить мощность земной коры до 9 км вдоль большей части профиля, за исключением интервала между пикетами 520—580 (рис. 3). Между пикетами 520—580 ситуация сложнее. Здесь на графиках силы тяжести четко выделяется положительная аномалия, искаженная в средней ее части некоторым уменьшением значений $\Delta g_{с.в.}$. Ее амплитуда больше, чем остальных аномалий. Поэтому увеличение мощности коры до 9 км не приводит к совмещению измеренного и модельного полей. Эта аномалия пространственно совпадает с возвышенностью, юго-восточной склон которой образует приподнятый северо-западный борт впадины Уитли. Поскольку этот борт сложен исключительно ультрабазитами, то анализ гравитационного поля дает основание считать, что возвышенность представляет собой приподнятый блок пород ультраосновного состава. Если, как и ранее, принять плотность ультрабазитов, равной $2,85 \cdot 10^3$ кг/м³ на вершине блока и $3,15 \cdot 10^3$ кг/м³ у подошвы, то совпадение наблюдаемого и измеренного полей происходит при мощности коры 18 км. За подошву коры здесь принята граница, где плотность пород

достигает значения $3,3 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, характерного для пород верхней мантии. Это уточнение необходимо было привести, поскольку, строго говоря, верхняя мантия во впадении Уитли обнажается на ее дне. Анализ химического состава оливинов, орто- и клинопироксенов, а также шпинелей ультрабазитов, слагающих приподнятый борт, привел к выводу, что эти породы образовались на глубине примерно 25 км в океанической литосфере, а затем были частично перекристаллизованы и приведены в состояние равновесия во время последующего двухстадийного процесса транспортировки мантийного вещества к дну океана [20, 21]. Представление о глубинном происхождении ультраосновных пород западного склона впадины Уитли в общем согласуется с плотностным разрезом через эту впадину, поскольку нижняя кромка блока ультрабазитов располагается на глубине примерно 22 км. Речь о совпадении петрологических и геофизических данных может идти только в принципе: изменение плотности пород указанного блока повлечет за собой изменение глубины залегания его подошвы. Например, если породам подошвы блока приписать плотность $3,2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, то их мощность сократится на 3,5 км. Однако судя по механизму вертикальных тектонических движений в зонах трансформных разломов, в них сильно развита серпентинизация ультраосновных пород, и поэтому величина плотности $3,2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ является предельной. Таким образом, при любых приемлемых величинах плотности пород в блоке между пикетами 520—580 его подошва залегает на глубине 20—25 км.

Перейдем теперь к истолкованию аномалий в свободном воздухе хребта Чейн (рис. 4, А, Б). Поскольку здесь кривые Δg_m , полученные в предположении о наличии под хребтом коры глубоководной котловины с возрастом 40—80 млн. лет (аналогичной той, которая принята в опорной колонке), совпадают с наблюдаемым полем $\Delta g_{с.в}$ почти вдоль всей длины двух профилей, его поле силы тяжести обусловлено в основном рельефом дна. Исключение составляет лишь западное подножие хребта, где, по сейсмическим наблюдениям, развита мощная толща осадков [7]. Различие кривых $\Delta g_{с.в}$ и Δg_m над склоном хребта, по-видимому, вызвано тем, что здесь мощность коры несколько больше, чем в исходной плотностной схеме. Уменьшения гравитационного эффекта модели можно достичь также и варьированием параметров осадочного кармана у подножия хребта. Однако этот путь мало оправдан. Во-первых, мощность осадков определена сейсмическими измерениями достаточно точно. Во-вторых, для уменьшения плотности осадочных пород до $2,0$ — $2,2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ нет сколько-нибудь обоснованных причин, так как здесь развиты терригенные осадки, у которых из-за повышенной концентрации обломочного материала плотность колеблется в пределах $2,15$ — $2,45 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ [27].

Для совмещения модельной кривой (кривая 2, рис. 4) и наблюдаемого графика $\Delta g_{с.в}$ (кривая 1) необходимо весь разрез у западного склона хребта опустить вниз на 1 км. По-видимому, такое резкое увеличение мощности коры могло произойти только при смещении слоев коры вниз по разлому. Результат тектонических подвижек в виде локального прогиба не выражен в рельефе дна котловины только потому, что у западного склона хребта накопилась толща осадков, которая выровняла дно абиссальной котловины в районе хребта Чейн.

Наконец, рассмотрим профиль V—V' в Сомалийской котловине, который специально был пройден через погребенную под толщей осадков структуру, с целью пролить свет на ее геологическое строение. Дело в том, что она выявлена только методом непрерывного сейсмического профилирования [22]. В аномальном магнитном поле эта структура не проявляется, а гравиметрически ранее не изучалась. Погребенная структура представляет собой узкую систему поднятий и прогибов кристаллического фундамента субмеридионального простирания, расположенную к юго-западу от хребта Чейн между 2° с. ш. и 4° ю. ш. Система состоит из трех поднятий, отделенных друг от друга прогибами общей шириной около 50 км (рис. 5). Каждая из линейных возвышен-

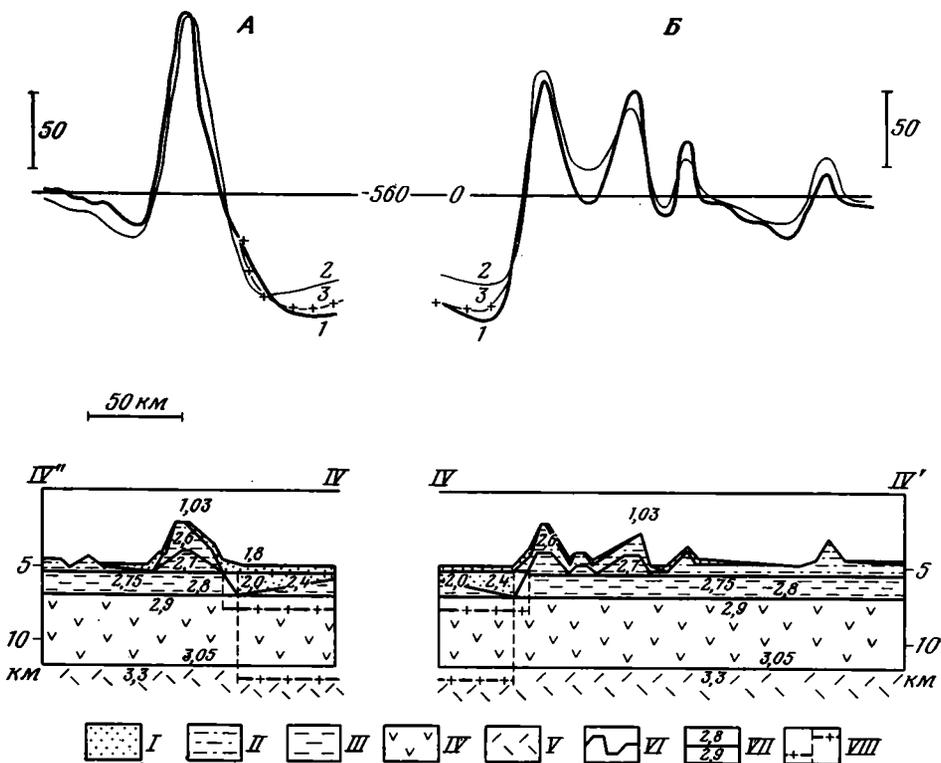


Рис. 4. Плотностный разрез хребта Чейн

А — по профилю IV—IV'' (7°16' с. ш., 54°45' в. д.—4°22' с. ш., 54°10' в. д.); Б — по профилю IV—IV' (7°26' с. ш., 54°46,3' в. д.—7°24' с. ш., 56°47,8' в. д.)

Кривые силы тяжести: 1 — наблюдаемая, 2 — рассчитанная от модели с корой глубоководной котловины, 3 — рассчитанная от принятой плотностной схемы. I — область накопления осадков, II—VI — те же, что и на рис. 2; VII — значения плотности на границах в коре; VIII — зона предполагаемых разломов

ностей уверенно зафиксирована только на отдельных участках. Например, западная из них не трассируется севернее 1° с. ш., а восточная не обнаружена на 2° с. ш. Все погребенные хребты в рельефе дна котловины совершенно не выражены. Это подтверждается графиком батиметрии.

По мнению авторов, выделивших систему погребенных хребтов, решение вопроса о том, является ли она юго-западным продолжением хребта Чейн, в значительной степени зависит от взглядов на тектоническую историю акватории [22].

Анализ графика $\Delta g_{с.в}$ вдоль профиля V—V' показывает, что система линейных поднятий и прогибов выделяется не только на сейсмических записях, но также в поле силы тяжести. Причем морфология кривых $\Delta g_{с.в}$ над погребенной структурой и хребтом Чейн идентична: в обоих случаях зафиксирована одинаковая последовательность экстремумов аномалий поля силы тяжести, где повышения поля чередуются с его понижениями. Уже этот признак дает основание говорить о сходстве хребта Чейн с системой погребенных структур.

Однако прежде чем делать окончательный вывод, обратимся к рассмотрению плотностного разреза по профилю V—V'. Для того чтобы получить совпадение кривых $\Delta g_{с.в}$ и $\Delta g_{м}$, необходимо ликвидировать дефицит масс под дном котловины. Желаемый результат можно достичь по сути лишь одним путем, а именно увеличить плотность пород подкоркового вещества до астеносферы относительно плотности верхней мантии глубоководной котловины с возрастом 40—80 млн. лет, где распределение плотности считается нормальным. Этот вариант расчета гравитационного эффекта модели представляется реальным по следую-

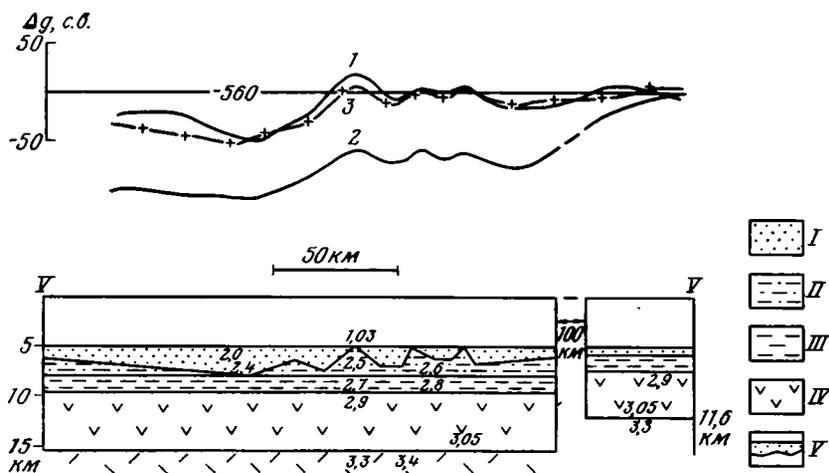


Рис. 5. Плотный разрез через Сомалийскую котловину по 1° ю. ш. Кривые силы тяжести: 1 — наблюдаемая, 2 — рассчитанная от моделей с корой глубоководной котловины, 3 — рассчитанная от принятой плотностной схемы. I—IV — те же, что и на рис. 4, V — рельеф погребенного хребта, справа от плотностной модели Сомалийской котловины показан разрез глубоководной котловины с возрастом 40—80 млн. лет

щей причине. Изучаемая акватория, по данным глубоководного бурения, является областью вторичного регионального опускания дна океана до 4 км в миоцене [13, 14], которое произошло значительно позже того, как была достигнута глубина, обусловленная удалением литосферы от рифтовой зоны [15]. Подобное региональное погружение дна других акваторий сопряжено с уплотнением вещества литосферы [11], которое больше, чем это следует из кристаллизационной модели образования литосферы. Для объяснения этого явления можно привлечь механизм образования окраинных морей, предложенный Е. Р. Артюшковым [1].

Если под центром профиля предусмотреть сводовое поднятие поверхности М без изменения плотности пород подкоркового слоя, то достичь совпадения наблюдаемого и модельного полей удастся только посередине системы поднятий. Вариант подъема кровли границы М неправдоподобен, поскольку для согласования измеренного и рассчитанного полей необходимо настолько утонить океаническую кору, что она практически исчезнет. Таким образом, морфология графиков $\Delta g_{c.в}$ и параметры (плотность и мощность) слоев земной коры погребенной структуры аналогичны соответствующим показателям хребта Чейн. Если еще учесть угол генерального погружения хребта Чейн на юго-запад, то, по всей видимости, он, а следовательно, и зона разлома Оуэн простирается под осадками по крайней мере до 1° ю. ш.²

ВЫВОДЫ

1. В Аравийско-Индийском хребте путем анализа карт рельефа океанического дна с учетом геофизических данных и результатов драгирования впервые на большом расстоянии уверенно прослежена рифтовая долина.

2. Выделена новая зона трансформного разлома Академик Вернадский, пересекающая срединную долину Аравийско-Индийского хребта в точке 1° с. ш. и 67° в. д., где фиксируются экстремальные значения глубин в этом районе. Зона разлома ориентирована согласно со всеми другими разломами Аравийско-Индийского хребта и тоже представля-

² После сдачи рукописи в редакцию вышла статья Г. Н. Савельевой (Геотектоника, № 6, 1981), в которой показано, что северный сегмент этого разлома также трассируется и на континенте.

ет собой левосторонний трансформный разлом. Структурно она приурочена к области сочленения северо-западной и меридиональной частей Аравийско-Индийского хребта.

3. Для трансформарных разломов Аравийско-Индийского хребта наряду с горизонтальными перемещениями литосферных плит важное значение имеют вертикальные перемещения отдельных блоков земной коры и верхней мантии.

4. Тела ультрабазитов представляют собой выжатые вверх аллохтонные блоки верхней мантии. Они образуют грядообразные возвышенности (например, в западном борту впадины Уитли), смежные с желобами трансформных разломов, ориентированные согласно с последними. Для ультрабазитов характерны типичные тектониты в виде брекчий и катаклизитов с зеркалами скольжения по серпентинитам, подобными наблюдаемым в меланже.

5. Отдельные фрагменты зоны разлома Оуэн характеризуются различными параметрами коры и верхней мантии, причем зона, вероятно, продолжается к юго-западу от хребта Чейн до 1° ю. ш.

Литература

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 320 с.
2. Белевцев Р. Я., Говоров И. Н., Савельева Г. Н. и др. Петрография кристаллических пород Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта — Геол. ж., 1980, т. 40, вып. 2, с. 23—33.
3. Белевцев Я. Н., Шнюков Е. Ф., Старостенко В. И., Митропольский А. Ю. Изучение Мирового океана — фундаментальная проблема современных наук о Земле. — Геол. ж., 1980, т. 40, вып. 2, с. 1—13.
4. Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов. М.: МГУ, 1980. 240 с.
5. Бурьянов В. Б., Карабович С. В., Русаков О. М., Соловьев В. Д. О выборе функции приведения при интерпретации гравитационных аномалий в океане методом подбора. — В кн.: Теория и методика интерпретации гравитационных аномалий. Киев: Наукова думка, 1981, с. 245—253.
6. Виноградов А. П., Удинцев Г. Б. и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1969, № 10, с. 3—27.
7. Геолого-географический атлас Индийского океана. Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1975.
8. Геофизика океана/Под ред. Монина А. С. М., 1979. 470 с.
9. Дмитриев Л. В. К вопросу о происхождении ультраосновных пород рифтовых зон Индийского хребта. — Геохимия, 1969, № 10, с. 1179—1187.
10. Каляев Г. И., Сырский В. Н., Насиров А. Я., Авдеев А. И. Основные черты рельефа и тектоники Аравийско-Индийского хребта. — Препринт Ин-та геол. наук АН УССР. Киев, 1979, с. 51.
11. Клушин Г. И. Верификация интерпретационных схем геофизики на эмпирической основе. — В кн.: Методы теоретической геологии/Под ред. Абрамовича И. И. Л.: Недра, 1978. 335 с.
12. Непрочнов Ю. П. Сейсмические исследования в океане. М.: Наука, 1976. 175 с.
13. Пушаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана. — Геотектоника, 1973, № 6, с. 3—19.
14. Резанов И. А. Происхождение океанов. М.: Наука, 1979. 200 с.
15. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974, с. 184.
16. Старостенко В. И., Русаков О. М., Козленко В. Г., Третяк А. К. Геофизические исследования тектонических структур северной части Индийского океана. — Геол. ж., 1980, т. 40, вып. 2, с. 14—22.
17. Удинцев Г. Б. О структуре рифтовой зоны Индийского океана. — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4, с. 921—924.
18. Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В. Ультраосновные породы дна океанов и место среди них гипербазитов рифтовых зон. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. 1. М.: Наука, 1972, с. 176—194.
19. Фишер Р. Л., Энгель С. Дж. Лерцолит, анортозит, габбро и базальт, драгированные из поперечных разломов и рифтовой зоны Индоокеанского срединного океанического хребта. — Геохимия, 1970, № 6, с. 661—677.
20. Anderson R. N., Langseth M. G., Sclater J. G. The mechanism of heat transfer through the floor of the Indian Ocean. — J. Geophys. Res., 1977, v. 82, № 23, p. 3391—3409.
21. Bonatti E., Hamlyn P. R. Mantle uplifted block in the Western Indian Ocean. — Science, 1978, v. 201, № 21, p. 249—251.
22. Bunce E. T., Molnar P. Seismic reflection profiling and basement topography in the Somali basin: possible fracture zones between Madagascar and Africa. — J. Geophys. Res., 1977, v. 82, № 10, p. 5305—5311.

23. *Dewey I. F., Bird I. M.* Mountain belts and the new global tectonics.— *J. Geophys. Res.*, v. 75, № 14, 1970, p. 191—219.
24. *Francis T. J. G., Shor G. G.* Seismic refraction measurements in the North Western Indian Ocean.— *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, № 2, p. 427—499.
25. *Matthews D. H.* The Owen fracture zone and the Northern end of the Carlsberg Ridge.— *Phil. Trans. Roy. Soc., L.*, 1966, Ser. A, v. 259, № 1099, p. 172—186.
26. *McKenize D. P., Sclater J. G.* The evolution of the Indian Ocean. San Francisco: Freeman W. H. and Company. *Planet Earth Read. Scien. Amer.*, 1974, p. 149—158.
27. *Whitmarsh R. B.* The Owen Basin off the south-east margin of Arabia and the evolution of the Owen Fracture zone.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1978, v. 58, № 2, p. 441—470.

Институт геохимии и геофизики
минералов АН УССР
Институт геофизики им. С. И. Субботина
АН УССР

Поступила в редакцию
29.V.1981

УДК 551.24.055 (234.23)

НОВИКОВА А. С.

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА АРМОРИКАНСКОГО МАССИВА

Становление коры Армориканского массива связано с кадомской континентальной аккрецией к фрагменту Пантеврѐнского цоколя возраста 2 млрд. лет. Рассматриваются особенности гранитоидного магматизма, свойственные различным геодинамическим обстановкам. Приведены данные радиологического датирования пород и изотопии стронция, свидетельствующие об отсутствии древнего докембрийского синалического цоколя под Армориканским массивом.

Несмотря на обширные исследования, касающиеся разных аспектов проблемы формирования континентальной оболочки срединных массивов фанерозойских складчатых областей, до сих пор является предметом дискуссии вопрос — представляют ли они останцы фундаментов раздробленных древних платформ или их развитие тесно связано с геосинклинальным процессом, предшествовавшим формированию структуры складчатых поясов?

К участкам земной коры, являющимся «остатками той структурной поверхности, на которой заложились геосинклинальные прогибы данной складчатой области», относит срединные массивы А. Л. Яншин и его последователи [6]. Вся история развития срединных массивов, согласно сторонникам этого представления, теснейшим образом связана с историей той геосинклинальной области, внутри которой они расположены [1].

В. Е. Хаин полагает, что срединные массивы — это «микроконтиненты», возникшие в результате раздвигов архейской коры древних платформ. По периферии микроконтинентов характерны глубинные наклонные разломы типа зон Беньофа. От степени их активности зависит стиль орогенных структур новообразованных эвгеосинклиналей [9].

В недавно вышедшем сборнике, посвященном проблемам тектоники земной коры, Н. А. Штрейс с соавторами попытался раскрыть сущность исходных положений различных представлений на природу срединных массивов, а также сформулировать еще раз ранее высказывавшийся им взгляд на эту проблему. Н. А. Штрейс полагает, что геосинклинальный процесс — последовательный стадийный процесс образования и перераспределения в пространстве и времени гранитно-метаморфического слоя, завершающийся становлением континентальной коры. И далее — «в пределах фанерозойских складчатых поясов в конце докембрийского времени существовали отдельные большие и малые участки со сформированным в той или иной мере гранитно-метаморфическим слоем. Между ними расстилались пространства с корой океанического или переходного типа, которые приобрели такой слой лишь в разные временные интервалы фанерозоя. В конце различных тектонических циклов отдельные геосинклинальные системы и области приобретали континентальную кору и переходили в платформенное состояние» [5].

Естественно, что в основу разных моделей формирования континентальной оболочки срединных массивов положены существенно разные общие концепции исследователей о развитии земной коры и их понимание геосинклинального процесса. Вместе с тем несомненно также, что трудности, связанные с выбором той или иной модели, в значительной мере обусловлены отсутствием биостратиграфических реперов, а также систематических радиометрических данных о возрастах пород полиорогенических областей, претерпевших многократные проявления гранитоидного магматизма и тектонических преобразований.

В связи со сказанным особый интерес представляют результаты детальных геохронологических исследований, проводимых с помощью рубидий-стронциевого, урано-свинцового и калий-аргонового методов в центре по изучению цоколя Армориканского массива в Ренне. Коллегами этого научного центра более чем за 10 лет на ряде детально закартированных полигонов получено более тысячи определений возрастов пород и около 40 значений первичных отношений изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в различных элементах структуры Армориканского массива. Это наиболее высокая плотность определений для европейского и особенно внеевропейских цоколей складчатых поясов.

Осенью 1980 г. автор статьи имела возможность ознакомиться в поле с разрезами докембрия Армориканского и Центральнофранцузского массивов Среднеевропейского герцинского складчатого пояса, а также с данными геохронологических и изотопных исследований, обобщенных в трудах XXVI сессии МГК и в ряде публикаций в других изданиях.

Предлагаемая вниманию читателей статья посвящена тектонике и эволюции гранитоидного магматизма основных элементов структуры цоколя Армориканского массива, раскрывающих особенности становления его континентальной оболочки. При решении этой задачи автор основывалась на концепции стадийности геосинклинального процесса, разработанной в Геологическом институте АН СССР под руководством А. В. Пейве [2].

В современной структуре массива выделяются четыре элемента, заметно различающихся набором метаморфических и магматических формаций, временем проявления гранитоидного магматизма, степенью метаморфизма пород: Домнонейский и Манселлийский сегменты, Центральноармориканская и Южно-Армориканская зоны [15]. Рассмотрим наиболее важные черты строения названных сегментов и зон, представляющих собой, как будет показано ниже, самостоятельные палеоструктурные формы (рис. 1).

ДОМНОНЕЙСКИЙ СЕГМЕНТ

В этой провинции известны наиболее древние вулканогенно-осадочные серии и магматические комплексы.

Нижний протерозой. На острове Гернси (Икарт) и на мысе Агу (Нормандия) выходы на поверхность наиболее древних пород представлены ортогнейсами, претерпевшими более сложную метаморфическую историю, нежели вмещающие их образования верхнепротерозойского и палеозойского возраста. Ортогнейсы Икарта и других мест показывают большой разброс значений начальных стронциевых отношений: изохроны, полученные Rb—Sr-методом, по породам в целом охватывают интервал 2,6—1,9 млрд. лет. Эти цифры С. Я. Адамс интерпретирует как возрасты осадконакопления и последующего метаморфизма пород нижнего протерозоя [7]. Первые измерения икартьенских гнейсов гранодиоритового состава, выполненные урано-свинцовым методом по циркону, показали возраст $2,060 \pm 0,15$ млрд. лет. Эта дата, полученная по плутоническим породам, самая древняя среди «реликтов основания» во всем Среднеевропейском герцинском поясе. Нижнепротерозойские образования (добриверские) известны еще в районе Трегора, где древние орто- и парагнейсы образуют несколько локальных береговых обнажений среди гранодиоритов массива Пьеро-Гвирек (Порт-Бени), а также в заливе Ланьон близ Требурдена и Моргинья. Их возраст, определявшийся урано-свинцовым методом по цирконам, оказался близким икартьенскому: $2,02 \pm 0,3$ (Требурден); $1,99 \pm 0,03$ (Морбиан); $1,79 \pm 0,02$ млрд. лет (Порт-Бени). Эти данные, по мнению геохронологов, отвечают времени преобразования предшествующих пород в гнейсы [25] (рис. 2).

