

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

4

НАУКА · 1990

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА · «НАУКА»

№ 4, 1990

Редакционная коллегия

Главный редактор **Ю. М. ПУЦАРОВСКИЙ**
Зам. главного редактора **А. А. МОССАКОВСКИЙ**
Ответственный секретарь **В. С. БУРТМАН**

М. Е. АРТЕМЬЕВ, Ч. Б. БОРУКАЕВ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,
И. В. КОРОНОВСКИЙ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, В. Д. НАЛИВКИН, А. С. ПЕРФИЛЬЕВ,
А. В. ЧЕКУНОВ, В. Н. ШОЛПО, А. Л. ЯНШИН

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

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями «Союзпечати» (№ 70228 в каталоге). Цена годовой подписки — 8 руб. 40 коп.

Зав. редакцией *М. Н. Шуплецова*

Научные редакторы *Н. Б. Заборовская, С. Г. Самыгин*

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7 Геологический институт АН СССР

Телефон 230-81-77

telex: 411848 GIN SU

телетайп: 114092 ТЕТИС

СОДЕРЖАНИЕ

Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Ионов Д. А., Ягуц Э., Люгмайр Г., Штош Х. Г. Эволюция мантии Центральной Азии и развитие тектонических структур земной коры	3
Другова Г. М., Турченко С. И., Шустова Л. Е. Зоны сочленения гнейсо-гранулитовых и гранит-зеленокаменных областей докембрия на примере Балтийского и Алданского щитов	17
Паталаха Е. И., Марков М. С., Гарагаш И. А., Федоровский В. М., Атрушкевич П. А. Природа и эволюция листрических разломов	24
Корчемагин В. А., Никольский И. Л., Емец В. С., Иванов А. П. Тектонофизический анализ при изучении горных пород и рудных тел Чу-Илийского рудного пояса	38
Соловьев А. Ю. Деформации и метаморфизм в структурах зеленосланцевого комплекса Восточного Алая (Южный Тянь-Шань)	45
Масляев Г. А. Особенности формирования структуры Предкавказья в кайнозое	52
Лашенов В. А., Секерин А. П. Окинская глубинная кольцевая структура Восточного Саяна	61
Силантьев С. А., Магакян Р., Суцеская Н. М., Никулин В. В., Ищенко Л. В., Конюкова Н. Н., Колесов Г. М. Новые данные о вещественном составе пород хребта Девяностого градуса (Индийский океан) и их значение для интерпретации его тектонической эволюции	68
Брусилковский Ю. В., Городницкий А. М. Эволюция базальтового вулканизма и формирование подводных гор в Тирренской котловине в свете ее геомагнитного изучения	86
Краткие сообщения	
Павлов Ю. А., Звягин Е. М., Барулин Б. С. К вопросу о существовании «Чузикского грабен-рифта» (юг Западно-Сибирской плиты) в свете современных геолого-геофизических данных	99
Дискуссии	
Колясников Ю. А. К вопросу о коллаже террейнов в Корякском регионе	102
Хроника	
Разниции Ю. Н. О деятельности Межведомственного тектонического комитета при ОГГГН АН СССР в 1989 г.	106
Савельев А. А. Геодинамика и развитие тектоносферы	107
Решение XXIII Всесоюзного тектонического совещания «Геодинамика и развитие тектоносферы»	108
Рецензии	
Наумов А. Д., Зайonc В. Н. О книге Н. И. Николаева «Новейшая тектоника и геодинамика литосферы»	109

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
G E O T E C T O N I C S

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1990

CONTENTS

Kovalenko V. I., Yarmolyuk V. V., Ionov D. A., Yagouts E., Lugmair G., Stosch H. G. The mantle evolution in Central Asia and development of the Earth crust tectonic structures	3
Drugova G. M., Turchenko S.I., Shustova L. Ye. Contact zones of Precambrian gneisso-granulate and granite-greenstone areas exemplified by the Baltic and Aldan shields	17
Patalakha Ye. I., [Markov M. S.], Garagash I. A., Fedorovsky V. M., Atrushkevich P. A. Genesis and evolution of listric faults	24
Korchemagin V. A., Nikolsky I. L., Yemets V. S., Ivanov A. P. Tectonophysical analysis in studying rocks and ore bodies of the Chu-Iliysk ore body	38
Solovyov A. Yu. Deformation and metamorphism in the greenschist complex structures in the Eastern Altai (South Tien Shan)	45
Maslyayev G. A. Specific features of the Pre-Caucasus structure formation in the Cenozoic	52
Lashchenov V. A., Sekerin A. P. The Okin deep ring structure in the Eastern Sayan	61
Silantjev S. A., Magakyan R., Sushchevskaya N. M., Nikulin V. V., Ishchenko L. V., Kononkova N. N., Kolesov G. M. Latest data on the substance composition of the Ninetieth degree ridge (Indian Ocean) rocks and their significance for the interpretation of the ridge tectonic evolution	68
Brusilovsky Yu. V., Gorodnitsky A. M. The basalt volcanism evolution and the formation of seamounts in the Tyrrhenian basin in the light of its geomagnetic investigation	86
In Brief	
Pavlov Yu. A., Zvyagin Ye. M., Barulin B. S. The existence of the «Chuzik rift-graben» (West Siberian plate southern part) in the light of recent geologo-geophysical data	99
Discussion	
Kolyasnikov Yu. A. Terrain collage in the Koryak region	102
Chronicle	
Raznitsin Yu. N. The activities of the Interdepartmental Tectonic Committee (under Division of geology, geophysics, geochemistry and mining of the USSR Academy of Sciences) in 1989	106
Savelyev A. A. Geodynamics and tectonosphere development	107
Decision of the XXIII All-Union Tectonic Conference «Geodynamics and tectonosphere development»	108
Reviews	
Naumov A. D., Zayonts V. I. About the book by N. I. Nikolayev «Recent tectonics and geodynamics of lithosphere»	109

The English edition of the GEOTECTONICS (ISSN 0016-8521) is published by the American Geophysical Union and Geological Society of America. Send order to inquiries to American Geophysical Union: 2000 Florida Avenue, N. Y., Washington D. C. 2009.

УДК 551.14(5)

© 1990

КОВАЛЕНКО В. И., ЯРМОЛЮК В. В., ИОНОВ Д. А.,
ЯГУЦ Э., ЛЮГМАЙР Г., ШТОШ Х. Г.

ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И РАЗВИТИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

На основе изучения мантийных ксенолитов в кайнозойских базальтах выявлена изотопная эволюция литосферной мантии в поперечном сечении Центральноазиатского складчатого пояса. Установлены рубежи деплетирования и (или) метасоматического преобразования вещества мантии, отвечающие ~2 млрд. лет, ~600, ~250 и <60 млн. лет. Эти рубежи согласуются с важнейшими геологическими событиями в регионе. Сделан вывод о формировании первой континентальной литосферы, близкой по строению к современной, на рубеже 2 млрд. лет. Последующие эпохи преобразования литосферной мантии связаны с процессами океанского и континентального рифтогенеза. С учетом данных о распространении разновозрастных рифтовых магматических комплексов в строении региона и установленной корреляции процессов преобразования состава мантии с проявлениями рифтогенеза составлена картосхема строения мантии Центральноазиатского складчатого пояса.

Формирование главных тектонических структур земной коры, да и само образование последней, связано с процессами, происходящими в мантии. До последнего времени этот тезис мало что значил для практической геотектоники, поскольку процессы в мантии невозможно изучать геологическими методами в связи с отсутствием ее обнажений на поверхности Земли. Мантию и происходящие в ней процессы изучают на основании исследования состава мантийных магм и мантийных ксенолитов перидотитов и других пород, вынесенных щелочными базальтами и кимберлитами. Достижения современной геохронологии сейчас уже позволяют перейти от анализа процессов «вообще в мантии» к процессам, происходящим в мантии в определенных пространстве и времени, которые могут быть сопоставлены с геологическими процессами того же времени и в тектонических структурах, связываемых с общих позиций обычно с гипотетическими процессами в мантии.

Данная статья посвящена анализу геохронологической эволюции мантии Центральной Азии на основе геохронологического изучения мантийных ксенолитов перидотитов и сопоставлению эволюции мантии с эволюцией тектонических структур этого региона.

Работы такого плана только еще начинаются, и их во всем мире можно пересчитать по пальцам [16, 17, 22—24]. Главная причина этого — в большой трудности изотопных исследований перидотитов, обусловленной крайне низким содержанием в породах Rb, Sr, Sm, Nd. Нужна не только особая высокочувствительная и точная аналитическая техника для определения содержания этих элементов в мантийных породах, но и особая процедура очистки мантийных минералов от наложенного, часто связанного с континентальной корой загрязнения («контаминанта»). Все эти трудоемкие операции и само радиологическое изучение мантийных пород было проведено совместно с западногерманскими и американскими учеными в лабораториях Кёльнского университета, Института химии им. Макса Планка в Майнце, Института океанографии в Сан-Диего. Полученные данные являются первыми для СССР и МНР. Подробности методики таких исследований и их геохимические аспекты опубликованы в специальных статьях [6, 24].

ВАЖНЕЙШИЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ ЭВОЛЮЦИИ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В данной статье, как уже говорилось, на основе изучения Rb—Sr- и Sm—Nd-изотопных систем в перидотитовых ксенолитах из позднекайнозойских щелочных базальтов Центральной Азии (МНР, Прибайкалье) рассмотрена изотопная эволюция мантии региона. Полученные важнейшие возрастные рубежи этой эволюции сопоставлены с рубежами эволюции земной коры, и на этой основе предпринята попытка анализа тектонических структур литосферы в целом.

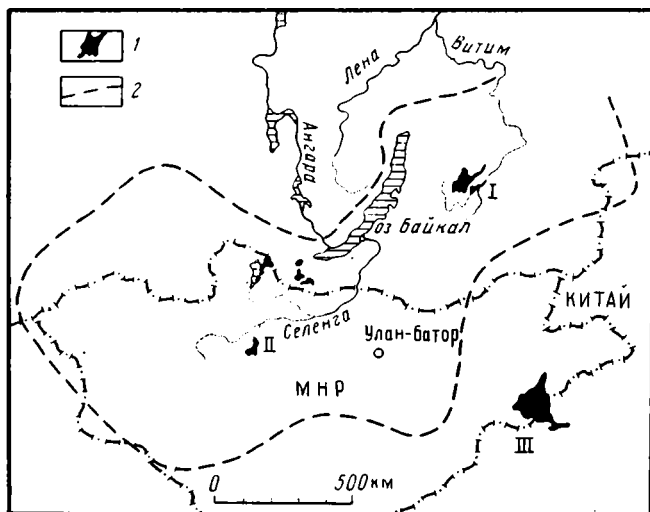


Рис. 1. Географическое положение местонахождений изученных ксенолитов 1 — области распространения молодых щелочнобазальтоидных пород; 2 — граница области аномальной мантии (по данным В. А. Рогожиной). I — Витимское плато, II — Тарятская впадина, III — плато Дариганга

В вещественном отношении эволюция мантийных пород заключается в потере или привносе несовместимых с мантией породообразующих и редких элементов (Al, Ca, Rb, легкие РЗЭ и т. п.). Потеря таких элементов, называемая деплетированием мантии, обычно связывается с ее частичным плавлением и удалением из нее образовавшихся магматических расплавов. Считается, что продукты кристаллизации расплавов и их последующей переработки сформировали земную кору, естественно, отличную в разных тектонических структурах. Очевидно, в самом упрощенном виде связь между процессами в мантии и в тектонических структурах земной коры может быть представлена именно таким образом — через формирование мантийных магм и их участие в образовании земной коры. В случае привноса несовместимых элементов в мантию (ранее деплетированную или примитивную) появляется возможность формирования более щелочных мантийных магм. В соответствии со сказанным мы будем различать в процессах эволюции мантии ее деплетирование или же обогащение (мантийный метасоматоз), которые фиксируются в составе перидотитов.

Изученные образцы мантийных перидотитов собраны в щелочных базальтоидах МНР (Шаварын-Царам в Тарятской впадине, плато Дариганга) и СССР (Витимское плато) (рис. 1). Местонахождения их «опробуют» мантию трех главных тектонических структур Центральной Азии: ближайшего обрамления Сибирской платформы, каледонид и герцинид.

Большинство изученных ксенолитов — это свежие крупнозернистые породы без явных признаков механических деформаций. По минеральному составу и содержанию главных элементов в породах и минералах

**Изотопные отношения Sr и Nd в породах ксенолитов и их модельные_возраста
в Rb—Sr- и Sm—Nd-системах**

Номер образца	Порода	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$T_{\text{UR}}^{\text{Sr}}$ млрд. лет	$T_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}}$ млрд. лет
Вулкан Шаварын-Царам					
МНР-1	Шпинелевый лерцолит	0,70203	0,51320	2,14	2,21
МНР 79/2	То же	0,70240	0,51316	1,85	2,02
МНР 79/4	»	0,70229	0,51333	1,93	2,05
Мо 22	»	0,70380	0,51281	0,73	5,70
ШЦ 4230/9	»	0,70203	0,51323	2,16	1,96
ШЦ 4230/12	»	0,70388	0,51288	0,66	1,60
ШЦ 4230/13	»	0,70228	0,51314	1,94	1,87
ШЦ 4230/17	»	0,70352	0,51296	0,95	1,12
ШЦ 4234/11	Гранат-шпинелевый лерцолит	0,70321	0,51309	1,20	0,44
ШЦ 4500/24	Гранат-шпинелевый вебстерит	0,70220	0,51322	2,00	0,34
Плато Дариганга					
Дар 8505/6	Шпинелевый лерцолит	0,70513	0,51324	—	1,79
Дар 8515/3	То же	0,70306	0,51331	1,32	1,05
Витимское плато					
Ви 313-1	Гранатовый лерцолит	0,70259	0,51346	1,69	1,45
Ви 313-2	То же	0,70238	0,51410	1,85	0,72
Ви 313-3	»	0,70217	0,51338	2,02	2,30
Ви 313-4	»	0,70394	0,51279	0,62	0,32
Ви 313-6	»	0,70235	0,51340	1,88	2,21
Ви 313-8	»	0,70256	0,51309	1,71	1,71
Ви 313-37	»	0,70193	0,51371	2,21	3,50
Ви 313-54	»	0,70214	0,51340	2,05	2,50
Ви 314-6	Шпинелевый лерцолит	0,70402	0,51310	0,55	1,79
Ви 86-1	То же	0,70224	0,51347	1,977	2,78

большинство изученных ксенолитов являются слабодифференцированными (примитивными) лерцолитами: гранатовые лерцолиты содержат 7–15% граната, 10–15% клинопироксена [24]; в шпинелевых лерцолитах содержание клинопироксена достигает 20%. Некоторые ксенолиты относятся к умеренно деплетированным перидотитам (оливин 65%, клинопироксен 10%). Изучен также один образец слюдистого перидотита из вулкана Шаварын-Царам, относящегося к обогащенным перидотитам.

P – T -условия образования ксенолитов по составу сосуществующих минералов оцениваются следующим образом: гранатовые перидотиты Витимского плато равновесны для $P=21$ – 25 кбар и $T=1050$ – 1170°C [24], гранат-шпинелевые лерцолиты севера МНР – для $P=17$ – 20 кбар и $T=1000$ – 1100°C [9], шпинелевые лерцолиты вулкана Шаварын-Царам и плато Дариганга – для $P=15$ – 16 кбар и $T=900$ – 1100°C [18]. Оценки давления соответствуют интервалу глубин от 45 до 75–80 км; что ниже раздела Мохоровичича для этих регионов. Полученные для этих глубин температуры существенно выше, чем характерные для стабильных платформенных областей. Они указывают на разогрев верхней мантии в этих районах молодого щелочнобазальтового вулканизма.

Ряд ксенолитов обеднен легкими РЗЭ относительно тяжелых ($\text{La}/\text{Yb}\sim 0,4$), т. е. несут признаки деплетирования, которое мы связываем с выплавлением мантийных магм.

По изотопному составу Sr и Nd все изученные образцы, кроме двух-трех, попадают в область резко истощенной мантии (см. таблицу; рис. 2). Ксенолиты из Монголии в основном ложатся в поле базальтов срединно-океанических хребтов (СОХ) и океанических островов [24], тогда как большинство витимских имеют очень высокие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\epsilon_{\text{Nd}}=14$ – 27) и на графике $\epsilon_{\text{Nd}}-\epsilon_{\text{Sr}}$ проектируются выше полосы мантийной корреляции [6]. Эти данные свидетельствуют о достаточно давнем во времени обеднении несовместимыми элементами преобладающей

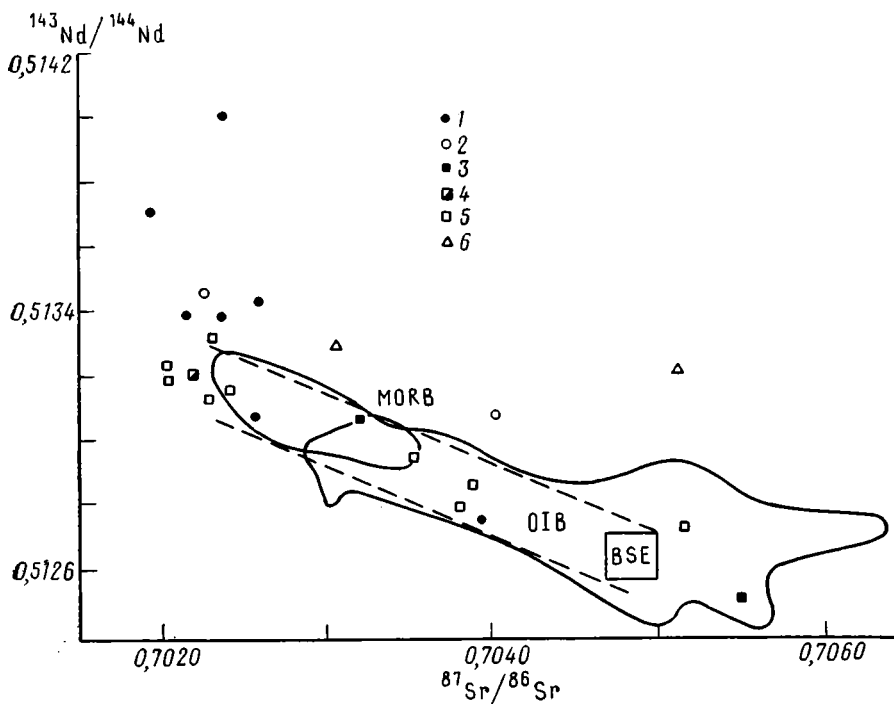


Рис. 2. Корреляция изотопного состава Sr и Nd в клинопироксенах изученных ксенолитов

1, 2 — Витимское плоскогорье; 1 — гранатовые лерцолиты, 2 — шпинелевые перидотиты; 3—5 — Шаварын-Царам, МНР; 3 — гранат-шпинелевые лерцолиты, 4 — гранат-шпинелевый вебстерит, 5 — шпинелевые лерцолиты; 6 — шпинелевые лерцолиты с плато Дариганга, МНР. Пунктирной линией показаны примерные границы поля мантийной корреляции (*mantle array*), сплошной — поля составов базальтов: срединно-океанических хребтов (MORB), океанических островов (OIB); квадрат — средний состав силикатного материала Земли (BSE)

части материала верхней мантии трех удаленных районов Байкало-Монгольского региона.

Главный интерес для нас заключается в возможности оценить возраст процессов истощения и обогащения мантийных перидотитов несовместимыми элементами, которое, по существующим представлениям, было результатом выплавления базальтоидных магм из первичных мантийных перидотитов.

Существует несколько возможностей оценить возраст геологических событий в мантии на основе изотопных данных по ксенолитам. Первая — попытаться обнаружить изохронные отношения между изученными образцами в Sm—Nd-системе, поскольку крайне низкие значения отношения Rb/Sr в деплетированных перидотитах практически не могут быть использованы для установления их изохронного возраста. Такой подход основывается на допущении, что все эти перидотиты образовались из одной материнской породы при ее частичном плавлении, возможно, с локальным аутометасоматозом.

К сожалению, однозначных изохронных отношений для Sm—Nd-системы в изученных образцах нет (рис. 3). Но время деплетирования мантии изохронным методом по большинству изученных ксенолитов может быть оценено. Впервые эта оценка произведена нами для мантии под вулканом Шаварын-Царам [24]. Для всех изученных из этого проявления образцов перидотитов, кроме Mo105 и Mo22 (см. таблицу), изохронный возраст деплетирования мантии составляет 2 млрд. лет (см. рис. 3). При этом изохрона проходит через точку среднего состава Земли (хондритов), а ϵ_{Nd} , естественно, равен нулю. Это значит, что деплетированию в этот момент подвергалась примитивная (хондритовая) мантия. Менее очевидно принадлежность к этой изохроне составов мантийных перидо-

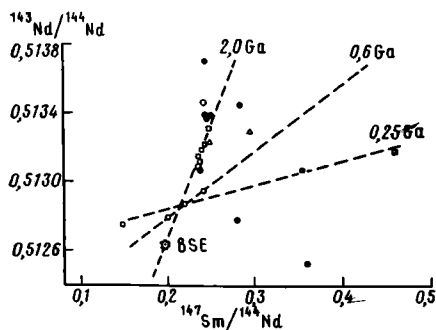


Рис. 3

Рис. 3. Изохронная диаграмма в Sm — Nd-системе для пород ксенолитов. Условные обозначения см. на рис. 2. Изохрона 2 млрд. лет соответствует главному эпизоду истощения примитивной мантии состава BSE; изохроны 0,6 и 0,25 млрд. лет — локальным эпизодам повторной дифференциации ранее деплетированного мантийного материала

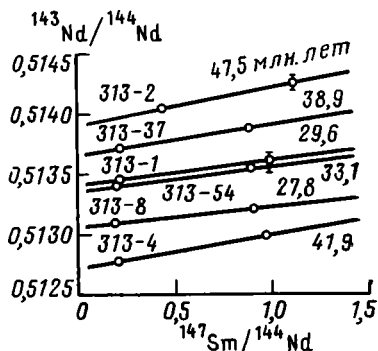


Рис. 4

Рис. 4. Sm—Nd-изохроны для пар клинопироксен (слева) — гранат (справа). Номера образцов и изохронный возраст по [6]

титов из Витимского плато и плато Дариганга, дающих на графике $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ заметный разброс вокруг изохроны (см. рис. 3). Для определения их возраста необходимы иные методы.

Другая возможность для оценки возраста мантийных событий заключается в использовании модельных возрастов для каждого отдельного образца относительно материала исходной примитивной мантии. В качестве последнего используются оценки среднего состава недифференцированного материала Земли (той же примитивной мантии), основанные на изучении состава хондритовых метеоритов (CHUR для Sm—Nd-системы и UR для Rb—Sr [19]). При этом предполагается, что данная порода образовалась в результате либо одностадийного, либо двухстадийного процесса истощения или обогащения примитивной мантии. При этом важная информация заключается в сравнении модельных Rb—Sr- и Sm—Nd-возрастов. Коэффициент распределения Rb между любыми минералами безводных мантийных перидотитов и равновесными с ними расплавами очень высок, в результате чего уже самый первый эпизод частичного плавления приводит к практически полному удалению Rb из мантийной породы и к «замораживанию» установившегося к тому времени изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, если в твердом остатке не присутствует слюда или амфибол и в дальнейшем порода не подвергалась метасоматозу. Таким образом, в случае неоднократных эпизодов частичного плавления мантии модельные Rb—Sr-датировки могут быть самыми древними и дают оценку возраста самого раннего из этих эпизодов, а Sm—Nd-датировки показывают значения, промежуточные между возрастными наиболее древнего и самого молодого этапов деплетирования [24]. Совпадение модельных Rb—Sr- и Sm—Nd-возрастов указывает на одностадийность процесса деплетирования и может рассматриваться как свидетельство надежности модельных датировок. К сожалению, на эти посылки может накладываться трудно контролируемая высокая подвижность Rb в мантийных флюидах.

Модельный Sm—Nd- и Rb—Sr-возраст для большинства изученных нами безводных перидотитовых ксенолитов попадает в интервал 1,7—2,3 млрд. лет (таблица). При этом для всех, кроме двух, образцов шпинелевых лерцолитов севера МНР (Шаварын-Царам) разница между Sm—Nd- и Rb—Sr-возрастом составляет менее 0,2 млрд. лет, и это позволяет считать, что они подверглись лишь однократному деплетированию примерно в одно и то же время [24]. Несколько больше различаются древние модельные Sm—Nd- и Rb—Sr-возраста для витимских гранато-

вых перидотитов, однако для четырех ксенолитов значения модельного Sm—Nd-возраста попадают в интервал 1,7—2,2 млрд. лет, который согласуется с установленным по изохроне рубежом. В трех других оценки Sm—Nd-возраста заметно выше (2,5—3,5 млрд. лет), чем Rb—Sr, что не может быть реализовано в рамках модели одностадийной дифференциации мантии. При этом возможны разные варианты эволюции химического и изотопного состава этих пород. Так, повышение Sm/Nd-отношения в результате недавнего (кайнозойского) эпизода мантийного метасоматоза перидотитов, деплетированных около 2 млрд. лет назад, могло бы привести к «удревнению» модельного Sm—Nd-возраста этих ксенолитов, но возможны и другие модели. На изохронной диаграмме в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (см. рис. 3) все три ксенолита севера МНР, в которых наблюдается дисбаланс Rb—Sr- и Sm—Nd-возрастов, ложатся на прямую, которую можно интерпретировать как изохрону с возрастом 0,6 млрд. лет [23]. Эта изохрона соответствует повторному истощению в это время ранее деплетированной мантии с $\epsilon_{\text{Nd}} \sim 3-4$ (при этом первый этап истощения мог иметь место ~ 2 млрд. лет назад) и мантийному метасоматозу с возрастанием Nd/Sm для одного из образцов. Витимский гранатовый лерцолит с наиболее высоким отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ также попадает на эту изохрону, т. е. эволюция его изотопного состава может быть описана в рамках аналогичного сценария. В этом случае его модельный Rb—Sr-возраст (1,86 млрд. лет) отвечает первому этапу деплетирования, а изохронный Sm—Nd — второму.

Некоторые ксенолиты севера МНР (гранатовый пироксенит, гранатовый, шпинелевый и слюдястый лерцолиты) ложатся на другую Sm—Nd-изохрону с возрастом $\sim 0,25$ млрд. лет. Эту изохрону, по-видимому, также можно истолковать как результат эпизода плавления и метасоматоза ранее деплетированной мантии.

Наконец, самые молодые возраста, фиксируемые в изотопных составах мантийных ксенолитов, оцениваются по внутренним клинопироксен-гранатовым, клинопироксен-слюдяным изохронам и датируют мантийные процессы, которые происходили в кайнозой, не древнее 60 млн. лет назад (рис. 4). Оценка этих молодых возрастов производилась также по анализу изотопного состава Sr и Nd в сосуществующих минералах шпинелевых лерцолитов [24]. Этот наиболее молодой этап трансформации верхней мантии региона проявился в метасоматических изменениях мантийных перидотитов, которые, вероятно, непосредственно связаны с молодым кайнозойским базальтовым вулканизмом Центральной Азии.

Таким образом, полученные нами изотопные данные в Rb—Sr- и Sm—Nd-системах дают следующие рубежи эволюции мантии Центральной Азии: ~ 2 млрд. лет (широкомасштабное деплетирование первичной примитивной мантии с $\epsilon_{\text{Nd}} \sim 0$, зафиксированное в изотопных составах мантийных перидотитов из Шаварын-Царама, Витимского и Даригангского плато), 0,6 млрд. лет (повторное частичное плавление отдельных блоков деплетированной мантии с $\epsilon_{\text{Nd}} > 0$ и метасоматоз), 0,25 млрд. лет (один из локальных эпизодов деплетирования), $< 0,06$ млрд. лет (мантийный метасоматоз).

Возможно, что последний, самый молодой этап кроме метасоматоза сопровождался также частичным плавлением обогащенной мантии. На это указывает тот факт, что один из гранатовых перидотитов севера МНР, соответствующий по изотопному составу как Sr, так и Nd слабо-обогащенной мантии, обеднен легкими РЗЭ и имеет низкое отношение Rb/Sr, т. е. показывает признаки истощения несовместимыми элементами. Такое соотношение геохимических и изотопных характеристик легче всего объяснить недавним плавлением ранее обогащенной мантии. В любом случае можно сделать вывод, что в ходе эволюции мантии (т. е. с уменьшением возраста) растет степень гетерогенности ее изотопного состава, усиливается локализация более молодых мантийных процессов.

Рассмотренные выше материалы при всей сложности их геохронологической интерпретации показывают наличие по крайней мере четырех геохронологических рубежей в эволюции мантии Центральной Азии: 1) 2(2,2—1,7) млрд. лет, 2) 600 млн. лет, 3) 250 млн. лет, 4) начиная с 40—50 млн. лет до современности. Рассмотрим, какой геологический смысл могут иметь эти датировки в эволюции коры этого региона, и проанализируем возможную корреляцию геохронологических процессов в мантии и коре. Предварительно заметим, что возможность такого корреляционного анализа зависит от наших представлений о положении мантийных ксенолитов в разрезе лито- и астеносферы Центральной Азии. Нельзя исключить, что такие ксенолиты не имеют отношения к литосфере региона и представляют, например, астеносферу, которая была перемещена под сформированную литосферу, а затем внедрена в нее [19, 24]. В этом случае эволюция мантии, запечатленная в ксенолитах, не связана с эволюцией основного объема существующей в регионе литосферы и полученные нами данные геологически не интерпретируются.

Однако сам факт разумной корреляции важнейших этапов эволюции мантии и коры регионов может свидетельствовать в пользу связи эндогенных процессов в коре и мантии, т. е. во всем объеме литосферы, в связи с чем мы и делаем попытку вскрыть геологические процессы в коре Центральной Азии, соответствующие выявленным нами рубежам эволюции мантии.

Исследования докембрийских образований, развитых в пределах южного обрамления Сибирской платформы, показывают, что к концу раннего протерозоя этот регион превратился в арену исключительно мощных геологических процессов (тектонического сучивания, регионального метаморфизма, гранитизации и гранитоидного интрузивного магматизма), коренным образом преобразовавших кору в регионе [11]. Эти процессы (метаморфизм, складчатость, гранитообразование) были строго синхронизированными по площади, метаморфизм толщ был однотипным, синметаморфические и постметаморфические гранитоиды внутри групп близки по петрографическим и петрохимическим параметрам. Радиологические датировки, полученные разными методами, определяют возраст метаморфизма и гранитообразования в достаточно узком интервале времени. Так, в цирконах байдарагинского и бумбугерского комплексов Центральной Монголии термохронным Pb—Pb-методом фиксируются нарушения равновесий изотопных систем начиная с 2000 млн. лет [8]. Этой датировке близок K—Ar-возраст (1900—1700 млн. лет) флогопита из мраморов бумбугерского комплекса и U—Pb-возраст гиперстен-гранатовых диоритов, прорывающих гнейсы байдарагинского комплекса. К ним тесно примыкает U—Pb-возраст (млн. лет) цирконов [1—4] из: 1) метаморфизованных вулканитов сарминского комплекса в Западном Прибайкалье (1835±8) и прорывающих их гранитов (1910±30), 2) гранитов кокринского комплекса (1910±30) в Юго-Западном Прибайкалье, 3) гранулитов алданского комплекса и рвущих их гранитов (2100—1900), постметаморфических гранитоидов-рапакиви (2000—1800). Импульс этих эндогенных процессов в коре Центральной Азии хорошо коррелируется с максимумом процессов деплетирования в мантии (рис. 5).

Таким образом, на протяжении сравнительно узкого интервала времени — между 2000 и 1800 млн. лет — территория южного обрамления Сибирской платформы была охвачена разнообразными геологическими процессами, которые распространились на всю мощность коры. Как отмечает В. С. Федоровский [11], именно в этот интервал времени произошло принципиальное изменение дораннепротерозойской коры, которая до этого времени характеризовалась чертами незрелой, видимо, пластичной коры (протокоры). Оно было связано с возобладанием условий сжатия в ранней земной коре и выразилось в ее структурно-вещественной переработке, тектонической стабилизации и в результате — преобразова-

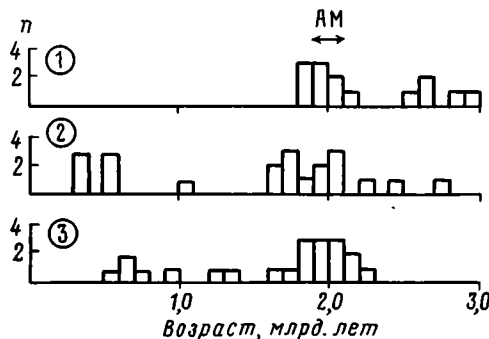


Рис. 5. Сводная гистограмма модельных датировок мантийных ксенолитов и возрастов древних коровых пород Прибайкалья и Монголии

n — число отдельных датировок. Цифры в кружках: 1 — U—Rb-возраст по цирконам древних коровых пород Прибайкалья и Центральной Монголии (по данным Е. В. Бибиковой и др.), AM — интервал времени алданского метаморфизма; 2, 3 — модельный возраст по ксенолитам: 2 — Sm—Nd, 3 — Rb—Sr

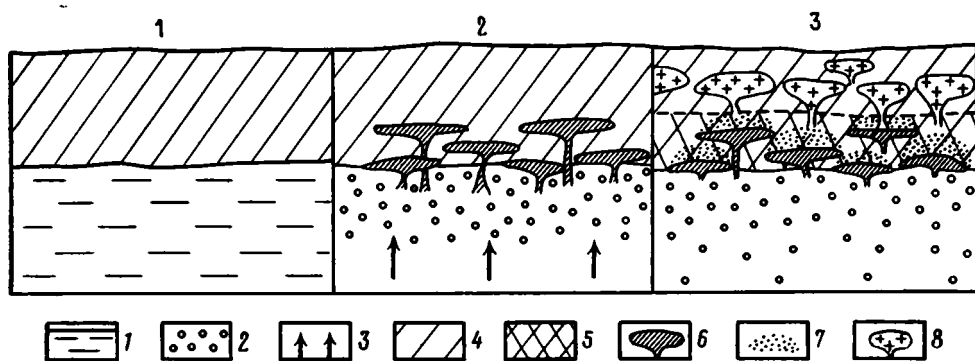


Рис. 6. Модель формирования литосферы на рубеже 2 млрд. лет

1 — примитивная мантия; 2 — деплетированная мантия; 3 — потоки вещества и тепла из нижней мантии; 4 — протокора; 5 — базифицированная кора; 6 — камеры базальтовых магм; 7 — зоны гранитизации и анатексиса; 8 — перемещенные анатектические гранитоиды. 1—3 — стадии развития: 1 — до начала формирования литосферы, 2 — деплетирования примитивной мантии и перемещения базальтовых расплавов в протокуру, 3 — дифференциации протокры на «базальтовую» и «гранитную» кору

нии в зрелую континентальную кору с контрастно выраженными «гранитным» и «базальтовым» слоями. В этом заключается главное содержание геологических процессов, происходивших в регионе в интервале 2000—1800 млн. лет (ранний протерозой). С учетом выявленных нами синхронных процессов в мантии можно к этому добавить, что в это время сформировалась не только близкая к современной континентальная кора, но и близкая к современной литосфере, в составе которой образуется слой деплетированной мантии.

В самом общем виде в основе формирования слоистой, близкой к современной литосферы лежит обмен тепловой энергией и веществом между мантией и корой. Этот обмен, видимо, породил следующую цепь событий (рис. 6). 1. Деплетирование примитивной мантии, проявившееся в выплавлении из нее легкоплавкого базальтового материала. 2. Перемещение базальтовых расплавов в протокуру и фиксация их на границе мантии и коры и в нижней части коры в силу тектонических условий сжатия. 3. Прогрев, метаморфизм и гранитизация протококоровых пород под действием тепла внедрившихся из мантии базальтовых магм и связанная с ними дифференциация коры (базификация нижней ее части за счет размещения в ней привнесенных из мантии базальтовых расплавов

и выноса легкоплавкой гранитной составляющей в верхнюю часть). Исходное состояние в этом эволюционном ряду предполагает существование в регионе незрелой коры (или протокоры) и практически непосредственно под ней примитивной (недеплетированной) мантии.

Рубеж ~0,6 млрд. лет. В структурах коры Центральноазиатской складчатой области этому рубежу соответствует образование ряда офиолитовых поясов. Они представлены узкими линейными выходами пород офиолитового комплекса, расположенными в современной структуре между блоками докембрийского фундамента. Характер стратифицированных членов офиолитового комплекса (серии первично горизонтально залегающих покровов базальтов, кремнистые осадки) показывает, что формирование некоторых из них происходило в достаточно крупных бассейнах с корой океанического типа [5], в которые, по крайней мере в их внутренние участки, не поступал грубообломочный материал с окружающих континентальных блоков.

Не вдаваясь в дискуссию относительно природы и размеров этих бассейнов, отметим, что время их образования, несомненно, согласуется с возрастом офиолитов. Тем самым фиксируется этап значительной, по крайней мере для Центральной Азии, деструкции докембрийской континентальной коры и появления в это время новой океанической коры. Деструкцией были охвачены и значительные пространства тех континентальных блоков, которые в настоящее время окружают офиолитовые пояса. В их пределах, а также на значительных пространствах Сибирской платформы в это время возникли протяженные континентальные рифты с базальтовым и бимодальным магматизмом [14].

Характер магматических образований офиолитовых поясов и континентальных рифтов соответствует продуктам рассмотренного выше мантийного деплетирования. Фиксируемые в мантийных ксенолитах (представляющих участки уже деплетированной ранее литосферой мантии) изотопные метки процессов истощения на рубеже 0,6 млрд. лет хорошо увязываются с деплетированным источником некоторых мантийных магматических пород примерно этого же возраста [1].

Судя по относительной редкости мантийных ксенолитов этого возраста, процесс переработки двухмиллиардной мантии, связанный с деструкцией континентальной коры 600 млн. лет назад, охватил ее не в полном объеме, а лишь отдельные ее участки, которые были затронуты континентальным рифтогенезом или примыкали к окраинам микроконтинентов.

Рубеж 0,25 млрд. лет. К позднему палеозою значительная часть территории Центральной Азии, объединяющая каледонские и герцинские структуры, была превращена в континентальный массив, включающий и Сибирскую платформу. С юга этот континент граничил с позднегерцинским океаническим бассейном Палеотетис, взаимоотношения с которым определили развитие практически всей рассматриваемой в статье территории в режиме активной континентальной окраины. Закрытие Палеотетиса, происходившее в перми в результате сближения обрамлявших его континентов — Северо-Азиатского и Китайского, привело к усложнению геодинамической обстановки на активной континентальной окраине. Последняя определяется нами как калифорнийская [7] и отличается сочетанием известково-щелочного магматизма, индикаторного для активной континентальной окраины андийского типа, и бимодального базальт-комендитового магматизма, характерного для континентальных рифтов. Продукты бимодального магматизма сосредоточены в нескольких протяженных рифтовых зонах: Гоби-Тянь-Шаньской, Гоби-Алтайской и Северо-Монгольской — Забайкальской, а также в ряде более мелких рифтовых структур: Центральнохангайской, Северо-Гобийской [13]. Интервал их формирования изменяется от 290 млн. лет для Южной Монголии до 250 млн. лет для Северной. Формирование рифтовых зон связывается нами с перекрытием континентальной плитой спредингового центра Палеотетиса. Континентальная литосфера раскалывалась вдоль ослабленных зон по мере их прохождения над подлитосферным

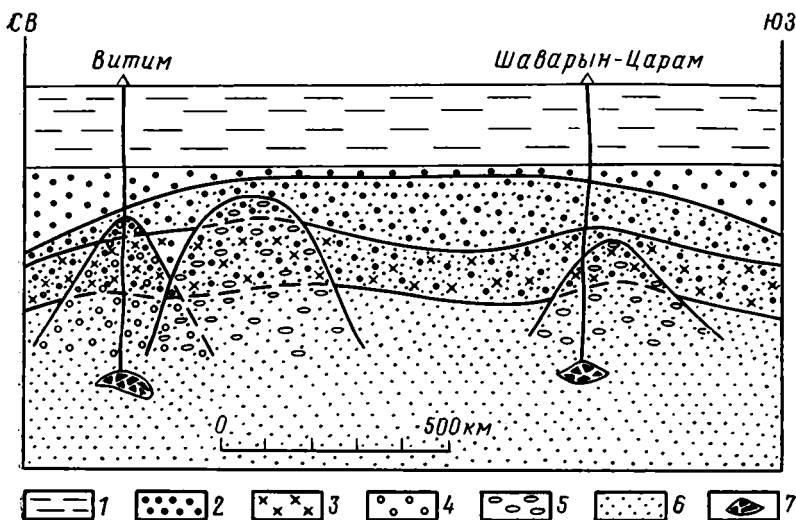


Рис. 7. Схематический разрез литосферной мантии в Северной Монголии и Восточном Прибайкалье
 1 — кора; 2—6 — мантия, измененная процессами деплетирования или метасоматоза на рубежах: 2 — 2 млрд. лет, 3 — 600, 4 — 400; 5 — 250, 6 — < 60 млн. лет; 7 — магматические очаги кайнозойских базальтов

центром растяжения, и этот раскол сопровождался образованием мантийных диапиров и континентальных рифтов.