Бривер. (верхний протерозой: верхний рифей (?) — венд). Местами, по-видимому, на Икартьенском, а на подавляющей части площади Домнонейского сегмента на неизвестном основании залегают нижнебриверские метаморфические вулканогенно-осадочные породы пантеврэнской

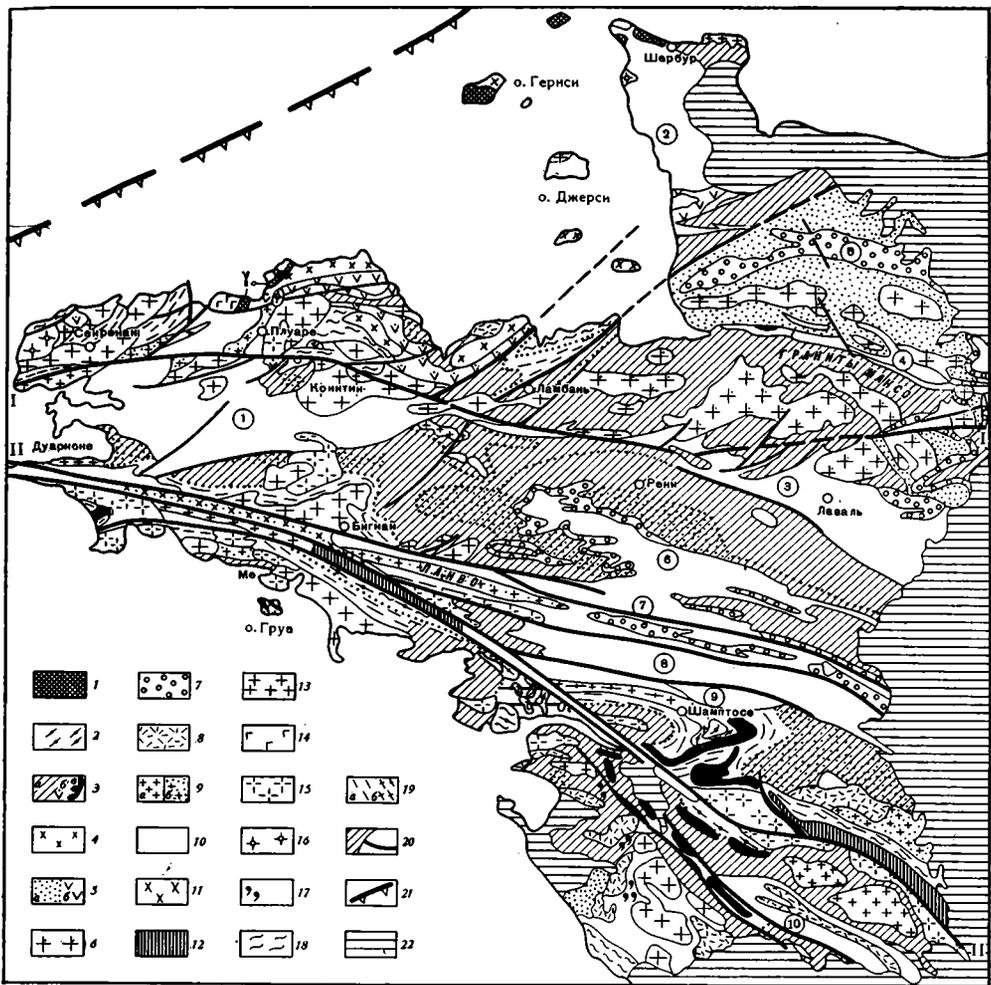


Рис. 1. Схема размещения магматических комплексов в структуре Армориканского массива. Составлена на основании материалов: [11, 13, 15, 19]

1 — реликты ортогнейсов икартвенского типа (γ_0); 2 — гнейсы биотитовые и силлиманитовые (V_1); 3: а — лептиниты, гнейсы, слюдястые сланцы, б — амфиболиты; в — базит-гипербазиты (аллохтонные) (V_1); 4 — гранодиориты биотитовые и роговообманковые, тоналиты, монцограниты, диориты (γ_1); 5: а — кварциты, граувакки, пелиты, порфириды, ритмично-слоистые сланцы, б — кератофиры, спилиты (V_2); 6 — габбро-диориты, глиноземистые диориты, монцограниты (γ_2); 7 — терригенные красноцветные образования (Ст); 8 — вулканиты Эрки (Pz_1); 9: а — гранодиориты, монцограниты (γ_3), (Ст); б — граниты субщелочные, трондземиты, тоналиты (γ_3^1) (О-С); 10 — палеозойские серии; 11 — монцограниты глиноземистые, биотитовые, биотит-кордиеритовые (γ_4) (D); 12 — анатектиты (γ_4^1) (D); 13 — лейкограниты, монцограниты глиноземистые, биотитовые, биотит-кордиеритовые, местами в ассоциации с роговой обманкой (γ_5) (C_{1-2}); 14 — тоналиты, диориты, габбро (C_1); 15 — лейкограниты глиноземистые (γ_6) (C_2); 16 — гранодиориты, монцограниты (γ_6); 17 — глаукофановые сланцы и эклогиты Западной Вандей; 18 — мигматиты; 19: а — мезо-, б — катазонально метаморфизованные породы; 20 — сбросы, надвиги, зоны сдвигов: I — Центральноармориканская, II — Южно-Армориканская; 21 — предполагаемая зона палеосубдукции [16]; 22 — постгерцинские отложения

Цифры в кружках: синклинии, синклинали, бассейны, 1 — Шатолен; 2 — Коль де-Коттентин; 3 — Срединный; 4 — Бокен; 5 — Мартин; 6 — Вилен; 7 — Сен-Жульен сюр Вувант; 8 — Сен-Жорж-сюр-Луар; 9 — Ансенис; 10 — Западной Вандей

серии с местными названиями: Арморик, Тредре, Ланваллон. В названных местах они представлены различными ассоциациями, состоящими из гнейсов, лептинитов, слюдястых сланцев, амфиболитов, фтанитов. Характерны включения базит-гипербазитов, залегающих в виде инородных тел в толщах контрастного состава. Верхние части разрезов слагают черные кремнистые сланцы ламбальской серии, граувакки (Сен-

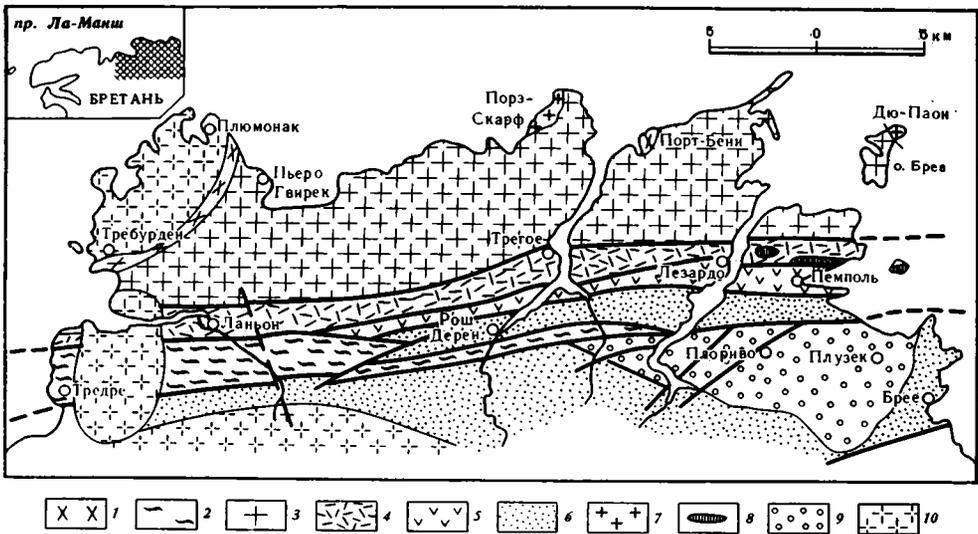


Рис. 2. Геологическая карта района Трегора (Северная Бретань) [7]
 1 — реликты древнего доколя (2000—1800 млн. лет, гнейсы Порт-Бени, Требурдена);
 2 — вулканогенно-осадочные формации нижнего бриовера (серия Арморик, Тредре);
 3 — батолит Пьеро-Гвирек-Бреа (680—670 млн. лет); 4—6 — вулканогенно-осадочные
 формации верхнего бриовера (640 млн. лет; серии: 4 — Трегора, 5 — Пемполя, 6 — Рош-
 Дерена); 7 — граниты Порз-Скарф, дю Паон (554 млн. лет); 8 — игнимбриты Лезарда;
 9 — красноцветная формация Плузек, Плуриво, Брее (472 млн. лет); 10 — граниты Бе-
 гард, Тредре, Плиумонак

Эфлам). Породы смяты в изоклинальные складки в течение раннекадомской орогении (кадомий I); деформации синхронны интрузиям плутона Пьеро-Гвирек. Метаморфизм пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

После синкадомских (1) интрузий 690—650 млн. лет назад в Трегоре проявилась вулканическая деятельность. На аркозовых туфах «пудингового» типа с включениями гранодиоритов залегают туфы кератофиров и спилиты (см. рис. 2). Возраст этих вулканитов — 640 млн. лет соответствует верхнему бриоверу. С вулканитами Трегора синхронны песчаники, кварциты, граувакки, пелиты залива Сен-Брие (серия Беник). Вулканиты Трегора перекрывают песчано-сланцевые отложения Рош Дерен (см. рис. 2). Рубеж около 600 млн. лет назад отмечен внедрением небольших интрузий диоритов типа Плевенон, Керолайн. Верхнебриоверские слои слабо деформированы и метаморфизованы в зеленосланцевой фации в кадомскую орогеническую фазу (кадомий II).

Изложенная последовательность геологических событий в нижнем бриовере характеризует условия переходной стадии осадконакопления и магматических явлений, завершившихся образованием нижней молассы в верхнем бриовере.

Нижний палеозой. Начиная с кембрия, гранитно-метаморфические образования служат фундаментом для нижнепалеозойских осадочных серий. На северо-востоке провинции, в Нормандии, на размытой поверхности докембрийских образований залегают кембрийские красноцветные конгломераты, песчано-сланцевые и известняковые отложения, а также ареальные игнимбриты. Мощность кембрия в наиболее полных разрезах (синклинорий Сиувиль) достигает 2200 м [22] (рис. 3). В районе Эрки на кадомские диорито-гнейсы излились континентальные толелиты ордовика возраста 480 млн. лет. В Трегоре верхнедокембрийский магматизм преемственно продолжался в кембрии и проявился в виде небольших массивов кислых и щелочных интрузий Порз-Скарф, Дю-Паон и игнимбритов Лезардо возраста 540 млн. лет (см. рис. 2). Как видим, отмечен-

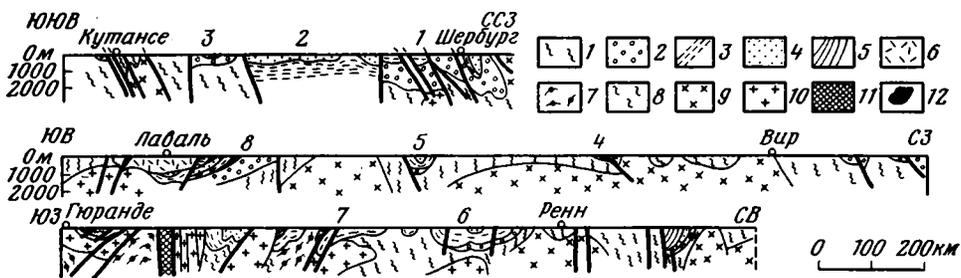


Рис. 3. Геологический профиль восточной части Армориканского массива [22]
 1 — докембрий; 2 — кембрий; 3 — ордовик; 4 — силур; 5 — девон; 6 — карбон; 7 — мигматиты; 8 — слюдястые сланцы; 9 — гранитоиды кадомские; 10 — гранитоиды герцинские; 11 — милониты, 12 — вулканиты
 Цифровые обозначения на рисунках: синклинали (1—7) — 1 — Сиувиль, 2 — Коль де Коттентин, 3 — де Лесей, 4 — Домфронт, 5 — де Пайл, 6 — Вилен, 7 — Сен-Жульен, 8 — бассейн де Лаваль Шарни, 9 — антиклиналь Корнуай, 10 — гранитоиды Ланво

ные позднеорогенные образования соответствуют континентальной стадии развития региона.

Обратимся теперь к рассмотрению последовательности проявлений гранитоидного магматизма в рассматриваемом сегменте.

Гранитоидный магматизм. Характерная особенность эволюции земной коры в Домнонее состоит в почти постоянном проявлении магматизма в интервале 670—280 млн. лет. Более древние гранитоиды этого сегмента принадлежат гнейсам диоритов, образовавшимся 2,0—1,8 млрд. лет назад. Область их распространения ограничена северо-восточной частью сегмента (о. Икарт, мыс Агю), а также прибрежной частью района Трегора (Порт-Бени, залив Ланьон). Представляет большой интерес решение вопроса о том, как широко был распространен этот раннепротерозойский цоколь в теле Домнонейского и других сегментов Армориканского массива. Гранитоиды близкого сопоставимого возраста известны далеко на севере — в Шотландии, Швеции и Финляндии, а на юге — в Анти-Атласе Марокко. Интересно выяснить также, на коре какого типа происходило накопление вулканогенно-осадочных серий бривера.

В пределах Армориканского массива Ф. Видаль выделяет три группы гранитоидов, объединяемых кадомской орогенной; I — древние плутонические до- и синметаморфические (раннекадомские) — 670—590 млн. лет, II — плутонические постметаморфические (кадомские) — 590—540 млн. лет и III — син- и постметаморфические (позднекадомские) — 530—490 млн. лет. Варисская орогения охватывает девон-вестфальское время.

Наиболее древние раннекадомские гранитоиды так же, как и нижепротерозойские, связаны с Домнонейской провинцией. Они широко представлены гранодиоритами с биотитом и роговой обманкой, гнейсами диоритов, тоналитов в Англо-Норманских островах, в Трегоре (Пьеро-Гвирек), в заливе Сен-Брие. Характерны многочисленные ксенолиты диоритов, тоналитов, габбро, кумулятов ультрабазитов. Возраст гранодиоритов Пьеро-Гвирек 670—680 млн. лет (K—Ar-метод по роговым обманкам и биотиту; Rb—Sr-метод по биотиту [7]). Возраст гнейсов икартеньского типа Порт-Бени 1800 млн. лет (см. рис. 2). На гранодиоритах Пьеро-Гвирек залегают вулканиты Пемпола и Трегора. Возраст вулканитов 618 ± 12 млн. лет (Rb—Sr-изохрона по породам в целом). Начальное стронциевое отношение — $0,7048 \pm 0,0003$ [24]. Возраст излияний определяет верхний предел формирования массива Пьеро-Гвирек (~650 млн. лет назад). Возраст диоритов Сен-Брие 582 ± 90 млн. лет. Начальное стронциевое отношение — $0,7057 \pm 0,0022$ (Rb—Sr-изохрона по породам в целом).

Древние плутонические образования залегают среди нижнебриверских метаморфических серий, образующих сравнительно узкие полосы, прослеживающиеся в северо-восточном — широтном направлениях в пределах Леонского, Пантеврньского, Трегорского массивов, а также в массивах Англо-Норманских островов (см. рис. 1).

Кадомские гранитоиды, внедрившиеся в интервале 590—540 млн. лет назад, представлены неметаморфизованными гранитами Ренард (в Леонском массиве), датированными 555 ± 60 млн. лет [7], габбро-диоритами, гранодиоритами Сен-Ке, прорывающими нижнебриоверские амфиболиты серии Ланваллон. Их возраст 563 ± 40 млн. лет; начальное стронциевое отношение $0,7049 \pm 0,002$ (Rb—Sr-изохрона по породам в целом) [24]. К этой же группе относятся диоритовые гнейсы массива Котемье — Фор-Ла Латт возраста 593 млн. лет (U—Pb-метод по цирконам; [24], а также гнейсы Экрехоус Мингурс (юг Англо-Норманских островов) возраста 550 ± 60 млн. лет [7], ортогнейсы мыса Агю и другие, свидетельствующие о высокой плутонической активности рассматриваемой провинции).

Позднекадомское гранитообразование, как уже было замечено выше, представлено небольшими интрузиями типа Плевенон, Порз-Скарф (см. рис. 2). Возраст гранитов Порз-Скарф 538 ± 16 млн. лет. Начальное стронциевое отношение — $0,7099 \pm 0,0004$ (Rb—Sr-изохрона по породе в целом) [24].

Ф. Видаль отмечает, что позднекадомский магматизм интервала 530—490 млн. лет в целом более кислый, чем предшествующий — диоритовый и гранодиоритовый. Внедрение гранитных интрузий Порз-Скарф совпадает по времени с риолитовыми вулканитами типа игнимбригов Лезардо (см. рис. 2), ассоциирующих с жильными микрогранитами Локви возраста 529 ± 24 млн. лет (Rb—Sr-изохрона по породам в целом) при начальном стронциевом отношении $0,710 \pm 0,014$. Позднекадомский кислый магматизм помимо Трегора известен также в районе о. Джерси и в Котентине, в северо-восточной части Домнонейской провинции. Граниты массивов Джерси, Иффиньяк образовались в интервале 490—420 млн. лет (см. рис. 1). С кембро-ордовикским временем совпали проявления спилито-кератофирового вулканизма в районе Эрки, где на гнейсах Фор-Ла Латт накопились осадочно-вулканогенные отложения, известные под названием серии Эрки. Возраст спилито-кератофиров 466 ± 10 млн. лет (Rb—Sr-изохрона по породе в целом) соответствует времени их излияний [24].

Более поздние гранитоиды связаны во времени с герцинскими орогеническими событиями, активно проявившимися в Южно-Армориканской зоне. Они группируются в основном в юго-западной части Домнонейского сегмента в виде пластовых и штокообразных тел как секущих, так и согласных с более древними структурными формами, ограниченными зонами разломов типа Морле, Эрки (северо-восточного — широтного простирания (см. рис. 1)). Наиболее заметные проявления герцинского магматизма сосредоточены вдоль мощного субширотного нарушения, отделяющего Домнонейскую и Манселлийскую провинции от Центральноармориканской зоны [15]. Вдоль этой зоны Центральноармориканского сдвига [12] прослеживаются массивы глиноземистых монцогранитов (биотитовых или биотит-кордиеритовых, иногда в ассоциации с роговой обманкой). Это массивы диапирового типа: Сен-Ренан, Плуаре, Контин. Возраст их неоднократного внедрения охватывает девонский, турне-визейский, намюрский и вестфальский века, что свидетельствует о длительном времени формирования зоны дизъюнктивного нарушения. Возраст гранитов Сен-Ренан 350 млн. лет (Rb—Sr-метод по цирконам [17]), 326 ± 18 млн. лет (Rb-Sr-изохронный метод [7]).

Семейство относительно молодых герцинских гранитоидов изометричной формы прослеживается и в прибрежной полосе северо-восточного простирания пород, наиболее близко располагающейся к зоне аномалий Западного Ламанша. Здесь спорадически распространены тела гранитоидов оригинального строения. С северо-востока на юго-запад это массивы Фламанвиль, Плюмонак, Морле, Абер-Ильдут (см. рис. 1). Граниты Абер-Ильдут секут монцограниты более древнего массива Сен-Ренан и пересекаются жилами микропорфировых гранитов, датированных временем 290 млн. лет [13]. Близкого возраста и граниты залива Морле—300 млн. лет. Возраст минералов гранитоидов Плюмонак 280—320 млн.

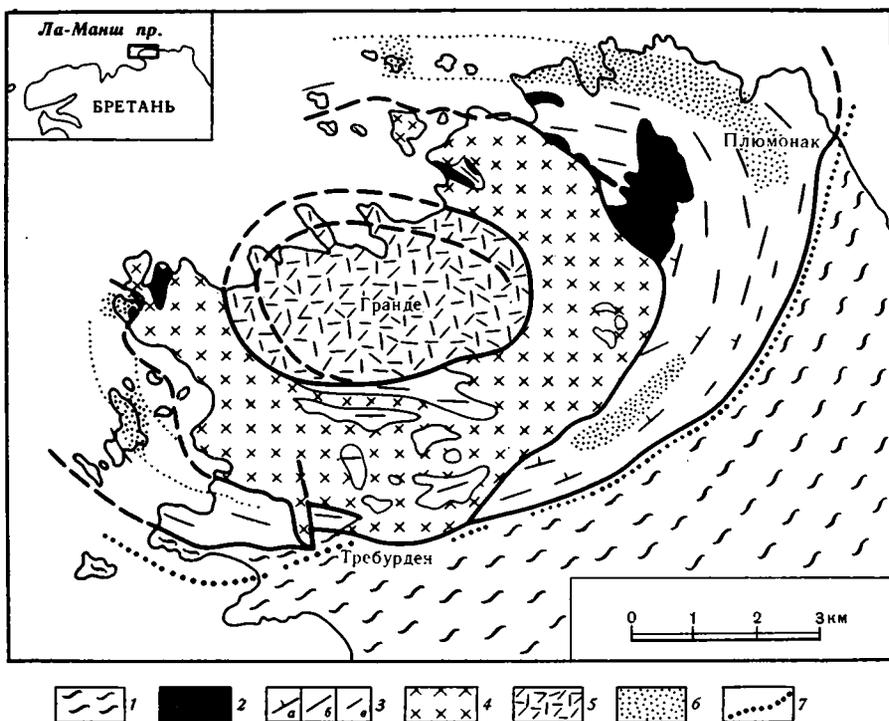


Рис. 4. Геологическая карта массива гранитов Плюмонок [19]
 1 — вмещающие породы; 2 — основные породы; 3: а — щелочные монцограниты, б — переходные граниты, в — сиенограниты; 4 — микроклиновые граниты; 5 — лейкократовые граниты Гранде; 6 — зона литиевой минерализации; 7 — границы сланцеватости

лет (К—Аг-, Rb—Sr-методы [7, 21]). Возраст Плюмонок по породам в целом 300 млн. лет (Rb—Sr-изохрона). Начальное стронциевое отношение $0,7080 \pm 0,0005$ [24].

Массив гранитоидов Плюмонок многофазный. В его строении выделяются три типа гранитоидов разного возраста. От периферии к центру развиты наиболее ранние щелочные монцограниты с мегакристами красного пертита, со структурой типа рапакиви. Орбикулитовые породы связаны постепенными переходами с зернистыми сиеногранитами. В направлении к центру распространены позднее внедрившиеся известково-щелочные микроклиновые граниты и, наконец, становление структуры купола завершают лейкократовые граниты, занимающие центральную часть массива (граниты Гранде) [9, 18]. С гранитоидами первых двух разновидностей ассоциируют обильные включения и крупные массы основных пород ряда: оливиновые габбро-нориты, гиперстеновое габбро, клинопироксен-лабрадорное габбро, андезин-роговообманковый диорит, оливин-роговообманковый гранодиорит (рис. 4). И. Ламер и А. Утран отмечают родство основных пород со слабощелочными сериями (латитами; некоторые гиперстеновые шшониты принадлежат породам «переходного» типа («ни известково-щелочного, ни толентового»)) [19, с. 60]). Происхождение этих своеобразных поздних проявлений гранитоидного магматизма названные исследователи связывают с мантийным источником.

Еще более поздний этап магматизма проявлен в виде жил микрогранитов меридионального простирания, пересекающих все предшествующие структуры и гранитоидные формы, включая граниты типа Абер-Ильдут. Возраст жильного магматизма 283 ± 7 млн. лет [24].

Изложенные данные о распределении магматических явлений в Домнонее раскрывают последовательное становление континентальной оболочки в течение переходной и континентальной стадий, а также ее дальнейшее развитие в герцинское время в связи с аккрецией коры вдоль

активной Южно-Армориканской окраины бриовверского микроконтинента. Наиболее ранние проявления гранитоидного магматизма, сохранившиеся в виде реликтов ортогнейсов икартьенского типа возраста 2,0—1,8 млрд. лет, по-видимому, не имели широкого распространения и, как показывают данные стронциевой изотопии, не играли заметной роли в построении континентальной оболочки Домнонейского сегмента [25]. Обильные включения пород базит-гипербазитового ряда в кадомских и герцинских гранитоидах косвенно свидетельствуют о неглубоком залегании меланократовых пород фундамента океанического типа, а низкие значения отношений изотопов стронция указывают на отсутствие влияния коры сиалического состава на плутонические образования бриоввера.

МАНСЕЛЛИЙСКИЙ СЕГМЕНТ, ЦЕНТРАЛЬНОАРМОРИКАНСКАЯ ЗОНА

Бриоввер. В названных элементах структуры Армориканского массива нижний бриоввер представлен мощным (до 10—15 км) монотонным сланцево-граувакковым типом разреза. В его верхней части развиты регрессивные и лагунные фации (ламбальская серия). Нижнебриовверские слои смяты в изоклинальные складки широтного простирания и метаморфизованы в фации низких давлений, обусловившей появление амфиболитов и мигматитов. Верхний бриоввер в нижней части — флишоидный (серии Лайз, бассейна Ренна), в верхней — тиллитовый (серия Гранвиль). Верхнебриовверские отложения располагаются несогласно на нижележащих образованиях. Они собраны в относительно пологие складчатые формы северо-восточного простирания.

С верхнебриовверским интервалом совпадает кадомский гранитоидный магматизм (кадомий II). Выделяется несколько типов гранитов, обширно представленных в Манселлии (см. рис. 1). Наиболее широко развиты кордиеритсодержащие биотитовые и роговообманковые гранодиориты типа массива Вир, монцограниты Лувинь. Характерны включения гнейсов, слюдястых сланцев. Возраст гранитов Вир 596 ± 12 млн. лет (Rb—Sr-изохронный метод) [7]. Начальное стронциевое отношение — $0,7025 \pm \pm 0,0004$.

В зоне сочленения прослеживается кадомский пояс гнейсово-мигматитовых куполов Сен-Мало. Этот пояс шириной от 5 до 20 км маркируется диапировыми мигматитовыми куполами, развитием локального гетерогенного анатексиса. Мигматитовые ядра куполов последовательно окружены сначала гнейсами с кордиеритом, силлиманитом, затем гнейсами и слюдястыми сланцами с кордиеритом. Последние связаны постепенными переходами с вулканогенно-осадочными и турбидитовыми отложениями нижнего бриоввера. Возраст куполов около 600 млн. лет [10]

Зона куполов со стороны Домноней и Манселлии ограничена разломами, протягивающимися на северо-восток в Нижнюю Нормандию. С востока к разлому примыкают субширотные структуры нижнего бриоввера Манселлии, а с запада — амфиболиты серии Ланваллон и гнейсы диоритов Котемье — Фор-Ла Латт, простирающиеся согласно с дизъюнктивным нарушением. На юге зону Сен-Мало резко срезает Центральноармориканская зона сдвига, отделившая Домнонею от Центрального Арморика. К северу от зоны сдвига прослеживаются локальные выходы кадомских мигматитов в районе Пантеврьенского и Леонского массивов (см. рис. 1). Кадомская термическая активность, по-видимому, проявилась в связи со скупиванием нижнебриовверских образований.

Нижний палеозой. Породы кембро-силура сохранились в пологих прогибах (бассейнах), грабенах и синклиниях, разделяющих выступы метаморфического бриовверского цоколя [11, 22] (см. рис. 1). В основании залегают кембрийские красноцветные молассы, представленные конгломератами, галечниками, сменяющимися вверх по разрезу песчаниками, зелеными сланцами, известняками. В Манселлии, в прогибе Бокен мощность кембрия 1100 м, в Срединном бассейне (Шарни, Лаваль), расположенном между Манселлией и Центральноармориканской зоной, мощность сланцево-известняково-песчанистого разреза 2400 м. В этом

бассейне характерны проявления кислой вулканической активности. В Центральноармориканской зоне, в синклинали Вилен, мощность кембрия не превышает 250 м. Подавляющую часть разрезов ордовика составляют песчаники варьирующей мощности; меньше представлены сланцы, аргиллиты. Породы залегают трансгрессивно на отложениях кембрия и с угловым несогласием на бриоверском метаморфическом цоколе. Мощность в Центральноармориканской зоне (синклинали Вилен) менее 1000 м. Силур начинается песчаниками с включениями углистых сланцев; последние выше по разрезу, в уинлоке, составляют заметную мощность и снова почти исчезают в песчано-глинистых отложениях лудлова. Мощность силурийских образований колеблется от 1000 (Срединный бассейн, Шарни) до 1600 м (Вилен).

С кембрийским этапом накопления осадочно-вулканогенных образований совпадают позднекадомские (кадомий III) гранитоиды. Лейкограниты этой группы образуют многочисленные штоки, интрузирующие верхнебриоверские сланцы или кордиеритсодержащие гранодиориты. Возраст этих лейкогранитов 507 ± 6 млн. лет. Их начальное стронциевое отношение — $0,716 \pm 0,002$ — свидетельствует о явно коровой природе заключительного магматизма. Время проявления лейкогранитов совпадает с наступлением континентальной стадии в Манселлийском сегменте и Центральноармориканской зоне и, как уже было отмечено выше, в Домнонейском сегменте. Позднекадомские лейкограниты распространены по всей площади Северной Бретани. Эти небольшие тела, внедрившиеся 550—505 млн. лет назад, синхронны по времени с риолитовым вулканизмом, а иногда лейкограниты когенетичны с проявлениями кислого вулканизма.

Гранитоидный магматизм континентальной стадии не сопровождался заметными тектоно-метаморфическими событиями. Внедрение нижнепалеозойских плутонических тел происходило в течение спокойного орогенического периода, по-видимому, совпавшего с растяжением коры и внедрением магм вдоль ослабленных зон. Характерный пример тому — внедрение ордовикских субщелочных гранитов массивов Ланво и Ме параллельно дизъюнктивному нарушению вдоль южного края Центральноармориканской зоны (см. рис. 1).

Французские геологи полагают, что этот ордовикский магматизм является свидетельством тому, что юг Армориканского массива испытывал важную фазу рифтогенеза и в связи с этим раскрытие протоокеана в течение ордовика [15, 24, 25].

С позднекадомским этапом связано заложение многочисленных зон проницаемости для кислых вулканических пород во всех крупных элементах структуры бриовера Армориканского массива. Континентальная оболочка изобилует нарушениями дизъюнктивного типа и тесно связанными с ними отрицательными структурными формами с характерными наклонными слоями в сторону разломов (синклинали Де-Пайл, Домфронт; см. рис. 3). Наиболее крупные, открытые на восток «бассейны» — Срединный синклинорий, синклинали Сен-Жульен де Вувант и др. приурочены к нарушениям типа сдвигов, прослеживающимся через весь массив. Сдвиги сопровождаются зонами дробления и милонитизации пород шириной до 5 км. Вдоль наиболее крупных сдвигов сочленились в единую структуру сегменты с различными особенностями строения коры — Домнонейский, Манселлийский, Центральноармориканский (см. рис. 1, 3).

ЮЖНО-АРМОРИКАНСКАЯ ЗОНА

Бриовер (?). На значительной площади названной зоны развиты мощные толщи метаморфических образований, условно относимых к бриоверу; среди них — гнейсы биотит-силлиманитовые (антиклиналь Корнуай), лептиниты, гнейсы, слюдястые сланцы (Лигерийская и Ванлейская структуры). В пределах антиклинорной Корнуай и в Лигерии с метаморфическими толщами ассоциируют основные вулканические и ультрабазиты. Выше лежащие метаморфиты, представленные серией порфири-

дов и ритмично-слоистых сланцев, связаны с позднекадомской фазой орогенических событий («кадомий III — 540 млн. лет назад» [15]).

Нижний палеозой. На метаморфитах бриовера с угловым несогласием залегают флишевые сланцево-песчаные отложения ордовика и силура (синклиналь Сен-Жорж-сюр-Луар). Южнее, в синклиналях Ансенис и Вандей, развит преимущественно сланцевый состав пород ордовика. Силурийские флишевые толщи Сен-Жорж-сюр-Луар содержат многочисленные горизонты фтанитов и вулканиты типа спилито-кератофиров.

Средний палеозой. На флишевых образованиях ордовика и силура в синклинии Сен-Жорж-сюр-Луар и в Ансенисе трансгрессивно залегают нижнедевонские рифогенные известняки, затем сланцево-песчаные отложения с линзами известняков. В Вандее на нижнедевонское время падает накопление кислых вулканокластов и основных эффузивов. Веначают разрез известняки живета.

В Ансенисе на верхнедевонских известняках залегают сланцево-песчаные толщи с угленосными горизонтами динанта; в нижней их части — вулканогенно-осадочные горизонты, в верхней — конгломераты. В Корнуае распространены угленосные отложения стефанского возраста, а в Вандее — намюрского и стефанского.

Приведенный разрез палеозойских образований раскрывает особенности осадконакопления к югу от так называемой оси Ланво [11]. Севернее этой «оси», как уже отмечалось выше, после отложений вулканогенно-осадочных серий бриовера, принадлежащих переходной стадии, в кембрии наступила континентальная стадия с характерными наземными и эпиконтинентальными осадочными и вулканическими формациями. К югу от оси Ланво признаки континентальной стадии начали проявляться лишь в девоне.

Гранитоидный магматизм. В то время как в Северной Бретани завершилось формирование континентальной оболочки, в Южно-Американской зоне еще продолжалось ее образование и последовательное приращение к ранее возникшей. И. Конье считает, что в Южной Бретани гранитно-метаморфический слой зародился в кадомское время [14, 15]. Реликты гранитоидов кадомского возраста обнаружены в массивах Мё и Ланво; последний простирается вдоль тектонического шва, отделяющего Южно-Американскую зону от Центральноамериканской. На юге массива Мё, в Порт-Мане обнаружен небольшой массив гранодиоритов возрастом 621 ± 62 млн. лет (Rb—Sr-изохрона по породе в целом [24]). Начальное стронциевое отношение — $0,7041 \pm 0,0003$. Определение возраста U—Pb-методом по цирконам показало дату в 592 ± 10 млн. лет. Эти данные свидетельствуют о реальности существования кадомской сиалической коры, но они не дают пока представления о размере и форме площади кадомского цоколя. Не исключено, что это были локальные сиалические островодужные образования, формировавшиеся на коре океанического типа. Интенсивное становление гранитно-метаморфического слоя совпало с более поздним этапом.

Согласно данным Ф. Видаля, возрасты темных ортогнейсов севера массива Мё (Сен-Уарно, Коске) и запада массива Ланво составляют композиционную изохрону возраста 535 ± 10 млн. лет. Ортогнейсы покрова Шамптосе датированы возрастом 525 ± 25 млн. лет. Таким образом, в противоположность северу Бретани, где интенсивное формирование гранитно-метаморфического слоя совпадает с бриовером, на юге бриоверские формации были консолидированы лишь в палеозое [24]. Резко преобладающая большая часть северных областей избежала термических воздействий после 550 млн. лет. Южно-Американская зона, напротив, подверглась интенсивному каледонскому и герцинскому гранитообразованию.

Рост гранитно-метаморфического слоя интенсивно проявился в ордовике — силуре. В интервале 460—450 млн. лет назад произошло внедрение субщелочных гранитов, трондъемитов и тоналитов, образовавших многочисленные линзовидные массивы, прослеживающиеся на десятки километров вдоль простирания тектонических поверхностей Южно-Ар-

мориканской зоны. Датирование тронджемитов массива Дуарнене показало возраст 457 ± 20 млн. лет, гранитов Мё — 457 ± 2 млн. лет; начальное стронциевое отношение — $0,7028 \pm 0,0005$; щелочных гранитов Ланво — 456 ± 8 млн. лет, начальное стронциевое отношение — $0,7041 \pm 0,0023$ [24]. Обращает на себя внимание сонахождение в лигерийской части Южно-Армориканской зоны магматических образований двух контрастных типов: островодужного (тоналиты, тронджемиты, гранодиориты) и континентального (щелочные граниты). Сочетание магматизма такого рода, по-видимому, обусловлено положением в окраинной части кадомского микроконтинента.

Важную черту структуры активной окраины кадомского микроконтинента составляют магматические явления герцинского времени. Многочисленные массивы глиноземистых биотитовых, биотит-кордиерит-роговообманковых гранитов, лейкогранитов и анатектитов девонского и каменноугольного возраста образуют серию линейно ориентированных магматических тел (см. рис. 1).

Ф. Видаль приводит следующие датировки рубидий-стронциевых изохронных возрастов гранитоидов разного состава и происхождения. Анатектические граниты Сен-Анн-д'Оврей — 360 ± 12 млн. лет, начальное стронциевое отношение $0,71067 \pm 0,0006$. Известково-щелочные интрузии массивов Бигнан и Порс-Пулан — 320 и 290—280 млн. лет. Конец термического режима по возрасту слюды — 280 млн. лет. Отмечается заметное увеличение значений начальных стронциевых отношений, свидетельствующее о большой роли переработки сиалического материала в развитии континентальной коры. Герцинский магматизм лишь частично ювенильный; большая же часть гранитов обладает слишком высокими начальными отношениями, чтобы их выводить непосредственно или косвенно из мантии [25].

ЭЛЕМЕНТЫ ПАЛЕОТЕКТОНИКИ

Современные исследования французских геологов устремлены на выяснение палеотектонических обстановок, сопутствовавших формированию континентальной оболочки срединных массивов. В свете определения тектонического положения рассмотренных выше магматических комплексов интерес представляет современная схема палеотектонического расчленения Армориканского массива. Обратимся к ее рассмотрению.

Домнонейская островодужная система. Эта палеоструктура сложена метаморфическими сериями нижнего и верхнего бривера, испытанными кадомское структурообразование и интенсивный магматизм толетовой и известково-щелочной специализации. В результате скупивания образовалась серия чешуйчатых разрывных нарушений северо-восточного — субширотного простирания («тектонические коридоры» Конье). Эти нарушения расчленяют Домнонейский сегмент на ряд обособленных пластин, известных под названиями Леонского, Пантеврьенского и Трегорского массивов (см. рис. 1).

Происхождение островодужной системы французские геологи связывают с заложением глубинного разлома типа Беньюфа вдоль зоны интенсивных магнитных и гравитационных аномалий Западного Ламанша. Линейно-вытянутые на северо-восток аномалии интерпретируют как корневую систему офиолитовой ассоциации и меланократового фундамента, обдуцированных на докембрийскую континентальную кору [20]. Свидетелями тому являются выходящие на поверхность на юге Англии (Старт, Лизард) перидотиты и катаметаморфические породы.

Юго-восточнее аномалий Западного Ламанша простирается предполагаемая зона палеосубдукции вдоль края Пантеврьенского микроконтинента. В пределах последнего выделяется область цоколя (2 млрд. лет), складчатых и магматических образований кадомского времени (Домнонейская кардильера) и краевоморский верхнебриверский прогиб (Манселлия, Центральноармориканская зоны). Южнее, на месте Южно-Армориканской зоны, — эвгеосинклинальные серии бривера —

силура, подвергшиеся воздействию ранневарисского структурообразования и метаморфизма (кордильера Лигерийская, девонского возраста) [16].

В этой весьма интересной схеме, раскрывающей важные закономерности истории формирования гранито-гнейсовой оболочки, не нашел пока объяснения вопрос о том, что Пантеврѳенский микроконтинент представлял собой останец единого суперконтинента, объединявшего Лавразию и Гондвану 2 млрд. лет назад. Как теперь широко известно, протерозойские орогенические циклы неодинаково выражены в Лавразии и Гондване. В их проявлении на северных и южных континентах наблюдается определенная «биполярность» [4]. Кроме того, исследования по изотопной геохимии стронция, используемые в большом объеме, показывают, что древний сиалический цоколь (более 1 млрд. лет) очень слабо влиял на магматизм, который происходил 650—280 млн. лет назад. Распределение начальных стронциевых отношений свидетельствует о том, что основная масса континентальной коры микроконтинента возникла в кадомское время [24].

В свете изложенного может быть не лишено основания предположение о том, что наблюдаемые выходы ортогнейсов икартѳенского типа не представляют собой сплошного цоколя, а принадлежат локальным новообразованиям сиала на коре океанического типа в обширной зоне, отделявшей древние платформы Гондваны от древних платформ Лавразии.

Манселлийско-Центральноармориканская впадина краевоморского типа заполнена мощными многокилометровыми сериями сланцево-грауваккового и флишоидного состава нижнего и верхнего бриовера. В кадомии (кадомий II) в манселлийской части краевоморской впадины происходили обширные проявления магматизма известково-щелочной направленности и метаморфизм пород в условиях амфиболитовой фации.

Южно-Армориканская активная окраина кадомского микроконтинента. Сложные тектоно-метаморфические события отличают этот регион от ранее рассмотренных палеоструктур. Верхнепротерозойские — нижнепалеозойские серии этой зоны претерпели ранневарисский метаморфизм, уничтоживший следы предшествовавших стадий длительного развития региона. Южно-Армориканская окраинная зона отделена от краевоморской впадины глубинным нарушением сдвигового типа, вдоль которого приведены в контакт сегменты совершенно различных палеотектонических единиц.

Среди широко распространенных на юге Армориканского массива пород лептинито-амфиболитовой формации рассеяны многочисленные тела базитов и гипербазитов, содержащих основные (пироксен-гранатовые) гранулиты, эклогиты, иногда дистен-глаукофановые, серпентиниты (залив Одьерн, покров Шамптосе, о. Груа, Западная Вандея). Эти фрагменты, родственные офиолитовой ассоциации, принадлежат разрезу океанической коры. Они залегают в виде обособленных массивов, линз и будин, которые, по-видимому, являются тектоническими отторженцами этой коры.

Среди тектонических форм Южно-Армориканской зоны выделяются Лигерийская провинция субширотных структур (антиклинорий Ланво, синклиналь Сент-Жорж-сюр-Луар, покров Шамптосе, антиклинорий Могес), антиклиналь Корнуай северо-западного простираения и зона Западной Вандей [15] (см. рис. 1).

Намечаются два последовательных этапа геодинамических событий, сопровождавших формирование структур Южно-Армориканской окраины микроконтинента. Первый из них связан с сокращением площади протоокеана (с субдукцией океанической коры) и обдукцией океанических и покрывавших их пород в северном направлении на кадомский микроконтинент. Сокращение площади океанической коры сопровождалось явлениями метаморфизма пород высокого давления, наблюдавшихся в породах Шамптосе, о. Груа и других местах. Так, например, между породами лептинито-амфиболитовой формации, тектонически перекрывающими палеозойские эпи- и мезометаморфические серии в покрове

Этапы становления континентальной коры Армориканского массива по материалам И. Конье, А. Райта, Н. Утрана [8, 16]: интерпретация стадийности развития коры — автора

	Домноеня	Манселлия — Центральный Арморик	Южный Арморик
Континентальная стадия	Сдвигообразование Диапировые массивы глиноземистых монцогранитов	Сдвигообразование Диапировые массивы лейкогранитов	Активная континентальная окраина. Герцинская цепь. Коллизия, сдвигообразование Магматизм известково-щелочной и щелочной Лигерийская кордильера Анатексис (девон)
	Верхняя моласса, субаэральный вулканизм, интрузии лейкогранитов Кадомий III	Верхняя моласса, субаэральный вулканизм, интрузии лейкогранитов Рифтогенные структуры в связи с раскрытием Япетуса и Прототетиса в конце верхнего бриовера Кадомий III	
Переходная стадия	Домнонейская кордильера. Нижняя моласса, вулканизм, плутонизм известково-щелочной Кадомий II	Купола Сен-Мало Краевое море. Нижняя моласса, плутонизм известково-щелочной Кадомий II Основание неизвестно	Магматизм, вулканизм геосинклинальный (верхний бриовер — нижний палеозой); офиолиты Кора океанического типа
	Островная дуга. Обдукция, метаморфизм Кадомий I Субдукция Западного Ламанша по краю Пентеврьенского микроконтинента. Магматизм и вулканизм известково-щелочной и толеитовый (нижний бриовер) по краю микроконтинента Пантеврьенский микроконтинент Ортогнейсы, гнейсы 1,8—2,0 млрд. лет		

Шамптосе, местами вклиниваются аллохтонные чешуи слюдистых сланцев и полиметаморфических метабазитов фации глаукофановых сланцев, датированных интервалом 420—350—320 млн. лет [23]. Конец этого этапа в девоне ознаменовался завершением роста Лигерийской кордильеры в условиях высокотемпературных фаций и низкого давления, приведших к анатексису седиментогенных образований.

В течение второго этапа с начала карбона происходило окончательное оформление структуры герцинской цепи. К активному Лигерийскому краю кадомского микроконтинента под косым углом надвинулась Корнуайская антиклиналь Северо-восточная ее граница совпадает с поясом милонитов, прослеживающихся почти непрерывно на всем протяжении южной окраины Армориканского массива (~300 км). Эту зону сочленения французские геологи относят к типу корового правостороннего сдвига-надвига.

А. Утран и И. Конье полагают, что Южно-Армориканская зона является собой пример последовательного развития двух геодинамических событий, четко индивидуализированных, но непосредственно связанных одной общей глубинной причиной сближения «кадомско-русских и гондванских» масс. В результате произошло замыкание океанической зоны Прототетиса и возникновение Лигерийской кордильеры, а в начале карбона — вступление в коллизию и образование собственно герцинской цепи [8].

После всего изложенного следует однако заметить, что не всегда формирование оболочек земной коры происходит строго по плейт-тектонической схеме. Так, например, пока нет доказательств существования герцинского океана в рассмотренном районе [22]. Не находят также объяснения закономерности пространственного размещения и происхождения обширных массивов кадомских гранитоидов Манселлийского сегмента, окаймленных полукольцом кембрийских образований.

Итак, изложенные выше данные свидетельствуют о том, что каждому из выделенных сегментов присущи индивидуальные черты развития, не повторяющиеся в других сегментах (таблица). Совершенно несомненно, что процесс «стягивания» различных сегментов происходил по глубинным поверхностям, возникшим в связи с тангенциальными напряжениями. И хотя во многих случаях трудно определить тип и амплитуду движений вдоль этих поверхностей, ограничивающих обособленные структурные элементы с местными особенностями строения, нет сомнений в большой роли горизонтальной сдвиговой составляющей движений, породивших Армориканский массив.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Происхождение континентальной оболочки Армориканского массива связано с магматической и седиментогенной активностью в бриовере (рифей — венд). Становление коры произошло в результате континентальной аккреции вдоль юго-восточной окраины фрагмента пантеврьенского цоколя возраста 2 млрд. лет. Формирование гранитно-метаморфического слоя происходило в условиях островодужной и краевоморской геодинамических обстановок. Более поздние этапы созидания структуры коры связаны с ее переработкой в ходе энсиалической эволюции, сопровождавшейся образованием рифтогенных форм, активной континентальной окраины. Распределение начальных отношений изотопов стронция во времени в 40 изохронах свидетельствует об отсутствии древнего докембрийского сиалического цоколя под Армориканским массивом.

Литература

1. Муратов М. В., Янишин А. Л. Особенности строения срединных массивов различного возраста и межостровных массивов дна океанов.— В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 5—12.
2. Лейве А. В., Янишин А. Л., Зоненшюйн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Москаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.

3. Хаин В. Е. Срединные массивы как микроконтиненты.— Тезисы докладов «Тектоника срединных массивов». М.: АН СССР. Геол. фак. МГУ, 1974, с. 9—10.
4. Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны.— В кн.: Гондвана. М.: Наука, 1964, с. 7—47.
5. Штрейс Н. А., Макарычев Г. И., Павлова Т. Г., Гесь М. Д. Проблема формирования докембрийской коры в фанерозойских складчатых поясах.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 129—142.
6. Яншин А. Л. Проблема срединных массивов.— Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965, т. 40, вып. 5, с. 8—39.
7. Adams C. J. D. K—Ag ages from the basement complex of the Channel Islands (United Kingdom) and the adjacent French island.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1967, v. 2, p. 52—56.
8. Autran A., Cogne J. La zone interne de l'orogène varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne.— Geology of Europe from Precambrian to the post—Hercynian: an sedimentary basins. 26 CGI, Paris, Colloque C 6, p. 90—111.
9. Barriere M., Chauris L. Individualisation de trois ensembles structuraux dans le Massif granitique de Plumonach (Cotes du Nord).— C. R. Acad. Sci. Paris, 1971, t. 273, p. 1779—1782.
10. Brun I. P. Massif Saint-Malo: un dome migmatitique cadomien.— Bull. Soc. Geol. et Miner. Bretagne, 1979 (1980), v. 11, № 1—2, p. 81—84.
11. Carte géologique de la France et de la marge continental a l'échelle de 1 : 1 500 000, notice explicative, BRGM, 1980, p. 1—102.
12. Chauris L. Geinture granitique hercyniennes et minéralisations stannowolf-ramifères dans le Massif armoricain.— C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D, 1977, t. 284, 1009—1012.
13. Chauris L. Variscan paragenetic units of Armorican Massif (France)—Freiberger Forschungshefte, C 345, 1979. Probleme der Paragenese, Topical Report of IAGOD, 1977, v. VIII, p. 67—82.
14. Cogné J. Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogenes fini-précambriens.— Coll. Intern. CNRS, Paris, 1970, t. 192, p. 193—218.
15. Cogné J. Le Massif armoricain.— In Debelmas, Geologie de la France Doin, Paris, 1974, v. 1, p. 105—161.
16. Cogné J., Whright A. E. L'Orogène cadomien.— In Geology of Europe from Precambrian to the post-Hercynian sedimentary basins. 26 CGI. Paris, Colloque C 6, 1980, p. 29—55.
17. Deutsch S., Chauris L. Age de quelques formations cristallophylliennes etgranitiques du Pays de Leon (Finistère).— C. R. Acad. Sci., Paris, 1965, t. 260, p. 615—617.
18. Dupuis Ch. Relation entre les grands ensembles structuraux du complexe granitique de Plumonach. Ile Grande (Cotes du Nord), leur radioactivite et leur thermoluminescence naturelle.— Ann. Soc. geol. Nord. 1972, XCII, t. 1, p. 29—40.
19. Evolutions geologiques de la France. Les granitoïdes de France. Theme 3.— Extrait colloque C 7, Géologie de la France, du 26 CGI, 1980; 55—63.
20. Le Fort J. P. Le socle péri-armoricain: étude géologique et géophysique du socle submergé a l'Ouest de la France. Thèse Doctorat d'Etat, Rennes, 1975. 217 p.
21. Leutwein F., Sonet J., Zimmermann J. L. Geochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif armoricain.— Sci. de la Terre, Nancy, 1968, t. 11, 84 p.
22. Matthews S. C., Chauvel J. J., Robardet M. Variscan Geology of Northwestern Europe.— In: Geology of Europe from Precambrian to the post-Hercynian sedimentary basins. 26 CGI, Paris, Colloque C 6, 1980, p. 69—76.
23. Peucat J. J., Cogne J. Geochronology of some blueschists from Ile de Groix (France) — Nature, 1977, v. 268, p. 131—132.
24. Vidal F. L'Evolution polyorogénique du massif Armoricain: apport de la Geochronologie et de la Geochimie isotopique du strontium. Mem. de Bretagne, Rennes, 1980, N 21, 162 p.
25. Vidal F., Auwray B., Charlot R., Cogne J. Precadomian relicts in the Armorican massif: their age and role in the evolution of the Western and Central European Cadomian—Hercynian belt.— Precambrian Research, 1981, 14, p. 20.