Вулкан Шаварын-Царам, содержащий нодули мантийных пород, расположен на структурном продолжении Центральнoхангайской рифтовой структуры. Среди этих нодулей оказались три образца (см. выше), которые несут метки изменения их изотопного состава на рубеже ~250 млн. лет. Совпадение этого рубежа с возрастом рифтогенных процессов в Северной Монголии, а также нахождение мантийных ксенолитов в пределах той структуры, где проявился рифтогенный вулканизм указанного возраста, приводит нас к выводу, что мантийный диапиризм, сопровождавший образование рифтовой структуры, оказал определенное влияние на состав литосферной мантии, в первую очередь в виде локального метасоматоза и еще одного деплетирования.

В кайнозое (< 0,06 млрд. лет) литосферная мантия Байкальской рифтовой области, Северной и Центральной Монголии испытала интенсивное воздействие астеносферной мантии: в верхних горизонтах мантии заметно возросла температура, местами повысился тепловой поток и в коре (Байкальский рифт), в основание литосферы проникли флюидные потоки, струи частично расплавленных пород (плюмы). Происходил метасоматоз пород литосферной мантии и, возможно, локальное частичное плавление обогащенной мантии. С этими процессами связаны генерация и излияние щелочнобазальтоидных магм, неотектоническое сводообразование и формирование рифтовых впадин и грабенов разного масштаба.

Эти основные этапы эволюции мантии, четко коррелирующиеся с эволюцией коры. Но последняя подвергалась в Центральной Азии как наращиванию, так и переработке также в девоне и мезозое [7]. Каждый из этих процессов сопровождался базитовым магматизмом, и, следовательно, каждый из этих рубежей должен был бы зафиксироваться в эволюции мантии. Однако пока выявить их в мантийных ксенолитах не удалось, возможно, из-за большей пространственной локализованности этих процессов по сравнению с охарактеризованными главными рубежами, а также недостаточной для этой цели географией опробованных мантийных ксенолитов. На рис. 7 представлен схематический разрез литосферной мантии, отражающий размещение в ней областей с разными возрастными деплетирования и (или) обогащения.

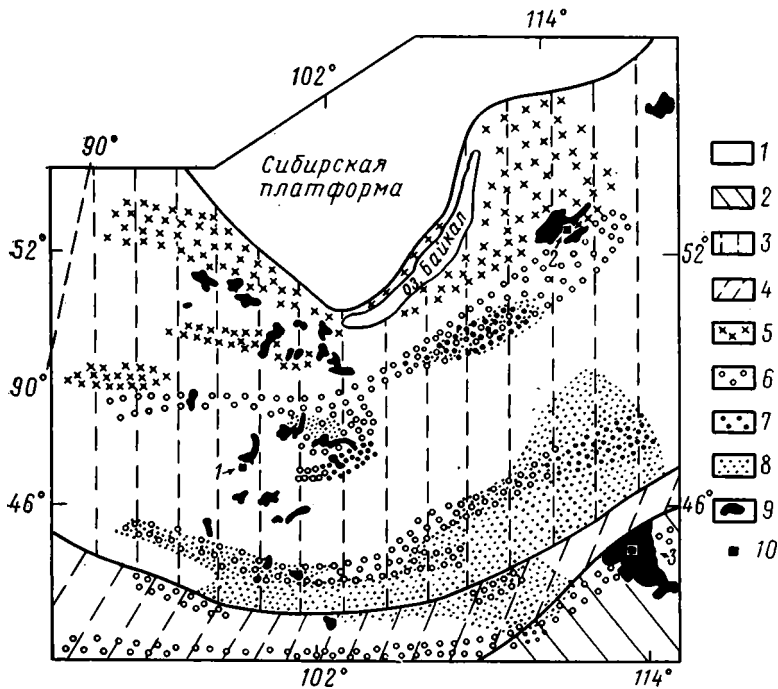


Рис. 8. Схематическая карта строения мантии Центральной Азии
 1—8 — участки мантии, деплетированные и (или) метасоматизированные на рубежах (в млн. лет.): 1—2000, 2—2000 и 1300, 3—2000 и 700—550, 4—500—400, 5—400—350, 6—300—250, 7—230—180, 8—140—90, 9 — кайнозойские базальты; 10 — места опробования мантийных ксенолитов. 1 — вулкан Шаварын-Царам, 2 — Витимское плато, 3 — плато Дариганга

Результатом длительного геологического развития литосферной мантии Байкало-Монгольского региона явилась ее достаточно хорошо выраженная гетерогенность в изотопно-геохимическом плане. Весь объем литосферной мантии региона несет метки глобального этапа деплетирования ~2 млрд. лет назад, при этом отдельные сегменты, возможно, могли подвергаться более ранним эпизодам деплетирования, связанным с началом формирования протокры. Более поздние этапы трансформации мантии представлены в ее разрезе лишь локально. Так, участки с возрастом повторного истощения ~0,6 млрд. лет приурочены, по всей вероятности, к зонам вблизи офиолитовых поясов, фиксирующих границы существовавшего в венде — раннем кембрии каледонского океана. Еще более узко локализованы зоны послекаледонской переработки мантийных пород. Они, вероятно, окружают внедрившиеся в литосферу на разных этапах развития территории астеносферные плюмы или диапиры.

КАРТОСХЕМА ЭВОЛЮЦИИ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Установленная корреляция мантийных и коровых процессов дает возможность проэкстраполировать полученные пока еще немногочисленные данные по датированию событий в мантии на всю территорию Центральной Азии и на этой основе составить первую картосхему эволюции мантии в регионе (рис. 8). На карте показаны основные рубежи преобразования мантии и оконтурены области распространения мантийных процессов того или иного возраста. Эти рубежи и границы устанавливаются на следующих основаниях.

1. Литосферная деплетированная мантия в регионах распространения дорифейского основания сформировалась в основном на рубеже 2 млрд. лет.

2. Раннекаледонские и герцинские складчатые структуры содержат участки с послерифейской литосферной мантией. Формирование этой

мантии было связано с процессами океанского рифтогенеза, которые протекали в венде — раннем кембрии в раннекаледонском складчатом поясе и в раннем — среднем палеозое в герцинском поясе.

В венде — раннем кембрии океанский рифтогенез был частью широкомаштабных процессов деструкции, охвативших всю территорию раннекаледонского складчатого пояса. Как уже выше отмечалось, они привели к образованию рассредоточенной системы спрединговых морских бассейнов с новой океанической литосферой, а также сети континентальных рифтов. Эти процессы сопровождалась плавлением дорифейской мантии, приведшим к дополнительному ее деплетированию. Возникшая в это время океаническая литосфера была в основном поглощена в зонах субдукции и практически не сохранилась в структуре литосферы складчатого пояса. Поэтому в целом литосферная мантия каледонид сформировалась в процессе двустадийного деплетирования на рубежах в 2 млрд. лет и 600 млн. лет.

Литосфера герцинского пояса является в основном новообразованной. Она возникла в конце раннего — начале среднего палеозоя в связи с процессами спрединга и последующей переработки океанической коры в кору континентальную. Возраст литосферной мантии пояса соответствует возрасту образования океанической литосферы, т. е. концу раннего — началу среднего палеозоя.

Континентальный рифтогенез связан с мантийными диапирами, которые метасоматически преобразуют литосферную мантию и, кроме того, способны вызвать ее частичное плавление. Предполагается, что воздействие диапиров происходит в рамках тех объемов литосферной мантии, которые располагаются под рифтовыми грабенами. Последние фиксируют участки дробления литосферы, и именно под ними возможно проникновение в литосферу мантийных диапиров. В процессе геологического развития региона континентальный рифтогенез имел место в девоне, перми, раннем и позднем мезозое и кайнозое.

На составленной таким образом схематической карте рис. 8 показаны области мантии, в той или иной степени преобразованные разновозрастными транслитосферными геологическими процессами. Из схемы видно, что отдельные участки мантии Центральной Азии неоднократно вовлекались в процессы переработки. Границы областей трансформации состава мантии на том или ином возрастном рубеже определялись с учетом изложенных выше принципов. В соответствии с ними выделяются: 1) районы Сибирской платформы и Дариганского выступа с литосферной мантией, в основном стабилизированной в раннем докембрии; 2) область раннекаледонской складчатости, в пределах которой отмечаются два региональных уровня преобразования мантии (2 и 0,6 млрд. лет) и более локальные преобразования, связанные с континентальным рифтогенезом; 3) область герцинской складчатости, с возрастом литосферной мантии в 500—400 млн. лет, вовлекавшейся в узких зонах более молодых континентальных рифтов в процессы переработки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение мы остановимся на некоторых вытекающих из рассмотренного материала геотектонических следствиях.

Во-первых, похоже, что выявленный нами мощный импульс деплетирования мантии 2 млрд. лет назад в Центральной Азии имел более широкое, возможно глобальное, распространение. Этот рубеж фиксируется в эволюции мантийных ксенолитов Восточного Китая (~2 млрд. лет [21]), Рейнского щита (2,2—1,7 млрд. лет [23]), Центрального Французского массива (2,3—1,8 млрд. лет [16]), Юго-Восточной Австралии (1,85 млрд. лет [17]), раннепротерозойских областей США, Канады, Северной Европы [15, 20]. Известны и более древние датировки, например по мантийным минералам, включенным в алмазы Южной Африки, но они носят более локальный характер, чем датировка

2 млрд. лет. Вывод об отсутствии или слабом развитии в современной литосфере мантии, деплетированной до рубежа в 2 млрд. лет, является неожиданным. По-видимому, фиксируемое состояние литосферы можно объяснить, опираясь на представление о более горячей и подвижной мантии в раннем докембрии [10, 15]. Подобная особенность состояния мантии создавала предпосылки для широкого проявления конвективных процессов непосредственно в верхней ее части. В связи с этим «холодные» и более плотные деплетированные ее объемы должны были перемещаться в нижние части верхней мантии, уступая место поднимающемуся «горячему» недеплетированному веществу. В результате литосфера в современном ее виде не могла возникнуть до тех пор, пока существовали условия интенсивной верхнемантийной конвекции, захватывавшей самые верхние горизонты мантии. Различные геологические и геохимические данные позволяют предполагать, что определенное качественное изменение в термическом состоянии мантии произошло в интервале от конца архея до конца раннего протерозоя. Именно к этому интервалу времени относятся: 1) резкое увеличение многообразия изверженных пород и формирование спектра их составов, близкого к современному [12]; 2) резкое снижение роли коматитов; 3) повышение роли калия в изверженных и осадочных породах; 4) увеличение содержания $R3Э$ и Th/U отношения в осадочных породах. По всем этим характеристикам земная кора, состав которой тесно связан с эволюцией мантии, на рубеже 2 млрд. лет приобретает «современный» облик. Все это позволяет предполагать, что условия для окончательного формирования литосферной мантии и, следовательно, литосферы в целом возникли на рубеже 2 млрд. лет в связи с резким сокращением верхнемантийной конвекции вследствие охлаждения мантии в целом. Постепенное охлаждение мантии должно было привести к перемещению очагов плавления на более глубокие ее уровни и уменьшению степени плавления мантийного субстрата. В результате должна была сокращаться роль коматитовых расплавов и повышаться роль более легкоплавких расплавов, обогащенных литофильными элементами, и в частности K . Появление продуктов таких расплавов на земной поверхности и участие их в рециклировании земной коры должны были вызвать такие изменения в составах пород коры, которые отмечены выше. Другими словами, все это связано с коренным уменьшением на рубеже ~ 2 млрд. лет теплового потока Земли и обусловленным этим изменением систем конвективных течений в мантии [10]. Более горячая и менее вязкая мантия в раннем докембрии была благоприятна, видимо, для конвекции вплоть до границы ее с корой, в связи с чем следы деплетирования мантии при образовании протокры могли не сохраниться в раннедокембрийской мантии. Такая модель представлена на рис. 6. Для нас важно, что по ней литосфера, в современном ее понимании, не могла возникнуть до рубежа ~ 2 млрд. лет, когда резкое снижение теплового потока изменило систему конвекции в мантии так, что верхняя мантия сохранялась вне этой системы. Возможно, под ядрами древних щитов такие условия создавались и раньше, и здесь можно ожидать выявления более раннего деплетирования мантии, но данных по этим регионам почти нет. Таким образом, следующий вывод, вытекающий из предлагаемой модели, заключается в большей вероятности найти следы раннедокембрийского деплетирования мантии под ядрами древних щитов.

Наконец, весьма привлекательно распространить некоторые причины специфического развития орогенной (континентальной) стадии (в частности, массовое гранитообразование) на рубеже ~ 2 млрд. лет на фанерозойскую историю. Такими общими причинами могли бы быть термическая и магматическая активность мантии в условиях общего сжатия тектонических структур земной коры. При этих условиях мантийные магмы, каков бы ни был их конкретный источник, — и в фанерозое с большей вероятностью — должны «застрывать» в верхах мантии или низах коры и создавать специфический коровый повышенный тепловой и флюидный поток, благоприятный для гранитообразования в

земной коре. По крайней мере, этот механизм объясняет кажущееся противоречие между массовым гранитообразованием (разогревом коры) и понижением мантийного теплового потока за счет, например, субдукции холодной литосферы.

Авторы благодарны за обсуждение статьи [М. С. Маркову], С. П. Кориковскому, Е. В. Бибиковой.

Список литературы

1. Бибикова Е. В., Карпенко С. Ф., Сумин Л. В. и др. U—Pb, Sm—Nd, Pb—Pb и K—Ar-возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье)//Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы. Л.: Наука, 1989. С. 78—99.
2. Бибикова Е. В., Кирнозова Т. И., Макаров В. А. и др. О времени вулканизма в Олондинском зеленокаменном поясе (Восточная Сибирь)//Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 6. С. 1424—1428.
3. Бибикова Е. В., Кориковский С. П., Кирнозова Т. И. и др. Определение возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами//Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: Наука, 1987. С. 154—164.
4. Бибикова Е. В., Шульдинер В. И., Грачева Т. В. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области//Докл. АН СССР, 1984. Т. 275. № 6. С. 1471—1474.
5. Дергунов А. Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 240 с.
6. Ионов Д. А., Ягуц Э. Изотопы стронция и неодима в минералах гранатовых и шпинелевых перидотитовых ксенолитов Витимского плоскогорья: первые данные для мантийных включений СССР//Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 5. С. 1195—1199.
7. Коваленко В. И., Зайцев Н. С., Ярмолюк В. В. и др. Геодинамические обстановки основных геологических эпох Монголии и их металлогеническая специфика//Эндеогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 7—39.
8. Козаков И. К. Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозойд Монголии. М.: Наука, 1986. 145 с.
9. Рябчиков И. Д., Коваленко В. И., Ионов Д. А., Соловова И. П. Термодинамические параметры минеральных равновесий в гранат-шпинелевых лерцолитах Монголии//Геохимия. 1983. № 5. С. 967—980.
10. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
11. Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
12. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 437 с.
13. Ярмолюк В. В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 197 с.
14. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Самойлов В. С. Эволюция рифтогенеза и рифтогенного магматизма в геодинамическом цикле (на примере Монголии)//Магматизм рифтов (петрология, эволюция, геодинамика). М.: Наука, 1989. С. 46—62.
15. *Condie K. C.* Plate tectonics and crustal evolution. N. Y.: Pergamon Press, 1983. 305 p.
16. *Downes H., Dupuy C.* Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France//Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. V. 82. № 1/2, P. 121—135.
17. *McDonough W. F., McCulloch M. T., Malcolm T.* The southeast Australian Lithospheric mantle: isotopic and geochemical constraints on its growth and evolution//Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. V. 86. № 2/4. P. 327—340.
18. *Press S., Witt G., Seck H. A. et al.* Spinel peridotite xenoliths from the Tariat depression, Mongolia//Geochim. et cosmochim. acta. 1986. V. 50. № 12. P. 2587—2598.
19. Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. 510 p.
20. *Reimer A., Schubert G.* Rapid growth of some major segments of continental crust//Geology. 1986. V. 17. № 4. P. 299—302.
21. *Song Y., Frey F.* Geochemistry of peridotite xenoliths in basalt from Hannuoba, Eastern China: implications for subcontinental mantle heterogeneity//Terra cognita. 1986. V. 6. P. 241—251.
22. *Stosch H. G., Carlson R. W., Lugmair G. W.* Episodic mantle differentiation: Nd and Sr isotopic evidence//Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 47. № 2. P. 263—271.
23. *Stosch H. G., Lugmair G. W.* Trace element and Sr and Nd isotope geochemistry of peridotite xenoliths from Eifel (West Germany) and their bearing on the evolution of the subcontinental Lithosphere//Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 80. № 3. P. 281—293.
24. *Stosch H. G., Lugmair G. W., Kovalenko V. I.* Spinel peridotite xenoliths from the Tariat depression, Mongolia//Geochim. et cosmochim. acta. 1986. V. 50. № 12. P. 2601—2614.

УДК 551.055 : 551.71/.72

© 1990

ДРУГОВА Г. М., ТУРЧЕНКО С. И., ШУСТОВА Л. Е.

ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ГНЕЙСО-ГРАНУЛИТОВЫХ И ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ ДОКЕМБРИЯ НА ПРИМЕРЕ БАЛТИЙСКОГО И АЛДАНСКОГО ШИТОВ

Рассматриваются зоны сочленения гнейсо-гранулитовых и гранит-зеленокаменных областей на примере Алданского и Балтийского щитов. Зоны сочленения характеризуются неоднократным проявлением этапов эндогенной активности, выражением которых служат метаморфизм преимущественно низкоградIENTного режима, активный основной и кислый магматизм, неоднократная складчатость и формирование зон глубинных разломов и покровных структур. В зонах сочленения присутствуют реликты гранулитовых комплексов, а в тектонических трогах или чешуях — супракрустальные толщи, сопоставимые с зеленокаменными поясами. По геофизическим данным строение земной коры зон сочленения такое же, как в гнейсо-гранулитовых областях, и отличается от строения земной коры в гранит-зеленокаменных областях. Геофизические поля подчеркивают мозаичность строения зон сочленения, связанную со сложностью и многоэтапностью их развития. Повышенная коровая проницаемость этих структур создает условия для выведения в верхние уровни коры древнейших пород, а также проникновения глубинных магм, флюидов, тепла, с чем связана специфика их металлогении.

Зоны сочленения гнейсо-гранулитовых и гранит-зеленокаменных областей на докембрийских щитах характеризуются общими сходными чертами: неоднократным проявлением этапов эндогенной активности, включающей складчатость, низкоградIENTный метаморфизм, активный основной и кислый магматизм, формирование зон глубинных разломов и покровных структур в верхней части коры. Повышенная коровая проницаемость зон сочленения создает условия для выведения в верхние уровни коры древнейших пород, глубинных магм, флюидов, тепла, с чем связана специфика их металлогении.

Сочленение гнейсо-гранулитовых и гранит-зеленокаменных областей докембрийских щитов, которые различаются по структурам, метаморфизму и геофизическим характеристикам, происходит по сложным тектоническим зонам, строение которых можно проанализировать на примере Балтийского и Алданского щитов. При изучении этих щитов обнаружилось доказательства существования уже в раннем архее, еще на самых ранних этапах становления континентальной коры, двух главных тектонотипов — гнейсо-гранулитовых и гранит-зеленокаменных областей, следовательно, и зон их сочленения.

Кольская гнейсо-гранулитовая область на Балтийском щите и Алданская гнейсо-гранулитовая область на Алданском щите имеют много общего в геологическом строении и геофизических характеристиках. Кольская область сложена раннеархейскими гнейсо-сланцевыми толщами кольской и беломорской серий и древними гранитоидами Мурманского блока; Алданская область — раннеархейскими толщами супракрустальных и магматических пород иенгрской и тимптоно-желтулинской серий.

В обоих регионах гранулитовый метаморфизм высокоградIENTных режимов отражает геотермическую обстановку нижних частей коры. Принадлежность алданских гранулитов к раннему архею подтверждается последними определениями абсолютного возраста, полученными по цирконам из кристаллических сланцев и чарнокитов. Возраст гранулитового метаморфизма составляет более 3,4 млрд. лет. Возраст пород

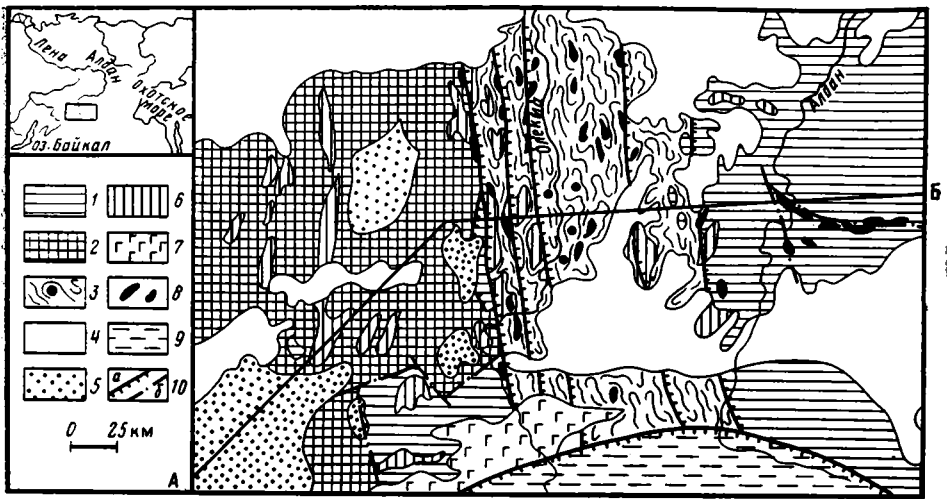


Рис. 1. Схема геологического строения зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гнейсо-гранулитовой областей
 1 — Алданская гнейсо-гранулитовая область и ее реликты; 2 — Олекминская гранит-зеленокаменная область; 3 — зона сочленения с реликтами гранулитов и чарнокитов (черные кружки); 4 — рифейско-палеозойский осадочный чехол и осадочные породы мезозойских впадин; 5 — протерозойские отложения удоканской серии и ее аналогов; 6 — анортозиты Карларского массива; 7 — верхнеархейские осадочно-вулканогенные породы олондино-борсалинской серии (зеленокаменные пояса); 8 — основные и ультраосновные интрузии; 9 — становой комплекс; 10 — разрывные нарушения: а — надвиги, б — сбросы, сдвиги; А—Б — профиль ГСЗ, изображенный на рис. 3

предполагаемого фундамента иенгрской серии оценивается значениями в 3,6 млрд. лет [1].

В Кольской гнейсо-гранулитовой области эндогенные процессы ранних циклов до сих пор датированы совершенно недостаточно. Получены отдельные значения: 3,1 млрд. лет — для пород Мурманского блока и 3,13 млрд. лет — для древних гранитоидов на территории Финляндии [5].

Подобно гнейсо-гранулитовым областям большое сходство в геологии и геофизике наблюдается и для гранит-зеленокаменных областей Балтийского и Алданского щитов. Олекминская гранит-зеленокаменная область (рис. 1) расположена в западной части Алданского щита. В ее строении принимают участие разновозрастные структурно-вещественные комплексы, отражающие последовательную историю ее формирования. Наиболее древними образованиями является толща тоналитовых гнейсов предполагаемого фундамента. По краям области в тектонических блоках обнажаются раннеархейские гранулиты курультинской серии. Супракристалльные породы олекминской серии в период 3,1—3,4 млрд. лет были интенсивно метаморфизованы и гранитизированы в условиях амфиболитовой фации послужили вместе с остатками переработанного фундамента фундаментом для позднеархейских зеленокаменных поясов, образующих отдельные линейные структуры (Олондинский, Итчилякский, Эвонокитский и др.). Вулканогенно-осадочные толщи в разных поясах существенно различаются. В Восточном направлении в разрезах уменьшается количество основных вулканитов и возрастает роль метаосадочных пород.

В Карельской гранит-зеленокаменной области, расположенной на Балтийском щите (рис. 2), в районе Пя-озера и Тикш-озера фундамент представлен древними тоналит-трондьемитовыми и габбро-амфиболитовыми комплексами, а также амфиболитами, плагиогранитами, гранитами с реликтами тоналитов. На этом сложном комплексе заложились позднеархейские (лопийские) зеленокаменные пояса, сложенные как и в Сибири, вулканогенно-осадочными сериями с преобладанием метабазитов толентовой серии при подчиненной роли метавулканитов андези-

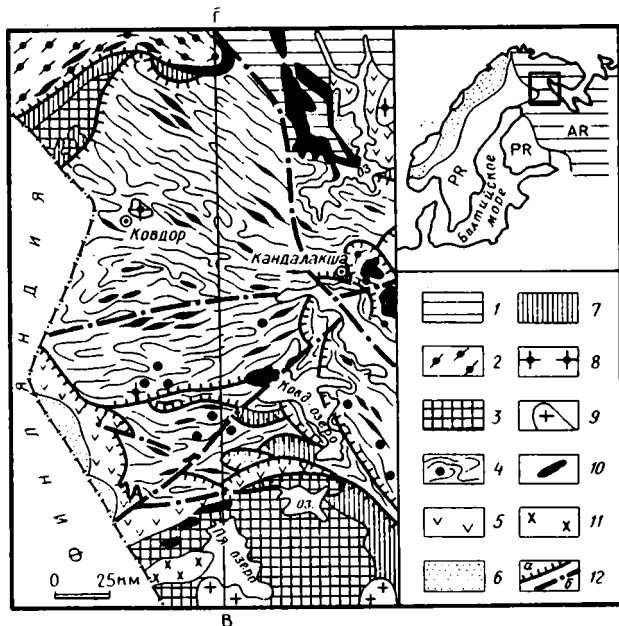


Рис. 2. Схема геологического строения зоны сочленения Карельской гранит-зеленокаменной и Кольской гнейсо-гранулитовой областей

1 — Кольская гнейсо-гранулитовая область; 2 — Лапландский гранулитовый пояс; 3 — Карельская гранит-зеленокаменная область; 4 — зона сочленения с реликтами гранулитов и чарнокитов (черные кружки); 5, 6 — породы раннего протерозоя: 5 — осадочно-вулканогенные (сумий и калевий), 6 — вулканогенно-осадочные (ятулий, калевий); 7 — позднеархейские (лопийские) осадочно-вулканогенные породы тикшоозерской серии (зеленокаменные пояса); 8 — палеозойские щелочно-ультраосновные интрузии; 9 — позднеархейские гранитоиды; 10 — основные и ультраосновные интрузии, друзиты; 11 — габбро-диориты, топациты и амфиболиты таваярвинского комплекса; 12 — разрывные нарушения: а — надвиги, б — сбросы и сдвиги. В—Г — профиль ГСЗ, изображенный на рис. 3

того состава [4]. Подобно Олекминской области, в Карельской гранит-зеленокаменной области зеленокаменные пояса имеют разное строение. От центра области к периферии из разрезов супракрустальных толщ поясов исчезает коматитовая серия и увеличивается количество метаосадков.

Абсолютный возраст зеленокаменных поясов обоих регионов примерно одинаковый: метавулканы их имеют возраст 2,93 и 2,96 млрд. лет [2, 4].

В самое последнее время в среднем течении р. Олекмы обнаружены породы коматитового и толеитового состава. Полученный самарий-неодимовым методом возраст этих пород, приблизительно равный 3,5 млрд. лет [3], дает основание считать их реликтами древних раннеархейских зеленокаменных поясов.

Зона сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гнейсо-гранулитовой областей представляет собой субмеридиональную полосу, заключенную между Амгинским и Темулякитским разломами, шириной около 70 км (см. рис. 1). Она сложена гранито-гнейсами, гнейсами с прослоями амфиболитов (олекминская серия), супракрустальными толщами в троговых структурах, основными и ультраосновными интрузиями, гранитами. Зона характеризуется наличием участков тоналитовых гнейсов фундамента, реликтами гранулитов курультинского комплекса и древних зеленокаменных толщ. Гранулиты иенгрской серии надвинуты на олекминские гранито-гнейсы с востока на запад и встречаются там в аллохтонном залегании.

На Балтийском щите зона сочленения Кольской гнейсо-гранулитовой и Карельской гранит-зеленокаменной областей имеют много общих черт с зоной сочленения аналогичных областей на Алданском щите (см.

рис. 2). Эта субширотная структура заключена между Лапландским и Северо-Карельским разломами, ширина ее составляет около 200 км. Она сложена в основном плагиигранито-гнейсами, гнейсами, амфиболитами с включениями участков гранулитов-чарнокитов, а также супра-крупных вулканогенно-осадочных толщ позднеархейского возраста в аллохтонных пластинах и в автохтонах. Вдоль разломов наблюдаются выходы свекокарельских образований ятулия (слюдястые кварциты и гипербазиты), а также супракрупных комплексов сумия, представленных вулканитами бимодальных серий и грубообломочными породами. Зона сочленения насыщена разновозрастными телами основного и ультраосновного состава, расслоенными интрузиями.

Зоны сочленения как в Сибири, так и в Европе представляют собой участки земной коры интенсивной полициклической тектонотермальной переработки.

Сходство геологического строения предопределяет сходство геофизических характеристик сибирских и европейских тектонотипов древнейших структур докембрия и зон их сочленения. На Алданском и Балтийском щитах гнейсо-гранулитовые области характеризуются повышенными гравитационным и магнитным полями. Повышенные значения поля силы тяжести соответствуют высокой плотности гранулитов, составляющих основной объем гнейсо-гранулитовых блоков. Пониженные значения силы тяжести наблюдаются на участках, занятых гранитоидами (чарнокитами), в соответствии с относительно небольшой плотностью этих пород; однако блок легких пород в гнейсо-гранулитовых блоках незначителен, хотя на поверхности блоков гранитоиды развиты довольно широко.

Наиболее интенсивное магнитное поле присуще самой древней западной части Алданского массива — Иенггскому блоку. Менее интенсивное магнитное поле характерно для тимптоно-желтулинской серии (восточная часть Алданского массива) и для кольской серии на Балтийском щите. При этом наблюдается сходство обоих регионов по интенсивности и конфигурации полосовых магнитных аномалий, а также по их протяженности под осадочным чехлом. Последнее обстоятельство дает возможность судить о распространенности гранулитовых комплексов. На Восточно-Европейской платформе интенсивные полосовые магнитные аномалии протягиваются с северо-запада на юго-восток и занимают огромные площади восточной и центральной части платформы. В Восточной Сибири подобные аномалии распространяются от Анабарского щита на севере до оз. Байкал на юге и до Станового хребта на юго-востоке.

Карельская гранит-зеленокаменная область на Балтийском щите и Олекминская гранит-зеленокаменная область на Алданском щите в общем характеризуются пониженными значениями гравитационного и магнитного полей, что соответствует пониженной плотности гранитов и гранито-гнейсов, преобладающих в объеме земной коры в пределах этих областей. Часть этих гранитоидов одновозрастна с зеленокаменными поясами и формирует купольные структуры, другая часть представляет собой переработанные гранитоиды фундамента или относится к заключенным в фундаменте гнейсам раннеархейского возраста. На фоне пониженных значений физических полей зеленокаменные пояса проявляются локальными максимумами магнитного и гравитационного полей, тем более выразительных, чем больше плотных и магнитных основных вулканитов в составе поясов. По расчетам поля силы тяжести глубина проникновения этих пород не превышает 3—5 км.

Глубинное строение земной коры гнейсо-гранулитовых и гранит-зеленокаменных областей имеет ряд общих черт и различий. На профилях ГСЗ (рис. 3), пересекающих эти области, виден резкий раздел кора — мантия, при котором сейсмическая граница М четко прослеживается на глубине около 40 км. Вместе с тем земная кора гнейсо-гранулитовых областей не имеет резких сейсмических границ, скачки скорости на границах не превышают 0,2 км/с. Данными глубокого бурения

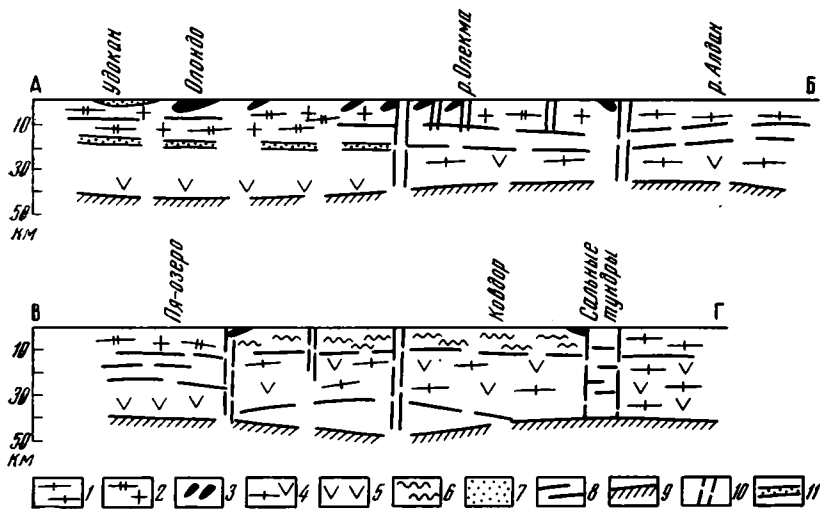


Рис. 3. Геолого-геофизические разрезы земной коры зон сочленения гнейсо-гранулитовых и гранит-зеленокаменных областей: А—Б — Алданского (см. рис. 1), В — Балтийского (см. рис. 2) щитов

1 — гранулитогнейсы сиалического (преобладающего) и мафического состава; 2 — гранито-гнейсы; 3 — зеленокаменные пояса; 4 — гранулитогнейсы мафического (преобладающего) и сиалического состава; 5 — основные породы; 6 — высокоглиноземистые гнейсы; 7 — осадочные породы; 8 — сейсмические границы; 9 — поверхность М; 10 — зоны глубинных разломов; 11 — зоны пониженных сейсмических скоростей

показано, что на глубине 12 км, где была выделена одна из слабых сейсмических границ, не наблюдается смена гранито-гнейсов кольской серии другими породами. На основании этого можно предположить, что земная кора гнейсо-гранулитовых областей на всю глубину состоит из гранулитовых пород. Это предположение подтверждается результатами изучения глубинного электрического поля. Кольские гнейсо-гранулиты обладают максимальным электрическим сопротивлением, что, вероятно, обусловлено большей «сухостью» всей толщи земной коры по сравнению с другими геологическими образованиями. Известно также, что именно гранулитовый метаморфизм происходит в сухих условиях.

В отличие от гнейсо-гранулитовых областей земная кора в гранит-зеленокаменных областях содержит несколько достаточно четко выделяемых слоев. При этом в нижней части коры, как правило, выделяется сейсмическая граница с граничной скоростью порядка 7 км/с, что позволяет нижележащий слой по физическим свойствам считать «базальтовым» (см. рис. 3).

Физические поля зон сочленения имеют очень сложное строение. Мозаика повышенных и пониженных значений гравитационного и магнитного полей соответствует мозаике размещения геологических комплексов (рис. 4). Локальные минимумы и максимумы соответствуют бескорневым интрузиям кислого, основного и ультраосновного состава, приуроченным к глубинным разломам. Чередование полос положительных и отрицательных значений объясняется существованием чешуйчатых надвигов (см. рис. 4). На Балтийском щите зона сочленения испытала сжатие со стороны лапландских гранулитов на севере и надвиги протерозойских толщ на юге. На Алданском щите гнейсо-гранулиты Алданского массива надвинуты на гранито-гнейсы Олекминской области, т. е. с востока на запад. Земная кора зон сочленения представляет собой блоки, раздробленные на всю толщу глубинными разломами.

Проведенный анализ особенностей строения основных тектонотипов докембрия позволяет моделировать некоторые аспекты эволюции земной коры докембрийских щитов. Как показывают цифры абсолютного возраста, гнейсо-гранулитовые гранит-зеленокаменные области существовали уже в раннем архее. При этом в гранит-зеленокаменных обла-

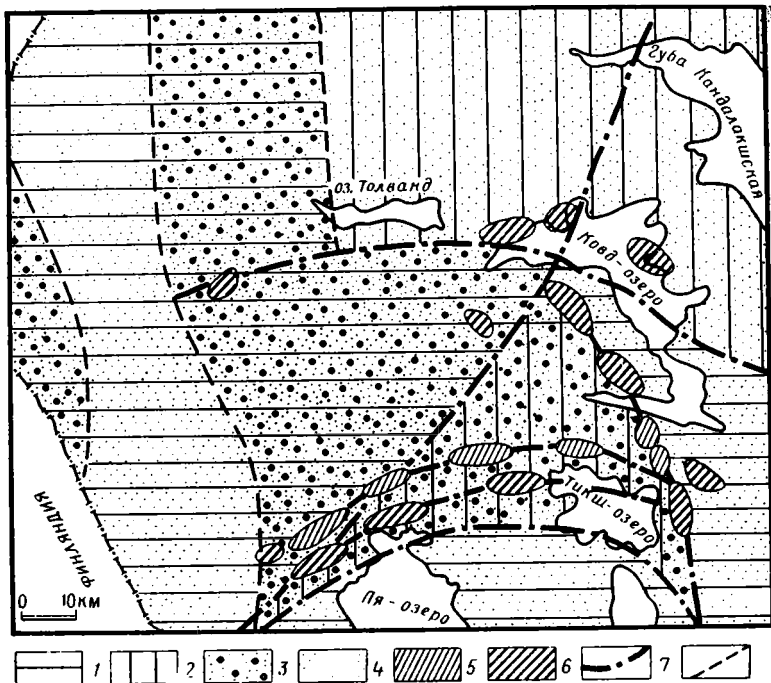


Рис. 4. Физические поля Северо-Карельского участка зоны сочленения гнейсо-гранулитовых и гранит-зеленокаменных областей на Балтийском щите
 1, 2 — магнитное поле: 1 — повышенное, 2 — пониженное; 3, 4 — гравитационное поле: 3 — повышенное, 4 — пониженное; 5, 6 — локальные: 5 — максимумы, 6 — минимумы физических полей; 7 — глубинные разрывные нарушения мантийного заложения; 8 — границы гравитационных полей

стях в раннем и позднем архее выделялись зеленокаменные пояса, в гнейсо-гранулитовых областях их появление было невозможно. Доказательством этого служат результаты изучения литологии пород иенгрской серии Алданской гнейсо-гранулитовой области. Земная кора здесь была уже относительно стабилизирована в период накопления осадков иенгрской серии (субплатформенная обстановка). Условия стабильности сохранились и в течение следующего этапа, когда иенгрская серия была инъецирована толеитами, превращенными при метаморфизме в кристаллические сланцы, несущие петрохимические черты субплатформенных базальтов. Геохимия основных кристаллических сланцев Алданского массива постиенгрского возраста подтверждает отсутствие среди них метавулканитов, характерных для архейских зеленокаменных поясов, т. е. в период всей истории геологического развития Алданской гнейсо-гранулитовой области не существовало обстановки, благоприятной для появления зеленокаменных поясов. В противоположность этому в Олекминской гранит-зеленокаменной области в раннем архее (3,5—3,4 млрд. лет) формировались зеленокаменные пояса с обильным толеитовым и коматитовым магматизмом. В позднем архее (2,95 млрд. лет) геотектоническая обстановка также способствовала формированию зеленокаменных поясов и обильному гранитообразованию. Таким образом, есть основания полагать, что тектоническая обстановка на протяжении всей истории геологического развития гнейсо-гранулитовых и гранит-зеленокаменных областей была различной. Очень вероятно, что при таком различии этих областей зоны их сочленения начали формироваться в раннем докембрии и затем развивались и последующие этапы. Многоэтапная история формирования зон сочленения, их интенсивная тектоническая и метаморфо-магматическая переработка позволяют рассматривать их как специфические структуры докембрия — пояса тектонотермальной переработки. Повышенная коровая проницаемость.