УДК 551.242.4(574+235.216)

ДОБРЕЦОВ Г. Л.

О КЛАССИФИКАЦИИ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ КАЗАХСТАНА И СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ)

Показана недостаточность ранее предложенных вариантов систематики областей тектоно-магматической активизации. На основе анализа тектонических форм и характера сопровождающего их магматизма предложена достаточно простая вещественно-морфологическая классификация областей тектоно-магматической активизации с выделением среди них сводовых, сводово-глыбовых и глыбово-складчатых, подразделяемых на амагматичные, вулканогенные, плутоногенные и совмещенного проявления вулканизма и плутонизма.

Вопросы геологии и металлогении зон тектоно-магматической активизации как особой внегеосинклинальной формы развития коры континентального типа в последние годы стали предметом широкого и разностороннего обсуждения. В числе неоднократно обсуждавшихся находилась и вопрос типизации и классификации областей и структур тектоно-магматической активизации [1, 4, 5, 9].

К настоящему времени предложено несколько вариантов систематики форм проявления процессов тектоно-магматической активизации, базирующихся на сочетании разных признаков — генетических, вещественных, морфологических и т. д. Однако ни одна из предложенных классификаций не соответствует вполне основным требованиям, предъявляемым к любым систематикам: выдержанности набора признаков по всему объему классификации и ее завершенности, т. е. охвата всех разновидностей классифицируемых объектов. Так, в одной из первых классификаций [9] классы структур автономной и сопряженной активизации, а также более дробные подразделения внутри первого класса выделяются по совершенно различным, несопоставимым по смыслу и значимости признакам. Другая, более поздняя классификация [4], также неоднородна по системе используемых признаков, а главное — не охватывает всего многообразия структур активизации. Более полная и продуманная систематика структур тектоно-магматической активизации, предложенная коллективом исследователей ВСЕГЕИ [5], тем не менее не учитывает некоторых форм проявления этого процесса, например амагматичных глыбово-складчатых структур, и непоследовательна в отношении используемой системы признаков. Все это обуславливает необходимость поисков иных более строго построенных вариантов систематики таких структур. Ниже на материалах по Казахстану и восточной части Тянь-Шаня анализируются возможности типизации областей тектоно-магматической активизации.

Построение любой классификации предусматривает выбор: 1) объектов систематики (определение уровня систематики) и 2) рациональной системы признаков группирования этих объектов (определение структуры классификации). Объектами классификации в рассматриваемом случае могут быть частные структурно-вещественные формы (отдельные тектонические структуры, цепочки или ареалы интрузий, дайковые пояса и т. д.) или же совокупности частных форм, характеризующие тектоническое строение определенных зон или областей тектоно-магматической активизации. На начальных этапах исследований рассматриваемых процессов предпочтение следует отдать более общей систематике областей (или зон) активизации по типам их тектонических структур, определяемых как совокупность характерных частных структурных форм.

Для построения классификации могут быть использованы самые разнообразные признаки, но наиболее часто употребляются структурно-вещественные и генетические (или историко-геологические). Вследствие того что любые генетические построения всегда содержат элемент дискусионности и субъективизма, а более объективными и точными являются классификации по морфологическим и вещественным (формационным) признакам, целесообразным, по-видимому, будет построение независимых друг от друга историко-геологических и структурно-вещественных систематик.

Думается, что такие независимые по набору классификационных признаков систематики областей тектоно-магматической активизации не исключают, а, напротив, дополняют друг друга, так как содержат совершенно различную геологическую информацию. Таким образом, при соблюдении четкого разделения указанных принципов типизации областей активизации (как и любых других тектонических структур), необходим совместный комплексный анализ построенных по этим принципам систематик.

ВЕЩЕСТВЕННО-СТРУКТУРНАЯ СИСТЕМАТИКА

Области тектоно-магматической активизации характеризуются специфическим набором структурных форм, отражающим своеобразный характер тектонических движений в этих областях. К числу наиболее распространенных структур областей активизации относятся: 1) сводовые поднятия и депрессии; 2) разнообразные мозаично-блоковые сводово-глыбовые структуры, в формировании которых ведущую роль играли вертикальные перемещения блоков по разрывным нарушениям; 3) комбинированные глыбово-складчатые деформации (зоны глыбовых складок и смятий), образование которых явилось результатом сочетания вертикальных и горизонтальных перемещений. Последние особенно характерны для территории Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Естественно, что между тремя перечисленными основными типами структур существуют взаимопереходы, поскольку они отражают эволюцию единого тектонического процесса, а поэтому границы между ними достаточно условны. Однако эти типы структур реально существуют, достаточно просто распознаются и, следовательно, могут быть положены в основу систематики областей тектоно-магматической активизации. Впервые, как нам известно, возможность выделения этих типов структурно-морфологического выражения процессов активизации на примере областей новейшего горообразования Центральной Азии обосновал В. Н. Павлинов [6].

Другой важнейшей особенностью процессов тектоно-магматической активизации, нашедшей свое естественное отражение в самом их названии, является магматическая деятельность, которая обычно, хотя и не всегда, сопровождает тектоническую переработку консолидированных областей. Тектоника и магматизм — это две важнейшие и парагенетически связанные формы (и поэтому параметры!) процессов тектоно-магматической активизации, и они должны быть положены в основу рациональной структурно-вещественной систематики областей активизации.

В зависимости от преобладающей формы проявления магматической деятельности области активизации можно подразделить на вулканогенные, плутоногенные и совмещенного проявления вулканизма и плутонизма (или вулканогенно-плутоногенные). Таким образом, каждый тип тектонической структуры — сводовый, сводово-глыбовый и глыбово-складчатый может сопровождаться магматизмом в одной из трех указанных форм или оставаться амагматичным.

В соответствии с этим выделяются 12 типов областей тектоно-магматической активизации, различающихся по преобладающей морфологии тектонической структуры и характеру сопровождающего магматизма или отсутствию его. Составленная таким образом схема классификации изображена в таблице, где приведены также примеры выделенных типов областей активизации, устанавливаемые на территории Казахстана и Средней Азии. Как следует из этой таблицы, почти все из 12 веществен-

Типы областей тектоно-магматической активизации

Проявление магматизма и его тип	Амагматичные с седиментогенным заполнением впадин	Сопровождаемые магматизмом типа		
		вулканического (вулканогенные)	плутонического (плутоногенные)	совмещенного вулканическо-плутонического (вулканогенно-плутоногенные)
Сводовые	Кокчетавский, Улутауский, Чуйский, Малокаратауский своды; Тенизская, Джебказганская, Чуйская впадины (PZ ₃)	Ишимский блок (P ₂ -T) Таласский свод (PZ ₃)	Восточно-Тянь-Шанский (Иссык-Кульский) свод (PZ ₃), Кокчетавская глиба (PZ ₂)	Тениз-Коржункульский свод (P ₂ -T ₁)
Сводово-глыбовые	Бетпақдала-Чунлийский, Шидертинский, Бестобинский блоки (PZ ₃)	Восточно-Тянь-Шанский блок (KZ)	Селетинский, Койтас-Баянаульский, Западно-Чингизский, Моинтинский, Анрахай-Кендыктасский блоки (PZ ₃)	Жаман-Сарасульский, Заилийско-Кетменский, Восточно-Чуилийский, Причингизский, Западно-Иссык-Кульский блоки (PZ ₃)
Глыбово-складчатые	Сарысу-Тенизский, Атасуйский блоки (PZ ₃)	Спасско-Аюлинская зона (PZ ₃)	Кароба-Шалтасский блок, Аркалык-Тарбагатайский пояс (PZ ₃)	Калдырминский пояс (PZ ₃)

но-морфологических подразделений областей активизации встречаются на рассматриваемой территории, что подтверждает рациональность и целесообразность предлагаемой классификации, которая вместе с тем имеет общий характер и может быть применена для любых областей тектоно-магматической активизации¹.

Достоинство этой классификации по сравнению с другими, ранее предложенными систематиками структур тектоно-магматической активизации, заключается в ее простоте (рациональности), логичности (т. е. последовательности и внутренней непротиворечивости) и завершенности (или полноте, так как ею в принципе описывается и типизируется все пространство или территория, подвергшиеся постконсолидационной активизации).

Кроме того, данная классификация может быть развернута и детализирована на основе других структурных или вещественных признаков, например по составу магматических и седиментационных формаций, интенсивности проявлений магматизма и т. д. На основе предложенной систематики можно строить и более дробную классификацию частных структурно-вещественных форм проявления (зон и ареалов проявления магматизма, вулканотектонических структур, зон глыбовых складок и надвигов и т. д.) процессов тектоно-магматической активизации. Таким образом, приведенный вариант типизации областей активизации по особенностям тектонической структуры и магматизма наиболее оптимален.

Ниже дается краткая характеристика выделенных типов областей тектоно-магматической активизации Казахстана и Северного Тянь-Шаня.

¹ При таком формальном подходе к построению классификации магматизм и тектоника выступают в качестве самостоятельных и независимых классификационных признаков, хотя несомненно между ними существует взаимозависимость. Анализ распространения выделенных типов областей тектоно-магматической активизации может быть использован для выявления характера и степени взаимосвязей и взаимообусловленности процессов магматизма и тектоники.

1. Сводовые области

Сводовые области (или, точнее, области сводовой тектонической структуры) характеризуются преобладанием крупных, слабо нарушенных разломами сводовых поднятий большого радиуса кривизны, нередко сочетающихся с обширными и плоскими впадинами, выполненными осадочными формациями. Примером такого рода областей активизации является территория западной части Центрального Казахстана в позднем палеозое, в пределах которой в это время оформился ряд крупных сводовых поднятий (Кокчетавское, Улутауское, Чуйское, Малокаратауское и т. д.) и разделяющих их впадин (Тенизской, Джекказганской, Чуйской), заполняемых континентальными молассоидными и лагунными мергельно-терригенными формациями.

Сводовые области в силу вялости и малой контрастности тектонических движений чаще всего амагматичны, но иногда сводообразование может, очевидно, сопровождаться магматическими процессами — возникновение лавовых базальтовых плато и даже внедрением крупных plutонических масс.

К категории магматогенных сводовых структур, вероятно, следует отнести восточную часть Северного Тянь-Шаня в позднем палеозое. В пределах этой территории можно выделить крупный Восточно-Тянь-Шанский (Иссык-Кульский) свод, к нарушенной разломом центральной, присводовой части которого приурочена цепочка интрузий керегеташского комплекса. На продолжении этого свода в позднем палеозое оформился Южно-Кетменский блок, представлявший собой крупное асимметричное сводовое поднятие, на фоне которого оформилась вулканогенная впадина или ареал базальтоидного вулканизма (базмойнакский комплекс).

Примером сводовой области плутоногенного типа может служить Кокчетавский массив в среднем палеозое, когда происходило формирование крупных гранитоидных плутонов зерендинского комплекса. Судя по овальной, почти изометричной форме плутонов и их огромным размерам, их становление происходило в условиях крупного сводового поднятия, слабо нарушенного разломами.

В позднем палеозое на краю обширного Кокчетавского (или Северо-Казахстанского) свода обособился Ишимский блок с проявлениями базальтоидного вулканизма. Возможно, этот блок в связи с приразломным характером базальтоидных излияний и внедрений следовало отнести к категории сводово-глыбовых структур.

2. Сводово-глыбовые области

Вторая, наиболее распространенная группа областей тектоно-магматической активизации — сводово-глыбовые структуры характеризуется одновременным развитием впадин и поднятий мозаично-блокового или линейно-зонального расположения.

В образовании этого типа структур решающую роль играли разломы, многие из которых являлись конседиментационными структурами, а также контролировали размещение интрузий и вулканогенных аппаратов. В этой группе областей активизации наряду с амагматичными типами структур широко проявлены и магматические формы процессов активизации при самом разнообразном сочетании продуктов как вулканической, так и интрузивной (плутонической) деятельности. Вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные формации заполняют отрицательные структуры, развивающиеся на фоне общего поднятия территории, а к устойчивым поднятиям приурочено обычно формирование плутонических комплексов и дайковых поясов.

Амагматичный тип сводово-глыбовых структур особенно характерен для процессов новейшей эпиплатформенной активизации (орогенеза) Тянь-Шаня и юга Казахстана. Как указывалось выше, наиболее яркой формой новейшей активизации явился процесс роста сводовых поднятий

и прогибов, который в момент наибольшей интенсивности движений сменялся разломообразованием и возникновением сложной глыбовой, мозаично-блоковой структуры, первоначально сводовый характер которой ныне угадывается по реликтам допалеогеновых поверхностей выравнивания и ряду других геоморфологических признаков. Глыбовая структура развивается на фоне общего воздымания территории и сопровождается локально проявленной глыбовой складчатостью. Таким образом, новейшая структура Тянь-Шаня может быть охарактеризована как сводово-глыбовая с элементами глыбово-складчатой. Менее характерен амагматичный сводово-глыбовый тип среди областей средне-позднепалеозойской активизации. К тому же выделение в средне-позднепалеозойских сводово-глыбовых областях амагматичного типа условно, так как почти всегда для них можно предполагать, хотя и незначительные, проявления интрузивного магматизма позднего палеозоя. К числу таких областей нами отнесен Бетпакадала-Чу-Илийский регион, хотя, по данным И. И. Парецкого [3], здесь отмечаются незначительные проявления среднекаменноугольных диорит-гранодиоритовых интрузий.

К амагматичным сводово-глыбовым областям отнесены также Шидертинский и условно Бестюбинский блоки в Центральном и Северном Казахстане. Они расположены по соседству с плутоногенными сводово-глыбовыми и глыбово-складчатыми областями, но сведения о проявлении в указанных блоках позднепалеозойского магматизма отсутствуют.

Для средне-позднепалеозойской эпохи тектоно-магматической активизации более свойственны сводово-глыбовые области, сопровождаемые разнотипным магматизмом, нередко совмещенным в пространстве. К числу плутоногенных сводово-глыбовых областей относятся Койтас-Баянаульский и Селетинский (Вишневский) блоки с одноименными ареалами интрузивного магматизма. К плутоногенным сводово-глыбовым областям отнесены также Моинтинский блок в Северо-Западном Прибалхашье, в пределах которого предполагается широкое развитие сининверсионных (космурунский комплекс) и, возможно, более молодых гранитоидных интрузий, и Западно-Чингизский блок, на территории которого выделяется Кайнарский ареал аляскит-лейкогранитового магматизма, а также можно ожидать и других, пока не выявленных варисцидских интрузий. На юге Казахстана выделяется Анрахай-Кендыктасский плутоногенный блок, характеризующийся проявлениями гетерогенных и аляскит-лейкогранитовых интрузий узунсу-карасуйского и жадринского комплексов соответственно.

К сводово-глыбовым областям, сопровождаемым совмещенными проявлениями вулканогенных и плутонических формаций, отнесены три блока: Жаман-Сарысуйский, Западно-Иссык-Кульский и Заилийско-Кетменский. Первый из них заключен внутри глыбово-складчатой области, однако, как отмечали уже давно Б. И. Борсук и другие исследователи, характер развитых здесь тектонических структур и магматизма (преобладание «вулканоплутонических» структур центрального типа) позволяет предполагать его большую жесткость по сравнению с окружающими зонами.

Западно-Иссык-Кульский блок субмеридионального, поперечного к каледонским структурам простирания, выделяется по наличию в его пределах позднепалеозойских вулканогенных и интрузивных образований. Обособление этого блока произошло, очевидно, вследствие проявлений глубоких поперечных расколов антитянь-шанского простирания. Северным продолжением этого блока служит Актюз-Кастекский блок, который одновременно является и западным окончанием Заилийско-Кетменского вулканогенно-плутоногенного мегаблока. Вполне возможно, что такое структурное положение Актюз-Кастекского района на пересечении двух разноориентированных зон тектоно-магматической активизации и обусловило своеобразие его металлогении.

Заилийско-Кетменский мегаблок имеет сложное строение и в дальнейшем может быть подразделен более подробно. Возможно также, что

преобладающую часть этого блока по широкому проявлению здесь позднепалеозойских складчатых деформаций надлежит относить уже к глыбово-складчатым областям.

3. Глыбово-складчатые области

К этой структурной категории областей тектоно-магматической активизации, очень важной в практическом отношении, относятся области совмещенного проявления вертикальных глыбовых и горизонтальных складчатых движений и деформаций. Глыбово-складчатые структуры возникают в наиболее мобильных, максимально «активизированных» зонах Казахстана и Северного Тянь-Шаня, часть из которых на этом основании относилась даже к областям варисцийской складчатости (варисцидам). К этой категории областей активизации в первую очередь следует отнести территорию поздних каледонид Центрального Казахстана и находящуюся на ее продолжении территорию Сарысу-Тенизского водораздела. На существование тесной структурно-пространственной связи глыбовых складок каледонид Сарысу-Тенизского поднятия и складчатых структур Спасско-Успенской зоны (области), включаемой обычно в состав «ранних варисцид», указывали многие исследователи, давая этому факту малоубедительное объяснение. Так, например, Ю. А. Зайцев [2] в разъяснение этой связи полагает, что фамен-раннекаменноугольные отложения Сарысу-Тенизского поднятия формировались в миогеосинклинальном прогибе, который являлся продолжением варисцийских прогибов Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы.

Между тем генетическая связь варисцийских глыбово-складчатых структур указанных районов становится понятной, если исходить из представления о проявлении в этих областях каледонской консолидации единой глыбово-складчатой формы варисцийской тектоно-магматической активизации, сопряженной с развитием Джунгаро-Балхашской геосинклинально-складчатой системы.

Различие между этими областями проявления варисцийских глыбовых складок заключается в интенсивности сопровождающих процессов магматизма. Территория Сарысу-Тенизского блока является практически амагматичной, если не считать незначительных и локальных проявлений позднепалеозойского вулканизма [7]. Наоборот, Спасско-Успенская и Акжал-Аксоранская зоны поздних каледонид Центрального Казахстана при однотипном или близком характере тектонической структуры являются ареной мощного проявления телеорогенного (внегеосинклинального) магматизма, в целом даже более интенсивного, чем в смежной активно развивающейся Джунгаро-Балхашской геосинклинально-складчатой системе. В пределах рассматриваемой области поздних каледонид Центрального Казахстана выделяются зоны и блоки ближайшего обрамления (форланда) варисцид Джунгаро-Балхашской системы, образующих в совокупности протяженный Заилийско-Центральноказахстанский пояс сопряженного проявления сининверсионного и раннеорогенного вулканизма и плутонизма, однотипного с магматизмом эпигеосинклинально-орогенного Прибалхашско-Илийского краевого «вулканического» пояса варисцид.

По отношению к этому форландовому вулканогенно-плутоногенному Заилийско-Прибалхашскому поясу резко секущий характер имеют Калдырминский и Кара-оба-Шалтасский плутоногенные пояса позднеорогенных гранитоидов, которые, накладываясь на ранее сформированные вулканогенно-плутоногенные зоны пояса, выходят далеко за его пределы, глубоко вклиниваясь в тело консолидированных каледонид.

На схеме (рисунок) Кайдырминский блок изображен в виде недифференцированной области совмещенного проявления плутонизма и вулканизма, но, возможно, более правильным был бы показ узкого и протяженного Калдырминского пояса на фоне форландовой вулканогенно-плутоногенной области. На востоке Чингиз-Тарбагатайской каледонской

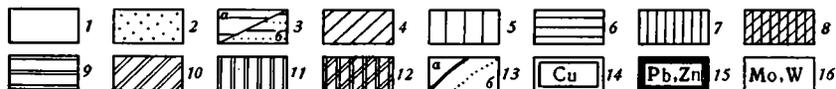
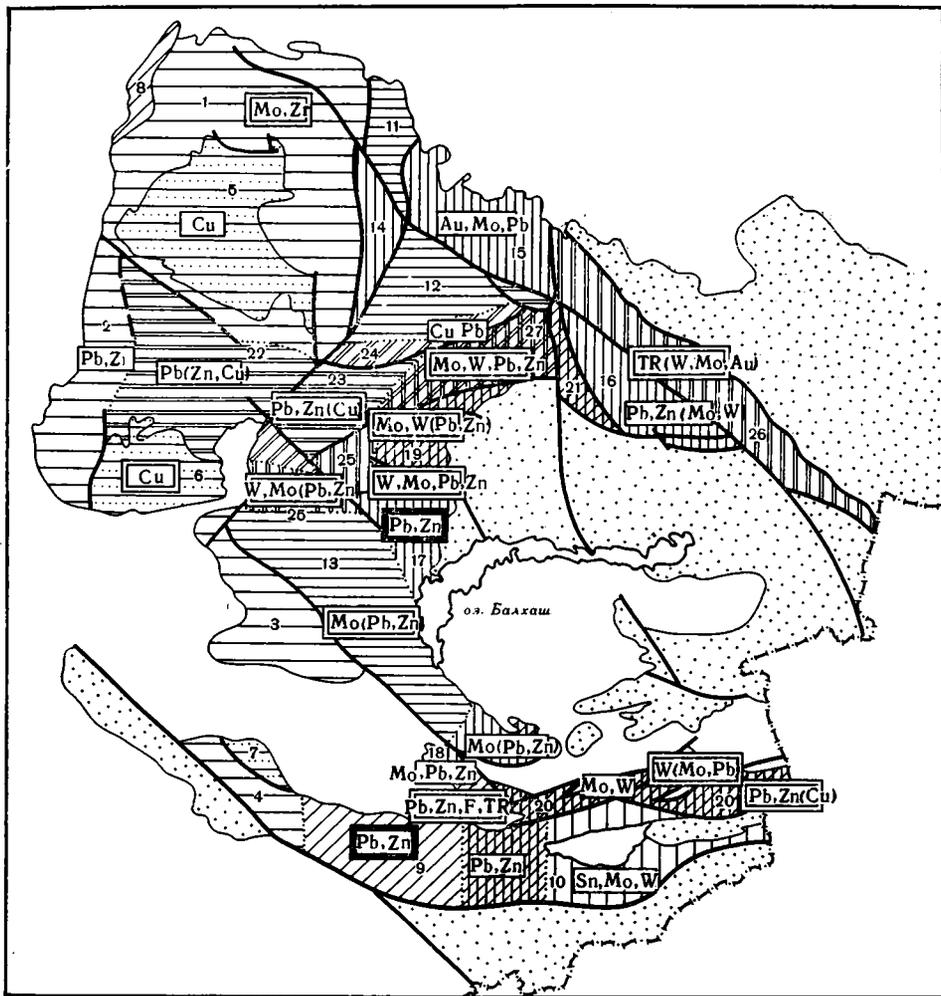


Схема структурно-вещественного районирования областей средне-позднепалеозойской (варисийской) тектоно-магматической активизации Казахстана и восточной части Тянь-Шаня (с элементами металлогении)

1 — покров кайнозойских отложений; 2 — варисийские геосинклинально-складчатые области; 3—12 — типы областей тектоно-магматической активизации: 3—5 — сводовые области: 3 — амагатичные (а — поднятия, б — седиментогенные впадины), 4 — вулканогенные (сопровождаемые вулканизмом), 5 — плутоногенные (сопровождаемые плутонизмом); 6—8 — сводово-глыбовые области: 6 — амагатичные, 7 — плутоногенные, 8 — совмещенного проявления вулканизма и плутонизма (вулканогенно-плутоногенные); 9—12 — глыбово-складчатые области: 9 — амагатичные, 10 — вулканогенные, 11 — плутоногенные, 12 — вулканогенно-плутоногенные; 13 — границы разнотипных областей тектоно-магматической активизации (а — совпадающие с геологическими границами, б — условные); 14—16 — металлогеническая специализация областей тектоно-магматической активизации, подразделяемая по практической значимости, которая устанавливается по наличию: 14 — интенсивного оруденения, 15 — оруденения средней интенсивности, 16 — рудной минерализации (в скобках указана минерализация, имеющая второстепенное значение)

Цифрами на схеме обозначены: сводовые области: амагатичные: 1 — Кокчетавский, 2 — Улутауский, 3 — Чуйский, 4 — Малокаратауский своды; 5 — Тенизская, 6 — Джекказганская, 7 — Чуйская впадины; вулканогенные: 8 — Ишимский блок, 9 — Таласский свод; плутоногенные: 10 — Восточно-Тянь-Шанский (Иссык-Кульский) свод; сводово-глыбовые области: амагатичные: 11 — Бестобинский, 12 — Шидертинский, 13 — Бетпақдала-

складчатой системы, на границе ее с Зайсанской геосинклинальной системой, обособляется Аркалык-Тарбагатайский, существенно плутоногенный мегаблок (или пояс), характеризующийся интенсивным проявлением сининверсионного и синорогенного плутонизма и интенсивной складчатостью раннекаменноугольных толщ. В принципе возможна дифференциация этого крупного мегаблока на более мелкие и разнотипные сводово-глыбовые и глыбово-складчатые блоки и зоны.