в таких структурах создает благоприятную обстановку для проникновения глубинных магм, флюидов, тепла, которые и приводят к образованию в них разнородных типов оруденения: магматических — сульфидных медно-никелевых, платинометалльных, титаномагнетитовых; метаморфогенных гидротермальных — золота и молибденоносных метасоматитов; ортометаморфических — мусковитовых и редкометалльных метасоматитов.

Список литературы

1. Другова Г. М., Левченко О. М., Морозова И. М. и др. Состав и возраст пород древнейшего фундамента Алданского щита//Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1986. Вып. 5. Ч. 225. С. 543—562.
2. Другова Г. М., Пухтель И. С., Шустова Л. Е., Бережная Н. Г. Олондинский зеленокаменный пояс (Алданский щит)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 40—56.
3. Журавлев Д. З., Пухтель И. С., Самсонов А. В. Sm — Nd-возраст и геохимия метавулканитов Олондинского зеленокаменного пояса (Алданский щит)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 2. С. 39—49.
4. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов). Л.: Наука, 1988. 215 с.
5. Kröner A., Puustinen K., Hickman M. Geochronology of Archaean Tonalite Gneiss Dome in Northern Finland and its relation with an unusual overlying Volcanite Conglomerate and Comatiitic Greenstones//Contr. Min. Petrol. 1981. V. 76. № 1. P. 33—41.

Институт геологии и геохронологии
докембрия АН СССР, г. Ленинград,
199034

Поступила в редакцию
14.II.1989

УДК 551.24.035

© 1990

ПАТАЛАХА Е. И., **МАРКОВ М. С.**, ГАРАГАШ И. А.,
ФЕДОРОВСКИЙ В. М., АТРУШКЕВИЧ П. А.**ПРИРОДА И ЭВОЛЮЦИЯ ЛИСТРИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ**

Впервые разработана концепция происхождения листрических разломов земной коры на большом геологическом, геофизическом материале по различным регионам территории СССР с позиции тектонофациального анализа. Дана физико-механическая теория происхождения листрических разломов на основании представления о термогранитной земной коре.

Кроме того гнезис разломов обоснован генерализованной схемой анизотропной структуры материковой земной коры в рамках тектонофациального анализа.

Пожалуй, наиболее существенным сдвигом в морфологической тектонике двух последних десятилетий явилось созвучное с мобилизмом представление о шовной (приразломной) природе складчатости как важнейшей форме дислокационного процесса в земной коре и основе тектонофациального анализа. Приразломное смятие, или сдвиговое течение, впервые получило статус нового, продуцирующего складчатость механизма [6]. Линейные региональные складчатые системы стали рассматриваться как совокупность локальных зон сдвигового течения (приразломных зон смятия), сопряженных с субпараллельно расположенными вязкими разломами, иными словами, как единые тектонические потоки [6, с. 130—144]. Мощность элементарной зоны приразломного течения тем шире, чем выше *PT*-уровень, т. е. с глубиной возрастает. Поэтому представление о тектонических потоках более оправдано для нижней коры. Вместе с тем специфика общего реологического поведения земной коры состоит в том, что практически при любых мыслимых *PT*-условиях течение в ней координируется плоскостным разрывом, в самом общем смысле слова понимаемым как скачок скоростей течения. Вот почему, рассматривая дислокационные процессы земной коры в целом, целесообразно говорить о координирующих вязких разломах как своеобразном «скелете» тектонического потока, который сплошь и рядом, особенно вследствие миграции *PT*-условий и структурной унаследованности, выражен конкретными швами, фиксируемыми геологическими и геофизическими методами.

Важнейшей формой разрывных нарушений, как выясняется в последние два десятилетия в связи с широким внедрением в структурную геофизику *МОВ—ОГТ*, являются листрические разломы, представление о которых было положено в основу дислокационного процесса первоначально на основе чисто геологических соображений [1, 6, 7]¹. Такие разломы оказались свойственны всем геодинамическим режимам, в том числе коллизионному (рис. 1). Вместе с тем природа листрических разломов оказалась непростой и вообще малопонятной без широкого рассмотрения реологического состояния земной коры. Рассмотрим вначале физический аспект проблемы.

ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Будем исходить из факта, что земная кора — термоградиентное тело с максимумом температуры на подошве. По-видимому, в первом приближении обратным образом варьирует вязкость коры.

¹ Суть их в том, что развитые сплошь и рядом в орогенах фанерозоя обширные моноклинали почти совершенно не объяснимы иначе.

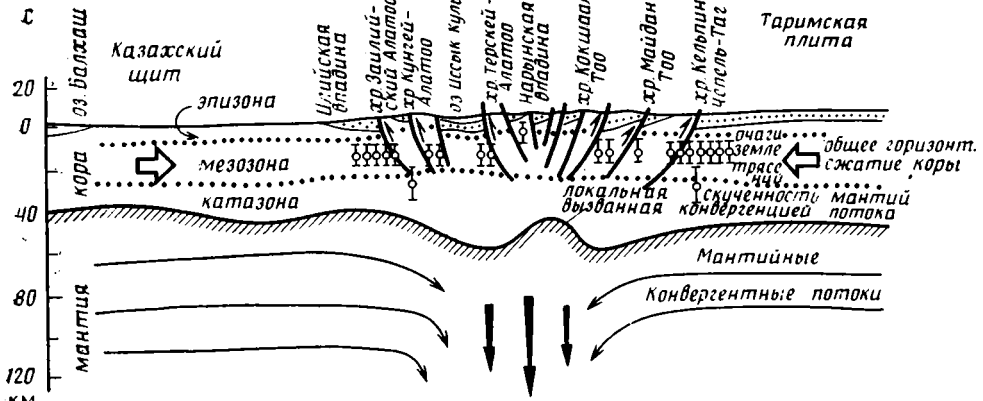


Рис. 1. Геодинамическая схема Тянь-Шаня (по Е. И. Паталахе, О. К. Чедия и др.)

Разломы, делящие земную кору на блоки, представляют собой полосы локализации неупругой деформации. Деформация определяется относительным смещением берегов разлома и остается постоянной по его ширине. Задача заключается в нахождении формы и ориентации разлома, отвечающих заданной реологии и условиям нагружения. Для ее решения поступим аналогично А. Р. Ржаницыну [10], исследовавшему образование экстремалей сосредоточенных деформаций в пластинках, достигших предельного равновесия.

Рассмотрим плоскую деформацию протяженного криволинейного разлома шириной h в полупространстве $x_2 \geq 0$. Совместив локальную систему координат n, τ, x_3 со срединной поверхностью разлома (рис. 2) и задавшись вектором скачка смещения при переходе через разлом

$$\bar{u} = u_n \tau_n + u_\tau \tau_\tau, \quad (1)$$

определим нормальную ϵ_n и сдвиговую $\gamma_{\tau n}$ компоненты деформации следующим образом:

$$\epsilon_n = \frac{u_n}{h}, \quad \gamma_{\tau n} = \frac{u_\tau}{h}. \quad (2)$$

Здесь τ_n, τ_τ — единичные векторы.

В силу плоской деформации и предположения о несжимаемости материала в зоне разлома

$$\epsilon_3 = 0, \quad \epsilon = -\epsilon_n. \quad (3)$$

С помощью (2) и (3) найдем интенсивность деформации

$$\begin{aligned} \epsilon_u &= \frac{(2)^{1/2}}{3} \left[(\epsilon_n - \epsilon_\tau)^2 + (\epsilon_n - \epsilon_3)^2 + (\epsilon_\tau - \epsilon_3)^2 + \frac{3}{2} \gamma_{\tau n}^2 \right]^{1/2} = \\ &= \frac{1}{(3)^{1/2}} (4\epsilon_n^2 + \gamma_{\tau n}^2)^{1/2}. \end{aligned} \quad (4)$$

Полагая, что материал в зоне разлома находится в идеально пластическом состоянии, т. е. интенсивность напряжений равна пределу текучести (или, иначе говоря, пределу прочности) σ_τ , найдем выражение для диссипации энергии D при подвижке по разлому. Вводя в качестве новой независимой переменной длину дуги и учитывая, что

$$u_n = \dot{u} \sin s, \quad u_\tau = \dot{u} \cos s.$$

где $u = |\bar{u}|$ и s — угол между направлением вектора \bar{u} и осью τ , запишем:

$$D = \frac{1}{(3)^{1/2}} \int \sigma_\tau h (4\epsilon_n^2 + \gamma_{\tau n}^2)^{1/2} ds = \frac{1}{(3)^{1/2}} \int \sigma_\tau u (4 \sin^2 s + \cos^2 s)^{1/2} ds. \quad (5)$$

Проводя аналогию между рассматриваемым разломом и дислокацией Вольтерра, допустим, что вектор относительного смещения постоянен вдоль разлома. Тогда, совместив с точкой 0 начало системы координат x_1, x_2 и направив ось x_1 вдоль вектора \bar{u} , составляющего угол α с осью x_1 , получим, что

$$\sin s = \frac{dx_2}{ds}, \quad \cos s = \frac{dx_1}{ds}, \quad (6)$$

а соотношение (5) окончательно представим в виде

$$D = \frac{u\sigma_r^0}{(3)^{1/2}} \int f(x_2) (1 + 3x_2'^2)^{1/2} dx, \quad (7)$$

где $x_2' = \frac{dx_2}{dx}$.

В выражении (7) принято

$$\sigma_r = \sigma_r^0 f(x_2), \quad (8)$$

что оправдано изменением с глубиной реологических свойств земной коры.

Будем исходить из того, что среди множества возможных поверхностей разлома реализуется та, для которой функционал (7) принимает стационарное значение. Для отыскания такой поверхности необходимо составить и решить уравнение Остроградского—Эйлера

$$\frac{\partial \Phi}{\partial x_2} - \frac{d}{ds} \frac{\partial \Phi}{\partial x_2'} = 0, \quad (9)$$

где Φ — подынтегральная функция (7)

$$\Phi = f(x_2) (1 + 3x_2'^2)^{1/2}. \quad (10)$$

Из (9) следует уравнение

$$x_2'' = \frac{1}{3} (1 + 3x_2'^2) \frac{1}{f} \frac{\partial f}{\partial x_2} = 0. \quad (11)$$

Если σ_r не меняется с глубиной, то согласно (11) $x_2' = \text{const}$ и срединная поверхность представляет собой плоскость.

Полагая

$$f = e^{-kx_2}, \quad (12)$$

решение (11) получим в виде

$$x_2 = \frac{1}{k} \ln \left[\cos \frac{k}{(3)^{1/2}} (A + S) \right] + B, \quad (13)$$

где A и B — постоянные интегрирования.

Удовлетворяя граничным условиям

$$S = \frac{\pi}{2} - (\alpha + \beta) \quad \text{при } x_2 = 0$$

$$S = 0 \quad \text{при } x_2 = 0,$$

получим:

$$A = -\frac{(3)^{1/2}}{k} \arctg [(3)^{1/2} \cos(\alpha + \beta)], \quad (15)$$

$$B = -\frac{1}{k} \ln \cos \frac{k}{(3)^{1/2}} A.$$

Выражения (13) и

$$S = \arcsin \left[\frac{1}{(3)^{1/2}} \operatorname{tg} \frac{k}{(3)^{1/2}} (A + S) \right] \quad (16)$$

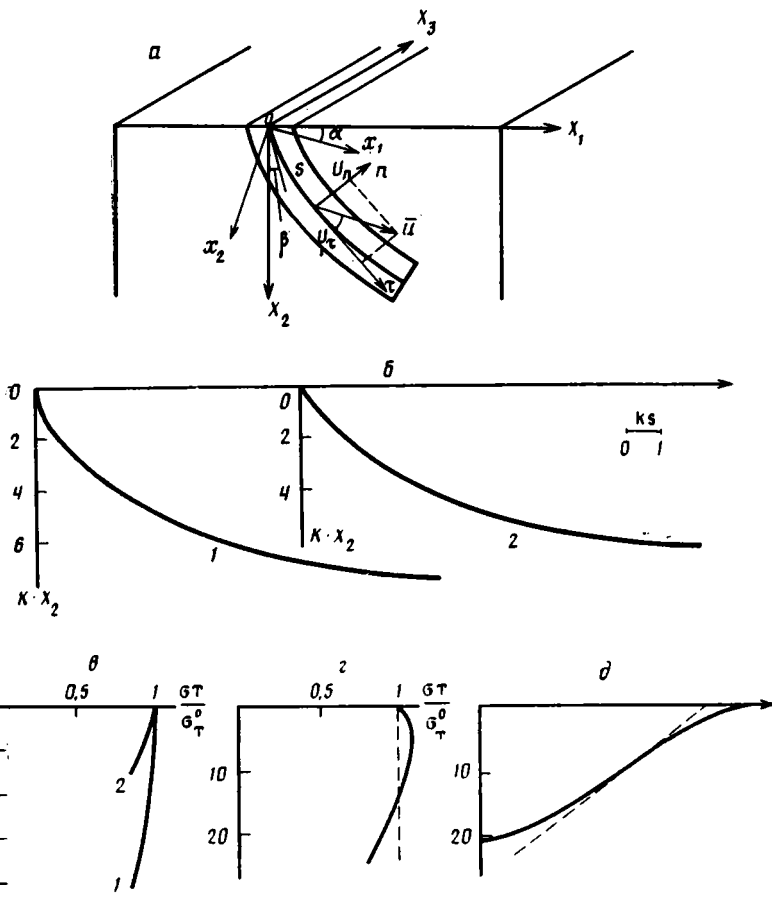


Рис. 2. Листрический разлом как функция прочности земной коры
 а — схема листрического разлома; б — срединные поверхности листрических разломов в условиях экспоненциально убывающей с глубиной прочности земной коры (кривая 1 — $\alpha=0$, $\beta=0$; кривая 2 — $\alpha=0$, $\beta=30^\circ$); в — изменение прочности земной коры с глубиной в окрестности Предгорного разлома по Каскеленскому профилю (кривая 1) и структуры Балтийского шита (2); г — изменение прочности с глубиной и соответствующая ему поверхность разлома (δ); пунктирной линией обозначен разлом с постоянной прочностью $\sigma_T = \text{const}$

с учетом (15) позволяют построить срединную поверхность разлома при заданных k и углах α и β .

На рис. 2, б построены срединные поверхности разломов при $\alpha=0$, $\beta=0$ (кривая 1) и $\alpha=0$, $\beta=30^\circ$ (кривая 2) в безразмерных координатах ks , kx_2 . Как видно из рисунка, уменьшение с глубиной предела текучести приводит к выполаживанию разлома. Причем глубина проникновения в земную кору тем больше, чем меньше k и, следовательно, медленнее убывает предел текучести.

Заметим, что уравнение (11) позволяет найти закон изменения прочности с глубиной, если известна форма разлома, т. е. функция $x_2(S)$. Для этого удобно перейти к конечно-разностному аналогу уравнения (11), заменив производную df/dx_2 центрированной разностью

$$\frac{\partial f}{\partial x_2} = \frac{f_{m+1} - f_{m-1}}{2nx}, \quad (17)$$

где hx — шаг разбиения.

В результате получим

$$f_{m+1} = 2h_x A_m f_m + f_{m-1}, \quad (18)$$

где

$$A = \frac{3x_2''}{1 + 3x_2'^2}. \quad (19)$$

Поскольку форма разлома обычно задается графически, для нахождения функции A разобьем кривую на равные отрезки h_s и вычислим значения A_s по формуле

$$A = 3 \frac{x_{2(j+1)} - 2x_{2(j)} + x_{2(j-1)}/h_s^2}{1 + 3(x_{2(j+1)} - x_{2(j-1)})^2/h_s^2}, \quad (20)$$

после чего, зная $S(x_2)$, нетрудно определить величины A_m в (18), а затем и значения f_m в точках разбиения.

Описанная процедура была применена к двум разломам разных регионов [9].

В результате для случая, когда вектор относительного смещения \bar{u} параллелен поверхности ($\alpha=0$), были построены соответствующие зависимости прочности с глубиной $\sigma_r/\sigma_r^0 = f(x_2)$ (см. рис. 2, в).

Как видно, выполаживание разломов связано с относительно малым (в пределах 20%) уменьшением прочности с глубиной. Отметим, что если прочность до некоторой глубины сначала возрастает, а затем падает, то листрический разлом, согласно уравнению (18), изменит свою крутизну, как показано на рис. 2, г.

Таким образом, в земной коре, прочность которой убывает с глубиной как функция температуры, естественной формой разлома как полосы локализации неупругой деформации окажется выполаживающийся с глубиной листрический разлом в условиях как сжатия, так и растяжения. Такие разломы, естественно, окажутся плоскими, коль скоро картину напряженного состояния по простиранию их можно принять постоянной. Однако возникает вопрос о том, как влияет присущая земной коре довольно сильная анизотропия — способствует или, наоборот, препятствует реализации установленного физического механизма?

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Очевидный недостаток существующих взглядов о возникновении разломов связан с учетом реальной негомогенности, дискретности и анизотропности той материальной среды, в которой они образуются, а также с подходом к земной коре как к упругому телу. Иными словами, в таких построениях земная кора или слоистая толща обычно принимаются за сплошное, идеально изотропное тело. Некоторым основанием этому долго служило отсутствие данных о внутренней структуре земной коры.

В наши дни обстоятельства существенно изменились. Геологическая съемка и структурная геофизика показали резко негомогенное, анизотропное строение земной коры даже в весьма ограниченном элементарном объеме, напоминающем тело-композит [6]. Возник тектонофациальный анализ, который показал структурно-реологическую зональность земной коры по вертикали как функцию PT -условий. Возникла сеймо-стратиграфия (метод МОВ — ОГТ), которая на континентах и океанах вскрыла широкое развитие листрических разломов в «чехлах» рифтовых структур, а также в чехлах платформ на сопряжении их с подвижными зонами. Применение МОВ — ОГТ показало широкое распространение листрических разломов внутри складчатых областей, практически предсказанных геологически еще в 70-х годах [6, с. 13—14]. Геологическая и геофизическая практика изучения листрических разломов вскрыла их примечательную особенность: приуроченность базисной (нижней) субгоризонтальной поверхности срыва к аномально маловязким зонам — будь то слой соли или глины в масштабе осадочной толщи, частично расплавленная катазона в масштабе земной коры или мантийная астеносфера в масштабе литосферы [1, 7, 9]. Геофизиками

В. Н. Николаевским и В. И. Шаровым [4] на основании экспериментальных и геофизических данных показана высокая степень вероятности возникновения в самой верхней части земной коры (близкой к твердой эпизоне) преимущественно вертикальных систем трещиноватости и разломов, ниже — наклонных и еще ниже — горизонтальных. Нечто созвучное констатировано Н. И. Павленковой [5].

Тонкая структура мезозоны в целом, по данным тектонофацциально-го анализа, если суммировать данные по геологической структуре континентов, рисуется как имеющая примерно субвертикальный стиль (так ориентированы вязкие разломы, кливаж, колонны складок и т. п.), тогда как катазоны — в целом преимущественно пологий, субгоризонтальный (вязкие разломы, или зоны концентрированного течения, кристаллизационная сланцеватость, полосчатость, лежащие складки и т. п.). Указанные данные в последние годы подтверждаются изучением анизотропии коры геофизическими методами. Если структура мезозоны в региональном плане — пример почти идеально линейаризованной среды и благодаря своей пластинчато-чешуйчатой структуре и общему субвертикальному стилю напоминает расположение книжек на полке (где каждая из книг — ограниченная вязкими разломами пластина), то структура катазоны мозаична: это перемежаемость глубинно-гравитационных форм (гранито-гнейсовых куполов) и линейных стволов кристаллизационной сланцеватости и полосчатости (шовный тип структуры), в пределах которых линейаризация только плановая, что резко отличает шовный тип структур катазональный от мезозонального (рис. 3).

В поперечных сечениях шовного типа катазональные структуры чаще всего хаотические, в отличие от мезозональных — упорядоченных, так как кристаллизационная сланцеватость, в отличие от кливажа, — элемент не деструктивный (сечет в целом слои, как правило, ортогонально), а конструктивный, т. е. сопровождается мощным бластезом, и вписывается в слоисто-полосчатую структуру, располагаясь подражательно, т. е. параллельно указанной структуре. Характерной формой в деталях являются структуры типа гофрированного листового металла с линейностью, параллельной осям складок — l_b . Как показали детальные исследования, проведенные на Анабарском щите [11], в Прибайкалье [14], на Балтийском щите [3], а также сравнительное рассмотрение раннедокембрийских блоков среди палеозоид Казахстана, Урала и Средней Азии, — такой стиль строения катазоны оказался весьма характерным [8]. Суть его состоит в том, что, с одной стороны, породы испытали мощное сдвиговое течение в направлении простирания свит, но «свитная» структура среды (равно как и вполне определенная стратиграфия) в целом сохраняется так же, как и определенная складчатая структура (но не разрушается дотла, как утверждают некоторые исследователи). При этом зеркало складчатости, как правило, залегает полого. Для катазоны характерны своеобразные формы вязких разрывов — зоны концентрированного течения (по сути «безразрывные разрывы»), амплитуда смещения вдоль которых рассеяна в достаточно мощных зонах (рис. 4, 5).

Все это дает основание думать, что через катазону вертикальные разрывы, как правило, не проникают, а сама картируемая верхняя катазона по своей сути представляет отображение субгоризонтальных базисных зон скольжения по листрическим разломам земной коры. Иными словами, листрические разломы — характерный элемент структуры земной коры не только для условий растяжения (рифты) и сжатия (подвижные зоны, форланды), но и для сдвиговой тектоники. Показательная черта листрических сдвигов — субгоризонтальная линейность, параллельная осям складок — l_b как в катазоне, так и в мезозоне при горизонтальном или пологом залегании зеркала складчатости. Следовательно, преимущественно крутопадающие секторы листрических разломов земной коры ограничены мезозоной и нижней твердой эпизоной².

² Для верхней рыхлой эпизоны характерна субгоризонтальная гравитационная тектоника скольжения (шарьяжи, дигитация, олистостромы, осадочный меланж и пр.).

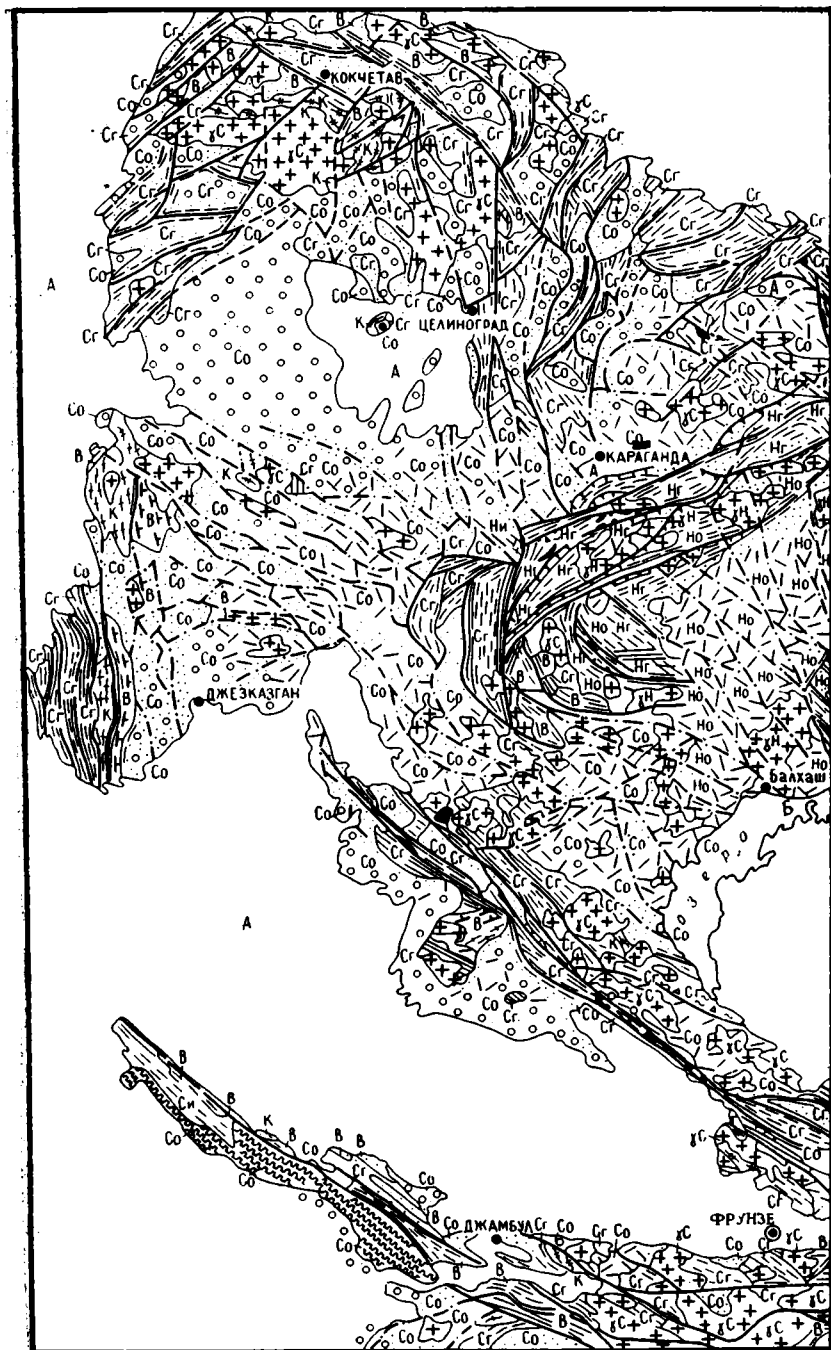
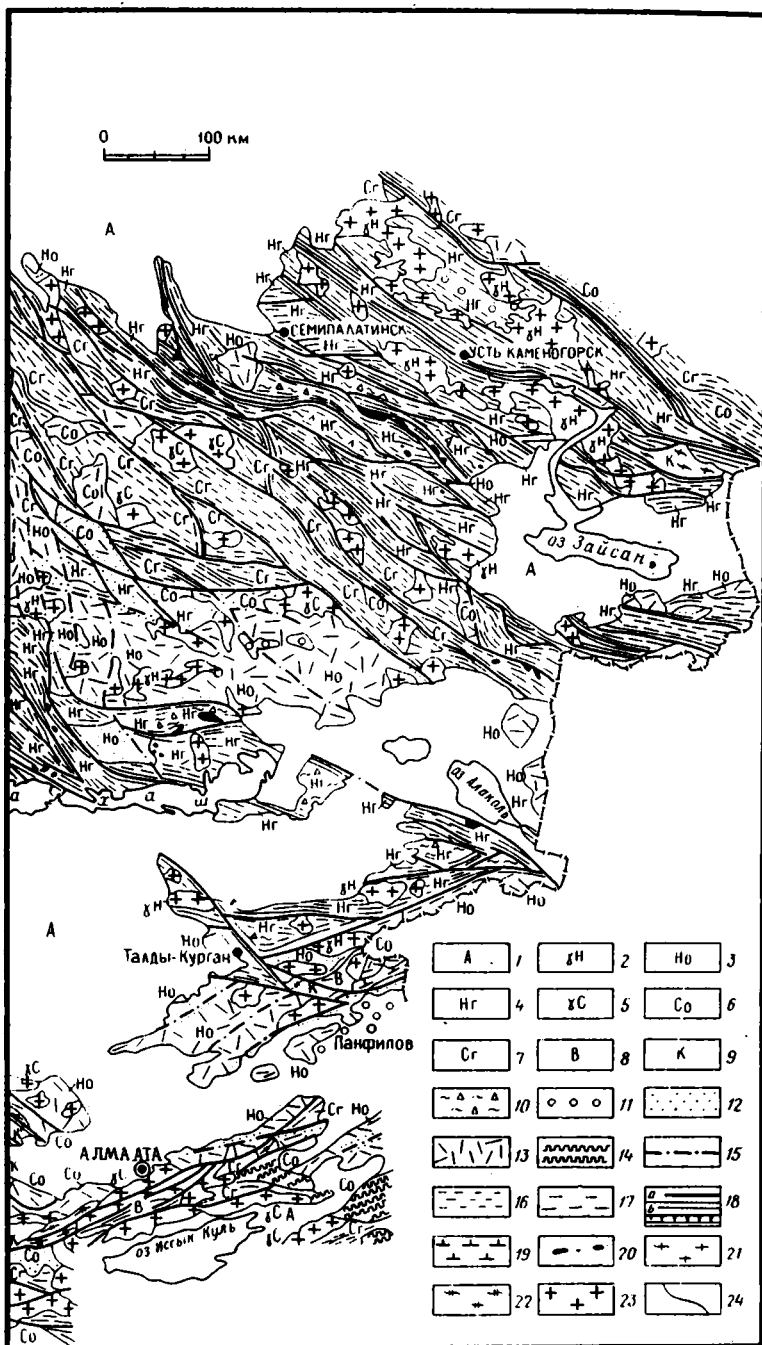


Рис. 3. Генерализованная тектонофациальная карта палеозойд Казахстана. Составили Е. И. Паталаха, А. В. Смирнов, В. В. Коробкин, 1986 г.

1—9 — первичная тектоника: 1 — альпийский комплекс, 2 — герцинские гранитоидные плутоны, 3—4 — герцинские комплексы (3 — орогенный, 4 — геосинклинальный), 5 — каледонские гранитоидные плутоны, 6—7 — каледонские комплексы (6 — орогенный, 7 — геосинклинальный), 8 — байкальский комплекс, 9 — карельский комплекс; 10—22 — вторичная тектоника. 10—15 — эпизона: 10 — поверхностно-гравитационная складчатость (тектонофаии В, С), 11—12 — отраженная складчатость (11 — тектонофаия А, 12 — тектонофаия В), 13 — вулканотектоническая складчатость (тектонофаии А, В), 14—15 — шовная складчатость бесквиважная: 14 — дисгармоничная (тектонофаии А—С), 15 — флексурно-моноклиальная (тектонофаия С) вдоль хрупких разломов; 16—20 — мезозона: 16—18 — шовная складчатость квиважная (16 — низкой интенсивности, тектонофаия А, 17 — умеренной интенсивности, тектонофаия В, 18 — высокой интенсивности, тектонофаия С), 19 — послойная (текто-



нофации С), 20 — серпентинитовый меланж (тектонифации С), 21—22 — катазона: 21 — шовная складчатость метаморфическая (тектонифация С), 22 — глубинно-гравитационная складчатость (тектонифация С); 23 — гранитоиды; 24 — контуры тектонических комплексов

С учетом этой информации представления о природе и генезисе ластрических разломов нуждаются в уточнении. Земная кора рассматривается не как однородное сплошное, а как резко неоднородное анизотропное тело, структура которого отображает длительную (до 4,5 млрд. лет и более) геологическую эволюцию [2]. Анизотропия бывает двух типов: трещинно-прочностная и вязкостная. Первая имеет смысл преимущественно для твердой эпизоны (и отчасти для мезозоны),

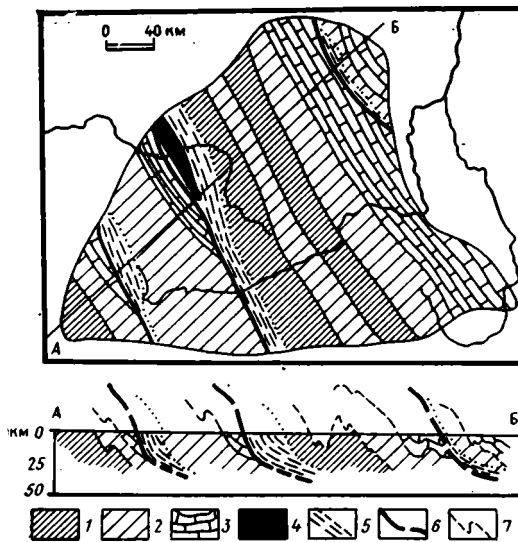


Рис. 4. Схема геологического строения Анабарского щита [11]
 1—3 — пироксен-гранулитовый эндербитоидный комплекс: 1 — содержащий в нижней части разреза прослои кварцитов, железных руд и ультрамафитов (далдынская серия), 2 — не содержащий прослоев других пород (верхнеанабарская серия), 3 — содержащий прослои карбонатных пород в верхней части разреза (хапчанская серия); 4 — анортозиты; 5 — зоны глубинного скольжения и диафтореза; 6 — разломы (милониты и бластомилониты); 7 — складчатая структура

тогда как вторая — для катазоны и мезозоны. Возникающие в такой среде разломы вынуждены приспосабливаться к существующей анизотропии («вписываться» в нее), так как развитие геологических структур, как и любых природных процессов, подчинено принципу минимального расхода энергии (основной закон термодинамики). Анизотропия, как тензорное свойство, описывается трехосным эллипсоидом (в объеме) или двухосным эллипсом (на плоскости). Учитывая изложенное выше о структуре эпизоны, мезо- и катазоны, ориентировка осей анизотропии окажется приблизительно такой, как на рис. 6. Можно видеть, что эллипсы анизотропии прочностной (эпизона) и вязкостной (катазона, мезозона) окажутся подобными эллипсам расхода энергии, необходимой для образования разлома в соответствующем направлении. Из рис. 6 видно, что, следуя принципу минимального расхода энергии и законам распределения анизотропии в эпи-, мезо- и катазоне, возникающий в результате приложенных к земной коре усилий (например, растяжения или сжатия) разлом окажется не плоским, а листрическим: на верхних горизонтах он будет субвертикальным, а на нижних — субгоризонтальным. Существенно отметить, что субгоризонтальный отрезок обусловлен аномально маловязкой средой (в масштабе земной коры это катазона, литосферы — астеносферы, в масштабе толщи — слои глин, соли и т. п.).

ОБСУЖДЕНИЕ

1. Учитывая данные современной структурной геофизики (МОВ — ОГТ), следует признать, что листрические разломы играют доминирующую роль в структуре земной коры.

Из вышеизложенного следует принцип этажности развития листрических разломов в тектоносфере: размах листрических разломов по вертикали ограничен расстоянием от поверхности до ближайшего аномально маловязкого разогретого тела. Соответственно листрические разломы подразделяются на литосферные, коровые, эпизональные, локальные (рис. 7), сопряженные с местными очагами разогрева или аномально низкой вязкости.

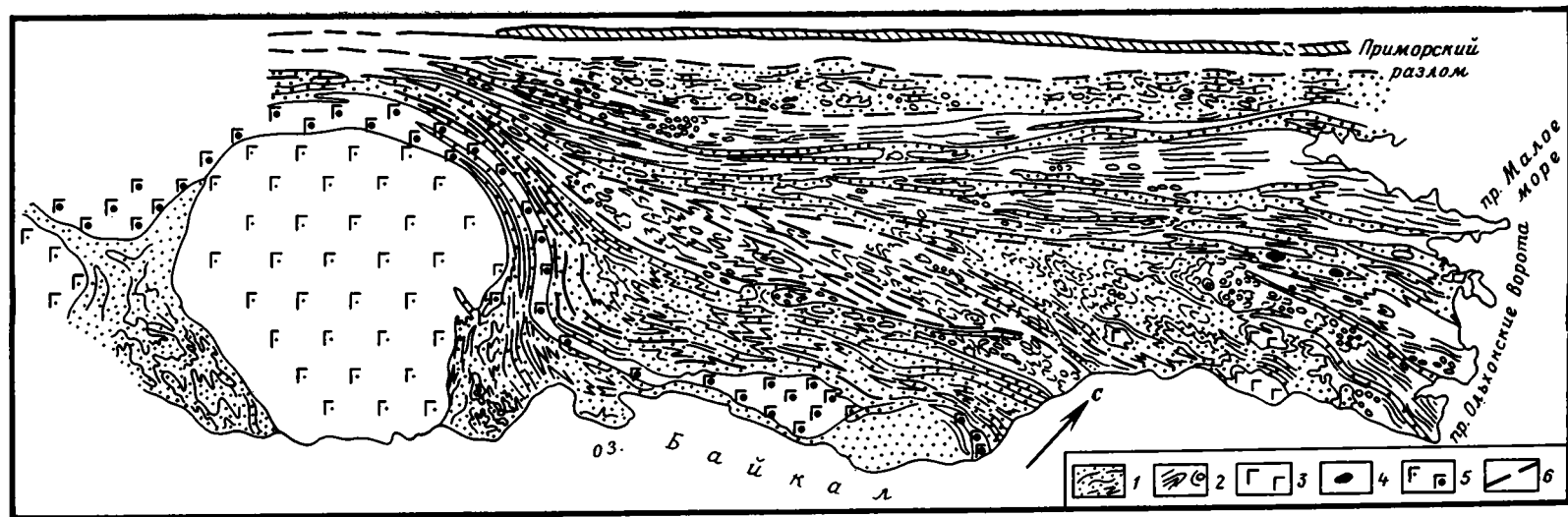


Рис. 5. Схема геологического строения докембрия Прибайкалья в районе Приольхонья. Составил В. С. Федоровский, 1988 г.

1 — западно метаморфизованная (от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации) вулканогенно-осадочная толща, образующая синметаморфические линейно-складчатые синклиновые зоны интенсивного вязкого сдвигового течения и линейаризации; 2 — мигматиты, гранито-гнейсы, горизонты амфиболитов, образующие насыщенные куполами антиклинорные зоны менее интенсивного вязкого сдвигового течения и линейаризации (выраженной в сплюснутости и ориентированном расположении куполов); 3 — габброиды толеитового состава, образующие субпластовые тела, участвующие в складчатости; 4 — ультрабазиты, ассоциирующие с этими габброидами; 5 — субшелочная вулканогенно-интрузивная серия; 6 — выраженные узкие зоны вязких синметаморфических сдвигов (амфиболитовая и гранулитовая фации)

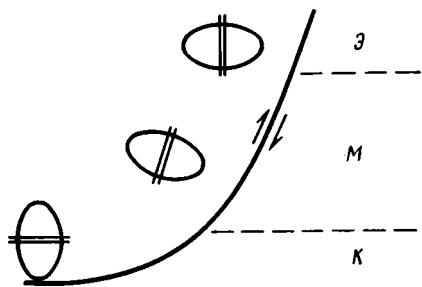


Рис. 6

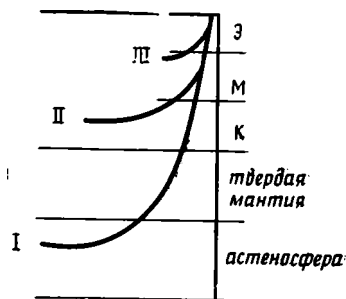


Рис. 7

Рис. 6. Возникновение листрического разлома в обстановке сжатия и растяжения, «вписывающегося» в анизотропию земной коры, показанной эллипсами. Оси эллипса отображают направление минимального расхода энергии на образование разлома. Символами Э, М, К показаны эпи-, мезо- и катазона соответственно

Рис. 7. Листрические разломы литосферные (I), коровые (II), эпизональные (III). Соотношение вертикального и горизонтального масштабов произвольное

2. Судя по тектонофаціальным картам Казахстана (см. рис. 3) и Урала с доминирующим пластинчато-чешуйчатым типом структуры мезозоны и с повсеместно выраженной субгоризонтальной линейностью, а также по уже отмечавшимся данным по катазоне, в том числе и других регионов страны, в природе широко развиты в целом листрические сдвиги с горизонтальной базисной поверхностью срыва, представляющие собой поверхности, по которым блоки мезозоны (и твердой эпизоны) скользят по кровле катазоны. Поэтому общий стиль катазоны субгоризонтальный с линейностью (сдвиговым течением), параллельной в целом субгоризонтальным осям складок и простираению свит, а структура мезозоны в плане представляет собой тело-композит, составленное из бесконечного множества разграниченных крутопадающими вязкими разломами чешуйчатых блоков, в котором каждый блок — своеобразный кораблик, находящийся в среде таких же корабликов, плывущих в одном направлении с изменяющейся скоростью. То обстоятельство, что в структуре, например, Казахстана и Урала такие разломы почти никогда не пересекают структурно-формационные зоны (иными словами, первичные геологические структуры), свидетельствует в пользу их унаследованности от разломов типа синтетических сбросов-листр, возникших в эпоху растяжения и заложения первичных геологических структур и седиментогенеза.

В эпоху сжатия и образования вторичных структур такие листры из синтетических превращаются в антитетические. Последним и наиболее существенным актом, вероятно, являются мощные сдвиговые смещения (мезозона скользит по катазоне вдоль простираения структур), в процессе которого порожденные растяжением и сжатием листры (т. е. сбросы, обращенные затем во взбросы, покровы и шарьяжи) превращаются в листры сдвигового типа. В этом свете под каждым мезозональным блоком-корабликом листры в конечном счете должны смыкаться, поскольку они изначально являются результатом парных гравитационно-сбросовых дислокаций.

На рис. 8 показана эволюция структуры энсиалической подвижной зоны в цикле Вильсона. Конкретным примером таковой может служить Казахстан (от Чарской зоны до Тургая) с его характерной внутриплитной тектоникой. В эволюции энсиалических подвижных зон помимо геодинамической обстановки растяжения выделяют субдукционную и коллизионную обстановки. Специфическая субдукционная обстановка соответствует условиям грандиозного сдвигового (шовного) течения в наклонной зоне, массовому шарьярованию, образованию хаотических структур и пр. Такие зоны отвечают офиолитовым сутурам и довольно редки. Коллизионная обстановка (становление сиалических масс) со-

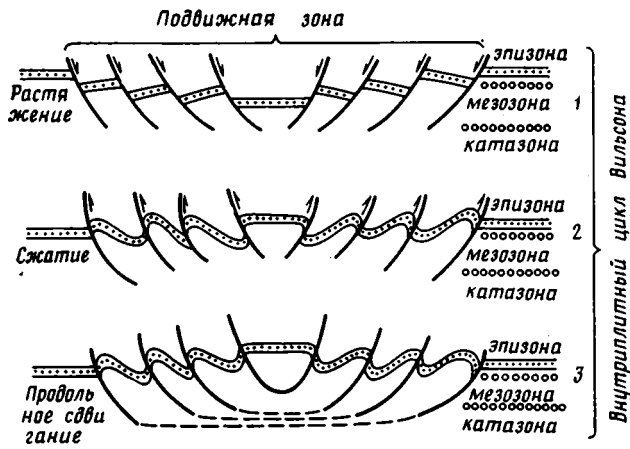


Рис. 8. Эволюция структуры земной коры на фоне цикла Вильсона
 1 — синтетические листры-сбросы; 2 — антитетические листры — взбросо-надвиги и шарьяжи, унаследовавшие синтетическую систему; 3 — листры типа продольных к складчатой структуре сдвигов, унаследовавшие антитетическую систему

ответствует условиям сжатия рассматриваемой схемы (см. рис. 6) и вряд ли нуждается в комментариях.

Историко-геологическое рассмотрение проблемы образования листрических разломов на фоне эволюции земной коры приводит еще к одному заключению. Рассматриваемые, например, на неогейском этапе эволюции земной коры материков листры вписываются в уже готовую структуру земной коры (обратная связь разлом — среда), а затем на протяжении эволюции в неогее сами «продолжают» формировать ее структуру в том же направлении (прямая связь). Это касается как трещиноватости (пизона, мезозона), так и кливажа (мезозона) и кристаллизационной сланцеватости (катазона). Именно с этим связана одна из общих геологических закономерностей: системы мелких трещин, как правило, отображают в своей ориентировке системы крупных разломов.

3. Судя по структуре катазоны (Казахстан, Урал, Средняя Азия, Анабар, Прибайкалье и другие районы), пологие базисные ветви листрических разломов в катазоне носят резко расчлененный, разветвленный, гофрированный и т. п. «складчатый» характер. Как правило, это «безразломные» разломы с рассеянной амплитудой смещения.

4. Судя по хорошо выясненному тектонофациальному облику Казахстана, Урала, а также других регионов страны, почти все блоки мезозоны, не говоря уже о катазоне, «текут», хотя течение и сосредоточено главным образом у их краев. Отсюда следует, что в подвижных зонах складчатое сооружение в целом, можно говорить о тектонических потоках именно в том понимании, как они были сформулированы в работе [6]. Для мезозоны континентов характерны субвертикальные тектонические потоки, тогда как для катазоны — преимущественно субгоризонтальные (особенно для ее нижних уровней). Для верхней рыхлой эпизоны (области литификации и поверхностно-гравитационных структур) характерны субгоризонтальные потоки.

5. Принимая во внимание все вышеизложенное, можно попытаться представить себе модель листрического разлома-потока (рис. 9). Рассматриваемый в вертикальном поперечном сечении коровый разлом на самых верхних горизонтах, в твердой эпизоне, обычно хрупкий, с дискретной амплитудой смещения и «единичным» швом, на средних, в мезозоне, — вязкий (часть амплитуды дискретна, а часть рассеяна), а на самых глубоких, в катазоне, — идеально вязкий: вся амплитуда рассеяна на значительную мощность зоны разлома, разлом как бы «рассасывается», превращаясь в зону общего сдвигового течения. Иными сло-



Рис. 9. Модель листрического разлома в разрезе земной коры

вами, сверху вниз мощность зоны приразломного смятия листрического разлома-потока возрастает, а амплитуда рассредотачивается на все большую мощность. Собственно разлом как воплощение хрупкого дискретного смещения «рассасывается» и исчезает, обращаясь в зону концентрированного сдвигового течения, которая, судя по всему, занимает львиную долю катазоны, являясь областью уже не приразломного, а общего пластического течения. Именно поэтому широко распространенные упрощенные подходы к расшифровке разломов не всегда корректны, а применяемая терминология так богата разного рода акцентами. Если вдуматься в смысл выделяемых с помощью тектонофациального анализа восьми типов складчатости, то легко убедиться в том, что только три из них имеют характер внутривблоковых гравитационных процессов, тогда как пять остальных — шовную природу. Но именно эти пять — эпизональные шовный, отраженный, вулканотектонический, мезозональный шовный и катазональный шовный — имеют главную роль в структуре земной коры, предопределяя, в частности, структурный план континентов по меньшей мере на неогейском этапе. Иными словами, структурный язык тектонофациальных карт — типы складчатости — отображает по существу разломно-блоковый стиль структуры земной коры и в огромной степени — структурную одежду листрических разломов.

6. Широкое развитие сдвиговых процессов в земной коре, на наш взгляд, — живое свидетельство дрейфа материковой коры на уровне их мельчайших составляющих блоков и пластин по типу составляющих элементов тела-композиата. Огромное значение сдвиговой тектоники в последние годы отметили Ж. Обуэн [12], В. П. Уткин [13] и др.

Список литературы

1. Артюшков Е. В., Безр М. А. О роли вертикальных и горизонтальных движений в образовании прогибов на континентальной коре в складчатых областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 9. С. 17—28.
2. Марков М. С., Федоровский В. С. К проблеме геодинамики ранней Земли: аспекты сравнительной планетологии и геологии раннего докембрия // Геотектоника. 1986. № 6. С. 8—21.
3. Миллер Ю. В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 180 с.
4. Николаевский В. Н., Шаров В. И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Физика Земли. 1985. № 1. С. 16—28.
5. Павленкова Н. И. Структура литосферы и задачи сейсмических исследований // Изучение Земли невзрывными сейсмическими источниками. М.: Наука, 1981. С. 31—43.
6. Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1981. 180 с.

7. Паталаха Е. И. К проблеме листрических разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11. С. 7—18.
8. Паталаха Е. И., Кузьмин Ю. В. Метаморфическая складчатость линейного типа — структурная модель // Современные проблемы тектоники Казахстана. Тр. ИГН АН КазССР. 1975. Т. 35. С. 106—118.
9. Паталаха Е. И., Хрычев Б. А. Листрические разломы в складчатых областях // Геотектоника. 1988. № 4. С. 13—21.
10. Ржаницын А. Р. Предельное равновесие пластинок и оболочек. М.: Наука, 1983. 288 с.
11. Розен О. М., Вишнеvский А. Н., Глуховский М. З. и др. Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. 198 с.
12. Тектоника // Докл. 27-го Междунар. геол. конгресса. М.: Наука, 1984. 193 с.
13. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
14. Федоровский В. С., Соколова Ю. Ф. Тектоника Центральной гнейсово-купольной зоны Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 1986. № 5. С. 54—72.

Институт геологических наук АН СССР,
г. Алма-Ата, 480100

Поступила в редакцию
5.IV.1989

УДК 551.035(574)

© 1990

КОРЧЕМАГИН В. А., НИКОЛЬСКИЙ И. Л., ЕМЕЦ В. С.,
ИВАНОВ А. П.**ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГОРНЫХ
ПОРОД И РУДНЫХ ТЕЛ ЧУ-ИЛИЙСКОГО РУДНОГО ПОЯСА**

Приводятся данные тектонофизического изучения возрастных соотношений горных пород и рудных тел Чу-Илийского рудного пояса, которое было проведено на достаточно большой площади, охватывающей основные разновозрастные комплексы горных пород региона. Выявлены характеристики каледонского, герцинского и более молодого, вероятно альпийского, поля напряжений. Полученные данные имеют практическое и теоретическое значение.

Чу-Илийский рудный пояс описан в работе А. А. Абдулина и других исследователей [1]. В его пределах известен ряд месторождений, рудопроявлений и проявлений гидротермальной минерализации, получивших положительную геолого-промышленную оценку. Однако проектирование и осуществление дальнейших поисковых и поисково-оценочных работ требует более обоснованной разработки прогнозных критериев, определения возрастных взаимоотношений горных пород и рудных жил, механизмов структурообразования. Для выяснения этих вопросов в статье используется тектонофизический анализ различных деформационных элементов рудного пояса.

Тектонофизические исследования проведены на достаточно большой площади, охватывающей основные разновозрастные комплексы горных пород региона (рис. 1). Представительные материалы получены по каледонскому структурному этажу, сложенному преимущественно терригенными отложениями кембрия и ордовика, смятыми в линейные складки северо-западного простирания. Подробные сведения собраны также по герцинскому структурному этажу, в строении которого принимают участие девонские терригенно-вулканогенные образования, массивы гранодиоритов, гранитов и многочисленные дайки лампрофиров. Основные объемы работ выполнены на Акбайском месторождении, хорошо вскрытом карьерами (рис. 2). В процессе тектонофизических исследований осуществлялись определения параметров полей напряжений, среди которых важнейшими являются ориентация осей главных нормальных напряжений и вид напряженного состояния пород. Реконструкция тектонических полей напряжений проводилась на локальном и региональном уровне описания структуры. Методика реконструкции рассмотрена в геологической литературе [4—9], поэтому здесь приводится лишь краткая характеристика исходных материалов, объемы проведенных исследований и некоторые их особенности.

Входными данными при изучении локального уровня поля напряжений являлись относительно мелкие (10^0 — 10^4 м²) поверхности зеркал скольжения, для которых определялась ориентировка вектора смещения всякого крыла относительно лежащего крыла. По структурному принципу и по условиям обнаженности данные о зеркалах скольжения объединялись в группы по 10—20 штук на стереограммах и использовались для оценки локальных напряжений, вызвавших зафиксированные смещения в каждом конкретном объеме горного массива. Эти оценки: ориентировка осей σ_1 и σ_3 и значения коэффициента Лодэ-Надаи (μ_σ), отражающие соотношения нормальных напряжений, т. е. вид напряженного состояния,— выносились в дальнейшем на структурные планы с целью

выявления связей рудораспределения и особенностей поля напряжений. В ходе рассматриваемых исследований всего измерено 1267 зеркал скольжения и составлено 117 частных стереограмм, характеризующих локальный уровень напряжений. Исследование региональных полей напряжений осуществлялось на сводных по всему региону стереограммах и отдельно по разновозрастным комплексам пород и структурным этажам. На таких диаграммах выявлялась общая пространственная характеристика поля напряжений всей Чу-Илийской рудной зоны.

Построено несколько типов сводных стереограмм. Среди них различаются: 1) стереограммы выходов локальных осей напряжений σ_1 и σ_3 ; 2) стереограммы распределения кварцевых жил; 3) стереограммы распределения полюсов даек магматических пород; 4) стереограммы полюсов зеркал скольжения. Уверенной считалась такая интерпретация

поля напряжений регионально-го уровня, которая позволяла однозначно увязать все четыре типа сводных стереограмм. Определение ориентации осей региональных напряжений σ_1 осуществлялось по абсолютному минимуму распределения локальных осей σ_1 , полюсов кварцевых жил и даек лампрофиров, находившемуся с помощью подсчетного окошка радиусом в 45° . При чистом решении задачи, например в случае отсутствия ошибок в реконструкциях локальных напряжений и их одинаковом возрасте, в пределах конуса с углом у вершины, равным 45° , не должно попасть ни одного выхода оси σ_1 или полюса мощной жилы. Аналогичным образом определялась также ориентация оси σ_1 регионального уровня, но для этого использовались уже стереограммы распределения выходов локальных осей σ_3 . Косвенным критерием оценки правильности определения положения оси σ_1 региональных напряжений является совпадение ее с максимумом полюсов жил и даек (хотя это и не обязательное условие), а также ее ортогональность по отношению к оси σ_3 регионального уровня. Достоверность реконструкции регионального поля напряжений подкреплялась соответствием его региональных осей осям симметрии сводной структуры тектонических трещин. Кроме того, характер последней при достаточной представительности выборки зеркал скольжения по объему и по равномерности охвата площади региона позволял сделать оценку общего вида напряженного состояния пород.

Согласно теоретическим представлениям [8, 10], а также полевым данным [4, 6], наиболее распространенными в природе являются четыре типа структур тектонических трещин: 1) распределение полюсов зеркал скольжения вдоль малого круга вокруг оси σ_3 , что отвечает одноосному сжатию, или 2) вокруг оси σ_1 , что отвечает одноосному растяжению; 3) распределение полюсов вдоль большого круга, совпадающего с главной плоскостью деформации, которое характеризует плоское напряженное состояние; 4) последний тип характеризует изменчивость вида напряженного состояния от одноосного сжатия до одноосного растяжения.

В ходе рассмотренных исследований составлено 10 сводных стереограмм, выявлены характеристики каледонского, герцинского и более молодого, вероятно альпийского, поля напряжений регионального уровня. Уверенное определение возраста тектонических полей напряжений оказалось возможным на региональном уровне после статистической обработки всех материалов по разновозрастным комплексам пород с учетом всех имеющихся данных общегеологического характера. Важнейшим

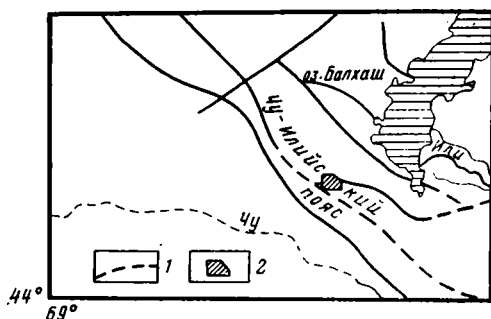


Рис. 1. Схема расположения Чу-Илийского пояса
1 — главные разломы; 2 — контур площади рис. 2

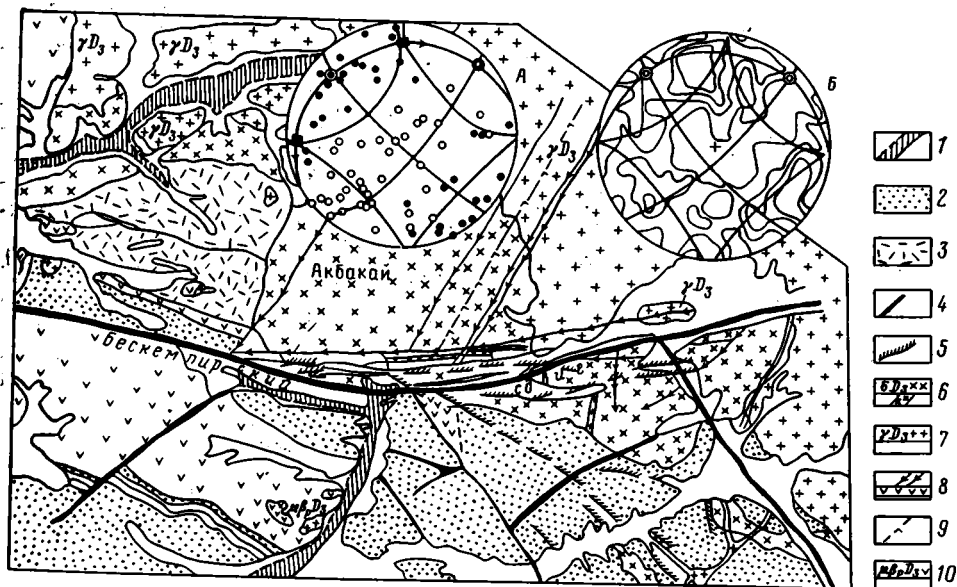


Рис. 2. Геологическая карта участка Акбайкайской группы месторождений
 1 — аллювий; 2 — полимиктовые песчаники, гравелиты и алевролиты (кембрий — ордовик); 3 — агломератовые туфы кислого состава, андезитовые порфириты, лавы и туфолавы (нижний — средний девон); 4 — тектонические нарушения; 5 — золотосносные кварцевые жилы; 6 — кызыл-жартасский среднедевонский интрузивный комплекс: а — различно гранитизированные диориты, габбро-диориты, габбро-диабазы, габбро; б — дайки кварцевого диоритового порфирита; 7 — желтауский интрузивный комплекс: биотитовые, роговообманково-биотитовые лейкократовые граниты; 8 — дайки лампрофирового ряда; 9 — дайки диабазовых порфиритов; 10 — субвулканический постверхнедевонский комплекс: андезитовые порфириты, диабазы, диабазовые порфириты

критерием оценки возраста полей напряжений являлся принцип соответствия симметрии поля и геологических структур, а также «принцип попутности» деформации [2].

Для более точной и полной оценки возраста и тектонофизических особенностей процесса рудогенеза рассмотрим вначале характеристики региональных полей напряжений в последовательности их развития и эволюции тектонической структуры региона.

Поле напряжений каледонского возраста реконструировано по материалам тектонофизического картирования районов Джамбульской гряды, Шагырлыса, месторождений Олимпийское и Акбайкай. Частные реконструкции поля напряжений, как это следует из особенностей распределения локальных осей σ_1 и σ_3 , характеризуются большой изменчивостью ориентировок главных напряжений (рис. 3). Сильно варьируют также значения коэффициента μ_σ , изменяясь от участка к участку от одноосного сжатия до одноосного растяжения. Для полной характеристики локального уровня поля требуется проведение систематического, массового тектонофизического картирования региона, что под силу лишь геологоразведочной экспедиции. В то же время собранных нами данных оказалось вполне достаточно для выявления параметров региональных напряжений.

Судя по распределению выходов локальных осей σ_1 и σ_3 на сводной по региону стереограмме (см. рис. 3, а, б), направление оси алгебраически минимальных главных нормальных напряжений (σ_3 , регионального уровня) соответствуют азимуту 193° , $\angle 8^\circ$. Ось алгебраически максимальных напряжений регионального уровня ориентируется при этом почти вертикально (350° , $\angle 72^\circ$), а ось промежуточных главных нормальных напряжений прослеживается по азимуту 102° , $\angle 4^\circ$. С данной ориентацией региональных напряжений хорошо согласуется характер распределения полюсов кварцевых жил (см. рис. 3, в). Противоречат лишь единичные маломощные кварцевые жилы (4 из 73) и частные реконст-

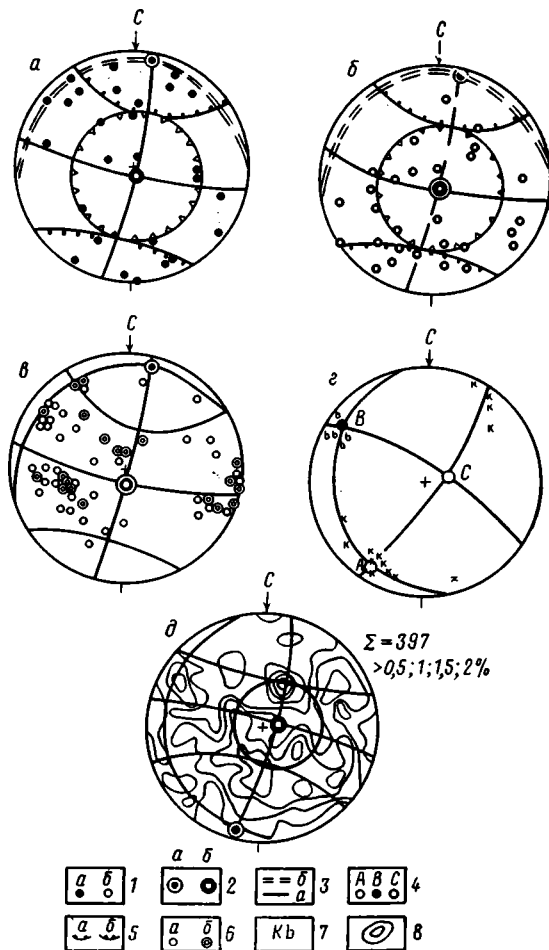


Рис. 3. Сводные стереограммы напряжений и деформаций каледонского структурного этажа: а — распределение напряжений σ_3 локального уровня; б — распределение напряжений σ_1 локального уровня; в — распределение кварцевых жил; г — ориентация осей деформаций; д — трещинные структуры сколовых трещин

1—7 — проекции на верхнюю полусферу: 1 — осей напряжений локального уровня (а — σ_3 , б — σ_1), 2 — осей напряжений регионального уровня (а — σ_3 , б — σ_1 , в — σ_2), 3 — следов плоскостей действия напряжений регионального уровня (а — σ_3 , б — σ_1 и σ_2), 4 — осей деформации А, В и С, 5 — следов конических поверхностей, ограничивающих области обособленного распределения осей (а — σ_3 , б — σ_1), 6 — полюсов кварцевых жил мощностью до 5 см (а) и более 5 см (б), 7 — полюсов кливажа (к) и шарниров складок (б); 8 — изолинии плотностей полюсов зеркал скольжения

рукции локального уровня (8 из 28). Любая другая интерпретация данных была бы значительно хуже. Несогласующиеся локальные реконструкции обусловлены, по-видимому, спорадическим проявлением в пределах каледонского этажа наложенных более молодых полей напряжений. Такими являются, например, реконструкции в отложениях ордовика района Акбакая, приуроченные к зоне развития молодого Бескемпирского сдвига. Выявленные характеристики поля напряжений хорошо совпадают с осями деформации каледонской складчатости региона, надежно устанавливаемыми по положению в пространстве отчетливо развитого в породах кливажа осевой плоскости (210° , $\angle 77^\circ$) и структурной В-линейности (123° , $\angle 12^\circ$) (см. рис. 3, г). Таким образом, рассматриваемое региональное поле напряжений является, очевидно, соскладчатым и проявилось в завершение каледонского цикла развития региона, определяя характер деформаций каледонского структурного этажа. Примечательно,

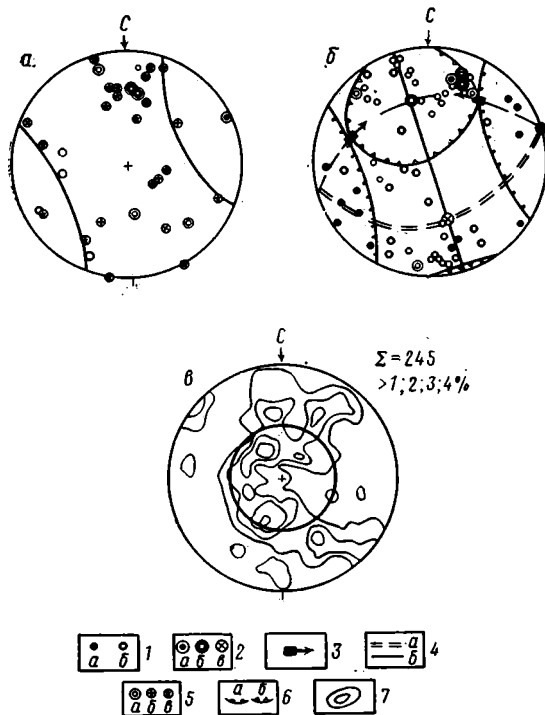


Рис. 4. Сводные стереограммы в породах девонского возраста: а — распределение локальных осей σ_1 и σ_2 , даек и кварцевых жил месторождения Акбакай; б — распределение напряжений σ_3 и σ_1 локального уровня и кварц-карбонатных жил в базальтах; в — трещинные структуры сколовых трещин Кызыл-Жартагского массива

1—6 — проекции на верхнюю полусферу: 1 — осей напряжений локального уровня (а — σ_3 , б — σ_1), 2 — осей напряжений регионального уровня (а — σ_3 , б — σ_1 , в — σ_2), 3 — полюсов площадок действия максимальных касательных напряжений локального уровня, 4 — следов плоскостей действия напряжений регионального уровня (а — σ_1 , б — σ_3 и σ_2), 5 — полюсов кварцевых жил мощностью 5—10 см (а) и 10 см (б) даек (в), 6 — следов конических поверхностей, ограничивающих области обособленного распределения осей (а — σ_3 , б — σ_1); 7 — изолинии плотностей полюсов зеркал скольжения

что бднотипные деформации испытывали не только осадочные образования кембрия и ордовика, но и включенные в них силлы базитов и гипер-базитов.

Герцинское поле напряжений восстановлено по результатам исследований трещинно-разрывной тектоники главным образом девонских отложений (рис. 4). Как и в каледонском структурном этаже, локальный уровень поля напряжений здесь характеризуется большой пестротой ориентировок осей главных нормальных напряжений и значений коэффициента Лодэ-Надаи. В то же время на сводных стереограммах выходов локальных осей напряжений уверенно выделяются 45-градусные конические области, соответствующие минимумам концентрации частных осей σ_1 и σ_3 (см. рис. 4, б). Ориентировка оси одной из таких конических областей, отвечающая минимуму плотности локальных осей σ_1 и, следовательно, совпадающая с направлением действия алгебраически минимальных напряжений (σ_3) регионального уровня, составляет 74° , $\angle 0^\circ$. Ортогонально к этому направлению выявляется ось другой конической области, свободной от расположения в ней локальных осей σ_3 . Очевидно, данное направление определяет ориентацию оси алгебраически максимальных нормальных напряжений (σ_1) регионального уровня. Она имела координаты 164° , $\angle 42^\circ$.

Приведенная интерпретация региональных напряжений герцинского возраста очень хорошо согласуется с распределением полюсов кварц-

карбонатных жил, развитых в толщах девона в пределах изучавшейся территории. Действительно, в область оси σ_2 регионального уровня попадает лишь две из 44 маломощных прожилков кварца, в то время как в области оси σ_1 , хотя и не строго в ее центре, сосредоточено большинство жил, нередко достигающих мощности в несколько дециметров. Данная особенность распределения минеральных жил может свидетельствовать о том, что вдоль направления оси σ_1 действовали растягивающие напряжения, а по направлению оси σ_2 происходило сжатие горного массива. Рассмотренному положению региональных осей главных нормальных напряжений соответствует распределение полюсов зеркал скольжения (см. рис. 4, в). Хотя и не очень четко (из-за малого объема наблюдений и малой площади съемки) на сводной стереограмме тектонических трещин все же намечается малокруговое распределение вокруг оси максимального сжатия. Слабо намечается также пояс полюсов зеркал скольжения вокруг оси растяжения.

Примечательно, что с герцинским полем напряжений согласуется тектонофизическая реконструкция характера распределения в пространстве даек лампрофиров. Полюса даек, как видно на рис. 4, а, размещаются аналогично распределению рассмотренных выше кварц-карбонатных жил и локальных осей σ_1 , выявленных в толще девона. Они образуют четкий минимум, совпадающий с позицией регионального сжатия, концентрируясь преимущественно в конической области вокруг оси регионального растяжения. Несмотря на несколько разный состав и относительный возраст этих магматических тел, становление их происходило, очевидно, в период действия герцинского поля тектонических напряжений.

Дайки лампрофиров секут граниты и гранодиориты, представляя собой финальные образования герцинской тектоно-магматической активности. Наряду с этим сами породы, слагающие дайки, подвержены интенсивным деформациям. Смещения отмечаются как вдоль зальбандоф даек, так и по многочисленным трещинам, их пересекающим. Обобщение результатов частных реконструкций поля напряжений, разрушающего дайки, выполненных в разных районах региона, позволяет выявить особенности наиболее молодого поля напряжений регионального уровня. Данное поле напряжений характеризуется субгоризонтальной ориентацией осей главных нормальных напряжений. Ось σ_2 ориентируется по азимуту 135° , $\angle 0^\circ$, ось σ_1 направлена на северо-восток 45° под углом 25° , а ось σ_3 занимает почти вертикальное положение (см. рис. 2, А, Б). Этому полю соответствует распределение минеральных жил, пересекающих дайки, и полюсов зеркал скольжения, формирующих малокруговые пояса вокруг осей σ_1 и σ_3 . Последнее может свидетельствовать о больших вариациях вида напряженного состояния массива, изменявшегося от одноосного сжатия до одноосного растяжения. Высокая изменчивость тектонических полей, как по ориентации осей главных нормальных напряжений, так и по возрасту устанавливается в районе месторождений Акбакай и Карьерное. Данному молодому (альпийскому?) полю напряжений необходимо уделить максимальное внимание, поскольку оно, по видимому, контролировало рудолокализацию на рассматриваемом рудном поле. Судя по характеру многочисленных частных реконструкций в карьерах этих месторождений, по типу структуры тектонических трещин, а также по особенностям кинематики основного рудоконтролирующего разлома, тектонические деформации, в условиях которых формировались месторождения, соответствуют правостороннему продольно-зональному сдвиганию. Данный механизм деформаций горных пород, как показал М. В. Гзовский [3], характеризуется широким развитием кулисообразных структур. Кулисообразно расположено разломов, даек, минеральных и складчатых структур. В пределах Акбайского месторождения четко кулисообразно расположено отрезков основной рудоносной жилы. Размеры отдельных кулис колеблются в пределах 150–200 м. Наряду с этим наблюдается кулисообразность более высокого порядка. По типу она соответствует вышеупомянутой. Размер кулис составляет 2–2,5 км.

Основным механизмом структурообразования Акбайской рудной зоны Чу-Илийского пояса, определяющим распределение рудных тел, является, таким образом, правосторонний продольно-зональный сдвиг, развившийся, по нашему мнению, в альпийское время. Поисково-оценочные работы следует проектировать с учетом характера и масштаба кулисообразных рядов структурных элементов.

Список литературы

1. *Абдулин А. А., Волкова В. М., Щерба Г. Н.* Чу-Илийский рудный пояс. Строение земной коры. Алма-Ата: Наука, 1979. 167 с.
2. *Белоусов В. В.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1971. 277 с.
3. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
4. *Гуценко О. И., Кузнецов В. А.* Определение ориентации и соотношения величин главных напряжений по совокупности направлений сдвиговых тектонических смещений//Поля напряжений и деформаций в литосфере. М., 1979. С. 60—66.
5. *Корчемагин В. А., Емец В. С.* К методике выделения и реконструкции наложенных тектонических полей напряжений//Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. № 1. С. 163—168.
6. *Корчемагин В. А., Емец В. С.* Поля напряжений и структуры тектонических трещин Донбасса//Докл. АН СССР. 1986. Т. 287. № 5. С. 1191—1194.
7. *Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю.* Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения//Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.; 1979. С. 163—184.
8. *Расцветаев Л. М.* Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация//Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 4. С. 904—908.
9. *Сим Л. А.* Выявление новейших активизированных разломов в условиях слабообнаруженных районов на примере зоны сочленения Мезенской синеклизы и среднего Тимана: Автореф. дис. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 1980. 20 с.
10. *Hoeppeper R.* Probleme der physikalischen tectonik. Elastische Spannungen und Reibunge Spannungen//Leitschrift Dtsch. geol. Ges. 1963. B. 114. S. 206—227.

Донецкий политехнический институт, г. Донецк, 340000

Поступила в редакцию
4.V.1987

УДК 551.243 : 4(470.67)

© 1990

СОЛОВЬЕВ А. Ю.

**ДЕФОРМАЦИИ И МЕТАМОРФИЗМ В СТРУКТУРАХ
ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО АЛАЯ
(ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)**

Рассматриваются вопросы влияния степени деформированности на вещественные преобразования горных пород в пределах детально откартированной мезоструктуры на территории зеленосланцевого комплекса Восточного Алая.

Показано, что относительное усиление вещественных преобразований происходит в зонах высших значений тектонофаций, появляющихся на различных уровнях разреза зеленосланцевого комплекса, указывая на парагенетическую связь метаморфизма и пластического течения вещества.

За последние три десятилетия проблема влияния пластического течения вещества на метаморфизм горных пород, т. е. структурного контроля вещественных преобразований, все больше интересует геологов различных специальностей. К настоящему времени в литературе имеются неоднозначные сведения по этому вопросу. Большинство специалистов признают роль структурного фактора в вещественном преобразовании горных пород [1, 3, 4, 6, 9—11, 13—15].

Объектом изучения послужил сугутский метаморфический комплекс, располагающийся в пределах Восточно-Алайского хребта (рис. 1) в южной части Терекдаванского синклиория. Разрез сугутского метаморфического комплекса имеет четырехчленное строение (снизу вверх): 1) толща первично кремнистых, вулканогенно-кремнистых, кремнисто-глинистых пород, мощностью 500 м; 2) толща первично вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, мощностью 1000 м; 3) толща первично терригенных пород, мощностью 500 м; 4) толща первично терригенно-карбонатных пород, мощностью около 600 м [2, 7].

Целью поставленных работ на данном объекте было изучение влияния степени деформированности на вещественные преобразования пород сугутской серии ($S_2 - D_1$) в пределах отдельной мезоструктуры. Эта задача решалась нами на фактическом материале, полученном в результате детального геолого-структурного картирования с применением тектонофациального анализа [5].

Полигоном для таких исследований явился участок в северной части сугутского метаморфического комплекса, где обнажаются кремнисто-терригенная и вулканогенная толщи разреза. Детальное структурное картирование части территории сугутского комплекса выявило сложное строение ее в междуречье Сугут — Тепчи и уточнило высказанные ранее представления [2, 3, 7, 12] о неравномерности развития деформаций и метаморфизма горных пород сугутской серии.

В пределах закартированного участка разрез непрерывный. Он сложен кремнисто-терригенной толщей, постепенно переходящей вверх по разрезу в вулканогенную. Зона перехода выражена пачкой чередующихся туфопесчаников, туфов базальтовых порфиритов мощностью 60 м. Мощность кремнисто-терригенной толщи колеблется от 400 до 600 м, вулканогенной — от 600 до 800 м.

Северная граница кремнисто-терригенной толщи тектоническая, представлена 20-метровой зоной рассланцованных известняков, перехо-

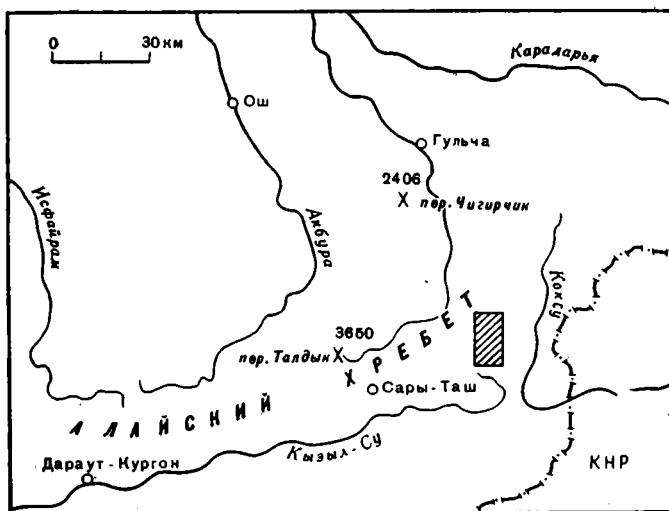


Рис. 1. Схема расположения района работ

дящих в массивные известняки ($D_2 - C_1$) гряды горы Кашкасу-Дукбасынд-Акташ. Падение известняков в юго-западных рубках под кремнисто-терригенную толщу, угол падения 60° . Восточным ограничением кремнисто-терригенной и вулканогенной толщ служит разлом меридионального простирания — Ташуйский взброс. За ним располагаются терригенные породы терекдаванского типа разрезов, не несущие признаков метаморфизма. Пачки пород песчаников, алевролитов, аргиллитов косо срезаются Ташуйским разломом и вплотную подходят к метаморфическим сланцам сугутской серии. По зоне разлома внедрены дайки гранитпорфиров пермского возраста.

В междуречье Сугут — Тепчи кремнистая и вулканогенная толщи сугутского комплекса образуют синклиналию складку с углами падения на крыльях от 30 до 50° (рис. 2). Внутри вулканогенной толщи картируется синклиналия складка второго порядка. Она сложена различными по составу ортосланцами альбит-хлорит-актинолитового состава, которые чередуются с альбит-хлорит-серицитовыми сланцами. Падение пород на крыльях складки $40-50^\circ$. В терригенной толще на юго-востоке закартированной площади, имеющей тектонический контакт с вулканогенной толщей, фиксируются две складки с углами падения на крыльях 60° . Они выявляются благодаря маркирующим слоям кварц-серицит-хлоритовых сланцев, образованных по песчанику. На границах как самих пачек пород, так и внутри них отмечаются многочисленные зоны рассланцевания, милонитизации, сопровождающиеся послойными жилами кварца. Отдельные горизонты смяты в систему складок, для которых характерно непостоянство мощностей слоев в замках и на крыльях складок.

О крайней неравномерности деформационных и метаморфических преобразований кремнисто-терригенной и вулканогенной толщ свидетельствует распределение этих преобразований в разрезе каждой толщи в отдельности. Так, в верховьях первого левого притока р. Сугут нами была детально изучена кремнисто-терригенная толща, в которой снизу вверх выделяются четыре пачки пород (см. рис. 2):

1. Черные тонкослоистые кремни, алевролиты темно-серого цвета, сохранившие первичные текстуры и структуры. Породы трещиноваты, отсутствуют какие-либо признаки пластического течения. Тектонофазия V. Мощность 120 м.

2. Кремнистые сланцы, кварц-серицит-хлоритовые сланцы светло-зеленого цвета, блестящие на поверхностях рассланцевания. Деформация очень разнообразная. Отмечаются складчатые деформации в кремнистых сланцах, падение осевых плоскостей складок к центральной части

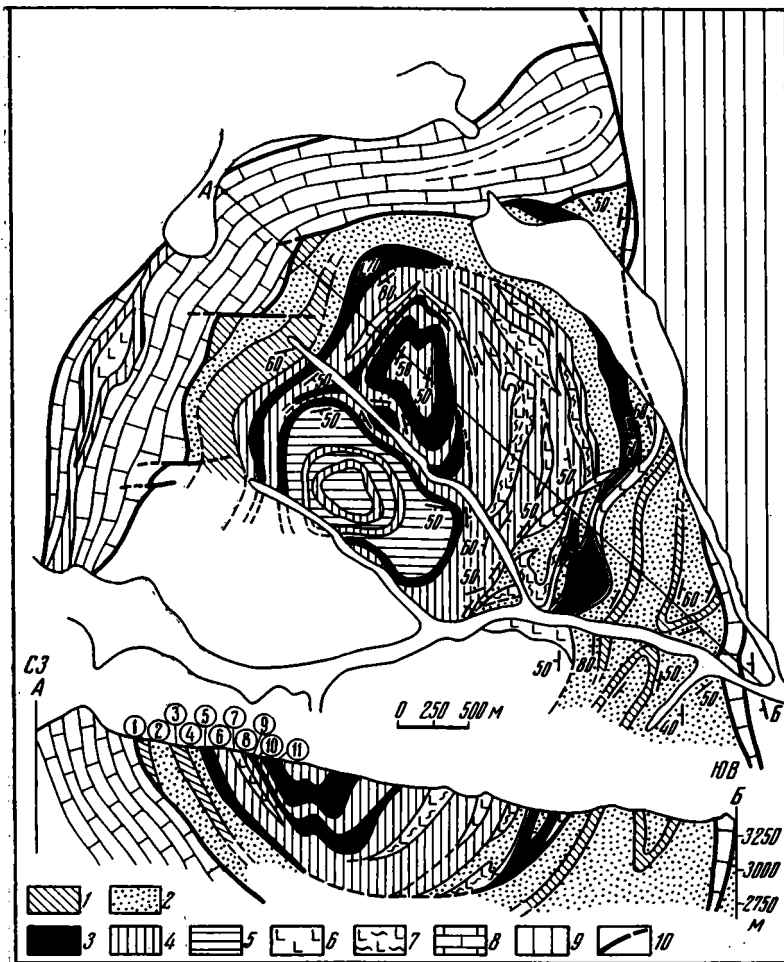


Рис. 2. Структурно-метаморфическая карта сугутского зеленосланцевого комплекса в междуречье Сугут — Тепчи

1—7 — сугутская серия (S_2-D_1), кремнисто-терригенная толща (1—2): 1 — кремни и парасланцы кварц-глинисто-гидрохлоритовой субфации, 2 — парасланцы кварц-хлорит-альбит-мусковитовой субфации; вулканогенная толща (3—7): 3 — ортосланцы альбит-хлорит-эпидот-биотитовой субфации, 4 — ортосланцы альбит-хлоритовой субфации, 5 — зеленокаменно измененные базальты и туфы базальтовых порфиритов, 6 — диабазовые и базальтовые порфириты, 7 — тальк-карбонат-хлоритовые сланцы; 8 — известняки (D_2-C_1); 9 — породы терекдаванского типа разрезов, неметаморфизованные; 10 — разрывные нарушения, достоверные и предполагаемые. Цифры на профиле — номера пачек, описанных в тексте

синклинальной структуры. Широко проявлена разнообразная микроплойчатость как в кремнистых сланцах, так и в кварц-серицит-хлоритовых сланцах, многочисленные зоны рассланцевания в алевролитах, по которым идет интенсивное развитие слюды и хлорита. Тектонофация VIII. Мощность 110 м.