Необходимо подчеркнуть, что изображенное на схеме районирование территории каледонид Казахстана и Северного Тянь-Шаня по вещественно-морфологическим особенностям проявления процессов варисцидской тектоно-магматической активизации не является бесспорным. Разногласия могут возникнуть, и частично они уже отмечались в отношении как отнесения тех или иных районов к одному из смежных классификационных типов областей активизации, так и степени детальности (дробности) производимого деления на зоны и блоки. Выше, например, указывалось на то, что Ишимский блок, возможно, следовало классифицировать как сводово-глыбовый, Заилийско-Кетменский мегаблок подразделить на более мелкие части, выделив среди них глыбово-складчатые блоки, а Калдырминский блок — показать как существенно плутоногенный и т. д.

Однако представлялось важным подчеркнуть не степень достоверности первого опыта подобного районирования, а демонстрируемый картой-схемой (см. рисунок) сам принцип подхода к классификации областей тектоно-магматической активизации и районирование на этой основе рассматриваемой территории.

Металлогения разнотипных областей тектоно-магматической активизации заметно различается, причем намечаются определенные закономерности в размещении ведущих типов эндогенной минерализации в зависимости от вещественно-морфологических типов областей активизации. Так, негативные структуры в сводовых областях (впадины) совершенно определенно характеризуются телетермальным медным оруденением типа медистых песчаников, которые вместе с тем не встречаются в соленосно-гипсоносных фациях разновозрастных отложений.

Обращает на себя внимание приуроченность к амагматичным сводовым и чаще, по-видимому, к сводово-глыбовым областям эпитермальной молибденитовой рудной формации в палеозоидах и полиметаллического оруденения в областях новейшей активизации.

С магматогенными сводово-глыбовыми областями связано полиметаллическое и редкометальное оруденение, относительная роль которых определяется ведущим профилем гранитоидного магматизма: полиметаллическая и флюорит-полиметаллическая минерализация коррелируется с гетерогенным гранитоидным магматизмом, а редкометальное оруденение ассоциирует с гранитовыми и аляскит-лейкогранитовыми формациями.

И наконец, наиболее интенсивная и промышленно ценная эндогенная минерация свойственна глыбово-складчатым областям, где сосредоточены крупнейшие полиметаллические месторождения, а также многие объекты редкометальной минерализации. Перечисленные закономерности носят самый общий и предварительный характер, однако и они указывают на важное научное и практическое значение типизации областей тектоно-магматической активизации по особенностям структурных форм и сопутствующего магматизма.

Чулийский блоки; *плутоногенные*: 14 — Селетинский, 15 — Койтас-Баянаульский, 16 — Западно-Чингизский, 17 — Моинтинский, 18 — Анрахай-Кендыктасский блоки; *вулканогенно-плутоногенные*: 19 — Жаман-Сарысуыйский, 20 — Заилийско-Кетменский, 21 — Причингизский блоки; *глыбово-складчатые области: амагматичные*: 22 — Сарысу-Тенизский, 23 — Атасуыйский блоки; *вулканогенные*: 24 — Спасско-Аюлинский блок; *плутоногенные*: 25 — Караоба-Шалтасский блок, 26 — Аркалык-Тарбагатайский пояс; *вулканогенно-плутоногенные*: 27 — Калдырминский пояс

**ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА И ВОПРОСЫ
ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ СООТНОШЕНИЙ В СИСТЕМЕ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬ — ОБЛАСТЬ АКТИВИЗАЦИИ**

Поскольку всякого рода генетические построения гипотетичны и дискуссионны, основанные на них классификации не столь объективны и точны, как вещественно-морфологическая систематика. Однако необходимость построения таких менее строгих историко-геологических классификаций, содержащих в своей основе те или иные генетические предпосылки, совершенно очевидна. Подобные классификации, являясь отражением определенных синтезирующих, ретроспективных моделей, несут в себе важную и интересную информацию историко-генетического плана.

В качестве классификационных признаков историко-геологического содержания наиболее часто используются: 1) тектонический характер субстрата областей активизации (древние и молодые платформы, а в их пределах щиты и плиты; области завершенной складчатости с подразделением их на выступы догеосинклинального субстрата и геосинклинальные комплексы и т. д.); 2) характер пространственно-временных соотношений в системе геосинклиналь — область тектоно-магматической активизации (степень близости или удаленности продуктов тектоно-магматической активизации от геосинклинальных систем, соответствие времени их формирования определенным стадиям развития последних и т. д.); 3) степень сходства (или различия) состава синхронных формаций в этой же системе геосинклиналь — область активизации.

Иногда в классификационных схемах употребляются и такие признаки, как интенсивность проявления процессов активизации [1]. Однако наибольшую дискуссию вызвало выделение А. Д. Щегловым [8, 9] двух самостоятельных классов процессов и соответственно структур тектоно-магматической активизации — автономной и отраженной (или сопряженной), в основе разделения которых лежало наличие или отсутствие явной связи с активно развивающимися геосинклинальными системами. В дальнейшем такое разделение процессов тектоно-магматической активизации вызвало оживленную и во многом справедливую критику, показавшую более сложный характер причинно-следственных взаимосвязей в системе геосинклиналь — активизированная рама. Результатом этой критики явилось деление областей сопряженной активизации на: 1) пограничные и ближайшего обрамления и 2) удаленные (по отношению к развивающейся геосинклинали). Такое деление принято за основу в классификации, предложенной коллективом авторов ВСЕГЕИ, разрабатывающим проблему тектоно-магматической активизации [5]. Однако, как выясняется из анализа обширного материала по активизированным областям юга Азиатской части СССР, такого деления все же недостаточно для отражения всех типов пространственно-временных связей и отношений между геосинклиналями и областями активизации.

Области «автономной» активизации в свою очередь можно подразделить по крайней мере на две группы: обладающих признаками связи с геосинклиналями (синхронность событий) и не обнаруживающих их, во всяком случае в явном виде. Поэтому классификация структур тектоно-магматической активизации по типам связи с подвижными геосинклинальными областями еще ждет своей разработки и обоснования. Здесь мы ограничимся лишь анализом характера связей выявленных в Казахстане и Северном Тянь-Шане областей и периодов проявления тектоно-магматической активизации с синхронно развивающимися геосинклинальными системами.

Для ранне-среднепалеозойской (каледонской) активизации Қокчетавского срединного массива связь этого процесса с развитием окружающей Кокчетав-Северо-Тянь-Шанской геосинклинально-складчатой области несомненна и выражается в синхронности проявлений магматизма и тектонических движений, а также в соответствии общего характера продуцирующих магматических очагов и наличия латеральных переходов между формациями геосинклинали и срединного массива. Вместе с

тем синхронные магматические формации на Кокчетавском срединном массиве и в геосинклинальном окружении заметно различаются по особенностям состава и относятся к разным формационным типам, что свидетельствует о локальных особенностях магматического процесса, связанного с тектоно-магматической переработкой срединного массива, по сравнению с магматизмом окружающих геосинклинальных призм. Вполне допустимо, что эти различия обусловлены не только особенностями обстановки на уровне становления интрузий, но и автономностью глубинных очагов генерации магм [5].

Более сложными и динамичными являются связи между проявлениями позднепалеозойской тектоно-магматической активизации каледонид и развитием смежных варисцийских геосинклиналей. Характер пространственных связей здесь отчетливо изменяется с течением времени. Для сининверсионных магматических формаций характерны четкая приуроченность к ближайшему обрамлению геосинклинальных систем, их форланду, и тесная корреляция состава и металлогении синхронных магматических комплексов геосинклиналей и рамы. Синорогенные гранитоидные формации в консолидированной раме распространены шире и глубже, нередко формируя самостоятельные плутоногенные пояса, секущие по отношению к границе смежных геосинклинальных систем. Проявления позднепермско-раннетриасового базальтоидного магматизма в областях активизации внешне еще более независимы от расположения варисцийских геосинклинальных систем, хотя по времени и составу они хорошо коррелируются с позднеорогенными (тафрогенными) базальтоидными формациями подвижных областей, что дает основание рассматривать их в качестве «резонансных» формаций, а не продуктов автономной активизации. Таким образом, пространственная связь продуктов варисцийской активизации каледонид с синхронными геосинклинальными системами с течением времени заметно ослабевает, а для некоторых формаций (базальтоидных) как будто бы стирается совсем.

И наконец, третий тип пространственно-временных связей отмечается для процессов новейшей эпиплатформенной активизации рассматриваемой территории с альпидами Средиземноморского геосинклинально-складчатого пояса. Пространственные связи проявлений этого процесса с расположением Средиземноморского пояса неотчетливы и многими исследователями оспариваются вообще, хотя синхронизация главных событий в области альпийской активизации и в пределах альпийского геосинклинально-складчатого пояса достаточно явная, что и порождает разнообразие трактовок этой формы связи: от признания полной автономности до утверждения явной сопряженности эпиплатформенного орогенеза Центральной Азии по отношению к развитию альпийского Средиземноморского геосинклинально-складчатого пояса.

Представляется, что дискуссия по вопросу о существовании процесса автономной активизации, полезная в начальной стадии разработки данной проблемы, в настоящее время, по-видимому, потеряла свою остроту. Выше было показано, что по характеру связей в системе геосинклиналь — область активизации могут быть выделены следующие типы зон активизации: 1) тесно сопряженные с развитием смежных геосинклиналей, приуроченные к форландскому окружению последних (пограничные и ближайшего обрамления), в которых сохраняются главные особенности магматизма смежных геосинклиналей; 2) удаленно-сопряженные, в которых синхронные с геосинклинальными проявления магматизма не обнаруживают четкой зависимости от близости и очертаний границ геосинклинальной области и характеризуются некоторыми провинциальными особенностями состава и строения, что позволяет иногда рассматривать их в качестве субформаций в объеме одного формационного типа; 3) слабо сопряженные (или полуавтономные), в пространственном размещении которых отсутствует какая-либо связь или зависимость от геосинклинальных систем, но отмечается строгая синхронизация однотипных или близких в формационном отношении магматических проявлений; 4) и наконец, вполне автономные, для которых невозможно указать

существование пространственных и вещественных связей, а синхронизация событий завуалирована или отсутствует совсем. Вполне вероятно, что в других регионах могут быть установлены и другие формы связей зон активизации с развивающимися геосинклиналями.

Многообразие наблюдаемых типов связей и разная степень сопряженности в развитии пары консолидированная область — геосинклиналь свидетельствуют, по нашему мнению, об условности разделения процессов активизации на сопряженные (отраженные) и автономные. Между ними не существует резких и принципиальных различий, а, напротив, наблюдаются случаи промежуточного типа. Вообще говоря, для всех без исключения проявлений процессов тектоно-магматической активизации могут быть обнаружены признаки временной, а для многих из них и пространственной сопряженности с геосинклинальным процессом. Причина сложных и многообразных соотношений между развитием геосинклинально-складчатых систем и формированием областей активизации заключается в опосредствованном характере связей между этими процессами, обусловленных общим для них глубинным процессом и энергетическим источником. Можно предполагать, что развитие геосинклиналей является прямым непосредственным выражением в пределах земной коры глубинного процесса термо-гравитационной дифференциации, тогда как проявление процессов тектоно-магматической активизации может рассматриваться как сопутствующее, преломленное отражение того же глубинного явления.

Поэтому дискуссия вокруг автономности — сопряженности процессов тектоно-магматической дифференциации и развития геосинклинально-складчатых систем кажется беспредметной. Важно не противопоставление этих двух разных форм выражения единого глубинного процесса, а выявление и классификация существующих между ними пространственно-временных связей для соотношений.

Литература

1. Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Гинзбург Л. И. Тектоно-металлогенические типы областей активизации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М.: Наука, 1975, с. 64—78.
2. Зайцев Ю. А. Казахстано-Тянь-Шанский эпикаледонский срединный массив как тектонотип массивов ранней консолидации.— В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 43—64.
3. Ильясов М. А., Парецкий И. И., Чурилов В. Ф. Некоторые петрохимические и геохимические особенности магматических комплексов Западного Прибалхашья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата, 1974, вып. 5 (30), с. 129—136.
4. Нагибина М. С., Хаин В. Е., Яншин А. Л. Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М.: Наука, 1975, с. 41—55.
5. Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации юга Азиатской части СССР. Л.: Недра, 1979, с. 13—15.
6. Павлинов В. Н. Типы неотектонических структурных форм в активизированных зонах земной коры.— В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964, с. 78—86.
7. Тихомиров В. Г. Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М.: Недра, 1975, с. 148.
8. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968, с. 13—14.
9. Щеглов А. Д. Главные типы областей тектоно-магматической активизации.— Сов. геология, 1970, № 3, с. 26—36.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
26.IV.1981

УДК 551.243 : 552.3(547.3)

КУРЧАВОВ А. М.

АНАЛИЗ МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОКАЗАХСТАНСКОЙ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ

Показана взаимосвязь магматических и тектонических процессов конца палеозоя на территории Центрального Казахстана. Анализ особенностей строения и химизма верхнепалеозойских вулканогенных образований позволил выявить систему зон магматической проницаемости, совпадающих с известными глубинными разломами. Этапность магматических проявлений коррелируется с этапностью движений по этим разломам. Движения по ним происходили многократно и носили трансформный¹ характер с общим перемещением блоков в северном направлении. Меридиональные разломы имеют сдвигово-раздвиговую природу. Выявлены сопряженные с ними широтные тыловые раздвиговые зоны и фронтальные зоны смятия. Дается оценка масштаба и характера перемещения по Центральноказахстанскому разлому. Приведены новые данные о домезозойском времени перемещений по этому разлому.

Одна из важных задач современной тектоники заключается в оценке масштаба горизонтальных перемещений. Для решения ее особое значение приобретает выяснение характера взаимосвязи магматической и тектонической деятельности. Выявление зон магматической проницаемости, анализ их взаимоотношений между собой и эволюции во времени и в пространстве позволяет более полно и детально оценить характер и степень движений по разломам и соответственно подойти к оценке масштаба горизонтальных смещений.

Рассмотрим это на примере анализа магматизма и его связи с системой зон проницаемости конца палеозоя на территории Центрального Казахстана.

Со второй половины визейского века раннего карбона и вплоть до перми в пределах этого региона в орогенных условиях сформировалась сложнопостроенная толща вулканогенных пород, пронизанная многочисленными разнообразными интрузиями гранитоидов. Вулканы залегают полого с резким несогласием на дислоцированных геосинклинальных отложениях среднего палеозоя (включая нижнее визе), выполняя две крупные орогенные впадины: Токраускую и восточнее расположенную Северо-Балхашскую. Границей раздела этих впадин служит меридиональный Центральноказахстанский глубинный разлом, впервые выделенный В. Ф. Беспаловым. Наиболее отчетливо разлом выражен на отрезке от гор Кошкар на юге — пос. Егиндыбулак и Кызылсорский гранитный массив на севере. Южное продолжение разлома трактуется различно. Одни исследователи, анализируя геофизические данные, трактуют этот разлом в меридиональном направлении к окрестностям города Алма-Аты [1]. Другие видят его продолжение в системе разломов юго-восточного простирания, проходящей к северу от оз. Балхаш [10]. Неоднозначно трактуется и природа этого разлома. В. Я. Кошкин [9, 10] определяет его как правосторонний мезозойский сдвиг с горизонтальным перемещением левого крыла в 65—120 км. Другие [5, 20] оценивают горизонтальную составляющую перемещений по этому разлому гораздо скромнее (до 10—15 км). Различные отрезки этого разлома, как показали геолого-геофизические исследования, неоднородны по своему строению [3].

¹ Термин «трансформный» используется здесь лишь для обозначения характера перемещений, более всего сходных с движениями по трансформным разломам, выделенным Дж. Уилсоном [23] для океанических структур (примечание автора).

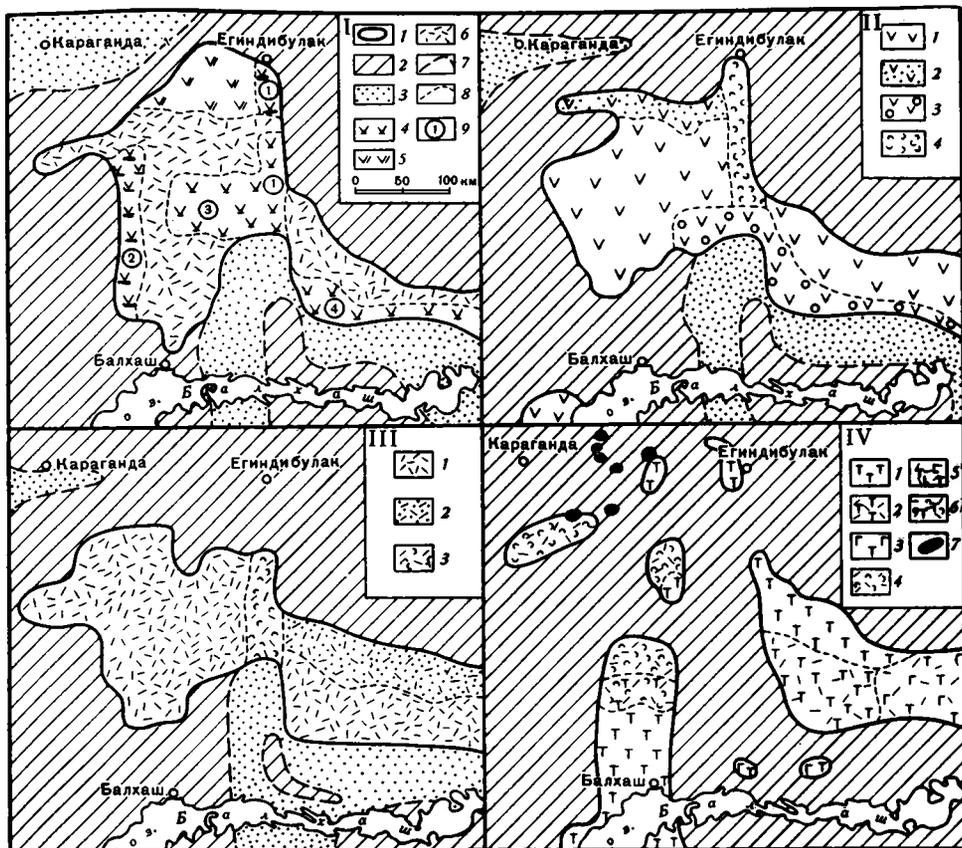


Рис. 1. Особенности размещения верхнепалеозойских ассоциаций вулканитов Центрального Казахстана

I. Нижнекаменноугольная каркаралинская свита:

1 — область распространения; 2 — область отсутствия осадконакопления; 3 — область морской терригенной седиментации; 4—6 — вулканогенные ассоциации: 4 — контрастная андезит-липаритовая, 5 — непрерывная андезит-дацит-липаритовая, 6 — липаритовая; 7 — границы областей морского осадконакопления; 8 — границы областей развития вулканогенных ассоциаций; 9 — зоны проницаемости: 1 — Центральноказахстанская, 2 — Жамшинская, 3 — Жельтауская, 4 — Калмакэмельская

II. Среднекаменноугольная калмакэмельская свита

Ассоциации: 1 — преимущественно андезиты; 2 — преимущественно андезитовые туфы; 3 — конгломераты и песчаники (в низах), сменяющиеся андезитовыми и андезито-дацитовыми вулканитами; 4 — вулканогенно-осадочные и осадочные отложения в низах, сменяющиеся андезитовыми и андезито-дацитовыми вулканитами

III. Средне-верхнекаменноугольные и верхнекаменноугольно-нижнепермские вулканиты
Ассоциации: 1 — липаритовая лаво-туфо-игнимбритовая; 2 — липаритовая с преобладанием в верхах пирокластов; 3 — липаритовая, сменяющаяся в верхах туфогенно-осадочными накоплениями с покровами андезитов

IV. Пермские вулканиты

Ассоциации: 1 — контрастная трахибазальт-трахилипаритовая; 2 — трахилипаритовая; 3 — трахибазальтовая; 4 — андезит-дацит-липаритовая с широким развитием туфогенно-осадочных пород; 5 — трахилипаритовая, сменяющаяся трахибазальтовой; 6 — андезит-дацит-липаритовая, сменяющаяся трахибазальт-трахилипаритовой; 7 — кайнотипные вулканиты позднепалеозойского — раннемезозойского возраста

Проведенный анализ особенностей размещения по латерали вулканогенных ассоциаций разных частей верхнепалеозойского разреза и некоторых петрохимических особенностей пород позволяет подойти к решению вопроса о природе Центральноказахстанского разлома и сопряженной с ним системы разломов с несколько иных позиций. Выявляется определенная закономерность в характере латерального размещения ассоциаций пород каждого из членов верхнепалеозойского разреза.

Вулканогенная орогенная серия варисцид Центрального Казахстана начинается средневизейско-серпуховской каркаралинской свитой. В целом свита сложена основными и средними породами (с преобладанием андезитов) в низах и кремнекислыми породами в верхах. Однако характер строения каркаралинской свиты в разных местах не одинаков. Выделяются три ассоциации: непрерывная андезит-дацит-липаритовая, контрастная андезит-липаритовая и липаритовая (I на рис. 1). Непрерывная ассоциация распространена на крайнем севере Токрауской впадины. Ее накопление связано с вулканизмом ареального типа. Контрастная андезит-липаритовая ассоциация локализуется в пределах узких линейных зон. Одна из них приурочена к зоне Центральноказахстанского разлома. На западе Токрауского региона выделяется еще одна меридиональная полоса, приуроченная к Жамшинской системе разрывных нарушений [4]. К меридиональной полосе, совпадающей с зоной Центральноказахстанского разлома, примыкают широтно ориентированные полосы развития контрастной ассоциации в Токрауской впадине (Жельтауская зона) и в Северо-Балхашской (Калмакэмельская зона). Указанные широтно ориентированные полосы приурочены к границе этих впадин с Балхашским поднятием. Зоны сочленения этих структур представляют собой систему глубинных разломов. Таким образом, контрастная андезит-липаритовая ассоциация нижнего карбона образует систему линейных зон, сочленяющихся под прямым углом. В промежутках между этими зонами каркаралинская свита сложена только липаритами, формирование которых происходило во второй половине времени накопления пород этой свиты. Выделенные узкие зоны развития контрастной ассоциации представляют собой, следовательно, зоны проницаемости, вулканизм в которых начался раньше и с более основных пород, что является одной из характернейших особенностей глубинных структур [13].

В начале среднего карбона отмеченные линейные зоны, за исключением Жамшинской, проявились столь же отчетливо в виде своеобразных трогов, выполненных мощными конгломератами низов калмакэмельской свиты (см. II на рис. 1).

Со второй половины карбона вулканизм локализуется в более узкой и широтно ориентированной полосе, характеризуясь резким преобладанием продуктов извержения липаритового состава на всей территории Токрауской и Северо-Балхашской впадин. В позднем карбоне и самом начале перми вулканизм проявился в целом в тех же пределах и характеризовался таким же преобладающим липаритовым составом изверженных продуктов. Лишь в меридиональной полосе, приуроченной к зоне Центральноказахстанского разлома, в это время формируются более мощные пачки вулканогенно-осадочных пород, ассоциирующихся с покровами андезитондов. Одновременно во внешней (северной) зоне Северо-Балхашской впадины шире развиты пирокластические накопления в противовес остальной территории, где наряду с этими породами широко представлены лавы и игнимбреты (см. III на рис. 1).

В пермский период вулканизм существенно меняется. По сравнению с предшествующими пермские вулканы резко обогащены щелочами; одновременно вновь характерными становятся контрастные, но уже трахибазальт-трахилипаритовые ассоциации. Территория, охваченная процессами вулканизма в перми, резко расширяется, но сам вулканизм проявляется более дискретно. Последнее особенно резко выражено в Токрауском регионе. Здесь вновь активизируется широкая меридиональная зона, частью совпадающая с Жамшинской системой глубинных расколов. Одновременно возникают и новые, субширотные, зоны проницаемости на северо-западе региона (см. IV на рис. 1). Позднее к северной части Жамшинской зоны тяготеют скопления кайнотипных вулканитов условно позднепалеозойского — раннемезозойского возраста [25]. В зоне Центральноказахстанского разлома также отмечаются кайнотипные вулканиты в виде даек долеритов меридионального простирания, относимые условно к мезозою [14].

Таким образом, во время формирования всего верхнепалеозойского разреза отчетливо проявляется роль линейных зон проницаемости, приуроченных к известным глубинным разломам. Прежде всего это подчеркивается развитием именно здесь контрастных по содержанию кремнезема ассоциаций пород. Это меридиональная зона Центральноказахстанского разлома и такого же простираения сложнопостроенная Жамшинская зона, а также широтные Жельтауская и Калмакэмельская зоны, под прямым углом сочленяющиеся с Центральноказахстанской. Влияние последней зоны сказывается также на размещении лейкократовых гранитов позднекаменноугольного калдырминского комплекса и следующего за ним комплекса даек [5]. Отмечается влияние Центральноказахстанского разлома и на более древние, девонские, отложения [2, 8]. Эти данные свидетельствуют о древности заложения зоны Центральноказахстанского разлома и о функционировании этой зоны в течение второй половины палеозоя.