3. Чередование глинистых, глинисто-хлоритовых сланцев с серицитом. Деформация проявлена в виде грубого рассланцевания на линзовидные микролитоны толщиной 2—5 мм, по плоскостям сланцеватости развивается серицит. Породы смяты в систему складок, имеющих то же падение осевых плоскостей, что и в складках пачки 1, т. е. к центру структуры. Отмечается процесс дифференциального течения вещества различного состава, что подтверждается будиномом послонных кварцевых жил в глинистых сланцах. Наблюдается перетекание глинистого материала из крыльев складок в замки, где глинистые слои, сминаясь образуют сложную дисгармоничную картину. На крыльях складок наблю-

дается будинок кварцевых жил, в межбудином пространстве по глинистому веществу развиваются гидрослюды, серицит. Тектонофация VI. Мощность 240 м.

4. Чередование сиреневых, зеленовато-сиреневых хлоритовых, альбит-актинолит-хлоритовых сланцев тонкорассланцованных, микроскладчатых, со структурами типа кинкбандов, кливажа плейчатости. Контакты между пачками 1, 2, 3 и 4 нормальные, хотя в некоторых местах представлены зоной рассланцевания мощностью 5—7 м. Толщина микролитонов 1—3 мм. Рассланцевание сопровождается выделением послонных кварцевых жил, которые в результате пластического течения растащены и формируют линзовидную картину. Тектонофация IX—X. Мощность 90 м.

Отметим, что приведенная выше часть разреза не выдержана на всей площади выходов нижней кремнисто-терригенной толщи. При движении на северо-восток по простиранию структуры из этой части разреза постепенно выклинивается пачка 3 (глинисто-хлоритовые, глинистые сланцы).

Кремнисто-терригенная толща надстраивается вулканогенной толщей, в которой выделяются следующие семь пачек пород.

5. Чередование туфопесчаников, туфов базальтовых порфиритов, превращенных в альбит-актинолит-эпидотовые сланцы. Вещественные преобразования развиты неравномерно, порода имеет линзовидно-полосчатую текстуру, разделена системой микролитонов, на границах которых в основном и сосредоточены минеральные преобразования. По мере утонения микролитонов в породе происходит развитие минеральных новообразований — хлорита, актинолита, эпидота. Тектонофация X. Мощность 60 м.

6. Однородная пачка, сложенная альбит-хлоритовыми сланцами, в которой отмечаются антиклинальные и синклинальные складки с размахом крыльев 1—1,5 м. Тектонофация VIII—IX. Мощность 250 м.

7. Актинолит-хлорит-эпидотовые сланцы с авгитом в виде реликтовых зерен, что говорит об их образовании по базитам. Тектонофация V. Мощность 70 м. В отдельных участках сохраняются порфиновые текстуры базальтовых порфиритов. В целом же все первичные минералы базитов замещены альбитом, хлоритом, эпидотом, актинолитом.

8. Альбит-хлоритовые, альбит-актинолит-хлоритовые сланцы, сланцеватой текстуры. Тектонофация VIII—IX. Мощность 40 м.

9. Кварц-полевошпат-биотитовые сланцы темно-зеленого цвета с редкими прослоями серицит-альбитовых сланцев и единичными прослоями светло-серых туфопесчаников, мощностью менее 1 м. Тектонофация X. Мощность 50 м.

10. Альбит-эпидот-хлоритовые, альбит-эпидот-хлорит-актинолит-роговообманковые сланцы темно-зеленого цвета, возможно, образованные по туфогенно-осадочным породам. Встречаются натриевые актинолиты со значительным количеством кроссит-глаукофановой составляющей. Тектонофация VIII—IX. Мощность 115 м.

11. Альбит-хлоритовые, альбит-хлорит-актинолитовые сланцы. Тектонофация X. Мощность 200 м.

Таков наиболее полный разрез вулканогенной толщи, который был изучен нами в междуречье Сугут — Тепчи. Заметим, что характер распределения на площади пачек пород, в различной степени подверженных метаморфическим преобразованиям, имеет линзовидный, полосовидный рисунок. Если обратиться к конкретным соотношениям между пачками пород, то можно видеть, что пачка 3, представленная чередованием глинистых, глинисто-хлоритовых сланцев слабосерпентизированных, «замещается» по простиранию кварц-хлорит-альбит-мусковитовыми сланцами. Этот переход осуществляется постепенно в северо-восточном направлении. Вещественные преобразования — появление мусковита — обнаруживается при увеличении степени деформированности, выраженной усилением степени рассланцевания от пластинчатых микролитонов толщиной от 2—3 до 1 мм и менее, а также уничтожением послонных

складок процессом линейризации. На плоскостях сланцеватости происходит рост новообразованных минералов альбита и мусковита. Зоны межзернового скольжения постепенно расширяются, что отчетливо видно в шлифах. Порода приобретает текстуру кристаллической сланцеватости. Она состоит из мелкозернистого агрегата альбита, листочков хлорита, чешуек серицита и мусковита, обладает гранолепидобластовой структурой, сланцеватой текстурой, обусловленной параллельно ориентированным расположением чешуек серицита и мусковита. Местами идет разделение на слюдястый и альбитовый материал в виде тонких полос, т. е. проявляется дифференциация вещества. Послойные выделения кварца образуют будины, промежутки между которыми заполняются слюдястым материалом.

Неравномерное развитие деформации отмечается в реликтовых телах базальтовых, диабазовых порфиритов, которые также неравномерно переработаны как текстурно-структурно, так и вещественно. Внутреннее строение таких тел имеет азонально построенную картину зон брекчирования, расланцевания на микролитоны разной морфологии и толщины. Чем выше степень совершенства микролитонов, тем больше количество новообразований. В зонах максимальной интенсивности течения порода представлена альбит-эпидот-актинолит-хлоритовыми полосчатыми сланцами, в которых проявлена дифференциация вещества с разделением на светлые и темные слои, границы между которыми резкие. Для пород характерны лепидо- и гранобластовые структуры. Происходит переработка всей массы породы, включая реликтовые зерна авгита.

В верховьях левого притока р. Сугут зеленовато-сиреневые альбит-актинолит-хлоритовые сланцы пачки 4 в юго-западном направлении по простиранию сменяются альбит-хлорит-эпидот-биотитовыми сланцами гранолепидобластовой структуры. Состоят из микрозернистого, почти криптокристаллического альбита, кварца и мелких (до 0,4 мм) листочков биотита и хлорита. Появление биотита характеризует более высокую степень вещественных преобразований и сопровождается следующими структурно-текстурными изменениями. Наблюдается более упорядоченная микротекстура, мелкая складчатость преобразуется в типичные складки течения на микроуровне. Складки осложняются срывами на крыльях микроскладочек. Об обстановке пластического течения свидетельствует морфология этих микроскладочек. Мощность слойков на крыльях утоняется и постепенно переходит в плоскость разрыва. Зона разрыва представляет собой по существу зону расланцевания с толщиной микролитонов до долей миллиметра. Формируется линзовидно-полосчатая текстура породы. Полосовидные участки повышенной структурно-текстурной и вещественной переработки породы закартированы на востоке района в терригенной толще северо-западнее слияния рек Сугут и Тепчи.

Степень преобразования вещества определяется рядом факторов, в том числе литологическими особенностями пород, характером переслаивания пачек и слоев (их составом и толщиной). Наряду с этим в сугутском метаморфическом комплексе пастическое течение играет ведущую роль при структурно-текстурной и вещественной переработке породы. Относительно низкотемпературные условия и кинетические особенности динамометаморфического пластического течения определяют неустойчивость и незавершенность реакций минералообразования и минеральных ассоциаций. Поэтому соответственно получается невыдержанность границ различных ступеней преобразования вещества, их линзовидно-полосчатое расположение и отсутствие зональности метаморфизма на изучаемой площади.

Процесс пластического течения горных пород в сугутском метаморфическом комплексе осуществляется следующими способами: 1) синкинематической перекристаллизацией; количество и размер зерен возрастают по мере увеличения степени деформированности от средних (VI—VII) к высшим тектонофациям (VIII—X); 2) межзерновым скольжением в сланцах, образованных по базальтовым порфиритам и их туфам,—

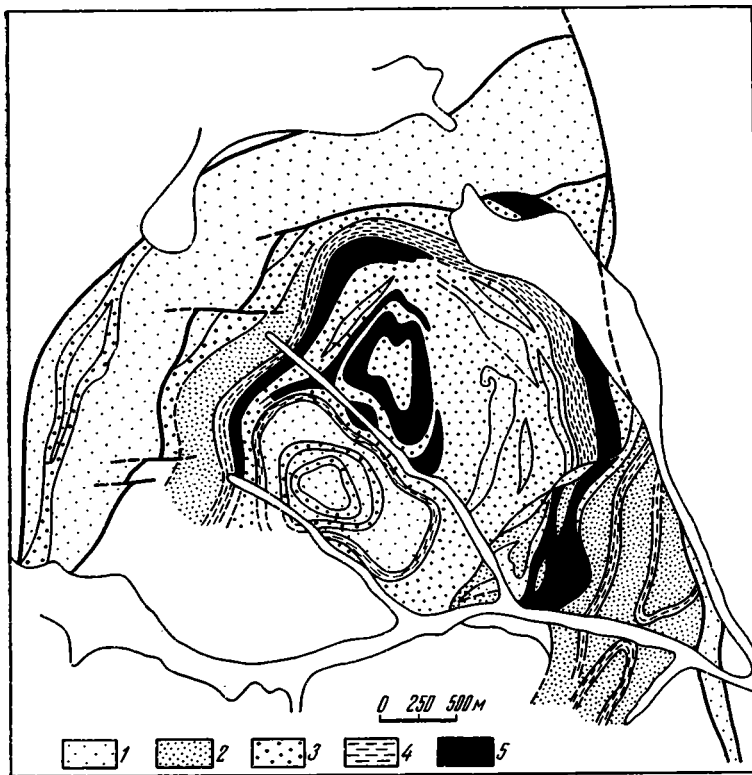


Рис. 3. Тектонофациальная карта сугутского зеленосланцевого комплекса в междуречье Сугут — Тепчи
Тектонофаии: 1 — V; 2 — VI; 3 — VIII; 4 — IX—X; 5 — X

в агрегатах кальцита, в терригенных породах — в агрегатах кварца; 3) полигонизацией — разделением крупного зерна на более мелкие, имеющие мозаичное погасание; особенно характерно для агрегатов кварца; 4) течением горных пород, образовавшихся за счет разделения толщ системой зон пластического течения различной интенсивности.

Анализ степени вещественных преобразований в пределах рассматриваемого участка позволяет наметить два уровня преобразования, соответствующих двум минеральным субфациям: в метапелитах — кварц-глинисто-гидрослюдистую субфацию и кварц-хлорит-альбит-мусковитовую субфацию, в метабазитах — альбит-хлоритовую субфацию с реликтами авгита и роговой обманки и альбит-хлорит-эпидот-биотитовую субфацию. Метаморфический комплекс не обнаруживает зональности метаморфизма, а характеризуется неравномерностью, выражающейся в появлении в разрезе пород различной степени метаморфизма.

Проведение детального тектонофациального анализа на закартированной площади позволило выявить деформационную неравномерность на мезоуровне. На участке Сугут — Тепчи выделено два уровня деформации, соответствующих средним и высшим значениям тектонофаии, которые отражают различную интенсивность процесса динамометаморфического пластического течения (рис. 3).

Средние тектонофаии VI—VII характеризуются следующим набором структурных элементов: складки послойного течения, линзовидные микролитоны в породах толщиной до 0,5—0,7 см, будинаж послойных кварцевых жил, многообразная микроплойчатость, кинкбанды. Высшие тектонофаии VIII—X отличаются увеличением степени рассланцевания до пластинчатых микролитонов толщиной до 0,2 см вплоть до милонитов, образованием минеральной линейности и полосчатости в сланцах, местами с появлением вторичных послойных складок, в которые смята эта полосчатость.

Проанализирован характер деформации пород различного состава в зависимости от пластического течения. Установлен следующий ряд устойчивости пород. Первыми реагируют на деформацию туфы базальтовых порфиритов, а также базальтовые порфириты. Вторыми реагируют терригенные породы со значительным содержанием вулканогенной примеси. Они превращены в альбит-хлорит-актинолитовые породы, которые в зонах интенсивной деформации, достигающей VIII—X тектонофазий, преобразуются веществом в альбит-хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы с биотитом и роговой обманкой, имеют линзовидно-полосчатую текстуру, в которой четко проявлена дифференциация вещества. Третьими в деформационном ряду находятся алевролиты и песчаники, которые по мере нарастания деформации превращаются в кварц-хлорит-альбит-мусковитовые сланцы, имеющие текстурные особенности динамосланцев.

Приведенный материал показывает, что относительное усиление вещественных преобразований происходит в зонах высших значений тектонофазий, появляющихся на разных уровнях разреза сугутского метаморфического комплекса, указывая тем самым на парагенетическую связь метаморфизма и пластического течения вещества.

Отмеченная неравномерность развития деформаций и связанные с ней вещественные преобразования прослежены нами не только на уровне закартированной мезоструктуры, но и на всей площади сугутского метаморфического комплекса [2, 8]. Проведенные исследования подтверждают представления, высказанные М. Г. Леоновым [4], о связи текстурно-структурных и вещественных преобразований при релаксационном метаморфизме. Сущность этого явления состоит в преобразовании вещества под воздействием энергии механических процессов, в частности пластического течения горных пород.

Список литературы

1. Вернон Р. Х. *Метаморфические процессы*. М.: Недра, 1980. 226 с.
2. Кобылин В. Г., Леонов М. Г. Тектоника Сугутского метаморфического блока (Южный Тянь-Шань)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 6. С. 19—35.
3. Леонов М. Г. Южный Тянь-Шань. Геологические условия проявления зеленосланцевого метаморфизма и модель геотектонического развития//Геотектоника. 1985. № 5. С. 45—61.
4. Леонов М. Г. Зеленосланцевый метаморфизм — опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 134 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 433).
5. Паталаха Е. И., Лукиенко А. И., Дербенев В. А. Тектонофазиальный анализ (детальный вариант)//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1984. № 5. С. 19—24.
6. Паталаха Е. И., Лукиенко А. И. О природе динамометаморфизма мезозоны//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 2. С. 3—11.
7. Соловьев А. Ю. Геологическое строение и тектонофазии зеленосланцевого комплекса Восточного Алая//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 12. С. 90—99.
8. Соловьев А. Ю. Тектонофазии и особенности метаморфизма зеленосланцевого комплекса Восточного Алая (Южный Тянь-Шань)//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1987. № 6. С. 23—30.
9. Тернер Ф. Дж. *Эволюция метаморфических пород*. М.: Изд-во иностр. лит., 1951. 283 с.
10. Тернер Ф. Дж., Ферхуген Дж. *Петрология изверженных и метаморфических пород*. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 592 с.
11. Чередищенко А. Н. *Тектонофизические условия минеральных преобразований*. Киев: Наук. думка, 1964. 184 с.
12. Шванов В. Н. *Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань*. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 213 с.
13. Bennington K. O. Role of shearing stress and pressure in differentiations as illustrated by some mineral reactions in system//J. Geol. 1956. V. 64. P. 558—577.
14. Means W. D., Williams P. F. Compositional differentiations in an experimentally deformed salt-mica specimen//Geology. 1974. № 2. P. 1516.
15. Talbot J. R., Hobbs B. E. The relationship of metamorphic differentiations to other structural features at three localities//J. Geol. 1968. V. 76. P. 581—587.

УДК 551.24.05 : 551.77 (470.6)

© 1990

МАСЛЯЕВ Г. А.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ПРЕДКАВКАЗЬЯ В КАЙНОЗОЕ

Выявлены основные черты формирования современной структуры осадочного чехла Предкавказья путем сравнительного анализа палеоструктурных планов и смены вертикального и латерального распространения различных формаций. Установлено, что большое значение на формирование современной структуры осадочного чехла оказывали восходящие тектонические движения, начавшиеся в позднем сармате. Показано, что унаследованная и инверсионная направленность в развитии ряда структур обусловлена существенными различиями в проявлениях эндогенных процессов в литосфере. В этом отношении наиболее показательны смещения границы М и латеральные проявления региональной геодинамической расчлененности литосферы.

Палеоструктуры осадочного чехла Предкавказья являются одними из представительных объектов для изучения интенсивности и направленности тектонических движений послезоценового времени. Структура послезоценового времени существенно отличается от палеоструктуры предшествовавшего этапа геологической истории [4, 11].

Послезоценовое время истории формирования структуры осадочного чехла выделяется в качестве орогенного этапа [9, 10, 12, 17], что подчеркивает тесную связь этого этапа геологической истории Предкавказья с развитием Кавказского орогена. Некоторые исследователи отождествляют орогенный (в том числе и дейтероорогенный) этап альпийского геотектогенеза с неотектоническим этапом, или рассматривают неотектонический этап как время проявления неоген-четвертичных (или только плиоцен-четвертичных) тектонических движений.

Орогенный этап четко подразделяется на две стадии: раннеорогенную, отвечающую времени накопления штира, и позднеорогенную, отвечающую времени накопления грубой молассы, коррелятивной интенсивному воздыманию Кавказского орогена [5, 9, 10, 17]. По характеру изменения направленности тектонических движений, наличию региональных перерывов в осадконакоплении, различию литологического состава по разрезу и латерали каждую стадию можно разделить на две фазы: раннеорогенную — на майкопскую и средиземноморскую, позднеорогенную — на эвксинскую и каспийскую [5, 7, 8].

Изучению особенностей послезоценовой геологической истории формирования структуры Предкавказья и прилегающих территорий посвящено значительное количество работ [2, 10—12, 18 и др.]. Однако обобщение большого объема данных бурения и сейсморазведки, накопленных за последние десятилетия, позволяет достаточно обоснованно выявить в целом по Предкавказью многие новые черты истории формирования его структуры в орогенный этап развития.

РАННЕОРОГЕННАЯ СТАДИЯ

Майкопская фаза. Судя по характеру распределения мощности майкопских отложений (рис. 1), в олигоцене — раннем миоцене (майкопская фаза) произошли существенные изменения в направленности тектонических движений. Отложения майкопской серии представляют собой однородную (преимущественно глинистую) терригенную формацию. Характерно при этом, что в зонах малых мощностей отложений майкоп-

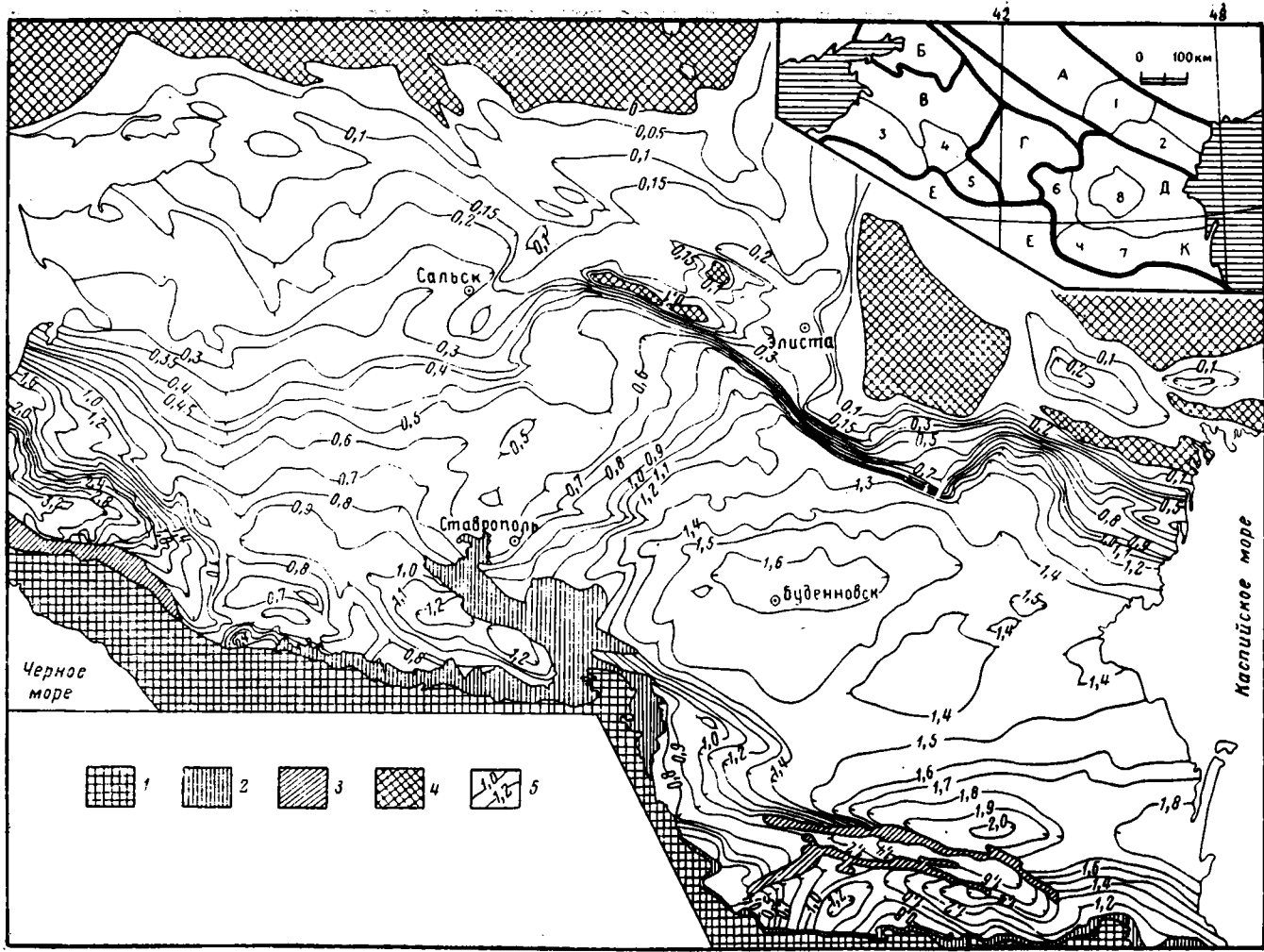


Рис. 1. Мощность майкопских отложений Предкавказья

1, 2 — выходы на поверхность: 1 — домайкопских пород, 2 — майкопских отложений; 3 — районы существенной дислоцированности майкопских отложений; 4 — области отсутствия майкопских отложений вследствие размыва; 5 — изопакиты (в км) майкопских отложений (с использованием материалов В. И. Корнеева и др. — по низовью р. Кубани, М. Н. Смирновой и др. — по бассейну р. Терек)

На врезке: А — край Карпинского (1 — Калмыцкий выступ (блок), 2 — Черноземельская ступень); Б — Ростовский выступ; В — Азово-Кубанская впадина (3 — Индоло-Кубанский прогиб, 4 — Восточно-Кубанская впадина, 5 — Беломечетская впадина); Г — Ставропольский свод; Д — Терско-Кумская впадина (6 — Черноресская впадина, 7 — Терско-Каспийский прогиб: (Ч — Чеченский блок, К — Кизлярский блок), 8 — Мектебское поднятие; Е — Кавказский ороген

ской серии прослеживаются все стратиграфические ее горизонты, что свидетельствует о конседиментационном формировании структур чехла в майкопскую фазу. На востоке Предкавказья в майкопскую фазу произошли значительные прогибания земной коры, приведшие к образованию обширной Терско-Кумской впадины (см. рис. 1). Почти в центре Терско-Кумской впадины конседиментационно формировалось Мектебское поднятие, к западу от которого располагалась наиболее прогнутая ее часть. Возникновение этой впадины субкавказского простираия привело к расформированию Ставропольско-Мектебского предолигоценного палеовала. Индоло-Кубанский доолигоценый краевой прогиб в майкопскую фазу продолжал интенсивно и унаследованно формироваться (компенсация до 3 км). Характерно, что в основании майкопских отложений южного крыла Индоло-Кубанского прогиба развиты галечники, а сама майкопская толща залегает на сильно дислоцированном мезозое и палеогене северного крыла Кавказского орогена.

Весьма показательны, что в южной части современного Ставропольского свода, который испытывал в послесреднесарматское время наиболее интенсивные восходящие тектонические движения, в майкопскую фазу отмечались более существенные прогибания, чем в пределах северной его части. Юг этого свода представлял собой структурную перемычку между Беломечетской и Чернолесской впадинами.

В пределах кряжа Карпинского в майкопскую фазу также отмечались изменения в направленности тектонических движений. Если в конце эоцена [4, 9] в палеоструктуре подошвы осадочного чехла восточная часть этого кряжа была опущена, то в майкопскую фазу — испытывала относительное поднятие (исключая Черноземельскую ступень). Характерным палеоструктурным элементом, сформировавшимся в майкопскую фазу, являлась крутая флексура, которая ограничивала с юга центральную часть кряжа Карпинского (амплитуда до 1 км).

Средиземноморская фаза. В послемайкопское время на значительной по площади территории Предкавказья (исключая ее южную часть) происходил существенный размыв майкопских отложений. Однако палеоструктурные элементы майкопской фазы продолжали формироваться, в основном, унаследованно и в средиземноморскую фазу. Наибольшие прогибания земной коры в средиземноморскую фазу переместились из района Индоло-Кубанского прогиба в пределы Терско-Каспийского прогиба. В связи с тем что в северной части майкопской Терско-Кумской впадины в тарханско-сарматское время отмечались менее значительные прогибания, эта впадина приобрела резкую асимметрию. При этом морфоструктура Восточного Предкавказья в средиземноморскую фазу была близка к современному структурному плану подошвы майкопа и частично мезозойско-палеогеновых отложений. Это позволяет утверждать, что начиная со средиземноморской фазы стал формироваться современный структурный план осадочного чехла Восточного Предкавказья. Если морфология палеоструктуры майкопской и средиземноморской фаз тектогенеза Центрального и Западного Предкавказья были близки между собой, то доолигоценая морфология структуры чехла существенно отличается от раннеорогенной.

ПОЗДНЕОРОГЕННАЯ СТАДИЯ

Начиная с позднего сармата в направленности тектонических движений Предкавказья стали проявляться существенные изменения, связанные с формированием субмеридиональной зоны Транскавказского въздымания [9, 10].

Эвксинская фаза. Эта фаза, охватывающая поздний сармат — средний плиоцен, характеризовалась преимущественно отрицательными тектоническими движениями в Западном Предкавказье, которые вызывали дальнейшее формирование Азово-Кубанской впадины. При этом отчетливо стал прослеживаться западный борт Ставропольского свода, а максимальные прогибания земной коры проявлялись в пределах Ин-

доло-Кубанского прогиба. Судя по относительным высотам абразионных уступов позднесарматского и понтического времени, развитых фрагментарно по периферии центральной части Ставропольской возвышенности, следует считать, что в эвксинскую фазу в пределах юга Центрального Предкавказья произошло воздымание до 0,4—0,5 км. Относительно маломощные морские отложения мэотиса и понта северной части Восточного Предкавказья были денудированы в предакчагыльское время.

Характер современного распространения ергенинских песков и условия их палеогеоморфологического залегания свидетельствуют о том, что область первоначального их развития охватывала северное Ставрополье и Восточное Предкавказье. Вместе с тем приуроченность современной границы распространения ергенинских песков к крутому абразионному уступу, на уровне основания которого отмечаются акчагыльские отложения, указывает на то, что в конце эвксинской фазы в восточной части края Карпинского происходили восходящие тектонические движения. В Западном Предкавказье не отмечались существенные восходящие предакчагыльские тектонические движения и не было площадной денудации.

Каспийская фаза. В геохронологическом отношении эта фаза охватывает поздний плиоцен — плейстоцен. В доакчагыльское время происходила интенсивная площадная денудация в восточной части края Карпинского и на северном борту Терско-Кумской впадины. При этом интенсивность площадного доакчагыльского среза убывает в направлении с севера на юг. Показательно и то, что были размыты, хотя и частично, мэотические и понтические отложения в пределах осевой части Терско-Каспийского прогиба.

В позднем плиоцене и плейстоцене область существенных прогибаний переместилась в Восточное Предкавказье, где накапливалась толща осадков мощностью до 1,5 км [18]. В опускание была вовлечена и восточная часть края Карпинского, тогда как западная его часть не погружалась ниже уровня моря. В Западном Предкавказье не происходило накопление морских акчагыльских и апшеронских отложений (исключая районы низовий р. Кубани и Ейский полуостров), что в целом может свидетельствовать об относительной стабильности тектонических движений. Конец каспийской фазы в Предкавказье ознаменовался широким накоплением солонатоводных отложений печенежской свиты [3]. Деформации аккумулятивной печенежской поверхности в области современной ее развития, а также палеогеоморфологически восстановленные высоты этой поверхности в области размыва отложений печенежской свиты позволяют проследить особенности послеплиоценовых тектонических движений (рис. 2). В районах южного Ставрополья, где не было аккумуляции пород печенежской свиты, величины послеплиоценовых поднятий определялись по результатам изучения деформаций позднеплиоценовой денудационной поверхности.

Характерной чертой послеплиоценовой тектоники является интенсивное (по скорости) преимущественно абсолютное, т. е. выше уровня моря, воздымание Центрального Предкавказья и юго-восточной части Ергенинской возвышенности (Калмыцкий выступ), обусловленное расширением Транскавказского поднятия. Воздымание южной части Ставропольского свода достигает 0,4 км, а Калмыцкого выступа — до 0,2 км. Одной из существенных особенностей плейстоценовых тектонических движений является вовлечение в общее воздымание большей части краевых прогибов Предкавказья. Наибольшие поднятия отмечались в пределах западной части Терско-Каспийского прогиба, на фоне которых интенсивно формировались Терский и Сунженский антиклинории и относительно изолированные мульды (см. рис. 2). Субмеридиональное Транскавказское воздымание охватило и примыкающую к Ставропольскому своду с востока Чернолесскую впадину. Максимальные восходящие над уровнем моря тектонические движения в Предкавказье произошли в предбакинское время.

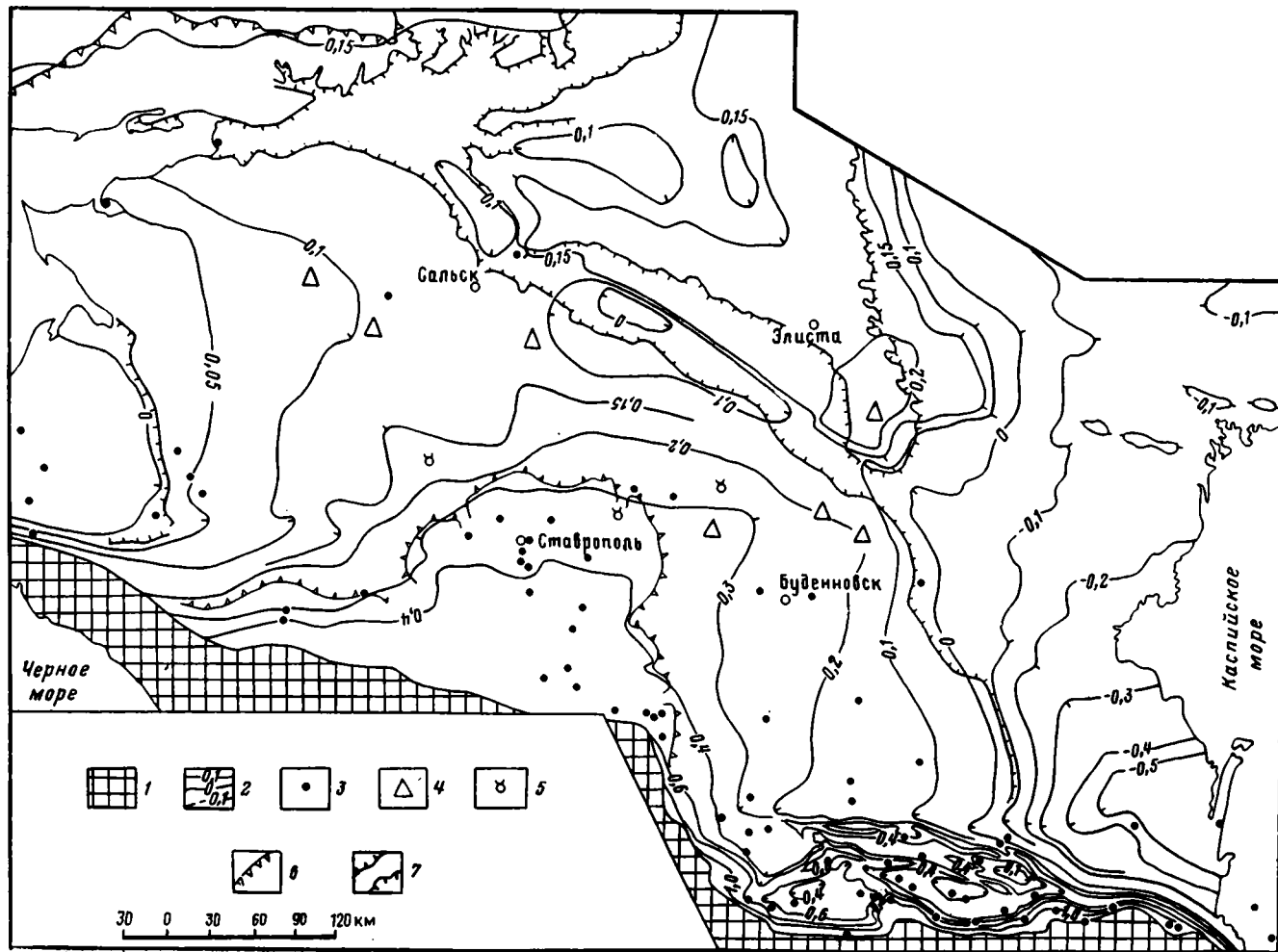


Рис. 2. Тектоническое движения Предкавказья послеплиоценового времени

1 — Кавказский ороген;
 2 — изолинии тектонических движений (в км) послеплиоценового времени (по деформациям печенезской поверхности и синхронных ей геоморфологических поверхностей, а также по подошве бакинских морских отложений);
 3 — эпицентры землетрясений;
 4 — местоположение некоторых разрезов отложений печенезской свиты (по скважинам), содержащих комплексы остракод позднего плейстоцена;
 5 — местоположение захоронений позднеплиоценовых млекопитающих в кровле отложений печенезской свиты;
 6 — южная и северная границы Печенезского бассейна позднего плейстоцена;
 7 — контур области почти сплошного распространения отложений печенезской свиты

Суммарные величины тектонических движений орогенного этапа определяются по деформации домайкопской (дохадумской) поверхности (рис. 3) и выражаются преимущественно отрицательными значениями. Характерно, что наиболее контрастные градиенты орогенных тектонических движений свойственны южной части Предкавказья, где они изменяются от 1—1,5 до 4—5 км. При этом воздымание южной части Ставропольского свода, происшедшее за послераннесарматское время [8] на величину до 1—1,2 км, не смогло скомпенсировать общего прогибания, происшедшего в досреднесарматское время. Современные антиклинальные структурные формы осадочного чехла и рассекающие его дизъюнктивы Ставропольского свода были сформированы в основном в послесреднесарматское время и имели четкое морфологическое подобие блоковой структуре фундамента. Аналогичное предопределение структурных элементов чехла блоковой морфоструктурой фундамента, возникшее в орогенный этап геологического развития, характерно и для ергенинской части кряжа Карпинского. Примечательно, что для районов Предкавказья, где послеплиоценовые тектонические движения выразились величиной более 0,15 км, отмечается рельефное соответствие блоковой структуры фундамента морфоструктуре осадочного чехла.

Положительные структуры платформенной части Западного Предкавказья, которые в доорогенный этап формировались интенсивно, на протяжении орогенного этапа испытывали в основном слабые воздымания, исключая Расшеватскую антиклинальную зону.

НЕОТЕКТЕНИКА И НАПРАВЛЕННОСТЬ ПРОЦЕССОВ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Наиболее информативными параметрами, фиксирующими различные геофизические и геохимические преобразования и особенности геодинамики верхней части литосферы, являются морфоструктура и гипсометрия раздела Мохоровичича (М) [6, 13, 14, 16 и др.]. Раздел М передает собой акустический интегральный эффект глубинного состояния вещества верхней части литосферы, принимаемый за границу между земной корой и верхней мантией. При этом раздел М «рассматривается как смена пород, различающихся по химическому и минеральному составу, степени обводненности, частичному плавлению пород» [13, с. 29], а так же и «как активный выразитель новейших глубинных тектонических процессов, физико-химического состояния вещества в тектоносфере» [16, с. 91]. Поэтому временные вариации гипсометрии раздела М можно считать показателями различных по направленности эволюционных преобразований верхов литосферы. Вместе с тем установлена достаточно четкая статистическая корреляционная связь между величиной и знаком неотектонических движений, структурой и гипсометрией раздела М [13, 16 и др.], что позволяет по результатам сравнительного анализа направленности и величины неотектонических движений косвенно выявить некоторые особенности преобразования верхов литосферы. Для этих целей особенно значимы данные о различии тектонических движений по фазам.

Снижение глубины раздела М связывается в основном с разуплотнением верхов мантии, вызванным термобарическими изменениями, что коррелируется с восходящими неотектоническими движениями [13, 16 и др.]. Неотектонические прогибания земной коры обычно сопровождаются относительным воздыманием раздела М. Следует при этом отметить, что независимо от возраста осадочных толщ сравнительный статистический анализ корреляционных связей мощности осадочного чехла и гипсометрии раздела М свидетельствует, что для компенсированных осадконакоплением прогибов при мощности осадков 5—6 км отмечаются изменения в гипсометрии раздела М [14], т. е. ее воздымание. В связи с этим значительные различия в величинах неотектонических поднятий и опусканий, их унаследованность во времени или инверсии могут свидетельствовать не только о динамике гипсометрии раздела М

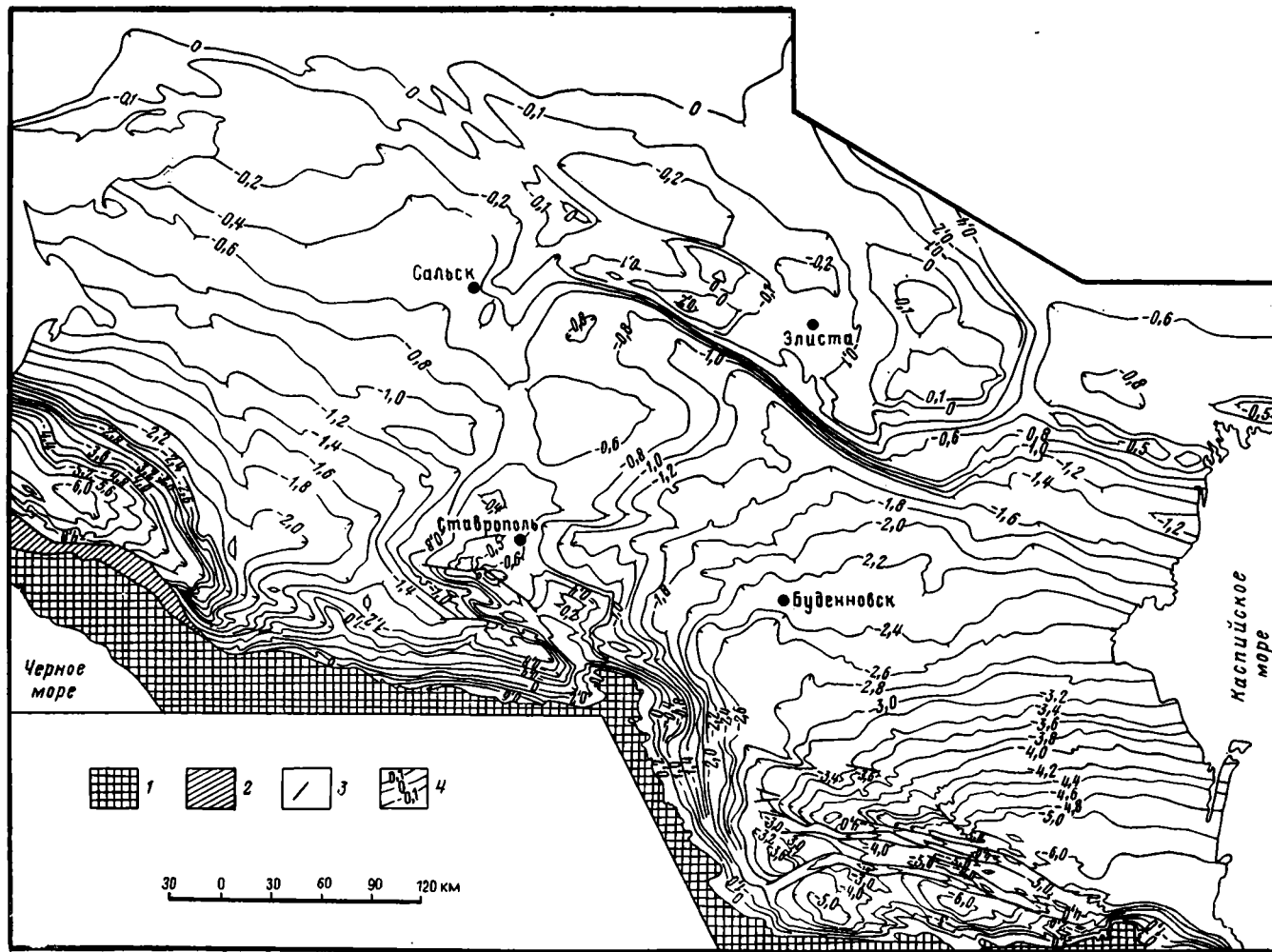


Рис. 3. Суммарные тектонические движения орогенного этапа Предкавказья

1 — выходы на поверхность домайкопских пород; 2 — районы интенсивной дислоцированности майкопско-миоценовых отложений; 3 — разрывные нарушения; 4 — изолинии суммарных тектонических движений (в км) орогенного этапа формирования структуры осадочного чехла по деформации поверхности подошвы майкопских (хадумских) отложений, а в районах их разрыва — по палеогеологически восстановленной этой поверхности

[13, 16], но и косвенно о физико-химических преобразованиях вещества верхов литосферы [6, 13 и др.].

О происходящих процессах преобразования вещества верхней части литосферы в ряде районов Предкавказья убедительно свидетельствуют инверсии неотектонических движений. Так, преимущественные погружения земной коры ($>1,0$ км), отмечавшиеся на протяжении раннеорогенной стадии в пределах Восточно-Кубанской и Черноресской впадин, а также в западной части Терско-Каспийского прогиба (Чеченский блок), в плейстоцене сменились на общее воздымание (см. рис. 2). Эти структуры являются также и сейсмически активными [1]. При этом особенности расположения эпицентров землетрясений в Предкавказье в общих чертах согласуются с направленностью и величиной постплиоценовых тектонических движений. Так, более интенсивная сейсмическая активность Чеченского блока, в сравнении с сейсмичностью Индоло-Кубанского прогиба, коррелируется с относительным воздыманием этого блока в плейстоцене. Наличие эпицентров землетрясений в пределах северо-западной части Терско-Кумской орогенной впадины также согласуется с величиной послеплиоценовых поднятий.

При суммарной мощности осадочного чехла от 4,5—5,0 км (Черноресская впадина) до 8—10 км (Терско-Каспийский прогиб) гипсометрия раздела М в пределах этих прогибов должна была быть относительно приподнятой. Однако по ГСЗ для этих структур раздел М располагается на глубине 40—43 км [13]. Это свидетельствует, вероятно, о том, что происшедшие инверсии тектонических движений в послеплиоценовое время и современная сейсмическая активность способствовали снижению раздела М.

Наиболее интенсивные восходящие над уровнем моря тектонические движения (до 0,5—1,2 км) послераннесарматского времени произошли в южной части Центрального Предкавказья [8], где на протяжении раннеорогенной стадии отмечались относительные прогибания, а суммарные тектонические движения орогенного этапа выразились величиной 0,2—0,4 км ниже уровня моря (см. рис. 3). Все это свидетельствует об активизации эндогенных конструктивных процессов в пределах южного Ставрополя и снижении гипсометрии раздела М.

Весьма характерным районом неотектонических воздыманий является также Калмыцкий блок, в пределах которого суммарные послераннесарматские поднятия выразились величиной более 0,3 [8], а плейстоценовые до 0,2 км (см. рис. 2). При этом неотектонические воздымания являются инверсионными по отношению к мезозойской палеоструктуре этого блока, что отчетливо прослеживается по временным сейсмическим разрезам МОГТ. Однако в пределах Калмыцкого блока не зафиксированы эпицентры современных землетрясений, а послебакинские тектонические движения существенно ослаблены.

Неотектонически унаследованным и интенсивно формировавшимся прогибам земной коры свойственны противоположные эндогенные процессы, связанные, возможно, с уплотнением нижней части земной коры и с ее деструкцией. К таким структурам относится Индоло-Кубанский прогиб и восточная часть Терско-Каспийского прогиба (Кизлярский блок), где отмечались преимущественно унаследованные погружения земной коры на протяжении всего орогенного этапа геологического развития (до 5—6 км). Для этих структур характерны в основном глубокофокусные землетрясения (с гипоцентрами более 40 км) и относительно приподнятое положение раздела М (до 35 км). Кроме того, в позднеорогенную стадию развития ряд блоков земной коры Предкавказья испытывал слабые восходящие или нисходящие тектонические движения (см. рис. 2). Это может свидетельствовать о том, что физико-химические преобразования литосферы в пределах таких блоков выразились относительно слабо (например, Ростовский выступ).

Приведенные данные об особенностях формирования структуры осадочного чехла в орогенный этап геологической истории Предкавказья, а также результаты сравнительного анализа палеоструктур мезозойско-

кайнозойского времени [4—8 и др.] свидетельствуют о том, что отмечавшаяся во времени перестройка структурных планов была связана с проявлениями различных глубинных процессов в литосфере. Так, эндогенные процессы, вызвавшие расширение в восточном направлении поперечного Транскавказского воздымания в новейшее время, коррелируются с разуплотнением верхней мантии, выявленным Л. П. Винником, и с относительно приподнятым залеганием астеносферы (по Б. К. Балавадзе и Л. И. Тулиани, 1974). Вместе с тем несоответствие Черноресской впадины субмеридиональному плейстоценовому воздыманию, вероятно, объяснимо возникновением физико-химических процессов в расслоенной литосфере, имеющих различную направленность. Подобные неотектонические проявления, вызванные неоднородностями в расслоенной литосфере, отмечались В. Г. Трифоновым [15] в других регионах.

Таким образом, результаты изучения геологической истории формирования структуры осадочного чехла Предкавказья позволяют утверждать о значительных изменениях во времени направленности эндогенных процессов, фиксируемых сменой различных палеоструктурных планов. При этом следует отметить, что мобильность Предкавказья существенно отличается от направленности эндогенных процессов платформенных областей Средней Азии, где отмечается унаследованность структурных планов осадочного чехла.

Список литературы

1. Горшков Г. П. Региональная сейсмоструктура территории Юга СССР. М.: Наука, 1984. 272 с.
2. Копп М. Л., Щерба И. Г. История позднеальпийского развития Восточного Кавказа//Геотектоника. 1985. № 6. С. 94—108.
3. Масляев Г. А. О пограничных слоях апшеронского и бакинского ярусов в Предкавказье//Докл. АН СССР. 1963. Т. 148. С. 906—908.
4. Масляев Г. А. Палеоструктура осадочного чехла Предкавказья//Сов. геология. 1979. № 6. С. 56—67.
5. Масляев Г. А. Платформенные и орогенные формации осадочного чехла Предкавказья и их палеоструктура//Геотектоника. 1980. № 5. С. 59—68.
6. Масляев Г. А. Преобразование структуры земной коры Предкавказья в период формирования осадочного чехла//Разведочная геофизика. 1980. № 90. С. 139—147.
7. Масляев Г. А. Этапы и стадии развития структуры осадочного чехла Предкавказья//Сов. геология. 1980. № 4. С. 55—64.
8. Масляев Г. А. Тектонические движения Предкавказья на позднеорогенной стадии тектогенеза//Докл. АН СССР. 1987. Т. 294. № 5. С. 1177—1180.
9. Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектоники и магматизма орогенного этапа развития Альпийского геосинклинального пояса юго-восточной Европы и юго-западной Азии//Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964. С. 64—81.
10. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
11. Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1963. 227 с.
12. Муратов М. В. Основные этапы тектонического развития Причерноморья и генетические типы структурных элементов земной коры//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 105—120.
13. Резанов И. А., Файтельсон А. Ш., Краснопецева Г. В. Природа границы Мохоровичича. М.: Недра, 1984. 219 с.
14. Семов В. Н. Глубинное строение Юга СССР. М.: Недра, 1980. 228 с.
15. Трифонов В. Г. Неотектоника и современные тектонические концепции//Геотектоника. 1987. № 1. С. 25—38.
16. Фотиади Э. Э., Карагаев Г. И. Неотектоника, современные движения земной коры и граница Мохоровичича//Геология и геофизика. 1970. № 4. С. 87—97.
17. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 479 с.
18. Якушова А. Ф. Неотектоника Восточного и Центрального Предкавказья//Сов. геология. 1960. № 8. С. 75—86.

НПО «Нефтегеофизика»,
г. Москва, 101000

Поступила в редакцию
24.V.1988

УДК 551.24 (235.225)

© 1990

ЛАЩЕНОВ В. А., СЕКЕРИН А. П.

**ОКИНСКАЯ ГЛУБИННАЯ КОЛЬЦЕВАЯ СТРУКТУРА
ВОСТОЧНОГО САЯНА**

По комплексу геологических и геофизических данных в пределах Восточного Саяна выделена крупная (200×250 км) кольцевая структура Окинский тектоноконцентр. На основании этого установлены причинно-следственные связи возникновения некоторых структурных форм Восточного Саяна и распределения продуктов глубинных магм.

Кольцевые (концентрические) тектоно-магматические структурные формы, или тектоноконцентры, в настоящее время считаются неизменными и важнейшими элементами консолидированных блоков земной коры [4, 8]. Причиной возникновения тектоноконцентров являются, вероятно, подкоровые потоки неоднородного магматического вещества, сопровождающиеся погружением или воздыманием отдельных блоков континентальной коры под местным воздействием вертикальных сил. В ходе эволюции земной коры долгоживущие глубинные разломы, образующие сферический или конический каркас тектоноконцентров, дренировали глубинные горизонты литосферы, достигая, судя по магматическим поступлениям, верхней мантии. Приблизительно можно считать, что глубина проникновения разломов равна радиусу структуры.

Длительность активного существования описываемых структур соизмерима с длительностью существования самой Земли. Размеры тектоноконцентров составляют десятки или первые сотни километров. Детали строения тектоноконцентров и роль тектонических, магматических и метаморфических процессов в образовании структур изложены в многочисленных публикациях и довольно детально освещены в монографии [8].

Нами на основании геологических и геофизических данных в бассейне верхнего течения р. Оки (Восточный Саян) установлены признаки длительного существования здесь крупной концентрической структуры, названной Окинским тектоноконцентром [10]. В первую очередь эти признаки присутствуют в аномальном магнитном поле региона, обладающем, как известно, достаточным консерватизмом. Границы тектоноконцентра устанавливаются по дугообразным элементам аномального магнитного поля: осям магнитных аномалий, зонам высоких градиентов, цепочкам локальных аномалий, которые образуют в совокупности овальный контур размером 250×200 км, слабо вытянутый вдоль оси Восточного Саяна (рис. 1). Сохранность дугообразных элементов поля в целом удовлетворительная, лишь в районе палеозойского Хамсаринского прогиба, выполненного мощной многокилометровой толщей кембрийских и девонских вулканогенно-осадочных пород, эти элементы в значительной мере стертые.

В гравитационном поле северный и северо-восточный сегменты тектоноконцентра, приходящиеся на Урикско-Ийский грабен, подчеркнуты ясно выраженной гравитационной ступенью дугообразной формы. А. С. Барышев [3] считает указанную гравитационную ступень отражением основного ствола Главного Саянского разлома, который в этом районе теряет свои прямолинейные очертания и приобретает дугообразную форму. Гравитационная ступень совпадает на дневной поверхности с системой Ермосохинских грабенов рифея, являющихся, по-видимому, отражением разлома в приповерхностных горизонтах земной коры. В геологи-

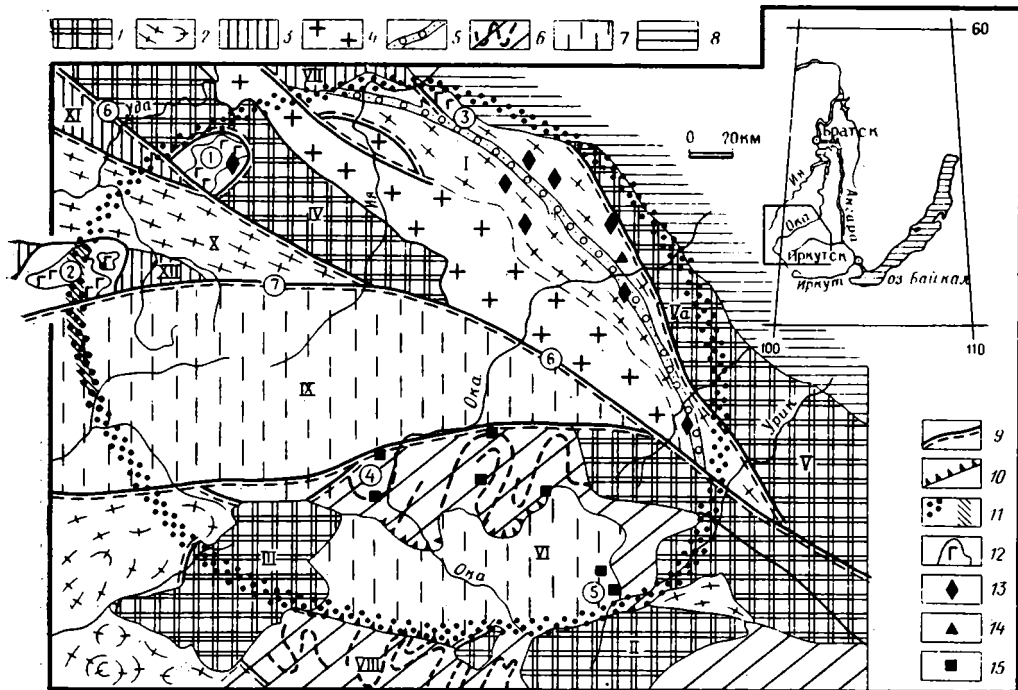


Рис. 1. Схема строения Окинского тектоноконцентра

1 — глыбы архейско-раннепротерозойских пород; 2 — складчатые поля раннего протерозоя — раннего рифея; 3 — впадины и приразломные прогибы рифея — венда; 4 — гранито-гнейсовый вал, саянские граниты (PR₁); 5 — система Ермосохиных грабенов рифея; 6 — складчатые поля каледонид; 7 — ранне-, среднепалеозойские прогибы; 8 — осадочный чехол Сибирской платформы; 9 — региональные глубинные разломы; 10 — надвиги; 11 — внешний контур Окинского тектоноконцентра; а — по геофизическим данным, б — ось краевого поднятия по геологическим данным; 12 — массивы габброидов в структурах-сателлитах; 13 — щелочно-ультраосновные породы; 14 — кимберлиты; 15 — нефелиновые сиениты.

Цифрами на схеме обозначены: I — Урикско-Ийский грабен; II — Гарганская глыба, III — Шутхулайская глыба, IV — Бирюсинский горст, V — Шарыжалгайский выступ, Va — Передовой антиклинорий, VI — Окинский синклинорий, VII — Присяянский прогиб, VIII — Боксон-Сархойский синклинорий, IX — Хамсаринский синклинорий, X — Дербинский антиклинорий, XI — Миричунский грабен, XII — Ашкасокский прогиб; 1 — 3 — структуры-сателлиты: 1 — Монкресовская, 2 — Чуглымская, 3 — Калбазыкская; 4—5 — массивы нефелиновых сиенитов; 4 — Нюрганский, 5 — Ботогольский; 6—7 — глубинные разломы: 6 — Главный Саянский, 7 — Кандатский

ческой литературе по Восточному Саяну для обозначения описываемой системы тектонических нарушений существует термин «Ерминско-Горхонская зона разломов».

В современной геологической структуре Окинский тектоноцентр проявлен фрагментарно. Его внешнее обрамление представлено цепочкой выступов древнего фундамента: Магдасским поднятием, Шутхулайской, Харатологойской, Гарганской глыбами архея и раннего протерозоя, Шарыжалгайским массивом раннего архея. На юге он образует естественную границу Боксон-Сархойского синклинория, на севере ограничивает области седиментации карагасской и оселковой свит Присяянского прогиба. Периферийная мобильная зона тектоноконцентра пересекает разновозрастные и разнородные структурные блоки. Структурные и магматические элементы тектоноконцентра являются по отношению к этим блокам чужеродными, наложенными образованиями. Среди последних можно отметить синклинальные структуры-сателлиты: структуру Монкрес в Бирюсинском горсте, Чуглымскую структуру в Ашкасокском прогибе. Калбазынский прогиб в Урикско-Ийском грабене (см. рис. 1). Особенностью тектоноконцентра является также своеобразный глубинный

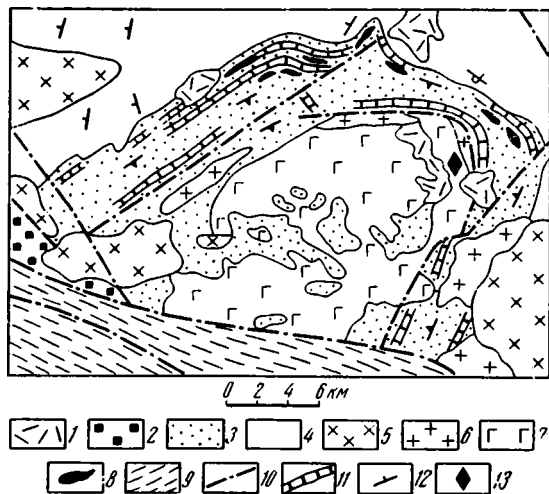


Рис. 2. Схема строения Монкресовской структуры. Составлена с использованием данных В. П. Руднева и др., 1968 г.; Н. З. Бошерницана и др., 1972 г.

1 — плато базальты (Q); 2 — конгломераты, песчаники киченской свиты (С—0); 3 — кристаллические сланцы, гнейсы, известняки и кварциты верхней подсвиты бирюсинской свиты (AR—PR₁); 4 — гнейсы и мигматиты нижней подсвиты бирюсинской свиты (AR—PR₁); 5 — гранитоиды огнитского комплекса (D); 6 — гранитоиды таннуольского комплекса (PZ₁); 7 — габброиды монкресовского комплекса (R₁); 8 — пластовые тела ультрабазитов (PR₁); 9 — гнейсово-карбонатная толща Дербинского антиклинария (PR₁); 10 — разрывные нарушения; 11 — горизонты известняков; 12 — элементы сланцеватости и гнейсовидности; 13 — проявления щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов

магматизм, включающий в себя нефелиновые сиениты, щелочные ультраосновные породы и карбонатиты.

Наиболее выразительно построена северо-северо-западная периферия тектоноконцентра. Здесь расположены отмеченные выше сравнительно небольшие, поперечником 20—30 км, структуры-сателлиты: Монкресовская, Чуглымская и Калбазыкская. Общим для них является брахисинклинальная форма структурного каркаса с наличием интрузивных массивов базитов в центральных частях.

Монкресовская структура, по данным геологосъемочных работ, представляет собой брахисинклиналь северо-восточной (65°) ориентировки, поперечной по отношению к генеральному простиранию пород Бирюсинского горста, размером 20×25 км (см. рис. 1). Выполнена брахисинклиналь в разной степени метаморфизованными карбонатно-терригенными отложениями верхней подсвиты бирюсинской серии нижнего протерозоя (алхадырская свита). Породы наклонены к центру структуры под небольшими углами, однако встречаются участки падения пород от центра к периферии. Характерно, что интенсивность метаморфизма пород уменьшается по мере приближения к ядру структуры: от гранатовых (альмандиновых) амфиболитов на периферии до фации зеленых сланцев в центре.

Центральная часть брахисинклинали занята массивом габброидов, имеющим овальную форму (рис. 2). В вертикальном разрезе массив имеет форму лакколита. Породы представлены габбро, габбро-норитами, ортоамфиболитами. Южная часть структуры срезана зоной Главного Саянского разлома и частично переработана интрузиями огнитского комплекса (девон). По периферии массива в толще метаморфических пород отмечены пластовые тела ультрабазитов. В теле Монкресовского массива известны дайки ильменитсодержащих слюдяных серпентинитов и пироксенитов, считающихся дериватами габброидов. Наши исследования показали, что указанные породы являются членами ассоциации щелочных ультраосновных пород и карбонатитов, близких зиминскому комплексу

Урикско-Ийского грабена. Было предположено, что в структурном отношении щелочные ультраосновные породы и карбонатиты Урикско-Ийского грабена связаны с элементами Окинского тектоноконцентра. В соответствии с этим высказано предположение о возможности нахождения карбонатитов в других районах, в частности в структуре Монкрес. При проведении полевых работ 1986 г. в северо-восточной части массива в истоках р. Черный Монкрес действительно были обнаружены карбонатиты совместно со слюдными пироксенитами и серпентинитами.

Выявленные щелочно-ультраосновные породы и карбонатиты по особенностям состава и генезиса близки ранним фазам зиминского комплекса. Их возраст, определенный Rb—Sr-методом по ильменит-флогопитовым серпентинитам [2], составляет 620 ± 12 млн. лет, что соответствует времени формирования пород зиминского комплекса [9]. Распространение образований этого комплекса в разнородных структурных блоках Восточного Саяна, какими являются Бирюсинская глыба и Урикско-Ийский грабен, подтверждает предположение о тектоническом контроле щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов разрывными структурами Окинского тектоноконцентра. Возраст габброидов Монкресовского массива можно предположительно оценить как раннерифейский.

Чуглымская структура включает Чуглымскую брахисинклиналь и расположенный в центре ее Ханский массив габброидов. Структура размещается в пределах Ашказокского приразломного геосинклинального прогиба, отделяющего раннепротерозойский Дербинский антиклинарий от палеозойского Хамсаринского прогиба [1]. Ашказокский прогиб сложен рифейскими отложениями ашказокской серии. В районе Ханского массива породы образуют крупную Чуглымскую брахисинклиналь. Брахисинклиналь сложена биотит-амфиболовыми гнейсами, кристаллосланцами, мигматитами чатырлыгской свиты среднего-верхнего рифея. Находящийся в ядре брахисинклинали Ханский массив в плане имеет слабоудлиненную в широтном направлении форму. Контакты изверженных пород с осадочными четкие. Падают вмещающие породы как к центру массива, так и от него.

Центральная часть массива занята крупнозернистыми габбро и габбро-диоритами, в северо-восточной части отмечены пироксениты и горнblendиты, в западной и северо-западной частях обнажаются габбро-нориты, троктолиты, вебстериты, верлиты. Южная часть массива срезана Кандатским разломом северо-западного простирания.

По вещественному составу базиты Ханского массива аналогичны базитам Монкреса (коэффициент корреляции равен 0,92—0,93, данные Г. Я. Абрамовича), что свидетельствует о принадлежности их к единой магматической формации. По-видимому, они близки и по времени образования. Характерно также, что Чуглымская и Монкресовская структуры в гравитационном поле соединены гравитационной ступенью дугообразной формы, выпуклой к северо-западу (данные Э. Г. Саяповой и др., 1986 г.).

По материалам геологосъемочных работ В. Г. Окорокова и др., Ханский массив расположен в осевой зоне дугообразного, субмеридионально ориентированного геантиклинального поднятия, в поперечном направлении пересекающего Ашказокский прогиб. Поднятие существовало в раннем протерозое и рифее, о чем свидетельствует резкое (примерно в 3 раза) сокращение здесь мощностей свит. Восточную границу поднятия образует Дототско-Ханский скрытый глубинный разлом. С активностью последнего связана повышенная трещиноватость пород, геофизические аномалии, гидротермально-метасоматическая переработка.

Поднятие продолжается также к югу от Ашказокского прогиба, в палеозойском Хамсаринском синклинии (Хамсара-Кадыр-Осское геантиклинальное поднятие, по В. Г. Окорокову). К востоку от него в раннекаледонское время происходило излияние слабодифференцированных лав андезито-базальтового состава. К западу от поднятия характер вулканических изделий резко отличен. Здесь преобладают продукты наземного вулканизма кислого состава. Соответственно осевую линию подня-

тия исследователи называют «андезитовой линией» раннепалеозойского вулканизма.

К Хамсара-Кадыр-Осскому поднятию приурочены рифовые известняки, карбонатные брекчии, многочисленные субвулканические тела и эффузивно-терригенно-карбонатный комплекс, резко сокращенный по мощности в сравнении со смежными к западу и востоку районами. К поднятию приурочены также массивы диоритов таннуольского комплекса раннего палеозоя и зоны интенсивной термальной переработки.

К северу от Ашкасокского прогиба, в Дербинском антиклинории, поднятие не фиксируется, но Дототско-Ханский скрытый глубинный разлом, по-видимому, продолжается в пределах этой структуры. Его следы устанавливаются по сгущению пегматитовых тел и субмеридиональных разломов. В среднем палеозое зона разлома обусловила субмеридиональную ориентировку гранитов огнитского комплекса и даек дарликовского комплекса диабазов. В современной речной сети она фиксируется по многочисленным меридиональным отрезкам долины р. Хан.

С позиции теории тектоноконцентров появление субмеридионального поднятия и зоны разломов в описываемом районе означает, что здесь мы встречаемся с краевым поднятием тектоно-концентрической структуры. Изучение структурного типа на Луне, Марсе и Меркурии показывает, что краевые поднятия и сопряженные с ними с внутренней стороны грабеновые опускания являются типичными элементами тектоноконцентратов [4].

Калбазыкский прогиб (грабен) представляет собой небольшой, шириной до 5 и длиной 18 км, опущенный тектонический блок, вытянутый в северо-восточном направлении (см. рис. 1). Юго-западный и северо-восточный борта прогиба очерчены местными разломами, «вход» в прогиб с юго-востока имеет форму флексуры в породах основания урикской (аршанской) или ингашинской свитах раннего протерозоя. Зеркало флексуры погружается на северо-запад под углом 35°. Северо-западное окончание прогиба перекрыто отложениями шангулежской свиты карагасской серии среднего рифея.

Прогиб выполнен вулканогенно-осадочными отложениями калбазыкской свиты рифея и габбро-диабазами Ангаульского массива, составляющими единую вулканоплутоническую ассоциацию. Для структурного плана калбазыкских отложений характерны округлые очертания, свидетельствующие о брахиформном строении внутренних частей прогиба. Время формирования описываемой структуры укладывается в рамки послейнгашинского и дошангулежского времени, т. е. в диапазон 1700—1200 млн. лет [7]. Возраст пород Ангаульского массива не определен.

Северная и северо-восточная части внешней дуги тектоноконцентра в структурном отношении приходится на Урикско-Ийский грабен раннего протерозоя и Передовой антиклинорий архея. Здесь признаками существования тектоно-концентрической структуры мы считаем структурную границу между Урикско-Ийским грабеном и наложенным на него Присаянским прогибом, затем дугообразную зону узких проседаний Ермосохинской системы грабенов и далее зону диафтореза в метаморфических породах Передового антиклинория.

Границу распространения рифейских пород Присаянского прогиба, перекрывшего частично раннепротерозойский Урикско-Ийский грабен, определил, по-видимому, эрозионно-тектонический уступ. Дальше этого уступа породы Присаянского прогиба, судя по распределению и составу конгломератов базальной пачки шангулежской свиты, не распространялись. Указанный уступ предположительно составлял часть дугообразного краевого поднятия, отмеченного в Ашкасокском прогибе и Хамсаринском синклинории. Краевое поднятие представляло весьма интенсивно раздробленную на блоки полосу горстов, под острым углом пересекающую складчатое поле Урикско-Ийского грабена.

Система Ермосохинских грабенов представляет собой весьма специфичное и выразительное структурное образование. Она составлена цепочкой континентальных грабеновых долин, развитых в пределах более

крупного Урикско-Ийского грабена, превратившегося ко времени образования Ермосохинских грабенов в континентальный элемент протоплатформы или орогена. Цепочка грабенов имеет в плане дугообразную форму в отличие от линейных северо-западных складчатых форм вмещающих толщ. Впадины заполнены слабометаморфизованными континентальными осадками верхней молассы: конгломератами, песчаниками, кварцитами, алевролитами.

Как уже отмечалось выше, системе Ермосохинских грабенов в гравитационном поле соответствует ясно выраженная ступень. Прямолинейные на коротких отрезках грабеновые долины стыкуются между собой под различными углами, образуя в целом ломаную линию, огибающая которой имеет четко выраженную форму дуги, обращенной выпуклостью на северо-восток. Дугообразная форма Ермосохинских грабенов определяется, по нашим представлениям, принадлежностью их к Окинскому тектоноконцентру. Уже отмечалось, что в тектоноконцентрах Луны, Марса и Меркурия с внутренней стороны краевых поднятий обычно располагаются грабеноподобные опускания [4]. Это имеет место, по-видимому, и в данном случае.

Наблюдения показывают, что карбонатитовые тела района Белой Зимы и многочисленные дайки щелочных ультраосновных пород между речья Оки и Ии распространены в бортах Ермосохинских грабенов, реже в их центральных частях и практически не встречаются в других районах Урикско-Ийского грабена. Отсюда можно сделать вывод, что указанные породы контролируются элементами Окинського тектоноконцентра — дугообразной зоной глубинного разлома, которой на поверхности соответствует цепочка Ермосохинских грабенов.

На северном фесе Ермосохинские грабены проходят в непосредственной близости от Калбазыкского прогиба. Галька туфогенных пород калбазыкской свиты и габбро-диабазы Ангаульского массива в этом районе появляются в отложениях ермосохинской свиты. Время образования последней — 800 млн. лет [7]. Можно считать, что образование Калбазыкского прогиба и Ермосохинских грабенов происходило практически одновременно, по-видимому, в ходе одной фазы активности тектоноконцентра.

На территории Передового антиклинория граница тектоноконцентра отмечена зоной повышенного диафтореза и дробления пород архея. Зоны диафтореза приурочены к часто встречавшимся здесь местным разломам. В процессе диафтореза гнейсы и кристаллические сланцы архея превращены в различные слюдястые сланцы. По мере удаления от границы тектоноконцентра степень тектонической нарушенности и диафтореза заметно убывает.

На южном фланге внешний контур тектоноконцентра совпадает с дугообразной южной границей Окинського синклинория. Окинский синклинорий заложился в венде — раннем палеозое на раздробленном фундаменте Тувино-Монгольского массива, или микроконтинента [5]. Субширотная дугообразная ориентировка структурных элементов и магматитов Окинського синклинория находится в резком структурном несоответствии с меридиональным планом венд-кембрийских структур Боксон-Сархоякского синклинория, примыкающего с юга к Окинському синклинорию, создавая торцовый тип сочленения между этими структурными формами. Обычные схемы эволюции геосинклинальных прогибов данного региона не объясняют причин возникновения торцового типа сочленения двух структур, в то время как представление об Окинском синклинории — элементе тектоноконцентра — помогает разрешить эту проблему.

С существованием Окинського тектоноконцентра связаны особенности магматизма Окинського синклинория. Здесь развиты нефелиновые сиениты, приуроченные к внешним кольцевым разломам (Хушагольский и Ботогольский массивы) либо внутренним хордовым разломам тектоноконцентра (Нюрганский, Сорокский и другие массивы). Нефелиновые сиениты Окинського синклинория по вещественному составу относятся к

миаскитам. В Ботогольском массиве кроме нефелиновых сиенитов присутствуют пироксениты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты.

Из описания структурных элементов Окинского тектоноконцентра следует, что наиболее значительные перемещения вещества происходили по его периферии, причем активизация магматических процессов происходила неодновременно в разных частях структуры. В северо-западной и северной частях тектоноконцентра блоковые перемещения и магматизм имели место в рифее — венде. В южной части структуры заложение и развитие Окинского синклинория совпало с эпохой каледонид, захватив кембрийский и ордовикский периоды [6].

Характерно, что тектоно-магматические процессы мантийного характера, связанные с существованием тектоноконцентра, накладывались на более быстротекущие и более дифференцированные по режиму коровые процессы, проявившиеся в форме мощного гранитоидного магматизма, сдвиговых движений в континентальной коре и вертикальных блоков подвижках, обособивших Дербинский, Бирюсинский и другие блоки. Подобное наложение процессов разных эшелонов глубинности свойственно тектоноконцентрам вообще.

Окинский тектоноконцентр расположен в зоне сочленения нескольких крупнейших линейных глубинных разломов Восточного Саяна. Можно предположить, что именно это обстоятельство привело к возникновению здесь магматической камеры в верхней мантии, что в свою очередь вызвало зарождение конических (кольцевых в плане) разломов и поступление по ним магматических масс глубинного характера.

Исследование Окинского тектоноконцентра позволяет увязать возникновение различных типов структурных форм Восточного Саяна, сопутствующий им магматизм и эндогенное рудообразование, а также устанавливать новые причинно-следственные связи.

Список литературы

1. Алтухов Е. Н. Тектоника и металлогения юга Сибири. М.: Недра, 1986. 247 с.
2. Банковская Э. В., Будыгеров В. В., Герасимов Н. С. Новые данные по геохронометрии геологических образований Саяно-Байкальской горной области//Проблемы возраста геологических образований Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во ВСНИИГГиМС, 1984. С. 54—55.
3. Барышев А. С. Основные элементы тектоники Восточного Саяна и Присянья по геофизическим данным. М.: Недра, 1976. 111 с.
4. Гинтов О. Б. Структура континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. Киев: Наук. думка, 1978. 163 с.
5. Ильин А. В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии — кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.
6. Катюха Ю. П., Рогачев А. М. О возрасте мангатгольской, дабанжалгинской свиты и окинской серии Восточного Саяна//Геология и геофизика. 1983. № 5. С. 68—77.
7. Клярковский В. М. Геохронология горных областей юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1972. 242 с.
8. Кольцевые структуры континентов Земли. М.: Недра, 1987. 183 с.
9. Кононова В. А., Шонин Л. Л., Аракелянц М. М. Время формирования щелочных массивов и карбонатитов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 5. С. 25—36.
10. Секерин А. П., Лащенков В. А. О признаках концентрической протоструктуры в Восточном Саяне//Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Тезисы докладов. Иркутск: Изд-во ИЗК СО АН СССР, 1987. С. 128—130.

Институт земной коры
СО АН СССР, г. Иркутск, 664033

Поступила в редакцию
29.XII.1987

УДК 551.242.2(267)

© 1990

СИЛАНТЬЕВ С. А., МАГАКЯН Р., СУЩЕВСКАЯ Н. М.,
НИКУЛИН В. В., ИЩЕНКО Л. В., КОНОНКОВА Н. Н.,
КОЛЕСОВ Г. М.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ ПОРОД ХРЕБТА ДЕВЯНОСТОГО ГРАДУСА (ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН) И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Данные по геохимии и петрологии базальтов, метадолеритов, метагаббро и метагипербазитов с 10° ю. ш. хр. Девяностого градуса свидетельствуют о том, что в этом районе Индийского океана возможно существование магматического источника, отличающегося от родоначального для *N*-типа *MORB* и не связанного с магматизмом горячей точки в районе хр. Кергелен. Происхождение биотит-микроклиновых гранитов, драгированных в этом же районе, остается дискуссионным.

Хребет Девяностого градуса — важнейший геоморфологический и тектонический элемент восточной части Индийского океана. От типичных срединно-океанических хребтов он отличается глубинным строением фундамента и отсутствием линейных магнитных аномалий, что роднит его со многими асейсмичными хребтами океанических областей [12]. Результаты глубоководного бурения показали, что 2-й слой океанической коры здесь сложен обогащенными железом толентовыми базальтами (скв. 214, 216, 253, 254), так называемыми океаническими андезитами (скв. 214) и субщелочными базальтами (скв. 215) [18, 26] (рис. 1). Вблизи 13° ю. ш. на хр. Девяностого градуса проводились немногочисленные драгирования в 54-м рейсе НИС «Витязь», в ходе которых на восточном фланге хребта были обнаружены толеитовые базальты и долериты, высокоглиноземистые и щелочные базальты и долериты, а также андезиты [3]. Позднее, в 24-м рейсе НИС «Пегас», в районе с координатами 1°9' с. ш., 90°32' в. д. были драгированы базальтоиды, риолиты и трахиты, ассоциирующие с туффитами и туфогравелитами [7]. Данные о породах габбро-гипербазитовой ассоциации, традиционно относимых к 3-му слою океанической коры, для хр. Девяностого градуса весьма скудны и приведены в [2] без сведений о составе пород и породообразующих минералов: на ст. 6742 НИС «Витязь» драгированы лерцолиты, гарцбургиты, габбро-амфиболиты, диориты, эпидот-хлоритовые и гранат-актинолит-хлорит-эпидотовые сланцы.

Хребет Девяностого градуса представляется одним из наименее изученных в вещественном отношении океанических хребтов. Геохимические данные по плутоническим породам этого района Индийского океана до настоящего времени не публиковались. В этой связи интересны породы, драгированные в 5-м рейсе НИС «Антарес» (экспедиция Мингео и Одесского государственного университета) в 1987 г. вблизи 10° ю. ш. в приосевой части хр. Девяностого градуса и представляющие весь гипербазит-габбро-базальтовый комплекс. На ст. 401 (9°46,04'—9°45,77' ю. ш., 90°25,29'—90°25,19' в. д., 5250 м) (см. рис. 1), драга принесла 170 кг серпентинитов, габброидов, долеритов и базальтов. На расположенной западнее ст. 403 (9°45,47'—9°45,80' ю. ш., 90°18,80'—90°18,13' в. д., 5800 м) (см. рис. 1), поднято 120 кг базальтов и их стекол, а также единичные мелкие обломки гранитоидов. Далее, к западу на ст. 415 (9°41,48'—9°42' ю. ш., 88°21,68'—88°23,22' в. д., 4900 м) (см. рис. 1), бы-

ли подняты также гналобазальты. Ниже приводится петрологическая и геохимическая характеристика этих пород.

Петрография. Базальты ст. 401 представлены главным образом плагиоклаз-порфиrowыми амигдалоидными разностями; матрица в них обладает интерсертальной структурой и сложена кристаллитами и лейстами плагиоклаза, а также бурым, окисленным стеклом. В более измененных породах присутствует селадонит, реже — хлорит и смектит. В некоторых образцах (например, 401/14) фиксируются мелкие вкрапленники клинопироксена. На ст. 401 встречены также хорошо раскристаллизованные породы, обнаруживающие структуру, близкую к долеритовой, и состоящие из плагиоклаза и клинопироксена. На ст. 403 драгированы типичные гналобазальты с признаками вариолитовой структуры. Некоторые из этих пород практически полностью лишены вкрапленников; в других наблюдаются редкие вкрапленники плагиоклаза, оливина и клинопироксена. Близкие в петрографическом отношении к этим породам базальты драгированы на ст. 415.