В качестве одного из аргументов в пользу крупных горизонтальных перемещений по Центральноказахстанскому разлому указывается на уступообразный характер границ верхнепалеозойских вулканитов по разные стороны от него в Токрауской и Северо-Балхашской впадинах. Здесь необходимо подчеркнуть следующее. Расстояние между северными выходами более молодых свит (особенно в среднем — верхнем карбоне) сокращается по сравнению с ниже-среднекаменноугольными (см. рис. 1). При этом южная граница распространения вулканитов в непосредственной близости от Центральноказахстанского разлома (по обе стороны от него) остается стабильной. Южная граница остается стабильной во всем Северо-Восточном Прибалхашье в течение карбона и перми, в то время как северная граница распространения вулканитов здесь последовательно смещается на север по мере развития вулканизма. В Токрауском же регионе (в удалении от Центральноказахстанского разлома) южная граница развития вулканизма мигрирует на север от раннего к позднему карбону, а северная граница смещается в это же время на юг. Это свидетельствует о возрастающей роли систем магматической проницаемости широтного направления. В перми в Токрауском регионе близкая к широтной система зон проницаемости проявила себя по северной периферии региона, в то время как на западе вновь активизировалась меридиональная (Жамшинская) система.

Выше уже обращалось внимание на то, что разделяя однотипные ассоциации Токрауской и Северо-Балхашской впадин, зона Центральноказахстанского разлома в течение всего карбона характеризует своеобразием приуроченных к ней ассоциаций вулканитов. Наконец, следует обратить внимание на особенности насыщенности щелочами однотипных пород по разные стороны от Центральноказахстанского разлома, что совершенно не рассматривалось при анализе характера движений по этому разлому. Уровень же щелочности одновозрастных и однотипных по кислотности пород Токрауской впадины довольно резко отличается от таковых Северо-Балхашской, что уже подчеркивалось ранее [21] и что особенно наглядно выступает при трендовом анализе этого явления (рис. 2). Различия в щелочности пород обоих регионов свидетельствуют о заметной автономности формирования вулканитов и заставляют более осторожно подходить к выделению единых для обеих впадин структурно-фациальных зон.

Таким образом, совокупность данных о характере размещения и составе верхнепалеозойских вулканитов Центрального Казахстана противоречит представлениям об однократном смещении в мезозое Токрауского блока по отношению к Северо-Балхашскому по Центральноказахстанскому разлому. История этого одного из крупнейших разломов Казахстана более сложная. Проявившись уже в девоне, зона Центральноказахстанского разлома активно влияла на характер магматической деятельности в течение всего позднего палеозоя. Стабильность положения южных границ всех этапов вулканизма в непосредственной близости от разлома в Токрауском и Северо-Балхашском регионах при одно-

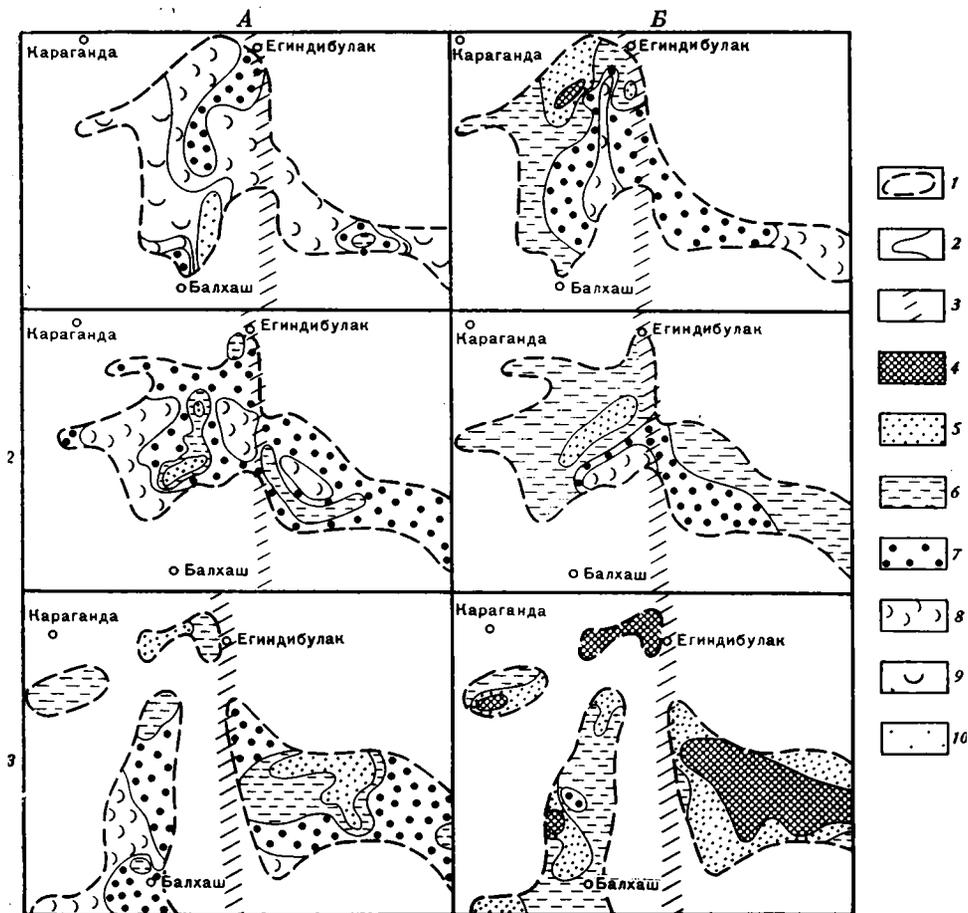


Рис. 2. Характер изменения суммы окислов натрия и калия андезитов (А) и дацитов (Б) каркаралинских (1), калмакэмельских (2) и пермских (3) вулканитов
 1 — область развития вулканитов; 2 — границы распространения вулканитов равного уровня щелочности; 3 — зона Центральноказахстанского разлома; 4—10 — области развития вулканитов с суммой щелочей, %: 4—9—10, 5—8—9, 6—7—8, 7—6—7, 8—5—6, 9—4—5, 10 — менее 4%

временно меняющемся положении северных границ свидетельствует о трансформном характере движений по Центральноказахстанскому разлому. Особое значение при этом приобретает зоны проницаемости широтного направления (Жельтауская и Калмакэмельская), под прямым углом причленяющиеся к зоне Центральноказахстанского разлома. Эти зоны выступают как своеобразные тыловые раздвиги. Значение одной из этих зон (Калмакэмельской) при формировании верхнепалеозойской структуры Калмакэмельской синклинали в Северо-Восточном Прибалхашье было рассмотрено ранее [22]. Вулканиты, приуроченные к этим зонам, обладают некоторыми особенностями, в первую очередь в содержании щелочей, отличающими их от вулканитов прилегающих территорий. Так, в раннем карбоне здесь, как и в зоне Центральноказахстанского разлома, формируется контрастная андезит-липаритовая ассоциация. Однако именно для Жельтауской зоны Ю. И. Лялиным в 1975 г. отмечались в каркаралинской свите наиболее низкокалиевые базальты толеитового типа.

Первые горизонтальные перемещения трансформного характера по Центральноказахстанскому и сопряженным с ним Жельтаускому и Калмакэмельскому разломам произошли до конца среднего карбона, что и фиксируется несоответствием расстояний между крайними северными выходами ниже-среднекаменноугольных и средне-верхнекаменноугольных вулканитов. В этом отношении средний карбон выступает своеобраз-

разным рубежом. С конца среднего карбона основными для выведения расплавов на поверхность оказываются зоны проницаемости широтного направления.

Более поздние перемещения трансформного характера по Центральноказахстанской системе разломов фиксируются в конце карбона или в самом начале перми, но до времени формирования нижнепермской трахибазальт-трахилипаритовой ассоциации. В формировании последней главное значение, как представляется, приобретают уже движения по Жамшинской зоне и сочленяющейся с ней системой субширотных зон проницаемости на северной периферии Токрауского региона (см. рис. 1). Что касается времени последних подвижек по Центральноказахстанскому разлому, то северо-западнее пос. Егиндыбулак по этому разлому флористически охарактеризованные отложения нижней перми приведены в непосредственное соприкосновение со среднедевонскими отложениями [25]. В 60—70 км северо-северо-восточнее пос. Егиндыбулак Центральноказахстанский разлом разделит верхнепалеозойские биотитовые граниты Кызылсорского массива и западнее расположенные девонские отложения. Непосредственно в зоне разлома граниты главной фазы и жильные граниты первого этапа интенсивно рассланцованы и пронизаны многочисленными кварцевыми прожилками. Рассекающая Кызылсорский массив субмеридиональная дайка гранит-порфиров пересекает без видимых следов смещения зону разлома, трассируясь к западу от него в девонских отложениях [3]. Многочисленные дайки своеобразных полосчатых серых гранит-порфиров, пронизывающих южную часть Кызылсорского массива, совершенно не затронуты процессами рассланцевания и рвут уже рассланцованные граниты. Возраст биотита из этих даек, определенный калий-аргоновым методом в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ в 1978 г., равен 252 ± 8 млн. лет, что соответствует поздней перми.

Таким образом, в позднем палеозое на территории Казахстана активно проявлялась система зон проницаемости трансформного характера, наиболее ярким представителем которой в современной структуре является Центральноказахстанский разлом. Особенности размещения вулканитов свидетельствуют об общей миграции с юга на север приоткрывающихся путей для вывода расплавов на поверхность, так же как и о существовании растягивающих усилий в широтном направлении. При этом, Жельтауская и Қалмақемельская зоны выступают наиболее яркими представителями тыловых раздвигов. Противовесом им выступают зоны смятия: Спасская и Успенская на северной периферии Токрауского региона, впервые выделенные М. П. Русаковым [18] и И. С. Яговкиным [26]. В Северо-Восточном Прибалхашье на границе со структурами Чингизского мегаантиклинория также выделяются зоны смятия [9, 10].

Спасской и Успенской зонам издавна отводилась важная роль в формировании структуры Центрального Казахстана. Северная из этих зон, Спасская, трассируется в близширотном направлении по южной окраине Карагандинского угольного бассейна севернее гор Тектурмас. В 20 км севернее пос. Егиндыбулак эта зона сочленяется с Центральноказахстанским разломом. Сланцеватость и шарьирование охватывают в этой зоне весь разрез девона и турне, но не затрагивают нижнепермские вулканогенные и осадочные образования [2, 7]. Отмечается, что тектонические пластины ограничены поверхностями сместителей субширотных надвигов и северо-западных сдвигов, а максимальные горизонтальные перемещения (с юга на север) не превышают 15 км [2].

Располагающаяся южнее Успенская зона трассируется в субширотном направлении южнее гор Тектурмас от пос. Атасу на западе к г. Каркаралинску на востоке с постепенным затуханием в восточном направлении. Рассланцеванием в ее пределах охвачены девонские и нижнекаменноугольные отложения, включая уже и вулканиты каркаралинской свиты (горы Уста). Зоны рассланцевания сопровождаются здесь надви-

гами и взбросами, возникшими в результате надвигания в северо-западном направлении [6].

Само положение этих крупных зон расщепления и шарьирования севернее основного фронта позднепалеозойского магматизма представляется не случайным. А. И. Суворовым [19] уже подчеркивалось влияние гранитоидного магматизма на этапы становления Успенской и Спасской зон расщепления в позднем палеозое. Здесь хотелось бы подчеркнуть только следующее. Среди интрузивных массивов, приуроченных к южной (тыловой) части Спасской зоны, развиты исключительно среднекаменноугольные гранодиоритовые. Для Успенской зоны наиболее характерны массивы гранитов позднекаменноугольного возраста. Один из известнейших в Центральном Казахстане поясов таких гранитов, Калдырма-Бахтинский, протягивается вдоль Успенской зоны от гор Калдырма на западе до г. Каркаралинска и далее к горам Бахты на востоке. Во многих массивах (Каркаралы, Бахты, Кент и др.) отчетливо фиксируется более поздний возраст этих гранитов по отношению к гранодиоритам [5]. Таким образом, главные объемы интрузивных масс в Успенской зоне формируются позже по сравнению со Спасской зоной. Наиболее молодые члены верхнепалеозойского вулканогенного разреза в Спасской зоне соответствуют низам нижней перми [15], в то время как приуроченные к Успенской зоне вулканиты гор Бугулы, по нашим наблюдениям 1978 г., содержат растительные остатки верхов нижней перми. Совокупность этих данных свидетельствует в пользу более раннего начала формирования Спасской зоны. Само формирование указанных зон проходило многократно. Свидетельством этому может служить и характер ориентировки гранитоидных массивов в обеих зонах. При общей вытянутости Калдырма-Бахтинского пояса в восток-северо-восточном направлении слагающие его массивы гранитов имеют широтную ориентировку. Следуя друг за другом, эти массивы кулисообразно смещаются на север по мере движения на восток. Сходным образом располагаются и гранодиоритовые массивы Спасской зоны. Такое относительное смещение к северу более восточных массивов интрузивных пород каменноугольного возраста свидетельствует, как представляется, о большей динамичности движения с юга на север блока Токрауского региона, примыкающего непосредственно к Центральноказахстанскому разлому. О большей активности этой части Токрауской впадины свидетельствует и широкое развитие здесь подводящих каналов вулканитов, группирующихся в широтноориентированные системы [5, 12]. Предположение о большей активности восточного блока хорошо согласуется также с более северным положением восточной части широтной ветви девонского вулканогенного пояса по отношению к его западной части, что отчетливо выступает на всех геологических картах [2].

Указанные особенности строения Спасской и Успенской зон и характера размещения в них продуктов магматизма позднего палеозоя хорошо согласуются с этапностью развития зон магматической проницаемости всего Токрауского региона. Что касается Северо-Восточного Прибалхашья, то развитые здесь Каиндинская и Мизек-Акбятская зоны смятия обнаруживают черты сходства соответственно с Успенской и Спасской зонами [9, 10].

Проведенный анализ особенностей позднепалеозойского магматизма Центрального Казахстана свидетельствует о существовании здесь в конце палеозоя ортогональной системы зон проницаемости, активно влияющих на размещение интрузивных масс или вывод расплавов на дневную поверхность. Это меридиональные Центральноказахстанская и Жамшинская зоны разломов и сопряженные с ними широтные Жельтауская, Калмакэмельская и другие (на северной периферии Токрауского региона), образующие в целом Центральноказахстанскую систему разломов (рис. 3). К этой же системе принадлежит и меридиональная Токрауская зоны глубинных разломов на границе Токрауской впадины и Северо-Балхашского поднятия, активно проявившая себя в позднепалеозойское время [24]. Движения по этой системе разломов осуществляются

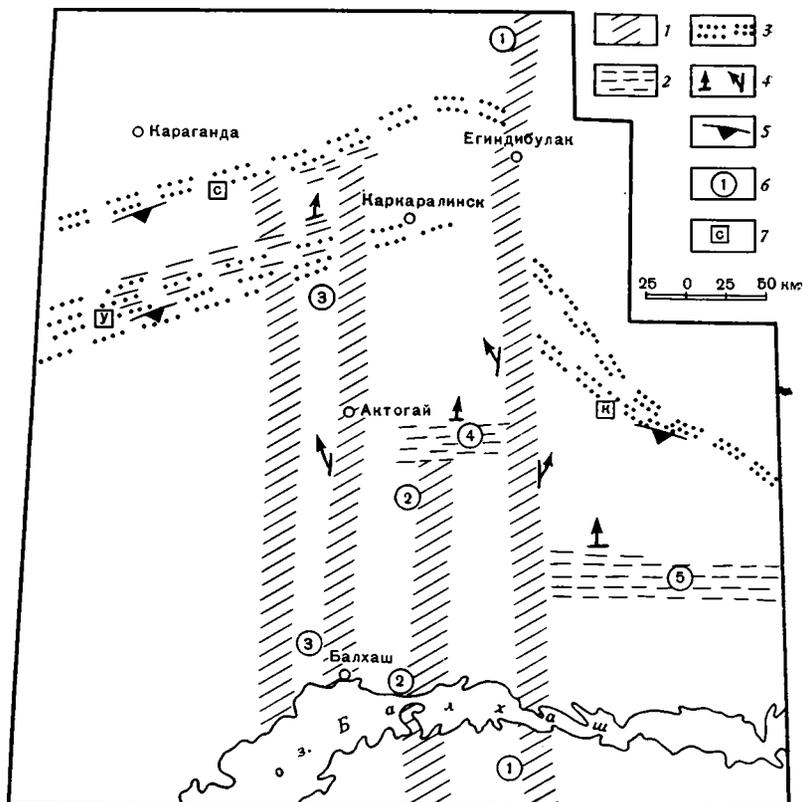


Рис. 3. Центральноказхастанская система разломов

1—2 — зоны разломов: 1 — меридиональные (сдвиги-раздвиги), 2 — широтные (раздвиги); 3 — зоны смятия; 4 — направление движений; 5 — наклон зон смятия; 6 — зоны разломов: 1 — Центральноказхастанская, 2 — Токрауская, 3 — Жамшинская, 4 — Жельстауская, 5 — Калмакэмельская; 7 — зоны смятия: С — Спасская, У — Успенская, К — Каиндинская

дискретно с разной интенсивностью в разные отрезки времени. Особенности размещения ассоциаций пород свидетельствуют о трансформном характере движений по Центральноказхастанской системе разломов с общей тенденцией к устойчивым передвижениям блоков с юга на север. Эта тенденция, как представляется, обязана заложению и развитию огромного широтного верхнепалеозойского пояса вулканитов Евразии, что особенно подчеркивалось А. А. Моссаковским [17]. По отношению к разломам, которым обязан своим формированием Евразиатский вулканогенный пояс, вся Центральноказхастанская система разломов выступает как трансформная. Передвижение блоков по данной системе проходило с разной скоростью, что в конечном счете и привело к ступообразному рисунку границ современного распространения вулканитов по разные стороны от собственно Центральноказхастанского разлома, суммарные перемещения по которому, как представляется, не превышают самых первых десятков километров. При этом меридиональные зоны, особенно Центральноказхастанская, выступают в целом как раздвигово-сдвиговые, в то время как широтные являются своеобразными тыловыми раздвигами. Движения по последним компенсировались расланцеванием и шарьированием пород в так называемых зонах смятия, в первую очередь в Спасской и ее аналогу (Мизек-Акбастауская зона) в Северо-Восточном Прибалхашье.

Проведенный анализ свидетельствует о тесной связи магматических и тектонических явлений и, несомненно, об активной роли магматизма в формировании структурного плана регионов.

1. *Бекжанов Г. Р., Колмогоров Ю. А., Кунин Н. Я. и др.* Особенности расположения и строения глубинных разломов Казахстана по геофизическим данным.— В кн.: Геофизические исследования в Казахстане. Ч. I. Алма-Ата, 1971, с. 3—20.
2. *Беляев О. Е., Кабанов Ю. Ф., Сигачева Н. Н., Щеголева Л. А.* Геологическое строение и особенности развития широтной части краевой системы каледонид и варисцид Центрального Казахстана.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Центр. Казахстана. М.: Наука, 1977, с. 242—258.
3. *Беляев О. Е., Юнаковская Ю. В.* Некоторые новые данные о морфологии Центральноказахстанского разлома.— Геотектоника, 1972, № 5, с. 123—132.
4. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана.— В кн.: Материалы ВСЕГЕИ. Нов. серия. Л., 1961, вып. 41, 501 с.
5. Геология и металлогения восточной части Токрауской впадины и юго-западного Чингиза.— В кн.: Материалы по геологии Центр. Казахстана. Т. IX. М.: Изд-во МГУ, 1971. 290 с.
6. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Т. I. Алма-Ата: Наука, 1967. 372 с.
7. *Кабанов Ю. Ф.* Проблемы тектоники восточной части Карагандинского бассейна.— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана: Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. X. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 562—574.
8. *Кац Я. Г., Мартынова М. В., Успенский Е. П., Асатуллаев Н. Р., Юрина А. Л.* Живецкие и верхнедевонские отложения западных окраин Чингиза.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1964, № 4, с. 23—34.
9. *Кошкин В. Я.* Роль продольного сдвигания в образовании тектонических структур земного шара.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9, с. 69—85.
10. *Кошкин В. Я.* Центральноказахстанский сдвиг.— Геотектоника, 1969, № 1, с. 52—67.
11. *Кошкин В. Я.* Тектоническое положение Балхаш-Илийского герцинского вулканического пояса.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 86—92.
12. *Курчапов А. М.* Некоторые особенности орогенного вулканизма северной части Токрауской впадины (Центральный Казахстан).— Сов. геология, 1970, № 5, с. 83—94.
13. *Курчапов А. М.* Значение геологического возраста вулканитов для выявления глубинных структур (на примере Южного Сихотэ-Алиня).— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1160—1163.
14. *Курчапов А. М., Дорохов И. Л.* Мезозойские базальты в Каркаралинском районе Центрального Казахстана.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1965, № 6, с. 36—38.
15. *Курчапов А. М., Мейен С. В.* Пермские отложения Карасорского прогиба (Центральный Казахстан).— В кн.: Вопросы геологии Центр. Казахстана: Материалы по геол. Центр. Казахстана. Т. X. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 417—427.
16. *Лялин Ю. И.* О скорости смещения зон магматизма в Центральном Казахстане.— Вестн. АН КазССР, 1971, № 4, с. 17—23.
17. *Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука. 317 с.
18. *Русаков М. П.* К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи.— Изв. ГГРУ, 1930, т. 49, № 2. 112 с.
19. *Суворов А. И.* Горизонтальные движения и гранитоидный магматизм на примере герцинид Центрального Казахстана.— Сов. геология, 1969, № 9, с. 33—47.
20. *Суворов А. И., Самыгин С. Г.* О сочленении структур чингизского и спасского направлений в Центральном Казахстане.— Геотектоника, 1969, № 2, с. 66—80.
21. *Тимофеева Е. Н.* Эволюция химизма верхнепалеозойского вулканизма в Северном Прибалхашье.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 2, с. 46—52.
22. *Трифонов В. Г.* Позднепалеозойская структура Северного Прибалхашья и ее происхождение.— Труды ГИН АН СССР, 1967, вып. 175. 256 с.
23. *Уилсон Дж.* Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 58—67.
24. *Успенский Е. П., Михайлов А. Е., Бахтеев М. К.* Глубинные разломы Северо-Западного Прибалхашья.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1969, № 3, с. 3—12.
25. *Щеголева Л. А.* Позднепалеозойско-раннемезозойская вулканическая серия окраин восточной части Карагандинского бассейна.— Вестн. Моск. ун-та Сер. геол., 1973, № 6, с. 86—89.
26. *Яговкин И. С.* Геологические исследования Успенского района Казахской ССР.— Труды ГГРУ, 1932, вып. 42. 115 с.

ИГЕМ АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
5.V.1981

УДК 551.24.055(55)

РОМАНЬКО Е. Ф., МОРОЗОВ Л. Н.

**АНАРЕК-ХУРСКИЙ МАССИВ В ЦЕНТРАЛЬНОМ ИРАНЕ:
СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ**

Рассмотрены структуры, метаморфизм и условия формирования фундамента байкальского Анарек-Хурского массива, составляющего часть складчато-глыбового сооружения Центрального Ирана. Фундамент массива представляет гетерогенное, мозаичное образование, сложенное серией полиметаморфических комплексов. Усложнение структуры фундамента происходило в результате сближения различных блоков, индивидуальные особенности которых были снивелированы последовательным наложением более поздних структурно-вещественных преобразований. Приведены состав и парагенезисы метаморфических комплексов фундамента, обсуждается возраст отложений и метаморфизма.

В последние годы с углублением представлений о геологии ирано-афганской части Альпийской складчатой области все с большей остротой встает проблема возраста и этапности метаморфизма доальпийского фундамента этого региона. В этом отношении значительный материал представляет сложное складчато-глыбовое сооружение Центрального Ирана, где на обширных площадях выступает на поверхность древний метаморфический фундамент, составляющий, в частности, основание байкальского Анарек-Хурского массива (рис. 1). Представления о возрасте метаморфических пород, слагающих этот массив, испытали за последние десятилетия существенную эволюцию. Они считались докембрийскими [5, 8], юрскими, испытавшими альпийский метаморфизм [4], а в самое последнее время рядом иранских геологов рассматриваются как палеозойские (А. Хушманзаде, М. Р. Саханди и др., личное сообщение). Вопрос о возрасте метаморфитов Центрального Ирана, времени и типе их метаморфизма имеет принципиальное значение для расшифровки структуры и понимания геологической эволюции этого региона с позиции современных представлений о становлении в его пределах континентальной коры. Именно поэтому этот вопрос с особой остротой дебатруется исследователями геологии Ирана в настоящее время. Поскольку основная часть аргументов в таких дискуссиях черпается из арсенала широких региональных сопоставлений и палеореконструкций, представляется особо важным большое внимание уделить непосредственно анализу структурно-вещественных преобразований пород фундамента Анарек-Хурского массива. Материалом для такого анализа послужили результаты комплексных геолого-геофизических исследований, проведенных в 1975—1980 гг. советскими геологами на основе межправительственного соглашения в Центральном Иране на площади свыше 40 тыс. км².

**ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВА В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ИРАНА
И ЕГО ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ**

Анарек-Хурский кристаллический массив, судя по наблюдаемым выходам фундамента (рис. 1), вытянут в направлении ЮЗ — СВ на 250 км при ширине около 60 км. Общая его действительная форма и размеры не определены, так как краевые части массива погребены в прилежащих позднеальпийских впадинах. С юга массив обрамляют зоны киммерийской (Чах Паланг) и раннеальпийской (Биабанак) складчатости, на западе его дугой огибает альпийская офиолитовая Наин-Зеварская зона («цветной меланж»), отделяющая массив от эоценового

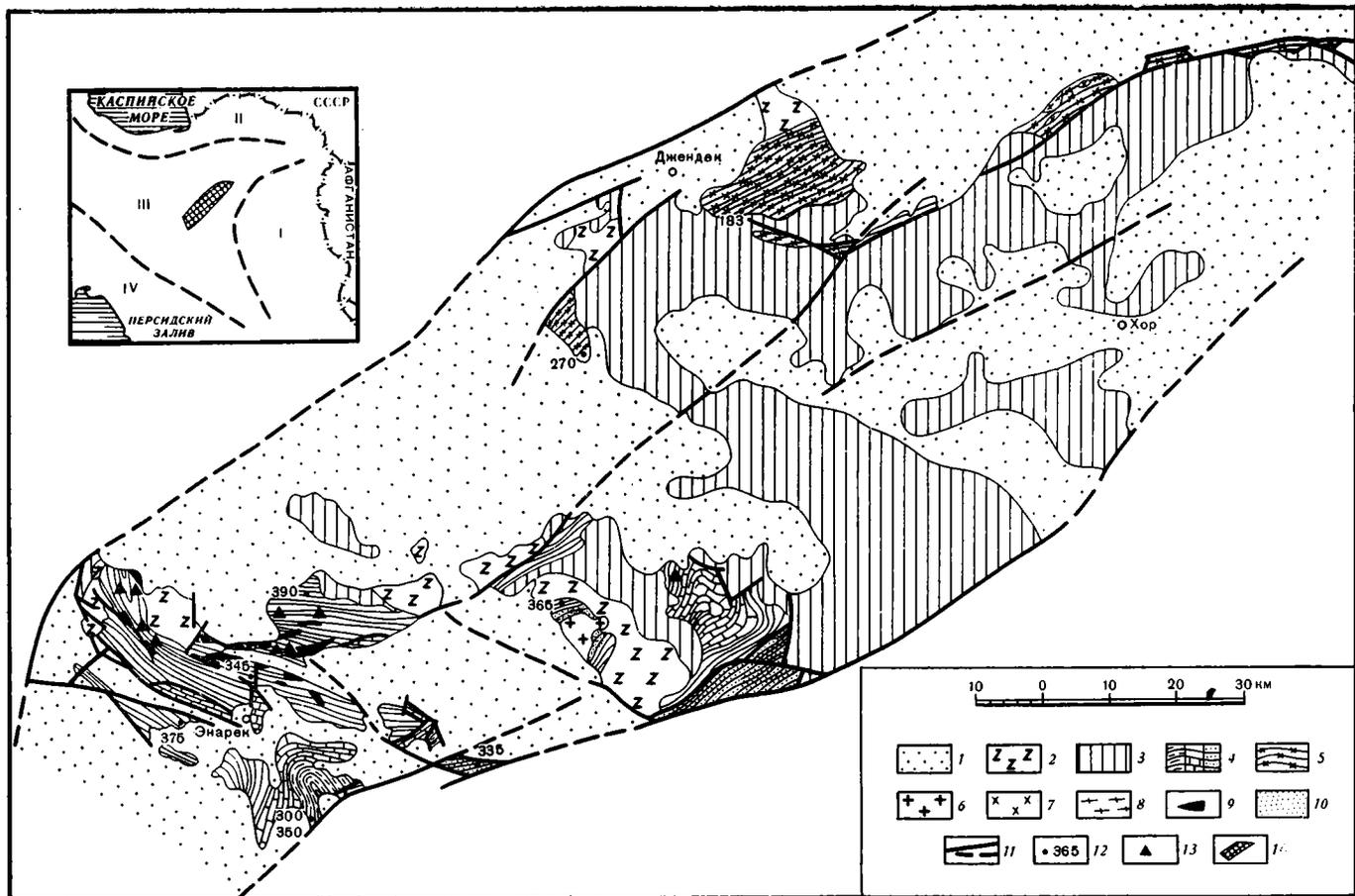


Рис. 1. Метаморфические комплексы фундамента Анарек-Хурского массива

1 — олигоцен-четвертичная моласса, 2 — вулканы эоцена, 3 — терригенно-карбонатные отложения палеозоя, мезозоя и палеоцена, 4 — зеленосланцевые комплексы верхнего протерозоя (а — Мамадабад, б — Анарек, в — «зеленых сланцев»), 5 — гнейсовосланцевая толща верхнего протерозоя (комплекс Джандак), 6 — эоценовые гранитоиды, 7 — мезозойские гранитоиды, 8 — позднепротерозойские гранитоиды, 9 — ультрамафиты, 10 — зоны ороговикования, 11 — разломы пород, млн. лет, 13 — места находок глаукофана, лавсонита, пумпеллинита, 14 — Анарек-Хурский массив (на врезке)

Тектонические зоны Ирана (на врезке):

I — Лутский блок, II—IV — складчатые зоны: II — Эльбурса, III — Центрального Ирана, IV — Загроса

Центрально-Иранского вулканического пояса. На севере и востоке массив ступенчато погружается под олигоцен-миоценовую молассу крупной новейшей впадины Дашт-е Кевир (Большой Соляной Пустыни), северное обрамление которой [3] позволяет предполагать, что доальпийский фундамент этой впадины сложен докембрийским метаморфическим комплексом, а также в разной степени метаморфизованными и неметаморфизованными палеозойскими и мезозойскими образованиями. Восточнее к массиву, видимо, примыкают докембрийский горст (Пошт-е Бадам) и мезозойский прогиб (Табасский). Обе эти структуры имеют уже меридиональное направление и рассматриваются обычно в системе Урало-Оманского линеамента.

В современной структуре Анарек-Хурский массив представлен рядом выступов фундамента, перекрытого на остальной площади платформенным чехлом. В состав последнего входит меловой терригенно-карбонатный комплекс, перекрытый во внутренних грабенах и по обрамлению красноцветной олигоцен-миоценовой молассой. Фрагментарно развитию преимущественно терригенные верхнепалеозойские, триасовые, юрские, а также вулканогенные эоценовые отложения. Осадочные комплексы чехла залегают субгоризонтально или образуют относительно пологие широкие структуры. Существенные деформации связаны с перемещениями блоков по многочисленным разломам. Гранитоидные интрузивы редки и залегают только в комплексах фундамента: известно несколько небольших массивов позднепротерозойского (?), мезозойского и эоценового возраста.

Из-за широкого развития платформенного чехла внутренняя структура фундамента не вполне ясна; ее элементы более или менее определенно распознаются в отдельных выступах основания, крупнейший из которых — Анарекский — расположен в западной части массива, Кал-е Кафинский — в центральной и Джандакский — в северо-восточной (рис. 1, 2). По особенностям строения разрезов, исходного состава пород, а также характера метаморфизма в составе фундамента выделен ряд стратиграфических комплексов, наиболее полно представленных в Анареком выступе. Все выделенные комплексы обладают достаточно отчетливой индивидуальностью, но их взаимное положение в разрезе фундамента не бесспорно и требует дальнейшего уточнения.

Состав комплекса Джандак преимущественно первично-терригенный с широким развитием пелитовых осадков (гидрослюдистых глин), аркозов и граувакк, редкими пластами (до 15 м) мраморов и доломитов и локальным проявлением базитового магматизма в виде серии потоков, один из которых достигает мощности 200 м. Метаморфизм пород соответствует условиям эпидот-амфиболитовой фации переходных давлений [1] или ставролитовой фации [2].

Для метапсаммитов и метапелитов характерны такие парагенезисы: $Кв + Му + Би + Пл$, $Кв + Му + Би + Пл + Мкл$, $Кв + Му + Пл + Мкл + Эп$, $Кв + Му + Гр + Пл$, $Кв + Му + Би + Гр \pm Пл \pm Мкл \pm Эп + Хл$, $Кв + Пл + Рог \pm Эп \pm Би$, $Кв + Му + Би + Гр + Пл + Рог \pm Эп$, $Кв + Му + Би + Ст + Гр \pm Пл$, $Би + Гр + Ст + Пл$, $Кв + Му + Хлт \pm Гр \pm Пл \pm Хл$, для метабазитов — $Рог + Би + Эп + Кв$, $Рог + Пл + Эп + Би \pm Хлт \pm Кв \pm Ка$, $Рог + Пл + Эп + Гр \pm Кв + Би$, для карбонатных пород — $Ка + Кв + Му \pm Аб \pm Би$, $Ка + До$, $Ка + Эп + Рог + Пл + Кв + Хл$. Местами, особенно на севере массива, интенсивно проявлен диафторез, приводящий к образованию парагенезисов зеленых сланцев: $Кв + Му + Хл + Хлт$, $Кв + Аб + Му + Хл$, $Кв + Аб + Эп + Хл$ и др.

Анарекская серия мощностью более 10 000 м сложена в основном терригенными породами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев. Состав ее: метапсаммиты, метапелиты 82—84%, карбонатные породы 10—12%, метаэффузивы 4—6%. Серия подразделяется на ряд комплексов: Мамадабад, Анарек и «зеленых сланцев».

Комплекс Мамадабад представляет толщу, сложенную в основном метаморфизованными песчаными отложениями с горизонтами мраморов и метаэффузивов основного и кислого состава в нижней части. Среди ме-

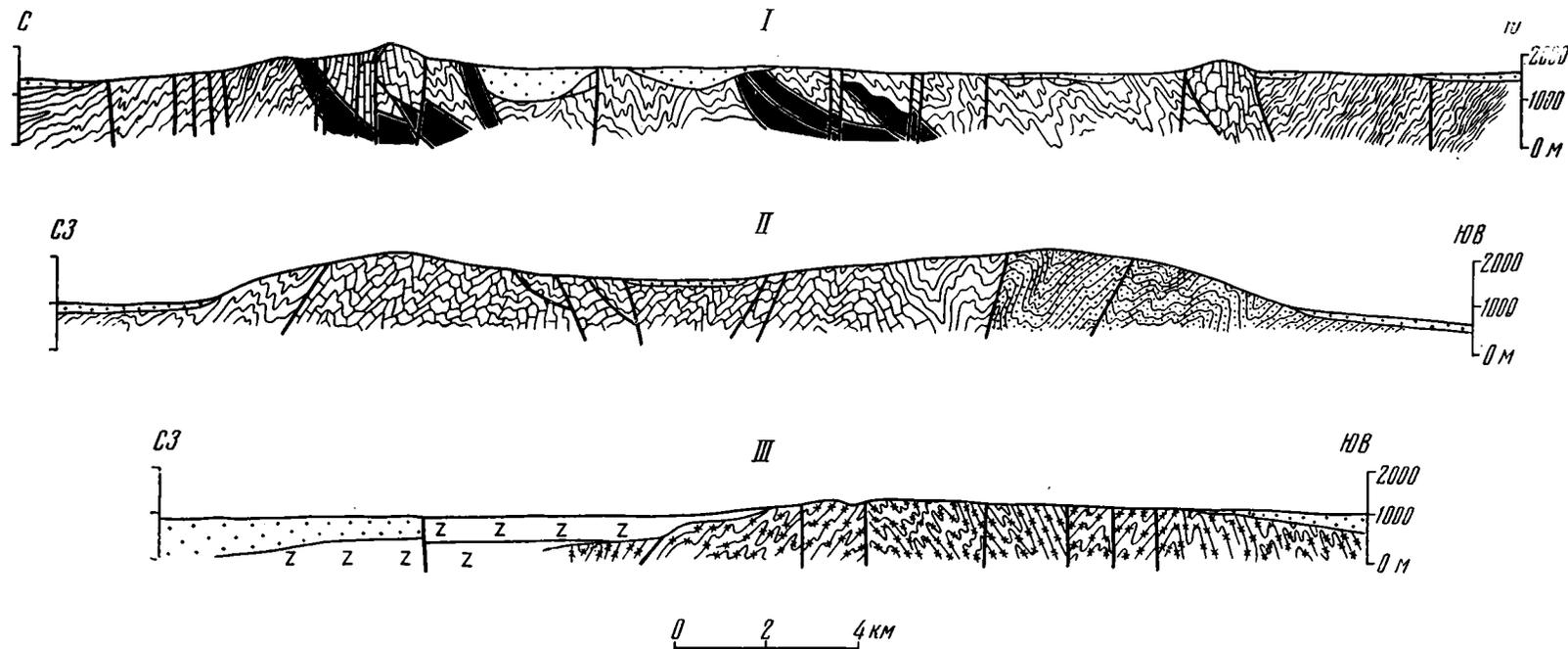


Рис. 2. Геологические разрезы через главные выступы фундамента Анарек-Хурского массива
 I — Анарекский выступ, II — Кал-е Кафинский выступ, III — Джандакский выступ
 Условные обозначения те же, что и на рис. 1

тапсаммитов преобладают метааркозы, реже распространены метаграувакки, а верхняя часть разреза сложена кварцитами. Особенностью пород является широкое развитие blastopсаммитовых, blastoporфировых структур, характерных для низкой ступени регионального метаморфизма.

Комплекс Анарек подразделяется на три толщи: существенно карбонатную — мраморы Лакх, карбонатно-терригенную — сланцы Чах Горбех и терригенную — сланцы Дерахтак. Мраморы Лакх представляют довольно однородную толщу среднезернистых пород, иногда со слоистой текстурой; в редких случаях встречаются маломощные невыдержанные прослои кварцитов. Вдоль разломов мраморы подвергаются интенсивной доломитизации. Толща сланцев Чах Горбех представляет собой сложное переслаивание метааркозов и метаграувакк с метабазитами и мраморами; среди сланцев Дерахтак значительно преобладают метааркозы, слабо развиты метаграувакки и метабазиты, а карбонатные породы встречаются крайне редко.

Комплекс «зеленых сланцев» представляет, по-видимому, часть верхнепротерозойской метаморфической толщи, широко развитой за пределами Анарек-Хурского массива. Среди пород этого комплекса в южной части Кал-е Кафинского выступа преобладают метапсаммиты и метапелиты, а низы разреза слагают мраморы. В метапсаммитах встречаются слабометаморфизованные разности типа метапесчаников, в которых присутствуют обломки пород, сходных со сланцами комплексов Анарек и Мамадабад.

В преобладающих породах анарекской серии — различных сланцах, образовавшихся по глинисто-песчаным отложениям, широко развиты парагенезисы $Kв + Аб + Му + Хл$, $Kв + Му + Хл$, $Kв + Аб + Эп + Хл$, реже $Kв + Му + Хл + Хлт$, $Kв + Аб + Эп + Му$ и др. В метабазитах распространен парагенезис $Аб + Акт + Эп + Хл \pm Kв$, в карбонатных породах — $Ка \pm Kв \pm Му \pm Хл$, $Ка + До$ и др. Вдоль разломов, контролирующих распределение протрузий ультрамафитов, встречаются ассоциации с глаукофаном, кросситом, лавсонитом и пумпеллиитом. Предполагается, что эти ассоциации возникли в условиях высоких давлений в зонах разломов, а впоследствии подверглись зеленосланцевому диафорезу. Особенностью анарекских сланцев является также широкое развитие ассоциации $Стил + До$, наложенной на зеленосланцевые парагенезисы.

В структурном отношении устанавливается относительная однотипность всех комплексов (рис. 2): им свойственны сжатые крутые линейные складки или моноклиальные пакеты, усложненные мелкой складчатостью и многочисленными крутыми разломами, рисунок которых в общих чертах согласуется с направлением складчатых структур, плавно меняющих простирания с запада на восток от северо-западных к широтным и затем к северо-восточным. При этом иногда отмечаются и аномальные субмеридиональные направления складчатых (комплекс Мамадабад) и разрывных (Кал-е Кафинский выступ) структур, а также шарьирование на сланцевые толщи по пологим поверхностям с юга к северу мраморов Лакх (комплекс Анарек) при отсутствии очевидной вергентности структур комплекса в целом. Глубинные разломы, ограничивающие с северо-запада и юго-востока Анарек-Хурский массив (Большой Кевирский и Торкемани-Ордибский), также в общем согласуются со структурными направлениями в массиве. Эти ограничивающие разломы и крупные разрывы внутри массива трассируются протрузиями ультрамафитов.

ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ И МЕТАМОРФИЗМА

Наиболее определенным новым фактором для установления возраста исходных пород фундамента являются находки в линзах мраморов среди сланцев комплекса Анарек онколитов из группы *Osagia*, указывающих, по мнению определявшей их З. А. Журавлевой, на принадлежность отложений к верхнему протерозою — нижнему палеозою (не бли-

же). В то же самое время в полях развития этих метаморфитов имеется несколько находок остатков, похожих на скелетную фауну. Предпринятое Ю. М. Кузичкиной исследование органического вещества метаморфитов комплексов Анарек и Мамадабад позволило выделить из ряда разновидностей сланцев угольки растительного происхождения и остатки стеблевых тканей высших растений. Последние представлены микроскопическими (<50—60 мк) обломками трахеид с окаймленными порами на стенках. При всей дискуссионности вопроса о биостратиграфической ценности и возрасте этих остатков, определяемом в настоящее время в рамках позднего докембрия — раннего палеозоя, Ю. М. Кузичкина считает, что вмещающие их породы не древнее силура. И наконец, в линзе мраморов комплекса «зеленых сланцев» (?) в широкой зоне дислокаций Торкемани-Ордибского глубинного разлома обнаружены Favosites sp. силурийско-девонского облика. По мнению Ю. С. Перфильева, эта находка происходит из зажатого в сланцах отторженца развитых южнее разлома фаунистически охарактеризованных палеозойских пород.

Косвенные данные для суждения о возрасте исходных пород фундамента Анарек-Хурского массива дают результаты радиологических определений времени их метаморфизма (К/Аг-метод) 345—390 млн. лет — комплекс Анарек (мусковит и мусковитовые сланцы), 300—350 млн. лет — комплекс Мамадабад (амфиболы), 335 млн. лет — комплекс «зеленых сланцев» (кварц-мусковитовый сланец), 183—270 млн. лет — комплекс Джандак (мусковит). Скорее всего все приведенные цифры характеризуют (по крайней мере для части комплексов) последний этап метаморфизма, а одна датировка — 845 млн. лет, полученная Rb-Sr-методом «по кристаллическим сланцам Анарека» [7], дает возраст раннего метаморфизма и соответственно докембрийский возраст отложений.

Дополнительным подтверждением докембрийского возраста зеленосланцевой серии Анарек-Хурского массива является большое сходство ее состава и степени метаморфизма с породами распространенной восточнее, в Пошт-е Бадамском горсте, формации Ташк, для которой докембрийский возраст считается доказанным [6, 8]. Еще в большей степени это справедливо для пород комплекса Джандак, сходных с докембрийским комплексом Бонех Шуруу упомянутого района, где этот комплекс залегает ниже формации Ташк. Имеющиеся данные позволяют определить возраст преобладающего объема метаморфитов фундамента Анарек-Хурского массива в рамках верхнего протерозоя, допуская при этом возможность участия в их сложных структурах фрагментов более молодых (палеозойских) комплексов.

В настоящее время нет надежных данных о взаимном стратиграфическом положении различных комплексов внутри зеленосланцевой серии, так как нормальные контакты между ними не устанавливаются. Несмотря на согласованность двух сопряженных крупных складок района Анарека, все же трудно предположить наращивание разреза снизу вверх от комплекса Мамадабад к комплексу Анарек, так как эти комплексы совместно в структурах нигде больше не повторяются. Кроме того, такое допущение требует признания большой мощности зеленосланцевой серии (свыше 10 000 м). Присутствие в метапсаммитах комплекса «зеленых сланцев» обломков пород, сходных с метаморфитами комплекса Анарек, делает привлекательной версию о более молодом («послеанарекском») возрасте первого, но сдинаковая интенсивность и К/Аг-датировки метаморфизма обоих комплексов заставляют относиться к такому предположению очень осторожно.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА

Рассмотренные особенности метаморфических комплексов позволяют видеть существенное разнообразие их исходного состава, характера и времени минеральных преобразований. Пока нет однозначного объяснения такой неоднородности фундамента Анарек-Хурского массива: является ли она следствием дифференцированности метаморфических

процессов, отражающих локальные особенности частных разновозрастных структур единого разреза, или результатом сближения крупных разнотипных докембрийских блоков. Не проливают света на этот счет сопоставления с обрамлением Анарек-Хурского массива: в метаморфических комплексах сопредельных зон Центрального Ирана запечатлена пестрота условий их формирования в широком возрастном (докембрий—ранний мезозой) и фациальном (амфиболитовая—зеленосланцевая фации) диапазоне. При этом наблюдается значительное сходство состава и характера метаморфизма зеленосланцевых серий фундамента Анарек-Хурского массива и различных по возрасту и типу сопредельных тектонических зон.

Определенная структурная дисгармоничность (см. рис. 1) и отличия исходного состава выделенных метаморфических комплексов, а также отсутствие нормальных взаимоотношений между ними и повторений их в структурах говорят о том, что фундамент Анарек-Хурского массива в современной структуре составлен не единым метаморфическим комплексом, а образован в результате смыкания системы разнородных блоков. В пользу этого также свидетельствует наличие линейных зон низкотемпературного метаморфизма высоких давлений.

Последующие структурные осложнения и наложенный метаморфизм довершили формирование метаморфического фундамента, «зашифровав» под структурную (моноклинальные пакеты или каскады мелких складок) и фациальную (зеленосланцевый метаморфизм) однородность разнообразных и, возможно, разновозрастных толщ.

Видимо, роль «смазки» при формировании такой мозаичной структуры сыграли тела ультраосновных пород, участвующие в ней в виде крутопадающих пластин в шовных зонах или реже соскладчатых залежей, но главным образом в виде крупных масс в подошве всего Анарекского выступа фундамента. Здесь региональной аэромагнитной съемкой зафиксирована обширная (около 50 км в поперечнике) аномалия, связанная с крупной магнитовозмущающей массой — ультрамафитами, залегающими под немагнитной метаморфической серийей на относительно небольших глубинах (4—6 км). Для одного из участков по материалам наземной крупномасштабной магнитной съемки на ЭВМ выполнены подборы структурной модели, показавшие, что пластины ультрамафитов вертикально погружаются на 1—2 км, а затем, постепенно выполаживаясь к югу, на глубине 2—12 км образуют единый массив, погружающийся на юг под углом 60—75°.

K/Ar-методом не регистрируются древние датировки пород фундамента, которые «стерты» более поздним метаморфизмом. Видимо, возраст наиболее раннего метаморфизма древнейших комплексов датирует единственное значение—845 млн. лет (Rb/Sr-метод). Выдержанность площадного распространения K/Ar-датировок метаморфитов интервала 300—390 млн. лет свидетельствует о том, что единое докембрийское метаморфическое основание массива сформировалось в герцинский этап, причем в его строении участвовали и ультрамафиты. Об этом говорит одинаковая степень метаморфизма как исходных осадочно-вулканогенных пород, так и ультрамафитов. Кроме того, породы офиолитовой (?) ассоциации уже присутствуют в обломочном материале терригенных триасовых (группа Нахлак) и даже верхнепалеозойских (формация Доруд) отложений чехла массива. И наконец, как указывалось, в метабазитах и метапсаммитах зеленосланцевой фации обнаружен реликтовый глаукофан, возникший в условиях высоких давлений зон сжатия и протрузий ультрамафитов, а при последующих деформациях замещенный минералами зеленосланцевой ассоциации.

В геологическом плане события возрастного интервала 300—390 млн. лет скорее всего связаны с закрытием рифтогенных структур, реликты которых сохранились по обрамлению Анарек-Хурского массива — в тектонических зонах Кух-е Дом и Чах Паланг. Появление более поздних и даже «мезозойских» датировок в породах фундамента на северной окраине массива (270 и 183 млн. лет) следует связывать с гра-

нитойдными интрузиями, вызвавшими в зонах активизации этого возраста высокотемпературный метаморфизм низких давлений. Мезозойские отложения в эту эпоху не испытывают сколько-нибудь значительного регионального метаморфизма; даже складчатые комплексы глубоких прогибов за пределами массива (раннеальпийская зона Биабанак) претерпели лишь изменения в зоне глубинного катагенеза.

В позднем мелу — палеоцене вдоль западной и северной границ массива по глубокому сквозьковому раздвигу (Наин-Зеварская офиолитовая зона с глубоководными кремнисто-карбонатными осадками) происходит раскрытие океанической коры, сменившееся в эоцене сжатием и вулканоплутонической деятельностью. Реакцией массива на эти события явилось также значительное усложнение складчато-глыбовой структуры, формирование его западной меланжевой оторочки и протрудирование ультрамафитов по крупным разломам. Вероятно, происходили и смещения со значительной горизонтальной составляющей, о чем свидетельствуют останцы покровов мраморов Лакх на сланцевых толщах анарекской серии. В это же время проявляется низкотемпературный метаморфизм высоких давлений в офиолитовых швах, а также контактовый метаморфизм вокруг эоценовых гранитоидных массивов; регионального преобразования метаморфических комплексов не происходит.