Метадолериты, обнаруженные на ст. 401, характеризуются различной степенью метаморфического перерождения. Вместе с тем во всех этих породах сохраняется первичная долеритовая (или субофитовая) структура. Плагиоклаз затронут изменениями в гораздо меньшей степени по сравнению с клинопироксеном. Метадолериты состоят из роговой обманки, актинолита, плагиоклаза, титаномагнетита, ильменита, цоизита, эпидота, хлорита и кварца; клинопироксен представлен редкими реликтами. Особый интерес представляет обр. 401/13, сложенный роговой обманкой, плагиоклазом, ильменитом, кварцем и буро-коричневым биотитом. Складывается впечатление, что амфибол замещает биотит. Возможно, биотит и кварц относятся к первичной магматической ассоциации минералов.

Габброиды (ст. 401) обладают ярко выраженными признаками кумулятивной структуры, сохранившимися, несмотря на метаморфическую перекристаллизацию. Эти породы несут следы катакластического воздействия: изгибание плоскостей спайности, а также бластез плагиоклазов и клинопироксенов. Сохранность магматогенных минералов в габброидах может быть признана в целом удовлетворительной. Наиболее крупнозернистые габбро (обр. 401/5) сложены актинолитом, плагиоклазом, реликтовым буро-коричневым клинопироксеном с резко выраженной спайностью (диаллаг) и титаномагнетитом. В других разностях метаморфизованных габброидов наряду с актинолитом присутствует также эпидот. Наиболее лейкократовые разности метагабброидов ст. 401 представлены образцом 401/3, который сложен крупными деформированными кристаллами плагиоклаза, амфиболом, клинопироксеном (реликты), кварцем и титаномагнетитом. Структура этих лейкогаб-

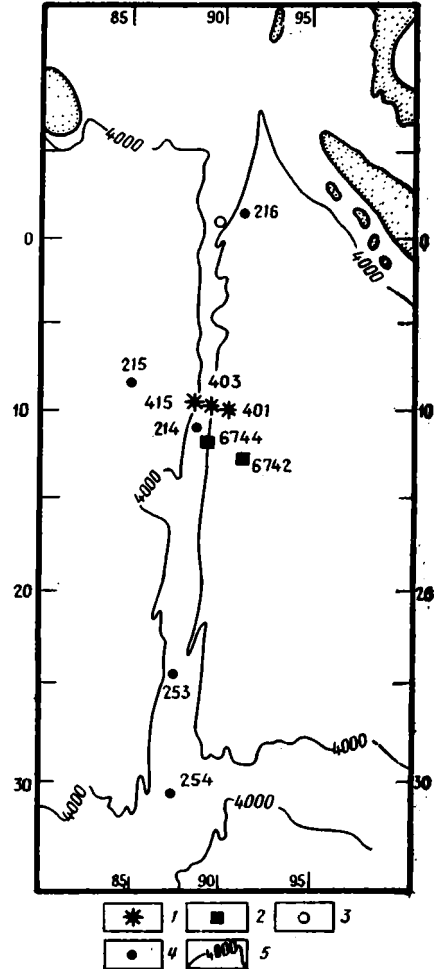


Рис. 1. Схема расположения станций драгирования и бурения на хребте Девяностого градуса. Станции НИС: 1 — «Антарес», 2 — «Витязь», 3 — «Пегас»; 4 — скважины глубоководного бурения; 5 — изобаты

бро гипидиоморфно-зернистая. Габброиды ст. 401 могут с определенностью рассматриваться как составная часть единого с долеритами разреза, поскольку в последних отмечаются их редкие угловатые ксенолиты ($1 \times 2 \times 2,5 \text{ см}^3$).

Ультраосновные породы ст. 401 почти полностью серпентинизированы. По структурным признакам они относятся к типичным петельчатым серпентинитам. Серпентин представлен главным образом серпофитом; присутствует также пластинчатый серпентин, образующий псевдоморфозы по пироксену и выполняющий мелкие жилки. В серпентинитах ст. 401 фиксируются также реликты клинопироксена, ортопироксена и красно-коричневой шпинели.

Гранитоиды драгированы в виде редких мелких обломков на ст. 403. Эти лейкократовые грубозернистые породы сложены микроклином, плагиоклазом, кварцем, биотитом и ильменитом; их структура типично гранитная. Плагиоклаз слабо серицитизирован. Крупные зерна кварца обнаруживают мозаичное погасание — характерный признак катаклизического воздействия на породу.

Милониты составляют большую часть драгированных на ст. 401 пород. В их матрицу, состоящую из актинолита, талька, кварца, кальцита, серпентина и эпидота, заключены многочисленные разноразмерные обломки габброидов (резко преобладающий тип литокластов), метадолеритов и эффузивов. Обломки серпентинитов в милонитах ст. 401 крайне редки и найдены только в одном образце (401/1); полностью отсутствует среди литокластов гранитный материал. Наряду с литокластическим материалом в милонитах фиксируются многочисленные кристаллокласты клинопироксена и плагиоклаза, а в обр. 401/1 — оливина. Образец 401/15 представлен, по-видимому, гомогенной милонитизированной породой, сложенной актинолитом, хлоритом, плагиоклазом, магнетитом и тальком (возможно, исходная порода являлась диабазом).

Состав породообразующих минералов. Составы амфиболов, плагиоклазов, клинопироксенов, ортопироксенов, шпинели, эпидота и хлорита из метабазитов и серпентинитов ст. 401 представлены в табл. 1.

А м ф и б о л — наиболее распространенная фаза в породах основного состава: как в габброидах, так и в долеритах он образуется в результате метаморфического замещения пироксена (в обр. 401/3-1, возможно, биотита). В рамках номенклатуры, предложенной Б. Е. Лики [19], амфибол из метабазитов ст. 401 можно подразделить на три группы: 1) актинолит (обр. 401/3-1, 5, 9, 11), $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,5-7,5 \text{ вес.}\%$; 2) ферро-актинолит (обр. 301/3-1, 6, 15), $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,8-5,95 \text{ вес.}\%$, $X_{\text{Mg}} = 0,29-0,44$ и 3) ферро-эденит, преобладающий тип в изученных породах (обр. 401/3-1, 13,6), $\text{Al}_2\text{O}_3 = \text{до } 8,56 \text{ вес.}\%$, $X_{\text{Mg}} = 0,27-0,38$ (см. табл. 1). Характерной особенностью амфиболов из метабазитов ст. 401 является их высокая железистость, которая коррелируется с железистостью вмещающих пород. Наиболее титанистым составам соответствуют наибольшие содержания алюминия, что отражает вариации температуры образования амфибола. Как актинолитам, так и роговым обманкам из метабазитов ст. 401 свойственны высокие содержания в анионной группе хлора: в актинолитах до 0,67 вес.%, в ферро-эденитах до 0,72 вес.% (см. табл. 1).

П л а г и о к л а з в изученных породах представлен главным образом магматогенными реликтами: в метагаббро — лабрадором ($An = 64-65\%$), а в метадолеритах — андезином ($An = 40-45\%$). Лишь в одном случае, в метадолерите (обр. 401/3-1), удалось зафиксировать метаморфогенный плагиоклаз, равновесный с амфиболом: $An = 30\%$. Эпидот присутствует во всех типах метабазитов ст. 401; в метагабброидах он обогащен пистацитовым миналом ($\text{Al}/\text{Al} + \text{Fe}^3 = 0,75$) по сравнению с метадолеритами, где присутствует почти чистый цоизит ($\text{Al}/\text{Al} + \text{Fe}^3 = 0,97$). **Х л о р и т** из метадолеритов близок по железистости к ассоциирующему с ним актинолиту и представлен клинохлором.

Реликтовый клинопироксен из метагаббро и метадолеритов по содержанию хрома, титана и магнезиальности (см. табл. 1) близок к составам клинопироксенов из кумулятивных габброидов трансформных

Состав породообразующих минералов из базитов и гипербазитов, драгированных на 10° ю. ш. хребта Деяностого градуса

Компоненты и параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	54,44	47,35	47,91	46,48	50,39	50,04	47,50	45,63	45,51	50,90	46,23	48,33	53,69	61,03	55,50	40,16	44,48	28,74
TiO ₂	0,64	0,94	1,27	1,01	0,38	0,11	1,71	1,75	1,82	0,17	1,27	0,51	0,07	—	—	—	—	0,03
Al ₂ O ₃	3,83	5,60	6,38	4,10	4,48	5,43	7,55	8,56	8,38	5,95	5,81	4,52	27,78	22,12	25,05	22,17	20,47	17,54
FeO*	11,29	26,94	18,07	23,46	18,38	16,40	15,76	23,07	23,30	20,10	26,62	27,59	0,35	0,33	0,18	11,48	1,83	29,07
MnO	0,20	0,48	0,32	0,62	0,44	0,36	0,25	0,30	0,32	0,41	0,22	0,43	—	—	—	—	—	0,19
MgO	17,67	5,72	11,32	8,28	11,91	14,74	12,13	7,84	7,53	8,72	6,31	6,35	—	—	—	—	—	12,71
CaO	11,58	9,51	10,43	9,84	11,03	10,21	11,84	11,30	11,47	11,32	10,72	10,16	14,12	5,65	9,37	23,17	26,41	0,11
Na ₂ O	0,63	1,69	1,55	1,68	0,50	0,16	1,05	1,79	1,37	0,72	1,42	0,97	4,40	6,35	6,34	—	—	0,07
K ₂ O	0,06	0,91	0,33	0,75	0,32	0,06	0,78	0,75	0,70	0,09	0,70	0,28	0,06	0,30	0,27	—	—	0,02
Cr ₂ O ₃	0,05	0,03	0,02	—	0,41	0,01	0,10	0,03	—	—	0,04	0,01	—	—	—	—	—	—
NiO	—	0,06	—	—	—	0,03	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0,03	0,33	0,05	0,21	0,20	0,04	0,33	0,68	0,64	0,02	0,72	0,67	—	—	—	—	—	—
Si	7,89	7,58	7,46	7,60	7,79	7,65	7,28	7,09	7,11	7,85	7,39	7,74	2,44	2,81	2,58	3,41	3,74	6,09
Al ⁴	0,11	0,42	0,54	0,40	0,21	0,35	0,72	0,91	0,89	0,02	0,61	0,26	—	—	—	—	—	—
Al ⁶	0,54	0,64	0,63	0,39	0,61	0,63	0,65	0,65	0,66	0,15	0,48	0,58	1,48	1,20	1,38	2,22	2,03	4,38
Ti	0,07	0,11	0,15	0,12	0,04	0,01	0,20	0,20	0,21	0,93	0,15	0,06	—	—	—	—	—	—
Fe	1,37	3,60	2,35	3,20	2,37	2,09	2,02	2,99	3,04	2,59	3,55	3,69	0,01	0,01	0,01	0,73	0,12	5,14
Mn	0,02	0,06	0,04	0,09	0,06	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,06	—	—	—	—	—	0,03
Mg	3,82	1,36	2,63	2,02	2,74	3,36	2,77	1,81	1,75	2,00	1,50	1,52	—	—	—	—	—	4,01
Ca	1,80	1,63	1,74	1,72	1,83	1,67	1,94	1,88	1,92	1,87	1,83	1,74	0,69	0,28	0,47	2,11	2,38	0,02
Na	0,18	0,52	0,47	0,53	0,15	0,05	0,31	0,54	0,42	0,22	0,44	0,31	0,39	0,57	0,57	—	—	0,03
K	0,01	0,19	0,07	0,16	0,06	0,01	0,15	0,15	0,14	0,02	0,13	0,06	—	0,02	0,02	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ⁴ /Al ⁶	0,20	0,65	0,85	1,04	0,34	0,55	1,11	1,40	1,35	0,16	1,27	0,45	—	—	—	—	—	—
X _{Mg}	0,74	0,27	0,53	0,39	0,54	0,62	0,58	0,38	0,37	0,44	0,30	0,29	—	—	—	—	—	0,44
Cr/Cr+Al	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 1 (окончание)

Компоненты и параметры	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	53,38	53,67	52,17	53,62	54,03	53,63	53,78	55,97	56,56	—	0,03	0,06	0,05	41,85	41,01	39,59	39,29
TiO ₂	0,53	0,68	0,17	0,20	0,29	0,14	0,18	0,06	0,03	0,31	0,25	0,05	0,12	0,07	0,03	2,40	2,20
Al ₂ O ₃	2,71	2,10	0,96	3,44	3,55	3,36	3,62	2,88	2,73	23,04	23,09	30,37	29,49	2,05	1,50	15,50	15,57
FeO*	8,68	10,30	9,84	2,09	1,87	2,38	2,33	5,28	5,34	14,55	15,42	15,09	15,35	3,88	4,18	23,14	22,27
MnO	0,27	0,36	0,25	0,02	0,08	0,06	0,07	0,11	0,09	0,16	0,21	0,19	0,21	0,08	0,07	0,30	0,19
MgO	15,22	13,37	13,94	15,73	15,02	16,17	16,52	31,63	31,53	14,35	14,29	14,74	14,45	32,35	35,71	7,22	7,75
CaO	20,47	22,56	21,50	21,74	21,43	21,29	21,14	1,33	1,18	—	—	—	—	0,10	0,05	0,04	0,02
Na ₂ O	0,36	0,39	0,23	1,15	1,18	0,79	0,82	0,11	0,07	—	—	—	—	0,06	0,13	0,07	0,04
K ₂ O	—	—	—	—	—	0	0,02	0	0,01	—	—	—	—	0,04	0,08	10,50	10,56
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	—	1,59	1,30	1,28	1,52	1,03	0,93	44,66	44,67	37,16	38,71	1,00	0,03	0,01	0,03
NiO	0,03	—	—	0,03	0,11	0,10	0,03	0,16	0,07	0,12	0,05	0,14	0,19	0,12	0,11	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,33	—	0,14	0,12
Si	1,94	1,95	1,97	1,95	1,97	1,96	1,94	0,98	0,98	—	—	—	—	2,68	2,61	6,45	6,44
Al ⁴	0,12	0,09	0,04	0,15	0,15	0,004	0,004	0,06	0,06	0,85	0,006	1,32	1,25	0,16	0,11	2,98	3,00
Al ⁶	0,02	0,02	—	0,004	0,009	0,14	0,15	0,001	—	0,01	0,88	0,002	0,004	—	—	0,29	0,27
Si	0,26	0,31	0,31	0,04	0,06	0,07	0,07	0,08	0,08	0,38	0,41	0,46	0,45	0,21	0,22	3,15	3,04
Fe	0,01	0,01	0,01	—	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	—	0,006	0,007	0,006	—	0,004	0,04	0,03
Mn	0,82	0,72	0,78	0,86	0,82	0,88	0,89	0,82	0,81	0,67	0,68	0,80	0,77	3,09	3,38	1,75	1,89
Mg	0,80	0,88	0,87	0,85	0,85	0,83	0,82	0,02	0,02	—	—	—	—	0,01	0,004	0,01	—
Ca	0,02	0,03	0,02	0,08	0,06	0,06	0,06	0,004	0,002	—	—	—	—	0,01	0,02	0,02	0,01
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,18	2,20
K	0,001	—	—	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,01	1,10	1,11	1,06	1,12	0,05	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ⁴ /Al ⁶	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{Mg}	0,76	0,70	0,72	0,93	0,93	0,93	0,93	0,91	0,91	0,64	0,56	0,63	0,63	0,94	0,94	0,36	0,38
Cr/Cr+Al	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,44	0,47	—	—	—	—

Примечание. * Все железо в виде FeO. 1—12 — амфиболы: 1 — 401/5 (здесь и далее это номер образца), 2 — 401/3-1, 3, 4 — 401/3-1а, 5 — 401/9, 6, 7 — 401/11, 8, 9 — 401/13, 10 — 401/15, 11, 12 — 401/6; 13—15 — плагиоклазы: 13 — 401/5, 14 — 401/3-1, 15 — 401/3-1а; 16, 17 — элидоты: 16 — 401/18, 17 — 401/11; 18 — хлорит, 401/3-1а, 19—25 — клинопироксены: 19 — 401/5, 20 — 401/10, 21—401/11; 22—25 — 401/19; 26, 27 — ортопироксены, 401/19; 28—31 — шпинели: 28, 29 — 401/19, 30, 31 — 401/2; 32, 33 — серпентин, 401/19; 34, 35 — биотиты, 403/1.

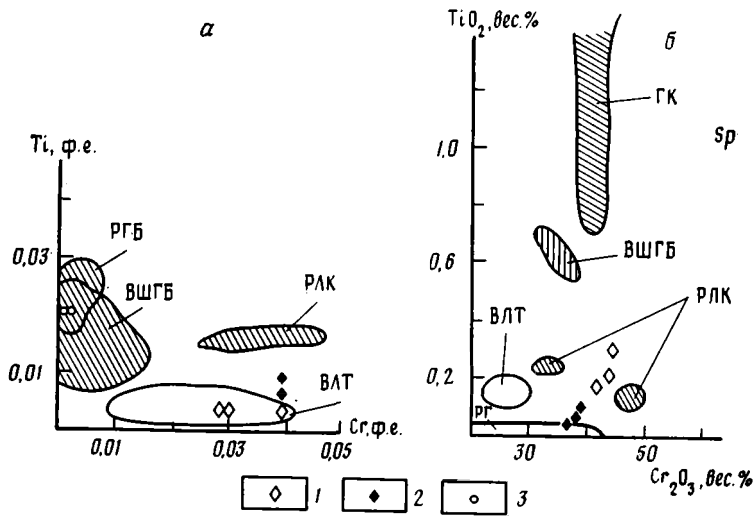


Рис. 2. Составы реликтов клинопироксенов (а) и шпинели (б) из метагипербазитов ст. 401

1 — пироксены и шпинели из обр. 401/19; 2 — шпинель и пироксен из обр. 401/2; 3 — реликтовый пироксен из метагаббро. Буквы на рисунке — поля составов шпинелей и клинопироксенов по [16] из: габбро-кумулятов разломов Романш (РГБ) и Гаррет (ГК); ВШГБ — шпинельсодержащих габброидов разлома Вима; РЛК — кумулятивных перидотитов разлома Романш; ВЛТ — мантийных лерцолитов разлома Вима; РГ — мантийных гарцбургитов разлома Романш

разломов (рис. 2, а). В серпентинитах клинопироксен по тем же параметрам тяготеет к полю составов клинопироксенов из океанических гипербазитов мантийного происхождения (см. рис. 2, а). Составы шпинелидов из двух проанализированных образцов гипербазитов на диаграмме $TiO_2-Cr_2O_3$ (см. рис. 2, б) образуют единый тренд, берущий начало в поле составов шпинелидов из мантийных гипербазитов разлома Романш. Наиболее хромистые и титанистые составы из этого тренда (обр. 401/19), вероятно, соответствуют метаморфогенной вторичной шпинели, образованной по низкотитанистому шпинелиду. Серпентин в этих породах представлен двумя группами составов: одному из них соответствует глиноземистый бастит, развивающийся по ортопироксену, другому, менее глиноземистому и более магнизальному, отвечает серпентин, замещающий скорее всего оливин (см. табл. 1).

Биотит — единственный темноцветный минерал, присутствующий в граните со ст. 403. По параметрам Si/Al и $(Mg+Fe)/Al$ он занимает промежуточное положение в ряду истонит + сидерофиллит — флогопит + аннит и соответствует биотитам из гранитоидов умеренной щелочности [4].

Петрохимия и геохимия драгированных пород. По содержанию главных элементов базальты ст. 401 и 403 близки к базальтам скважин глубоководного бурения 215 и 253, а также к щелочным базальтам ст. 6744 НИС «Витязь» [3, 18, 26]. Характерная черта этих пород — их повышенная калиевость. Для более корректной петрохимической аттестации базальтоидов ст. 401 и 403 необходимо рассмотреть возможное влияние процессов низкотемпературного изменения (проявлений среднетемпературного метаморфизма в этих породах не обнаружено) на исходный состав субстрата. В первую очередь это касается калия, натрия и кальция — элементов, наиболее подвижных в такого рода процессах. Учитывая эту закономерность, на треугольнике Na_2O-K_2O-CaO можно изобразить все установленные в настоящее время тренды изменения составов океанических базальтов в ходе их выветривания и метаморфизма (рис. 3). Составы базальтов ст. 401 и 403 на этом треугольнике образуют узкое поле, параллельное спилитовому тренду и смещенное относительно поля спилитов и свежих пород в более высококалиевую область.

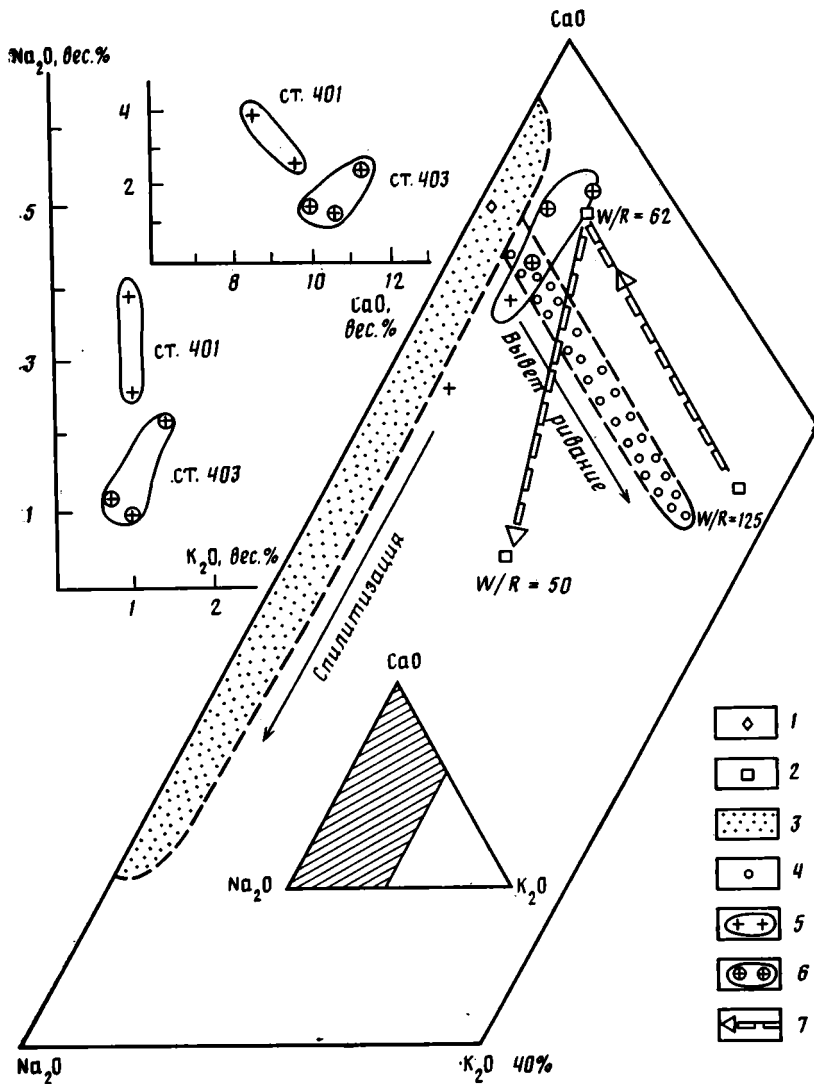


Рис. 3. Тренды метаморфизма и низкотемпературного изменения океанических базальтов

1 — средний состав неизмененных базальтов срединно-океанических хребтов; 2 — составы базальтовых стекол, полученные при экспериментальном взаимодействии с ними морской воды при $T=300^{\circ}\text{C}$ и при отношении масс вода/порода ($W/R=125$; 62 и 50 по [23]); 3—6 — поля составов: 3 — океанических метабазальтов, 4 — продуктов подводного выветривания базальтов, 5 — базальтов ст. 401, 6 — базальтов ст. 403; 7 — тренд изменения состава базальтов при гидротермальном процессе

Этот эффект не связан с подводным выветриванием, поскольку в этом случае наблюдались бы положительная корреляция содержания K_2O с $\Sigma \text{ П. п. п.}$ и отрицательная — с содержанием CaO . С другой стороны, эффект взаимодействия базальтов с гидротермальным флюидом в нисходящих ветвях гидротермальных океанических систем обуславливает взаимосвязанные потерю породами CaO , Na_2O , SiO_2 , FeO с привнесом в них MgO (при достаточно высоких величинах отношения масс флюид/порода). В изученных базальтах такое закономерное поведение указанных компонентов не фиксируется. Надежным индикатором «сплитового сдвига» в составе исходной породы являются некоррелируемые изменения в содержаниях Na_2O и K_2O , которые отражают подвижное поведение натрия на фоне инертного — калия. Рисунок 3 демонстрирует, что среди базальтов ст. 401 и 403 только в единственном образце (401/7) фиксируется привнос в исходные породы натрия на фоне выноса CaO и

Химический состав пород, драгированных с хребта Деяностого градуса

Компоненты и параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	48,80	46,10	47,50	47,30	47,00	52,54	51,93	52,23	52,44	51,86	52,95	49,83
TiO ₂	1,18	1,03	0,78	0,78	0,82	0,67	0,67	0,68	1,01	0,99	0,96	2,64
Al ₂ O ₃	18,20	16,20	13,40	16,80	12,90	14,77	14,52	14,63	14,93	14,84	15,47	12,57
FeO *	6,90	11,20	11,70	11,10	12,20	9,31	9,24	9,20	8,98	8,90	8,38	16,04
MnO	0,15	0,17	0,14	0,09	0,14	0,17	0,12	0,15	0,16	0,17	0,12	0,30
MgO	6,20	7,20	9,90	5,50	9,70	8,56	8,61	8,73	6,95	7,00	7,94	4,04
CaO	8,50	9,60	9,90	11,40	10,50	12,41	12,40	12,41	11,56	11,50	11,45	6,71
Na ₂ O	3,80	2,50	1,20	2,30	0,90	1,58	1,57	1,54	2,43	2,36	2,71	4,20
K ₂ O	0,90	1,00	0,70	1,40	1,00	0,17	0,16	0,18	0,23	0,24	0,21	0,31
P ₂ O ₅	0,19	0,12	0,06	0,14	0,07	0,04	0,08	0,06	0,10	0,09	0,06	0,35
П.п.п.	3,90	3,65	1,60	2,25	4,80	—	—	—	—	—	—	1,60
Σ	98,72	98,77	95,28	99,06	100,03	100,22	99,30	99,81	98,79	97,95	100,25	98,58
MgO/(MgO+FeO)	0,47	0,39	0,46	0,33	0,44	0,48	0,52	0,49	0,44	0,44	0,49	0,20

Компоненты и параметры	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	51,20	53,80	52,10	47,40	47,40	48,80	52,63	48,50	39,50	39,70	73,20
TiO ₂	3,00	0,72	1,44	0,44	0,42	0,53	0,62	1,51	0,08	0,08	0,39
Al ₂ O ₃	13,20	14,80	12,20	11,60	15,50	14,20	17,69	13,40	1,73	2,30	14,00
FeO *	13,80	8,20	12,30	10,10	9,60	9,40	7,73	10,90	8,60	8,40	2,00
MnO	0,28	0,16	0,61	1,20	0,55	0,25	0,16	0,34	0,56	0,42	0,03
MgO	4,00	6,20	6,20	11,00	8,40	7,20	4,90	7,70	32,30	32,10	0,60
CaO	6,80	7,50	6,40	10,60	10,50	9,90	11,09	8,80	0,50	0,30	1,70
Na ₂ O	4,80	4,90	4,70	1,90	3,00	3,5	3,80	2,80	0,70	0,60	2,90
K ₂ O	0,90	0,60	0,40	0,30	0,20	1,40	0,19	0,40	0,10	0,30	5,20
P ₂ O ₅	0,40	0,08	0,20	0,05	0,03	0,05	0,08	0,14	0,05	0,06	0,10
П.п.п.	0,75	1,70	2,40	3,95	3,35	3,35	1,15	4,05	14,15	13,85	0,60
Σ	99,13	98,50	98,95	98,54	98,65	98,58	99,87	98,54	98,06	98,11	100,72
MgO/(MgO+FeO)	0,22	0,43	0,34	0,52	0,47	0,43	0,39	0,41	0,79	0,79	0,23

Примечание. * Все железо в виде FeO. 1—5 — базальты: 1, 2 — ст. 401, 3—5 — ст. 403; 6—11 — закалочные стекла: 6—8 — ст. 403, 9—11 — ст. 415; 12—15 — метадолериты; 16—19 — метагаббро; 20 — милолит; 21, 22 — гипербазиты (содержания MnO, FeO *, возможно, отражают загрязнение навесок веществом Fe—Mn-корок); 23 — гранит, обр. 403/1.

Содержания окислов определены рентгенофлуоресцентным методом Т. В. Ромашовой (ГЕОХИ АН СССР).

устойчивого поведения K_2O . Знаменательно, что в этом же образце отмечается пониженное содержание FeO *; возможно, в процессе аллохимического изменения исходной породы (вероятно, ее состав был близок к составу обр. 401/14) из нее выносился не только кальций, но и железо. Все приведенные соображения свидетельствуют в пользу изначально высокой калиевости базальтов ст. 401 и 403, что и определяет их принципиально отличие от примитивных составов *MORB*.

Составы закалочных стекол со ст. 403 и 415 по классификации, предложенной в [1], соответствуют глубинному типу расплавов — *TOP*, но несколько отличаются от этой группы составов повышенным содержанием SiO_2 и пониженными — TiO_2 и Al_2O_3 . Составы стекол, приведенные в табл. 2, могут свидетельствовать об их связи с единым трендом дифференциации, определяемым накоплением в остаточных расплавах SiO_2 , TiO_2 , K_2O . Ранее стекла такого состава, считающиеся переходными к андезитовым, были обнаружены в Западно-Индийском хребте [11]. Следует отметить, что базальтовые стекла ст. 403 и 415 отличаются по составу от стекол скв. 215, в которых фиксируются повышенные содержания K_2O (до 0,9 вес. %) и Na_2O (до 3,5 вес. %) [26].

Характерная черта базальтов ст. 401 и 403 — их относительная обогащенность ЛРЗЭ: $(La/Sm)_N = 1,16—1,73$ при $\Sigma PЗЭ = 19—34$ ppm. Наибольшие $\Sigma PЗЭ$ (53,3 ppm) и величина $(La/Sm)_N = 2,07$ соответствуют обр. 401/7, представленному базальтом, испытавшим аллохимическое изменение. В этой связи принципиальное значение приобретает закономерные корреляции величины ЛРЗЭ/ТРЗЭ с содержаниями наиболее подвижных компонентов. Предполагая, что исходный состав базальтов ст. 401 близок к составу обр. 401/14, можно констатировать увеличение содержания ЛРЗЭ в базальтах (обр. 401/7) на фоне привноса в них Na_2O и выноса CaO и FeO . Вероятно, подвижность ЛРЗЭ при низкотемпературном изменении базальтов океанического дна достаточно широко проявлена в верхних горизонтах базальтового слоя Индийского океана [24], однако в каждом конкретном случае достоверность ее признаков должна подкрепляться данными о подвижности главных элементов. Обращаясь к данным по распределению РЗЭ в неизменных базальтах ст. 401 и 403 (табл. 3, рис. 4), можно констатировать, что в целом эти породы обогащены РЗЭ, и в частности ЛРЗЭ; базальты ст. 403 по величинам $\Sigma PЗЭ$ и $(La/Sm)_N$ более примитивны по сравнению с неизменными базальтами ст. 401.

Метадолериты ст. 401 по содержанию главных элементов (см. табл. 2) образуют две отчетливо различные группы: 1) обр. 401/6 и 401/13 и 2) обр. 401/9 и 401/11. Первая, более дифференцированная, отличается повышенной титанистостью и высокой железистостью; вторая — значительно менее железистая и менее титанистая. Несмотря на то что породы в значительной степени метаморфизованы, соотношения между CaO , Na_2O , K_2O , MgO и FeO в двух указанных группах метадолеритов свидетельствуют в пользу инертного поведения этих элементов в ходе метаморфизма. Породы, соответствующие обр. 401/6 и 401/13, возможно, имеют общий с долеритами 401/11,9 магматический источник, однако они образовались из самостоятельной порции расплава (рис. 5). Наиболее высокая щелочность фиксируется в обр. 401/13, где, как указывалось выше, возможно присутствие первичной ассоциации биотит+кварц.

В треугольнике *AFM* составы долеритов ст. 401 смещены относительно поля составов плутонических и метаплутонических пород океанических областей в более «щелочную область» (рис. 6). Существование двух групп составов среди изученных долеритов подтверждается соответствующим содержанием в них РЗЭ (рис. 7). Для первой, высокотитанистой, группы характерны высокие содержания РЗЭ (75,52 и 119,70 ppm), для второй — более низкие: 37,67 и 64,22 ppm. С другой стороны, менее дифференцированная (более магнезиальная) группа долеритов обнаруживает более высокие значения индексов обогащенности ЛРЗЭ: $(La/Sm)_N = 2,12—2,67$, $(La/Yb)_N = 2,55—2,60$ (в обр. 401/6 и 401/13: 1,42—1,56 и 1,24—1,32 соответственно). Распределение РЗЭ в метадоле-

Содержание редких и редкоземельных элементов в породах с хребта Деяностого градуса

Компоненты и параметры	401/7	401/14	403/2	403/3	403/4	401/6	401/13	401/11	401/9	401/10	401/18	401/5	401/15	403/1
La	7,40	3,30	2,20	4,70	2,00	9,10	14,20	6,30	10,10	6,90	3,20	2,00	6,20	57
Ce	16	8,00	5,10	10	4,90	21	3,0	12,50	21	15	7,40	6,20	15	70
Pr	2,00	1,20	0,70	1,40	0,72	2,90	4,30	1,60	2,70	1,90	1,00	0,80	2,00	6,4
Nd	8,60	6,00	3,40	6,50	3,10	13,60	22	6,00	11,50	8,30	5,00	3,50	9,50	21
Sm	2,59	1,99	1,10	1,90	1,00	4,09	7,00	1,65	3,33	2,53	1,59	0,95	3,00	4,7
Eu	1,20	0,77	0,37	0,67	0,37	1,30	2,00	0,62	1,06	0,58	0,58	0,58	0,78	1,2
Gd	3,80	3,00	1,50	2,60	1,80	5,90	10,20	2,30	4,00	2,90	2,00	1,50	4,20	3,5
Tb	0,62	0,48	0,24	0,41	0,31	0,96	1,70	0,38	0,62	0,49	0,31	0,24	0,67	0,48
Dy	3,90	3,10	1,50	2,40	1,90	6,00	7,80	2,30	3,60	2,90	2,00	1,50	4,10	2,70
Ho	0,93	0,74	0,35	0,56	0,45	1,40	2,50	0,53	0,85	0,63	0,43	0,35	1,00	0,60
Er	2,80	2,30	1,00	1,50	1,40	4,10	7,20	1,60	2,50	1,80	1,20	1,00	2,70	1,70
Tm	0,44	0,34	0,17	0,22	0,22	0,63	1,10	0,25	0,38	0,27	0,19	0,16	0,42	0,24
Yb	2,60	2,00	1,00	1,30	1,30	3,90	6,50	1,40	2,20	1,50	1,10	1,00	2,40	1,40
Lu	0,42	0,32	0,19	0,22	0,22	0,64	1,00	0,24	0,38	0,26	0,18	0,14	0,40	0,22
Hf	1,90	1,50	1,80	2,50	0,30	3,10	1,70	1,60	1,70	0,55	0,49	0,71	1,60	11
Sc	40	52	43	48	41	44	39	33	43	58	54	60	42	5,4
Th	—	0,88	0,10	0,14	0,38	—	4,30	0,54	0,50	2,10	0,56	0,88	0,97	64
(La/Yb) _N	1,61	0,94	1,25	2,05	0,87	1,32	1,24	2,55	2,60	2,61	1,65	1,25	1,46	23,06
(Lm/Sm) _N	2,07	1,16	1,40	1,73	1,40	1,56	1,42	2,67	2,12	1,91	1,41	1,62	1,45	8,49
ΣРЗЭ	53,3	33,54	18,82	34,38	19,69	75,52	119,70	37,67	64,22	45,96	26,18	20,12	52,37	171,14

Примечание. Содержания элементов определены нейтронно-активационным методом.

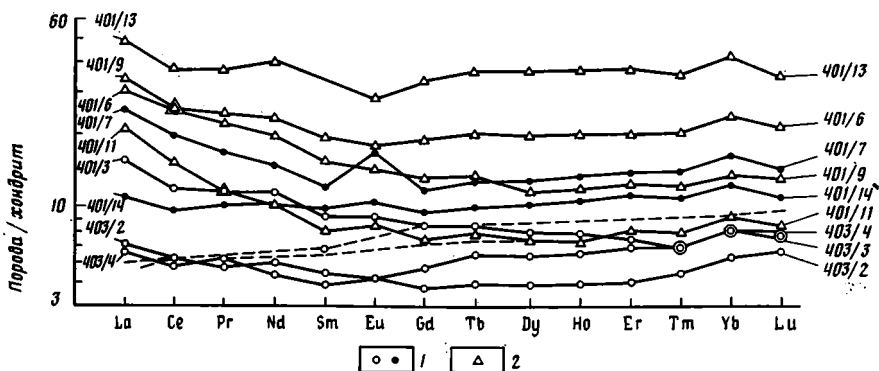


Рис. 4. Спектры распределения содержаний РЗЭ, нормализованных к хондриту, в базальтах ст. 401 и 403 и метадолеритах ст. 401
1 — базальты; 2 — долериты

ритах ст. 401, так же как их петрохимические и минералогические признаки, свидетельствует об их существенном отличии от субвулканических пород океанической коры, образовавшихся из магматических источников, родоначальных для деплетированных MORB. Инертное поведение легких РЗЭ при метаморфизме подтверждается отсутствием характерных корреляций между параметрами $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ и содержаниями наиболее подвижных при метаморфизме главных элементов. Кроме того, ниже будет показано, что метаморфизм, которому подвергались долериты ст. 401, соответствует умеренно-среднетемпературной области, в условиях которой РЗЭ характеризуются инертным поведением [9].