ВЫВОДЫ

1. Фундамент Анарек-Хурского массива представляет собой гетерогенное, мозаичное образование, сложенное серией полиметаморфических комплексов.

2. Неоднократное усложнение его структуры происходило скорее всего в результате сближения (скупивания) различных блоков, индивидуальные особенности которых были затушеваны последовательным наложением более поздних структурно-вещественных преобразований.

3. Сложность истории формирования структуры массива показывает, насколько бывают упрощены представления о «едином древнем фундаменте» «срединных массивов» складчатых областей полициклического развития.

Литература

1. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., Недра, 1970, 432 с.
2. Кориковский С. П. Фации и субфации регионального метаморфизма в бедных СаО породах.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976, с. 127—139.
3. Хушманзаде А. Этапы докембрийского метаморфизма в Иране.— В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 261—266.
4. Baier E. Das iranische Binnenland östlich des Beckens von Nain — Yazd.— Neues Jb. Miner. Geol. Paläont., Beilbd., Abt. B, 1940, v. 83, № 1, p. 46—82.
5. Davoudzaden M., Seyed-Emami K. Stratigraphy of the Triassic Nakhlak Group, Anarak Region, Central Iran.— Geol. Surv. Iran, 1972, Rept. № 28. 69 p.
6. Haghipour A., Valeh N., Pelissier G., Davoudzaden M. Explanatory text of the Ardekan Quadrangle Map, 1 : 250,000.— Geol. Surv. Iran, 1977. 114 p.
7. Reyre D., Mohafez S. Une première contribution des accords NIOC—ERAP a la connaissance geologique de l'Iran (Prem. part).— Rev. de l'Inst. franc. du pétr., juin 1970, p. 687—713.
8. Stöcklin J., Ruttner A., Nabavi M. New Data on the Lower Paleozoic and Pre-Cambrian of North Iran.— Geol. Surv. Iran, 1964, Rept. № 1, 29 p.

Объединение «Зарубежгеология»

Поступила в редакцию
8.VII.1981

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.2+523.43

МАРКОВ М. С., СУХАНОВА Л.

НОВЫЕ КАРТЫ МАРСА

Широкое внедрение космических методов в геологические исследования внесло существенный вклад в познание строения нашей планеты. Для изучения геологии других планет земной группы космические методы являются главнейшими. Космические снимки, полученные с автоматических межпланетных станций, послужили исходным материалом для составления геологических, тектонических и геоморфологических карт Марса, Венеры и Меркурия.

В 1980 г. в Советском Союзе были изданы тектоническая и геоморфологическая карты Марса масштаба 1 : 20 000 000. Для их составления были использованы материалы автоматических межпланетных станций серий «Марс», «Маринер», «Викинг». Карты составлены в Лаборатории геологических исследований Земли космическими методами Геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова, ВНИИЗарубежгеологии и объединении «Аэрогеология» под редакцией Я. Г. Каца, Ю. Я. Кузнецова и В. Е. Хаина.

Когда были получены первые среднемасштабные фотографии поверхности Марса, сразу стало ясно, что Марс представляет собой достаточно сложный геологический объект. По фотографиям «Маринера 9» на планете были выявлены грандиозные вулканы, гигантские разломы, мощные рифтовые системы, песчаные пустыни, признаки многолетней мерзлоты и т. п. Эти особенности были отражены на нескольких геологических картах, охватывающих как всю поверхность Марса, так и отдельные регионы. На этих картах геологическая информация естественно сочеталась с геоморфологической. Представленная работа является первой попыткой составления специализированных карт — тектонической и геоморфологической на всю поверхность планеты.

На тектонической карте Марса¹ изображены области, резко различающиеся по характеру рельефа, мощности коры, степени кратерирования. В основу тектонического районирования планеты авторами карты положены те же принципы, которые обычно используются при тектоническом районировании Земли, т. е. были выявлены основные закономерности в расположении различных тектонических областей и вулканических зон. Такими регионами на Марсе оказались материковые поднятия, области «океанических» опусканий, вулканические пояса, районы развития рифтогенеза, зоны перехода между континентальными и океаническими областями.

Анализ карты мощностей марсианской коры по данным гравитационного поля и рельефа позволило авторам тектонической карты планеты подразделить кору Марса на «океаническую», «континентальную» и переходную. Но надо помнить, что эти названия являются условными, и выделяемые «океанический» и «континентальный» типы коры вряд ли в полной мере соответствуют земным аналогам. Возможно, например, что кора северного полушария имеет меньшую мощность по

¹ Тектоническая карта Марса. Составители: Я. Г. Кац, В. В. Козлов, Е. Д. Сулиди-Кондратьев, Н. В. Макарова, В. Л. Авдеев, А. М. Никишин, Т. П. Онуфриюк, Г. М. Сиимонова. Ленинградская картфабрика, 1980.

сравнению с корой южного материка, но не отличается существенно по составу пород.

Пространственное расположение различных типов кор подчеркивает явно асимметричное строение Марса. «Континентальные» области с более расчлененным рельефом, сложной структурой и повышенной мощностью коры охватывают южное полушарие. «Океанические» равнины с сокращенной мощностью коры развиты в северном полушарии.

Одним из важных результатов исследования Марса явилось установление вулканической активности, проявившейся на планете в течение длительного времени. Авторы предлагают свою схему эволюции вулканических процессов во времени и пространстве и их соотношений с развитием тектонических структур, выделяя четыре фазы тектономагматической активизации: эриданскую, сиртскую, гесперийскую и фарсидскую.

Известно, что система каньона Марса связана с вулкано-тектоническими поднятиями (как и рифогенные структуры Земли), что, возможно, свидетельствует об общности их происхождения. Однако марсианским каньонам присущи некоторые особенности, которые, к сожалению, авторами не обсуждаются. Так, наличие замкнутых, «бессточных» каньонов и отсутствие компенсирующих областей сжатия может свидетельствовать либо о крупномасштабной латеральной миграции магмы, либо о некотором увеличении объема планеты. Решение этого вопроса имело бы большое значение для расшифровки истории Земли.

Поверхность Марса изобилует кольцевыми структурами различных размеров и разнообразного генезиса. Некоторые из этих структур имеют вулканическое происхождение. Однако большая их часть имеет импактное происхождение. Длительное время велась дискуссия о происхождении кольцевых структур планет земной группы, которую сейчас уже можно считать завершенной, так как большинство фактов свидетельствует об их метеоритном происхождении, особенно на ранних этапах развития планетных тел.

Авторы разделяют ударные кратеры Марса на четыре генерации: королёвскую, ломоносовскую, кеплеровскую и ньютоновскую. Однако, возможно, что при анализе массы крупномасштабных фотографий, полученных «Викингами», удастся выполнить гораздо более дробное подразделение всей последовательности ударных кратеров.

Тектоническая карта, составленная впервые в мировой практике, является ценным вкладом в познание геологии планет земной группы. Она содержит много интересной информации, среди которой особого внимания заслуживают признаки сходства и различия тектоники Земли и Марса.

Надо отметить, что масштаб карты вряд ли всегда соответствует детальности имеющихся фотоматериалов. Часть фотографий имеет избыточное разрешение, но для значительных площадей имеются лишь мелкомасштабные фотографии и геологические карты масштаба 1 : 25 000 000, и поэтому выбранный масштаб 1 : 20 000 000 представляется не вполне оправданным.

Следует также помнить, что ориентировочная шкала абсолютных возрастов различных поверхностей, приводимая авторами, далеко не окончательна. Оценка абсолютного возраста отдельных поверхностей очень сильно зависит от той или иной модели эволюции метеоритного потока, используемой в расчетах, и разные авторы приводят для одного и того же объекта цифры абсолютного возраста, различающиеся в несколько раз. Проводимая сейчас обработка крупномасштабных фотографий «Викингов» также, несомненно, приведет к переоценке многих возрастов.

Большой интерес представляет геоморфологическая карта Марса с сопутствующими врезками², показывающими топографию, структуру,

² Геоморфологическая карта Марса. Составители: Н. В. Макарова, Я. Г. Кац, В. В. Козлов, Е. Д. Сулиди-Кондратьев, В. Л. Авдеев, А. М. Никишин, Т. П. Онуфриук, Г. М. Симонова. Ленинградская картфабрика, 1980.

геоморфологическое районирование и развитие эолового рельефа. Как и на геоморфологических картах Земли, на ней отражены генезис, морфология и возраст рельефа. Выделены четыре генетических комплекса рельефа: импактно-вулканогенный, вулканогенный, тектонический и экзогенный. В каждом комплексе выделены морфологические разновидности и возрастные генерации рельефа.

Наиболее древним и широко развитым рельефом Марса является импактно-вулканогенный — кратерированные равнины, занимающие большую часть южного полушария. Их происхождение связывается с метеоритной бомбардировкой на ранних стадиях развития планеты — 3,6—4 млрд. лет назад, когда возникло громадное количество кратеров различных размеров, вплоть до гигантских кольцевых бассейнов. Вулканогенный рельеф формировался от 3,5 до 0,5 млрд. лет назад в этапы мощного влияния лав. Наиболее древние лавовые покровы — эриданский и сиртский — были связаны с трещинными излияниями, более молодые — гесперийский и фарсидский — с излиянием центрального типа, когда возникли гигантские вулканы Марса. К этому же времени относится формирование обширных лавовых равнин «океанических» областей северного полушария.

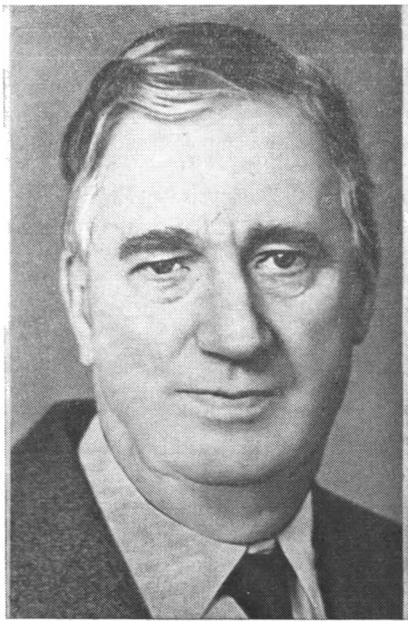
Тектонический рельеф на Марсе представлен гигантскими бороздами — трещинами и решетчато-блоковым рельефом Лабиринта Ночи, сформировавшимися во время развития тектоно-вулканических купольных поднятий Фарсида и Элизий, горно-грядовым рельефом кордильер, окружающих гигантские кольцевые и полукольцевые бассейны Аргир, Элладу, Хрис и Исида, блоковым ступенчатым рельефом переходной области между океаническими и континентальными областями, а также раздробленным на полигональные блоки рельефом «хаосов».

Интересным и своеобразным является самый молодой — экзогенный рельеф Марса, представленный несколькими генетическими типами — гравитационным, флювиальным, ледниковым и эоловым. Наблюдается большое сходство некоторых отдельных форм экзогенного рельефа с аналогичным рельефом Земли. Это отчасти относится к гравитационному и отчасти к эоловому рельефу. Вместе с тем гигантские размеры некоторых форм — эоловых кратерных шлейфов, ледниковых пластин, а также сухих долин заставляют связывать их образование с условиями, отличными от земных, специфическими лишь для Марса. Так, многие особенности сухих долин трудно объяснить флювиальной деятельностью привычного нам земного типа, и для их интерпретации предлагаются, например, гипотезы катастрофических водно-грязевых потоков.

К настоящему времени работами многочисленных исследователей достаточно убедительно показано наличие на Марсе повсеместной очень мощной многолетней мерзлоты, являющейся одним из основных факторов, определяющих современный облик планеты. В этой связи представляется, что на рассматриваемой карте роль криогенных форм рельефа неоправданно занижена.

Можно сделать еще ряд замечаний, — например на карте не уделено достаточного внимания «препарированному» рельефу; интерпретация рельефа вокруг вулкана Олимп как лавовых потоков вызывает сомнения; а грядовый рельеф в районе вулкана Альба, по последним данным, образован именно лавами, а не серией даек, как показано на карте.

Однако в целом тектоническая и геоморфологическая карты Марса, составленные советскими учеными, представляют собой ценный вклад в науку. Они дают четкое и ясное представление о структуре и рельефе планеты. Вместе с тем они позволяют понять процессы формирования первичной коры Земли, ее состава, ранних стадий развития, процессов океанообразования, возникновения тектонических линейных поясов, рифтогенеза, вулканизма и т. п.



МИХАИЛ ВЛАДИМИРОВИЧ МУРАТОВ
(некролог)

Советская геология понесла тяжелую утрату — ушел из жизни выдающийся ученый, член-корреспондент Академии наук СССР Михаил Владимирович Муратов.

Более полувека развитие советской геологической науки и в особенности ее важного раздела — геотектоники было связано с его именем. М. В. Муратов написал и опубликовал десятки статей и несколько капитальных монографий, формировавших научное мировоззрение целого поколения геологов — ученых и практиков. Он активно участвовал в составлении и редактировании тектонических карт СССР, Европы и Евразии. Эти карты явились синтезом фактов и идей, отражающих важные этапы в развитии тектоники. Они привлекли пристальное внимание мировой геологической общности. Не менее значительны заслуги профессора М. В. Муратова в деле подготовки и воспитания кадров инженеров-геологов. Многие из них под его руководством стали в дальнейшем кандидатами и докторами геолого-минералогических наук.

М. В. Муратов родился 13 марта 1908 г. в Москве. В 1924 г. он поступил на геологическое отделение физико-математического факультета МГУ. Успешно закончив его в 1930 г., он начал свою трудовую деятельность в стенах только что созданного Московского геолого-разведочного института в качестве ассистента на кафедре полезных ископаемых и общей геологии.

Более чем полувековая педагогическая работа в МГРИ составила одну из важнейших сторон деятельности М. В. Муратова. За эти годы он воспитал сотни молодых специалистов. Даже в последний год жизни, уже будучи тяжело больным, Михаил Владимирович не прекращал этой работы и консультировал студентов у себя дома.

Всю жизнь проработав в Высшей школе и научных учреждениях, М. В. Муратов тем не менее всегда был тесно связан через своих учеников, бывших студентов и затем выпускников МГРИ, с производственными организациями.

Одна из ярких сторон педагогической деятельности М. В. Муратова — Крымская учебная геологическая практика. Являясь одним из ее организаторов в 1934 г., М. В. Муратов, блестящий знаток геологии Крыма, в течение многих лет возглавлял эту очень важную работу по обучению студентов первым навыкам геологической съемки.

В 1938 г. за опубликованное исследование по геологии Восточного Крыма Михаилу Владимировичу была присуждена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук. С этого же времени он начал работать на кафедре исторической геологии, где стал читать курс «Геология СССР». Руководителями и сотрудниками кафедры исторической геологии МГРИ в те годы были такие выдающиеся геологи, как А. Д. Архангельский, Е. В. Милановский, Н. С. Шатский, Н. М. Страхов. Совместная работа и

общение с ними дали очень многое молодому ученому и педагогу. В дальнейшем традиции московской школы геологов М. В. Муратов талантливо передавал своим ученикам и сотрудникам.

В 1948 г. М. В. Муратов защитил докторскую диссертацию, в 1949 г. был утвержден в звании профессора, а в 1959 г.— заведующим кафедрой исторической геологии МГРИ. В 1962 г. М. В. Муратов был избран членом-корреспондентом Академии наук СССР.

Одновременно с педагогической деятельностью М. В. Муратов вел большую научную и научно-производственную работу. Он участвовал в государственной геологической съемке в Крыму, на Кавказе, в Казахстане, на Карпатах, Алтае, Дальнем Востоке и в других районах Советского Союза, осуществлял научное руководство рядом крупных геологических экспедиций, а также консультировал проведение разведочных и поисковых работ на различные виды минерального сырья и под крупные гидротехнические сооружения. Совместно с Б. Я. Меренковым он написал первое в Советском Союзе руководство по геологии, поискам и разведке месторождений неметаллических полезных ископаемых.

В послевоенные годы М. В. Муратов был привлечен Н. С. Шатским к научно-исследовательским работам, проводимым коллективом тектонистов Геологического института АН СССР. С этого времени и до конца жизни его научная работа была тесно связана с решением проблем, стоявших перед учеными ГИНа. С 1957 г. он возглавлял кабинет тектоники Средиземноморского пояса. Под его руководством вышли в свет геологические и тектонические карты Крыма, Кавказа, Карпат, Алтая, Средней Азии и другие, сыгравшие важную роль в освоении недр этих регионов. Глубокий научный анализ обширного фактического материала дал М. В. Муратову прочную основу для важных обобщений и выводов по общим закономерностям строения и развития как отдельных регионов, так и всей Земли в целом.

Оценивая научное наследие М. В. Муратова, нельзя не поразиться разнообразию направлений его исследований — от самых разных вопросов региональной тектоники и геологии докембрия до стратиграфии и палеонтологии мезозойских, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений. Но главное поле его научных интересов — это теоретическая и региональная геотектоника.

Опубликовав в 1949 г. монографию «Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран», удостоенную Государственной премии СССР за 1951 г., М. В. Муратов впервые в советской геологической литературе с такой ясностью и подробностью показал всю сложность тектонической истории и многообразие структур крупного региона Средиземноморского складчатого пояса. При этом им был обобщен богатый материал как по советской, так и по зарубежной его части. Благодаря этой работе имя М. В. Муратова стало широко известно среди геологов многих стран.

Продолжая разрабатывать проблемы тектоники Альпийской складчатой области и всего Средиземноморского пояса, М. В. Муратов изучает также Урало-Монгольский пояс и другие складчатые пояса Земли и древние и молодые платформы. Особое внимание он уделял Восточно-Европейской и Сибирской платформам, строению и истории формирования их фундаментов и чехлов, типам платформенных структур и связям с ними определенных видов полезных ископаемых. Он установил новый тип структур древних платформ — амфиклизы.

В складчатых поясах были выделены разнообразные типы геосинклинальных прогибов и разделяющие их срединные массивы. Последним М. В. Муратов посвятил ряд статей, особо подчеркивая необходимость обособления комплексов горных пород чехлов срединных массивов от остальных геосинклинальных осадочных и вулканогенных толщ. Среди таких толщ М. В. Муратов выделял комплексы основания, главный геосинклинальный и орогенный. Работы М. В. Муратова по складчатым поясам Земли явились дальнейшим развитием и углублением классической геосинклинальной теории.

В результате исследований по складчатым поясам, древним, а также молодым платформам была опубликована серия работ, освещающая классификацию главных структурных элементов материков и историю их тектонического развития с выделением определенных этапов и стадий.

Параллельно с этими исследованиями М. В. Муратов занимался тектоникой дна океанов и внутренних морей, проблемой происхождения океанических впадин. В решении последней М. В. Муратов наметил несколько возможностей, в том числе на пути разработки гипотезы о расширении Земли.

Решая проблемы происхождения впадин современных океанов и общей направленности развития Земли и формирования земной коры, М. В. Муратов не мог оставить без внимания ранние этапы ее развития. Он посещает районы выхода на поверхность глубокого докембрия, много консультируется со специалистами и, используя методы сравнительной тектоники и сравнительной планетологии, выделяет начальный этап существования Земли до образования земной коры, затем этап образования базальтовой земной коры, этап образования фундамента древних платформ и еще два этапа до современного периода.

Работой, кратко подводящей итог всему научному творчеству М. В. Муратова, явилась монография «Происхождение материков и океанических впадин», опубликованная издательством «Наука» в 1975 г. Эта книга пользуется большой популярностью в нашей стране и за рубежом. Она переведена на английский и испанский языки.

Отдавая должное М. В. Муратову как выдающемуся ученому и педагогу, нельзя не отметить и его многогранную и плодотворную общественную деятельность. М. В. Муратов был членом Комитета по Ленинским и Государственным премиям СССР, а также Высшей аттестационной комиссии при Совете Министров СССР. С 1950 г. он был председателем геологической секции Московского общества испытателей природы, а также членом Совета общества и редакционной коллегии Бюллетеня. Он был также председателем неогеновой комиссии Стратиграфического комитета СССР.

С 1957 г. М. В. Муратов был главным редактором, а затем (с 1965 г.) заместителем главного редактора «Известий высших учебных заведений», серия «Геология и разведка». Начиная с 1963 г., М. В. Муратов являлся бессменным председателем Междуведомственного тектонического комитета, а с 1965 г.— главным редактором журнала «Геотектоника». Междуведомственный тектонический комитет под руководством М. В. Муратова проводил очень важную работу в масштабе всей страны по направлению научных исследований разных организаций на решение актуальных проблем тектоники, популяризации ее новейших достижений, по обсуждению и критическому анализу различных идей и гипотез, по упорядочению тектонической терминологии. С 1963 по 1982 г. было проведено 16 всесоюзных совещаний, выпущено в свет 11 тематических сборников статей, еще три сборника находятся в издательстве.

М. В. Муратов состоял членом многих зарубежных геологических обществ. Он был участником Московской сессии Международного геологического конгресса 1937 г. и почти всех последних его сессий, а также различных международных съездов, симпозиумов и конференций.

Многолетняя плодотворная педагогическая деятельность и большой вклад М. В. Муратова в развитие геологической науки получили высокую оценку Советского правительства. Он награжден двумя орденами Трудового Красного Знамени. Второй Государственной премии М. В. Муратов был удостоен в 1969 г. за участие в работе по составлению Тектонической карты Евразии и объяснительной записки к ней. Самоотверженный труд М. В. Муратова на научном и педагогическом поприще был неоднократно отмечен различными медалями и почетными грамотами.

Большой авторитет М. В. Муратова среди геологов самых разных специальностей как в нашей стране, так и за ее пределами определяется не только его научными заслугами. Муратова-ученого неизменно характеризовали широта взглядов, объективность, глубина и новизна мысли. Ему были присущи свойственные только по-настоящему крупным ученым-исследователям чувство уважения и терпимости к не разделяемым им геологическим идеям и представлениям, редкое умение не навязывать свои взгляды другим. Михаила Владимировича всегда отличали доброжелательность к людям, высокая культура и этика ученого и человека.

Имя крупнейшего ученого Михаила Владимировича Муратова, с деятельностью которого связаны многие наиболее значительные успехи отечественной геологии, надолго сохранится в памяти современников и геологов будущих поколений.

А. Л. Яншин, Б. С. Соколов, Ю. А. Косыгин, А. В. Пейве, В. В. Белоусов, Р. Г. Гарецкий, Л. И. Красный, П. Н. Кропоткин, И. В. Лучицкий, М. С. Марков, Е. Е. Милановский, А. А. Моссаковский, Ю. М. Пуцаровский, В. Е. Хаин, Н. А. Штрейс, И. В. Архипов, А. А. Белов, С. Д. Соколов, В. А. Швольман

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, И. В. ЛУЧИЦКИЙ, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, А. А. МОССАКОВСКИЙ, М. В. МУРАТОВ,
А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС**

Адрес редакции

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР.

Телефон 233-00-47, доб. 3-77

Зав. редакцией *Б. Д. Гриль*

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 04.11.82 Подписано к печати 17.12.82 Т-21151 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 9,8 Усл. кр.-отт. 16,9 тыс. Уч.-изд. листов 10,8 Бум. л. 3,5
Тираж 1692 экз. Зак. 4346

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы, природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке, с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и n, g и q, i и j и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому, литература должна быть пронумерована.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, страницы, для книг — название работы, изд-во, место и год издания, количество страниц.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательно ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющих на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи, и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Корректурa статьи авторам не высылаеtся. В подготовленном к набору (отредактированном и перепечатанном) оригинале статьи нужно тщательно проверить текст и рисунки. Все исправления и дополнения делать только простым карандашом.

16. Проверенный текст статьи и рисунков подписать карандашом «в печать»: в тексте — в конце статьи, на рисунках — на обороте.

17. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

3-485

ВОЛГИНА 13-72

ХЕРАСКОВОЙ Г Н

70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

3

В магазинах «Академкнига»

Проблемы магматических формаций. 1974. 202 с. 1 р. 04 к.

В сборнике рассмотрены общие аспекты геологии и состава магматических ассоциаций основного, ультраосновного, щелочного и кислого состава, а также контрастных, смешанных и специфических ассоциаций пород ударно-взрывного происхождения. Суммированы представления о тектонической позиции происхождения, металлогении этих групп пород, и на их базе предложен ряд оригинальных схем классификации магматических формаций и новых подходов к формационному анализу в целом.

Книга рассчитана на геологов производственных и научно-исследовательских организаций, работающих в областях металлогении, тектоники и петрологии, и на преподавателей и студентов геологических вузов.

Тектоника Монгольской Народной Республики. (Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 9.) 1974. 284 с. 3 р. 41 к.

Монография является первой работой, посвященной истории развития и формирования тектонических структур МНР, и осуществленной на основе обобщения всего литературного материала и работ экспедиции. Впервые рассматривается ряд важных теоретических вопросов тектоники, в том числе о выделении различных типов геосинклинальных структур и их формировании на коре океанического и континентального типа. Существенно также, что тектоническое строение Монголии рассмотрено в тесной связи с магматизмом.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой», «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»