Габброиды, драгированные на ст. 401, как указывалось выше, по петрографическим признакам относятся к представителям кумулятивной серии. Это заключение подтверждается и петрохимическими данными (см. табл. 2). На треугольнике *AFM* составы габброидов ст. 401 образуют закономерный тренд, который, в отличие от толеитового тренда дифференциации, характерного для габбро-кумулятов срединно-океанических хребтов, отражает направленность дифференциации расплава, связанных с известково-щелочными или субщелочными кумулятивными сериями (см. рис. 6). Отличие по составу кумулятов ст. 401 от типичных габброидов океанических областей убедительно демонстрирует также их крайне низкая титанистость при железистости 0,48—0,61. Габброиды ст. 401 характеризуются умеренной щелочностью; по мере возрастания в породах содержания SiO_2 в них увеличивается содержание Na_2O (1,90—3,80 вес. %) и очень слабо понижается содержание K_2O (0,30—0,19 вес. %). Исключением является обр. 401/5, в котором содержание K_2O составляет 1,4 вес. %. Соотношения главных элементов в изученных породах свидетельствуют скорее об инертном их поведении при метаморфизме субстрата и не соответствуют ни одному из указанных в [9] трендов метаморфизма, выявленных для океанических габброидов. Повышенное содержание K_2O в обр. 401/5, вероятно, отражает специфику первичного состава габброида, представленного этим образцом, или, что кажется сомнительным, обусловлено слабой серитизацией плагиоклаза из этой породы. По содержанию РЗЭ кумулятивные габброиды ст. 401, так же как и метадолериты с этой станции, обнаруживают признаки обогащения ЛРЗЭ: $(La/Sm)_N = 1,25-2,61$ (в лейкогаббро — 0,50), $(La/Yb)_N = 1,13-1,91$. В типичных океанических габбро-кумулятах величины этих отношений не превышают единицы [14]. Замечательной геохимической чертой пород кумулятивной серии ст. 401 является положительная корреляция между магнизиальностью этих пород и величиной Σ РЗЭ в них (см. рис. 7). Примечательно, что наиболее лейкократовые разности кумулятов (обр. 401/3) характеризуются наименьшими значениями Σ РЗЭ, $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$. Как указывалось выше, амфиболи-

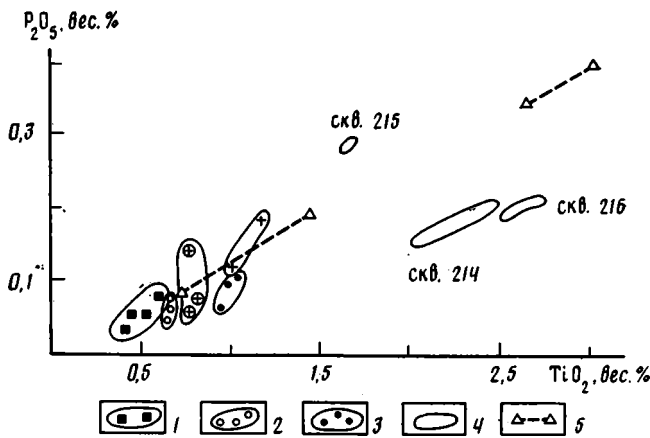


Рис. 5. Содержание фосфора и титана в базальтах и метабазитах ст. 401 и 403
 1—4—поля составов: 1—метабазитов, 2, 3—закалочных стекол (2—ст. 403, 3—ст. 415), 4—базальтов из скв. 214—216 по [18, 26]; 5—метадолериты
 Остальные условные обозначения см. на рис. 3

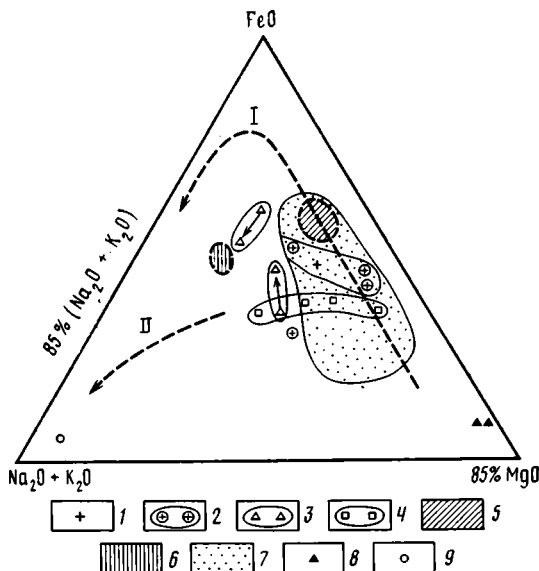


Рис. 6. Треугольник *AFM* для пород, драгированных на 10° с. ш. хр. Девяностого градуса
 1—базальты ст. 401; 2—7—поля составов: 2—базальтов ст. 403, 3—долеритов ст. 401 (стрелка—направление дифференциации), 4—габброидов ст. 401, 5—базальтов скв. 214, 6—андезитов скв. 214 по [18, 26], 7—океанических габброидов, в различной степени метаморфизованных; 8—гипербазиты ст. 401; 9—гранит ст. 403; I, II—типы дифференциации: I—скергардский (толеитовый), II—известково-щелочной

зация габброидов ст. 401 происходила в условиях, близких к изохимическим, и, таким образом, отмеченная геохимическая особенность этих пород унаследована от первичного состава габбро-кумулятов. Существующие в настоящий момент геохимические данные не позволяют однозначно объяснить причину этого явления. Однако следует заметить, что в ряду кумулятивных габбро (обр. 401/10—401/18—401/5—401/3) величины $\Sigma \text{ЛРЗЭ}/\Sigma \text{РЗЭ}$ и $\Sigma \text{РЗЭ}$ понижаются на фоне уменьшения содержания в породах клинопироксена. В этой связи кажется логичным допущение, что клинопироксен, кристаллизующийся из субщелочного расплава, обладает способностью к селективному обогащению ЛРЗЭ. Это, возмож-

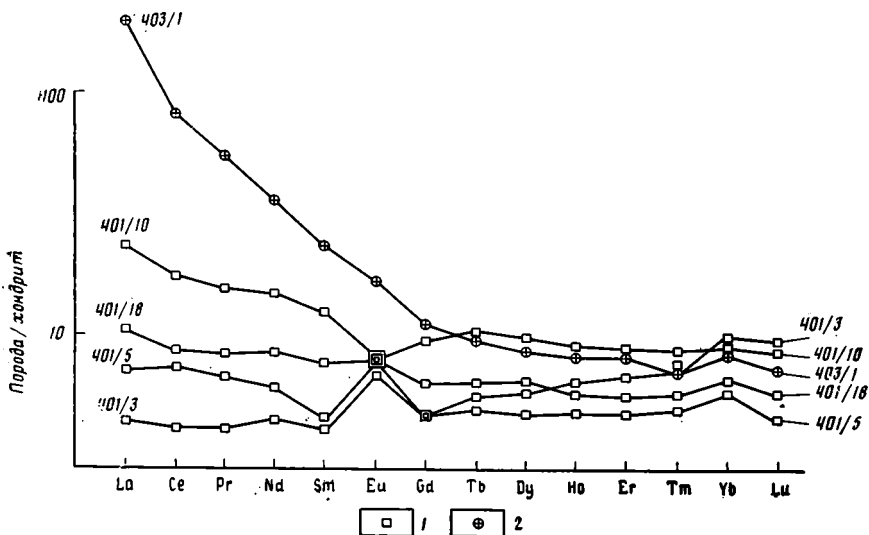


Рис. 7. Спектры распределения содержаний РЗЭ, нормализованных к хондриту, в метагабброидах ст. 401 (1) и в граните ст. 403 (2)

но, спорное предположение позволяет непротиворечиво объяснить картину распределения РЗЭ в породах кумулятивной серии ст. 401. Вклад плагиоклаза в картину распределения РЗЭ, свойственную изученным габброидам, очевидно, заключается в характере европиевых экстремумов и не влияет на степень обогащенности кумулятов РЗЭ.

Ультраосновные породы, драгированные на ст. 401, вследствие полной их серпентинизации практически лишены признаков, по которым можно было бы уверенно восстановить их первичную природу. Баланс вещества при серпентинизации океанических гипербазитов изучен достаточно слабо. Однако существующие данные позволяют предполагать, что низкотемпературному метаморфизму этих пород сопутствуют лишь незначительные изменения исходного состава (главным образом SiO_2 , FeO и CaO) и только локальные процессы карбонатизации или родингитизации способны вызывать более существенный привнос — вынос вещества. В настоящее время общепризнано, что одним из наиболее надежных индикаторов первичного происхождения океанических серпентинитов является состав реликтов первичных фаз, сохранившихся в этих породах. Выше было показано, что по составам реликтовых клинопироксена и шпинели (см. рис. 2, а, б) метагипербазиты ст. 401, возможно, близки к мантийным ультраосновным породам.

Единичные фрагменты гранитов, драгированных на ст. 403, по петрохимической классификации, предложенной в [8], отличаются от типичных океанических плагиогранитов главным образом высокой величиной отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (см. табл. 2). Как указывалось выше, состав биотита из этих пород указывает на их принадлежность к группе гранитоидов умеренной щелочности, включающей большую часть биотитовых гранитов, гранодиоритов и нефелиновых сиенитов. По характеру распределения РЗЭ гранитоиды ст. 403 отличаются от составов так называемых океанических плагиогранитов, приведенных Д. Эллиссом [13], в которых величина $(\text{La}/\text{Yb})_N = 0,47-3,6$. Данные по содержанию РЗЭ в жильных кварцевых монзонитах, связанных с расслоенным комплексом из Срединно-Индийского хребта, приводятся Ч. И. Хэджем с соавторами [17]; в этих породах отношение $(\text{La}/\text{Yb})_N$ составляет около 1,63. Гранитоидам ст. 403 свойственна значительно большая величина $(\text{La}/\text{Yb})_N = 23,06$ и, что характерно, монотонный (по сравнению с кислыми представителями океанических расслоенных серий) абрис спектра нормализованных к хондриту содержаний РЗЭ (см. рис. 7). В целом геохимические параметры гранитов ст. 403 ближе всего соответствуют соста-

вам гранитоидов калиевого профиля, сформировавшихся в условиях сиалической коры.

Условия метаморфизма. Среди пород гипербазит-габбро-базальтовой ассоциации, драгированных на 10° с. ш. хр. Девяностого градуса, признаки метаморфического перерождения не обнаружены только в базальтоидах. Эти породы подвергались лишь низкотемпературному изменению (возможно, «подводному выветриванию»), приводящему к потере кальция, железа и привносу натрия и сопровождавшемуся обогащением пород ЛРЗЭ. Следует подчеркнуть, что эти изменения фиксируются только в базальтоидах ст. 401. Большая часть драгированных вулканических пород лишена признаков вторичных изменений.

В противоположность базальтоидам долериты ст. 401 интенсивно метаморфизованы, причем в некоторых образцах единственным темноцветным минералом является амфибол. Ни в одном из образцов не удалось определить состав метаморфогенного плагиоклаза. Приблизительную оценку условий метаморфизма в этом случае можно получить, учитывая вариации глиноземистости амфиболов из метадолеритов: $Al_2O_3 = 4,48 - 8,50$ вес.%; $T = 470 - 560^\circ C$ и $P \approx 2$ кбар [5]. Независимым индикатором условий метаморфизма является близость железистости сосуществующих хлорита и амфибола (обр. 401/3-1а), указывающая на принадлежность метадолеритов ст. 401 к эпидот-амфиболитовой фации.

Об условиях метаморфизма кумулятивных габброидов ст. 401 можно судить с большей точностью, поскольку в обр. 401/3-1 удалось определить составы сосуществующих амфибола и плагиоклаза (см. табл. 1). С помощью экспериментального амфибол-плагиоклазового геотермометра [5] были определены следующие параметры метаморфизма: $T = 550^\circ C$, $P = 2$ кбар. В связи с тем что обр. 401/3-1 представляет собой ксенолит метагаббро, интересно сравнить условия метаморфизма этой породы с $P-T$ -параметрами метаморфизма вмещающих метадолеритов (обр. 401/3-1а). Для обр. 401/3-1а приближенно были определены следующие параметры метаморфизма: $T \approx 500^\circ C$, $P = 2$ кбар. Приведенные данные свидетельствуют о том, что метаморфизм плутонических пород в районе ст. 401 либо характеризовался температурной зональностью ($470 - 560^\circ C$), либо протекал в два этапа: $470 - 500$ и $530 - 560^\circ C$.

Чтобы оценить предпочтительность одного из двух указанных вариантов, важно рассмотреть вариации состава амфиболов из метабазитов ст. 401, имеющие индикаторное значение. Ранее было показано, что повышенные содержания в анионной группе амфибола из океанических метабазитов хлора, которые коррелируются с содержанием в этом минерале железа, свидетельствуют об участии в процессе метаморфизма флюида морского происхождения [10]. Вместе с тем выше отмечалось, что высокая железистость амфибола из пород со ст. 401 соответствует повышенной железистости вмещающих пород. В связи с этим поля составов амфиболов, приведенные на рис. 8, а, в большой степени отражают эту зависимость. С другой стороны, нельзя не заметить положительную корреляцию между содержаниями в изученных амфиболах железа и хлора (содержание хлора достигает 0,72 вес.%) (см. рис. 7, б). Таким образом, кроме валового состава вмещающих пород другим возможным фактором, определяющим высокую железистость амфибола в метабазитах ст. 401, был состав метаморфизирующего флюида. Наблюдаемые закономерные корреляции между параметрами состава амфиболов по [10] свидетельствуют о вариациях величины отношения масс флюид/порода. Важной особенностью ферро-актинолитов из метабазитов ст. 401 является высокое содержание в них хлора — до 0,67 (обр. 401/6), что отличает их от обычных актинолитов океанических метабазитов, в которых содержание хлора не превышает 0,1 вес. % [10].

Приведенные данные позволяют предполагать, что метаморфическая перекристаллизация базитов ст. 401 происходила в температурном интервале $470 - 560^\circ C$, отражающем уровень положения пород в геологическом разрезе (это подразумевает зональную природу метаморфизма). Для более полного представления о метаморфизме базитов в изученном

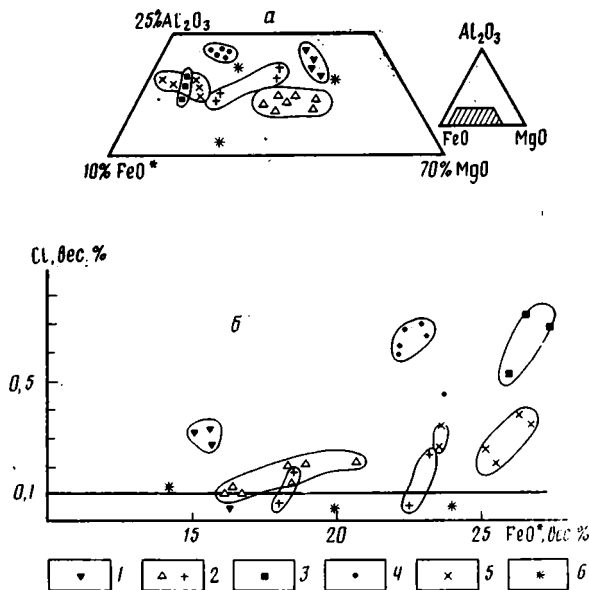


Рис. 8. Вариации содержаний железа, магния и алюминия в амфиболах из метабазитов ст. 401 (а) и корреляция содержаний в них хлора и железа (б)

Образцы: 1 — 401/11; 2 — 401/13; 3 — 401/9; 4 — 401/3; 5 — 401/6; 6 — 401/15

районе необходимо коротко прокомментировать обнаружение на ст. 6472 НИС «Витязь», расположенной к юго-востоку от ст. 401 НИС «Антарес», гранат-актинолит-хлорит-эпидотовых сланцев [2]. Общеизвестно, что гранатсодержащие парагенезисы до сих пор не встречены в производных метаморфизма базитового субстрата океанических областей. Вероятнее всего, метабазиты с гранатом со ст. 6472 являются дислоцированными родинитам (в этой связи полезно напомнить, что эти породы ассоциируют с гипербазитами и габбро-амфиболитами). Альтернативой этому предположению может быть допущение, что породы протолита на ст. 6472 существенно отличались по составу от толеитовых базитов океанической коры. Ультраосновные породы ст. 401, судя по их минеральному составу и структурным признакам, относятся к типичным петельчатым серпентинитам. Отсутствие в этих породах актинолита или более высокотемпературных метаморфогенных фаз свидетельствует о том, что их серпентинизации соответствовали температуры не выше 400°C . Гомогенные милониты (обр. 401/15) демонстрируют следы синтетонической метаморфогенной перекристаллизации. Составы ферроактинолита из матрицы милонитов указывают на то, что температуры этой перекристаллизации были близки к 490°C . Таким образом, метаморфическое перерождение plutonic пород ст. 401 происходило при $T=470\text{--}560^{\circ}\text{C}$ (гипербазиты при $T\leq 400^{\circ}\text{C}$) и низких давлениях (2 кбар) с участием флюида морского происхождения.

Предполагаемая модель петрогенезиса для района 10° ю. ш. хр. Девяностого градуса. Отсутствие общепринятой геологической концепции происхождения хр. Девяностого градуса связано с крайне недостаточным объемом данных о его вещественном строении. Именно этим объясняются противоречия, существующие между взглядами на его геодинамическую природу. Наиболее часто хребет Девяностого градуса рассматривается как: 1) горстовидное поднятие с базальтовым цоколем, сформировавшееся в конце мела — начале палеогена, воздымавшееся до поверхности океана и впоследствии испытавшее значительное опускание [6, 15]; 2) межплитовая структура сжатия [20]; 3) внутриплитная зона разлома [21]; 4) рифтогенная структура [27]; 5) структура, сформиро-

вавшаяся в результате магматической деятельности горячей точки, расположенной к югу по простиранию от него [22].

Каждая из этих моделей имеет свои слабые места, связанные главным образом с геохимической спецификой продуктов вулканизма, распространенных в этом сегменте Индийского океана, которая во всяком случае однозначно свидетельствует об аномальности магматизма хр. Девяностого градуса по сравнению со срединными срединно-океаническими хребтами. В настоящее время наиболее популярна модель, в которой хребет Девяностого градуса рассматривается как след горячей точки, расположенной в районе о-ва Хёрд (хр. Кергелен), перемещение над которой Индоокеанской плиты во временном интервале мел — олигоцен инициировало излияние базальтов соответствующего возраста [26]. По [23, 26], для хр. Девяностого градуса характерны три группы составов вулканитов: 1) океанические андезиты (скв. 214); 2) обогащенные железом толеитовые базальты (скв. 214, 216 и 254) и 3) толеитовые базальты, обогащенные ЛРЗЭ (скв. 253). По геохимическим характеристикам базальтоиды ст. 401, 403 и 415 НИС «Антарес» близки к базальтам из скв. 215, 216 и 253 и в целом отличаются от примитивных вулканитов *N*-типа *MORB*. Долериты ст. 401 по геохимии и минеральному составу отличаются от производных толеитовых магм в гораздо большей степени и своим происхождением, возможно, обязаны функционированию магматического источника, кардинально не похожего на источник, продуцирующие магмы деплетированных *MORB*.

То же можно сказать о габброидах, которые и по петрохимическим, и по геохимическим признакам сопоставимы с производными известково-щелочных или щелочных кумулятивных серий. Досерпентинитовый субстрат ультраосновных пород со ст. 401, судя по составам реликтовых фаз и составу серпентина, был представлен шпинелевыми лерцолитами (клинопироксен + ортопироксен + шпинель + оливин). Приведенные данные позволяют предполагать мантийное происхождение этих гипербазитов. Следует особо подчеркнуть, что впервые полученные для плутонических пород хр. Девяностого градуса геохимические данные наряду с существующими данными о геохимии продуктов вулканизма еще раз подтвердили специфику магматизма в этом районе Индийского океана.

Весь обсуждавшийся выше материал свидетельствует о том, что магматизм, по крайней мере центральной части хр. Девяностого градуса, генетически не связан с обычными для срединно-океанических хребтов магматическими источниками деплетированных *MORB*. Возможно, он отражает магногенерацию в районе горячей точки о-ва Хёрд. Как будто этому не противоречит обнаружение на ст. 401 плутонических пород щелочного профиля: породы этого типа распространены на о-ве Кергелен и прилегающем к нему одноименном подводном плато. Соответственно может сложиться впечатление, что высказанная в [25] идея о существовании в домеловое время единого геоструктурного узла, включающего хребты Девяностого градуса, Кергелен, Брокен, острова Сент-Поль и Амстердам, а также плато Натуралистов, в настоящей работе нашла еще одно подтверждение.

Вместе с тем геологическая интерпретация результатов проведенного исследования позволяет критически взглянуть на основополагающие моменты концепции горячей точки, применяемой для этого района Индийского океана. Рассмотренные выше петрографические и геохимические особенности драгированных пород свидетельствуют о следующей последовательности событий в геологической эволюции изученного района хр. Девяностого градуса. 1. Формирование расслоенного комплекса из магматического источника нетолеитового типа. 2. Внедрение тел долеритов и захват ими ксенолитов габброидов. 3. Зональный метаморфизм (температура растет с глубиной разреза) в дайковом и расслоенном комплексах, сопровождавшийся тектонической активизацией (милонитизация), приуроченной главным образом к уровню кумулятивных габбро. 4. Перемещение ультраосновных, возможно, мантийных пород

снизу вверх и их метаморфизм при низких температурах. 5. Излияния базальтов. Очевидно, что наиболее молодым членом рассмотренного разреза являются базальтовые лавы. Следовательно, аномальный (по сравнению с источником деплетированного MORB) магматический источник продуцировал в различное время интрузивные и эффузивные составляющие единого разреза. Если это допущение справедливо, можно предполагать существование в районе 10° ю. ш. хр. Девяностого градуса самостоятельного (не связанного с горячей точкой о-ва Хёрд) магматического источника, отличающегося от родоначального для продуктов магматизма *N*-типа MORB.

Особняком стоит проблема происхождения драгированных на ст. 403 гранитоидов. Как по геохимическим, так и по минералогическим признакам эти породы определенно отличаются от так называемых океанических плагиогранитов. Весь комплекс данных, полученных для этих пород, позволяет сравнивать их, с одной стороны, с плутоническими кислыми дериватами щелочной магмы, с другой (что более предпочтительно) — с континентальными палингенными гранитоидами калиевого профиля. Из-за крайне малого объема, который эти породы составляют в драгированном материале, по-видимому, происхождение их останется дискуссионным до тех пор, пока в районе 10° с. ш. хр. Девяностого градуса не будут проведены более тщательные полигонные исследования.

Результаты проведенного исследования со всей очевидностью демонстрируют настоятельную необходимость получения материала, представляющего вещество 3-го слоя под хр. Девяностого градуса. Принципиально важную информацию о геологической природе этой геоструктуры Индийского океана могут представить методы изотопной геохронологии, примененные к плутоническим и мантийным породам, драгированным здесь.

Список литературы

1. Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Суцеская Н. М. Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава//Геохимия. 1979. № 2. С. 163—177.
2. Кашищев Г. Л. Новые данные об изверженных и метаморфических породах северо-восточной части Индийского океана//Океанология. 1973. Т. 13. Вып. 5. С. 848—851.
3. Кашищев Г. Л., Рудник Г. Б. Новые данные о базальтах Восточно-Индоеокеанского хребта//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 5—12.
4. Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С. 20—37.
5. Плюснина Л. П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 157 с.
6. Пушаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана//Геотектоника. 1973. № 6. С. 3—19.
7. Ревердатто В. В., Еремеев В. В., Ильев А. Я. и др. Находка риолитов и трахитов и геологическая ситуация в северной части подводного Восточно-Индийского хребта//Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 4. С. 960—964.
8. Силантьев С. А., Дмитриев Л. В., Закариадзе Г. С. Породы континентальной коры и древней океанической коры в Атлантическом океане: вещественный состав и возможная тектоническая позиция//Магматизм и тектоника океанов/Ред. Ю. А. Пушаровский. М.: Наука, 1990, в печати.
9. Силантьев С. А., Пейве А. А., Колесов Г. М., Кононкова Н. Н. Геохимическая аномалия в 3-м слое океанической коры: возможный состав пород дометаморфического субстрата из разломной зоны 15°20', Атлантика//Геохимия. 1989. № 5. С. 702—713.
10. Силантьев С. А., Цамерян О. П., Кононкова Н. Н. Состав амфибола в метабазитах океана и зон перехода — индикатор условий метаморфизма и флюидного режима//Геохимия. 1987. № 9. С. 1260—1274.
11. Суцеская Н. М., Кононкова Н. Н., Колесов Г. М. и др. Эволюция толеитового магматизма западной части Индийского океана (по данным изучения закалочных стекол)//Геохимия. 1986. № 2. С. 157—169.
12. Удинцев Г. Б. Строение дна восточной части Индийского океана и место в ней Западно-Австралийского хребта//Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. М.: Наука, 1986. С. 104—122.
13. Aldiss D. T. Plagiogranites from the ocean crust and ophiolites//Nature. 1981. V. 289. № 5798. P. 577—578.
14. Dostal J., Muecke G. K. Trace element geochemistry of igneous rocks from site 334, leg 37//Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, 1977. V. 37. P. 573—575.

15. *Francis T. J. C., Raitt R. W.* Seismic refraction measurements in the Northwest Indian Ocean//*J. Geophys. Res.* 1967. V. 71. P. 427—449.
16. *Hebert R., Bideau D., Hekinian R.* Ultramafic and mafic rocks from the Garret transform fault near 13°30' S on the East Pacific Rise: igneous petrology//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 65. № 1. P. 107—125.
17. *Hedge C. E., Futa K., Engel C. G., Fisher R. L.* Rare Earth Abundances and Rb—Sr Systematics Basalt, Gabbro, Anorthosite and Minor Granitic Rocks from the Indian Ocean Ridge System, Western Indian Ocean//*Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 68. № 4. P. 373—376.
18. *Kempe D. R.* The Petrology of the Basalts//*Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, 1974.* V. 26. P. 465—505.
19. *Leake B. E.* Nomenclature of Amphiboles//*Canad. Mineralogist.* 1978. V. 16. № 4. P. 501—520.
20. *Le Pichon X., Heirtzler J. R.* Magnetic anomalies in the Indian Ocean and Sea Floor Spreading//*J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. P. 2109—2117.
21. *McKenzie D. P., Sclater J. G.* The evolution of the Indian Ocean since the late Cretaceous. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1971. V. 25. P. 437—528.
22. *Morgan W. J.* Deep mantle convection plumes and plate motions//*Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1972. V. 56. P. 203—213.
23. *Mottl M. J.* Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1983. V. 94. P. 161—180.
24. *Seifert K. E., Cole M. R. W., Brunotte D. A.* REE mobility due to alteration of Indian Ocean basalt//*Canad. J. Earth Sci.* 1985. V. 22. P. 1884—1887.
25. *Subbarao K. V., Reddy V. V.* Geochemical studies on oceanic basalts from the Indian Ocean//*Tectonophysics.* 1981. V. 75. P. 69—89.
26. *Thompson G., Bryan W. B., Frey F. A., Sung C. M.* Petrology and geochemistry of basalts and related rocks from sites 214, 215, 216, DSDP Leg 22, Indian Ocean//*Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, 1974.* V. 22. P. 459—462.
27. *Weevers J. J., Jones J. G., Talent J. A.* Indo-Australian stratigraphy and the configuration and dispersal of Gondwanaland//*Nature.* 1971. V. 229. P. 383—388.

Институт геохимии и аналитической химии,
г. Москва, 117975;
Геологический факультет
Одесского государственного
университета, г. Одесса

Поступила в редакцию
9.XI.1989

УДК 551.242.2:551.214(262.13)

© 1990

БРУСИЛОВСКИЙ Ю. В., ГОРОДНИЦКИЙ А. М.

ЭВОЛЮЦИЯ БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА И ФОРМИРОВАНИЕ ПОДВОДНЫХ ГОР В ТИРРЕНСКОЙ КОТЛОВИНЕ В СВЕТЕ ЕЕ ГЕОМАГНИТНОГО ИЗУЧЕНИЯ

В статье приведены оригинальные результаты детального геомагнитного изучения вулканических подводных гор в южной части Тирренского моря, формирование которых непосредственно связано с тектонической эволюцией Тирренской глубоководной котловины. На основании совместного использования данных детальной геомагнитной съемки и исследования магнитных характеристик образцов горных пород, отобранных с помощью подводных обитаемых аппаратов, проведено магнитное моделирование подводных гор Маньяги, Вавилова и Марсили. Результаты моделирования свидетельствуют о последовательном смещении магматической активности в Тирренской глубоководной котловине со времени позднего миоцена до настоящего времени с запада на восток в связи с изменением геодинамического режима от сжатия к растяжению.

Геологическое строение дна Тирренского моря, входящего в состав Средиземного бассейна, и тектоническая эволюция этого района привлекают в последние годы пристальное внимание геологов и геофизиков. Высокая степень изученности суши, окружающей этот бассейн, дает возможность проводить здесь корреляцию данных морской и сухопутной геологии. Кроме того, в южной части Тирренского моря в пределах Тирренской глубоководной котловины существует система вулканических подводных гор, доступных для непосредственного геолого-геофизического изучения. Их исследование дает ключ к пониманию основных закономерностей возникновения, тектонической эволюции и геодинамического механизма этого бассейна, само формирование которого связано с поздней историей закрытия палеоокеана Тетис, а также с формированием и развитием впадин океанического типа внутри пояса общего сжатия, каким является Альпийский складчатый пояс.

Характерной особенностью геолого-геоморфологического строения дна Тирренской котловины является существование здесь крупных вулканических подводных гор Маньяги, Вавилова и Марсили, вытянутых в меридиональном направлении (рис. 1). Как показали предыдущие исследования, горы эти сложены толеитовыми океаническими базальтами, что свидетельствует в пользу режима растяжения в этой части бассейна. К этому району примыкает с юго-востока Эолова островная дуга, где отмечены интенсивные проявления известково-щелочного вулканизма, приведшие к образованию системы подводных гор и островов. Сама Тирренская котловина, в пределах которой сейсмическими исследованиями установлена кора субокеанического типа мощностью до 10 км, в геоморфологическом отношении делится на две части — котловину Вавилова на западе и котловину Марсили на востоке.

Судя по данным геомагнитных съемок, выполненных здесь в предыдущие годы [2, 5], в районе котловины Вавилова зарегистрированы положительные и отрицательные аномалии интенсивностью 100—300 нТл в основном изометричной формы. На западе котловины положительные экстремумы поля иногда создают цепочки, вытянутые в субширотном направлении. С подводной горой Маньяги, а также с северным и южным окончаниями горы Вавилова ассоциируют отрицательные аномалии величиной более 200—300 нТл. Центральная часть горы Вавилова харак-

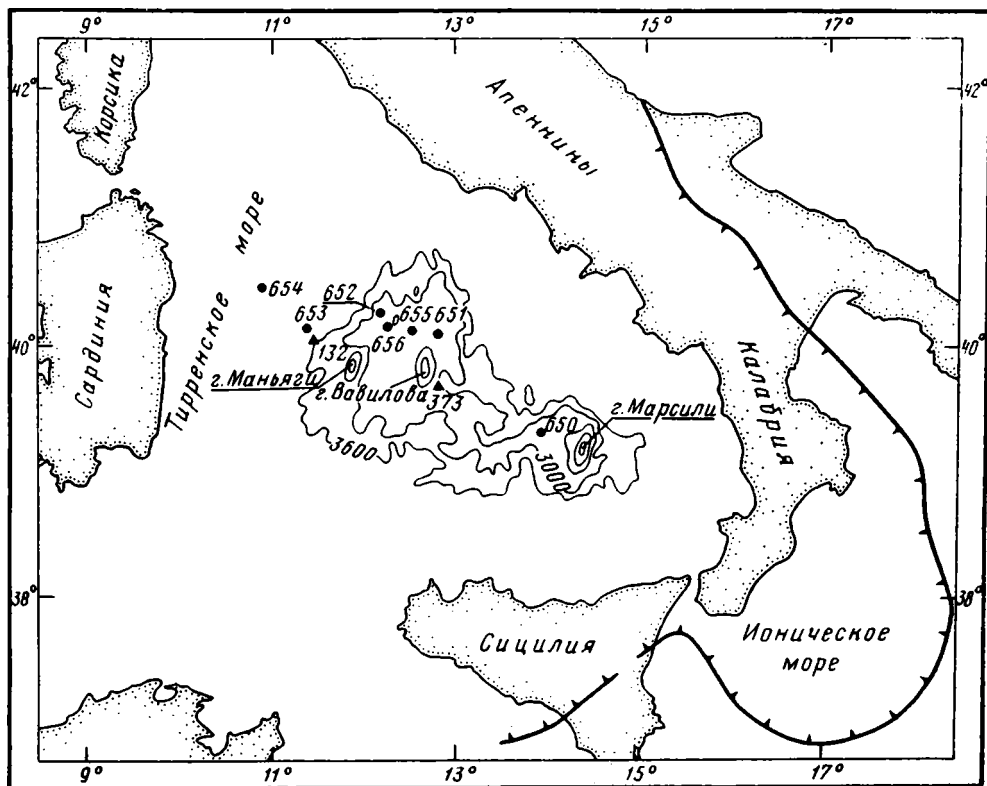


Рис. 1. Расположение подводных гор Тирренской котловины
 1 — зона субдукции; 2 — номера скважин глубоководного бурения; 3 — изобаты, м

теризуется положительными значениями аномального поля до 300 нТл и более. Вместе с тем в районе горы Вавилова отдельными авторами была отмечена тенденция к линейной вытянутости аномалий магнитного поля субпараллельно меридиональному простиранию самой горы [2, 4, 5].

В котловине Марсили магнитное поле характеризуется знакопеременными аномалиями. На периферии котловины они имеют форму, близкую к изометричной, при величине от 100 до 400 нТл. На юго-востоке котловины для отдельных положительных и отрицательных экстремумов намечается северо-западное простирание. В центре котловины расположена интенсивная, до 800 нТл и более, аномалия северо-восточного простирания, соответствующая простиранию рельефа подводной горы Марсили. С северо-запада к ней примыкает отрицательный экстремум того же простирания величиной до 300 нТл, а с юго-востока — изометричный отрицательный экстремум.

Подводная гора Маньяги, расположенная в западной части Тирренской котловины, вытянута в меридиональном направлении и возвышается над окружающим дном на 1500 м (рис. 2). Минимальная отметка глубины на ее вершине 1470 м. Рельеф горы характеризуется наличием широких (до 2,5 км) ступеней, слабо наклоненных к подножию. Центральная часть западного склона образует крупный субширотный выступ. Гора Маньяги представляет собой третью (после Марсили и Вавилова) по величине вулканическую гору Тирренской котловины. Ее длина ~29 км, максимальная ширина 18 км. Гора имеет северо-северо-восточное простирание и вытянута в виде хребта с узкой верхней частью (<2800—2100 м) и широким основанием. Максимальные углы наклонов в верхней части склонов — 25—35°. В нижней части склоны выполажи-

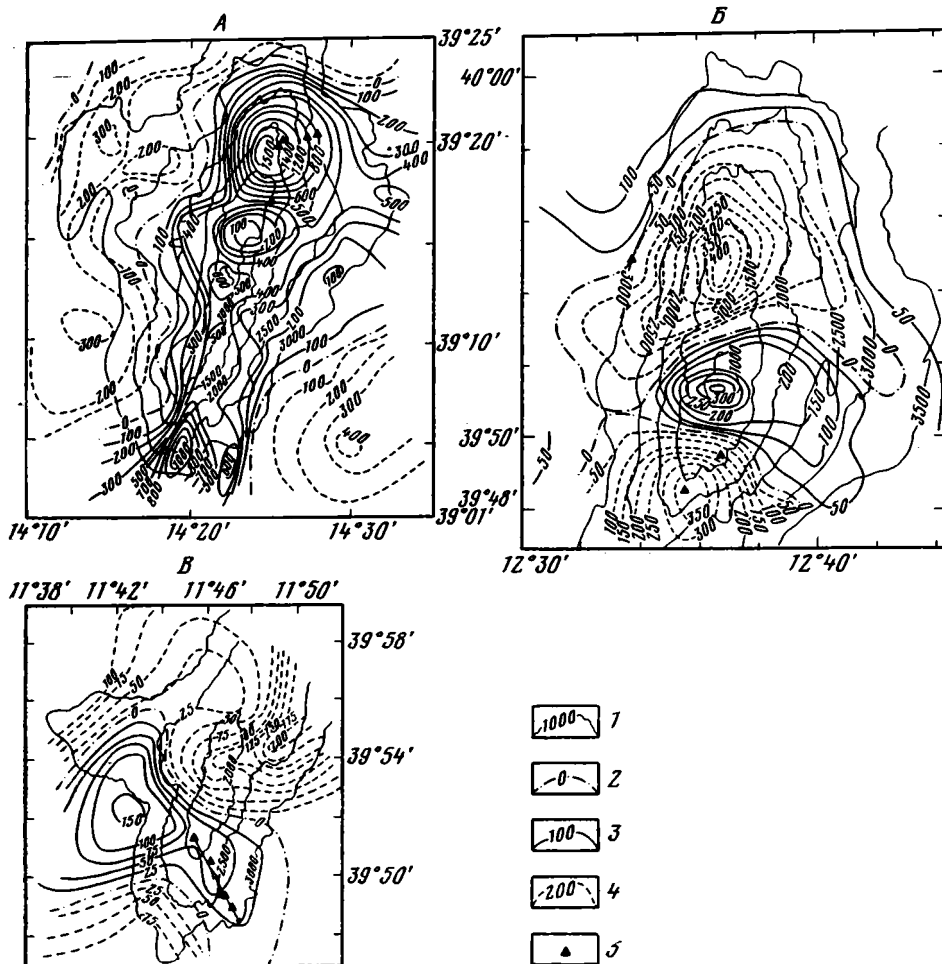


Рис. 2. Аномальные магнитные поля подводных гор (в скобках — сечение изодинам, нТл): А — Марсила (100), Б — Вавилова (50), В — Маньяги (25)
 1 — изобаты, м; 2—4 — изодинамы аномального магнитного поля: 2 — нулевые, 3 — положительные, 4 — отрицательные; 5 — места отбора образцов

ваются до 15° . Западный и восточный склоны горы осложнены ступенями. Вершина горы оконтуривается изобатой 1900 м. На ней расположена цепочка вулканических конусов с превышениями до 350 м. В южной части цепочки конусов вдоль оси горы прослеживается до глубины 3000 м. В северной части гора делится на два отрога.

Детальная геомагнитная съемка на участке горы Маньяги производилась в 16-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» совместно с промером и непрерывным сейсмопрофилированием с одновременным измерением модуля и курсового градиента магнитного поля по сети галсов. Среднее расстояние между галсами — 1,5—2,0 мили. Средняя квадратическая погрешность геомагнитной съемки составила ± 9 нТл. По результатам съемки составлены карты изодинам аномального магнитного поля (см. рис. 2).

Как показывает анализ составленных карт, подводная гора Маньяги характеризуется сложной структурой аномального магнитного поля, не обнаруживающей прямой корреляции с рельефом. К северной и южной частям горы приурочены области отрицательных значений магнитного поля. Максимальная амплитуда отрицательной аномалии (-200 нТл) зарегистрирована на северо-восточном склоне горы с глубинами дна до 2200 м. Максимум положительной аномалии с амплитудой 150 нТл приурочен к субширотному ответвлению горы, возможно, являющемуся бо-

лее молодым наложенным вулканом, с которым и связана положительная магнитная аномалия изометрической формы (см. рис. 2). От этой аномалии прослеживается широкая полоса слабых положительных значений поля, ортогональная общему простиранию горы и, возможно, связанная с наложенным вулканизмом, контролируемым разломом соответствующего простирания. В целом основная часть вулканического массива горы Маньяги характеризуется отрицательными значениями аномального магнитного поля.

Для горы Маньяги было проведено изучение магнитных характеристик базальтов, отобранных при погружении глубоководного обитаемого аппарата (ГОО) «Мир» (см. рис. 2, А). Образцы вулкаников отобраны в интервале глубин 2817—1888 м из коренных обнажений на крутых стенках, сложенных типичными пиллоу-лавами. По составу исследованные вулканики могут быть отнесены к базальтам субщелочной или обогащенной толеитовой серии. Изученные базальты характеризуются высокими значениями магнитной восприимчивости ($1,9 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ) и остаточной намагниченности (около 8 А/м), а также большой величиной фактора Кенигсбергера (96).

На основании полученных геомагнитных и геоморфологических данных было проведено магнитное моделирование подводной горы Маньяги с целью исследования ее генезиса и природы магнитных аномалий. Моделирование осуществлялось по методике, разработанной А. Н. Иваненко, которая основана на решении линейной обратной задачи магнитометрии — определении намагниченности трехмерного тела по наблюдаемому полю ΔT_a и данные батиметрии с помощью метода обобщенной линейной инверсии [1]. Стандартное отклонение разностной аномалии составило 38 нТл при ее размахе 350 нТл, т. е. около 10%.

Согласно результатам моделирования, оптимальная геомагнитная модель подводной горы Маньяги представляет собой совокупность 10 областей прямой и обратной магнитной полярности (рис. 3). Характеристики этих областей приведены ниже:

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$I_{эф}$, А/м	0,25	6,6	-2,0	-0,5	-2,7	-0,4	-4,5	3,5	0,2	1,8

Основной вулканический массив горы сложен породами с обратной магнитной полярностью. Средняя величина эффективной намагниченности для областей с обратной магнитной полярностью составляет 1—2 А/м. Область 8, имеющая малые размеры, не является представительной для устойчивого решения. В целом для горы Маньяги на фоне обратной магнитной полярности могут быть выделены две области прямой магнитной полярности — 2 и 10. Обе они расположены на западном склоне горы. Область 2, к которой приурочен эпицентр положительной магнитной аномалии (см. рис. 3), характеризуется значениями эффективной намагниченности 6,6 А/м, что близко к экспериментальным данным. Анализ трансформаций магнитного поля показал, что характер его почти не меняется, а амплитуды меняются с высотой пересчета незначительно. Это может свидетельствовать в пользу глубинного залегания источников поля, что подтверждается отсутствием корреляции аномалий с рельефом. Область 10 пространственно совпадает с полосой слабых положительных аномалий, ортогональных основному простиранию горы (см. рис. 3). Возможно, она связана с наложенными вулканами, контролируемые разломом, простирание которых совпадает с простиранием области 10. Можно предположить также, что область 2 связана с эруптивным каналом, где кристаллизовались базальты позднейшего излияния.

Результаты магнитного моделирования, таким образом, свидетельствуют в пользу двухэтапного формирования вулкана Маньяги. Образование основной вулканической постройки, по-видимому, происходило в эпоху обратной магнитной полярности в зоне растяжения, что определило субмеридиональную вытянутость вулканической горы. В эпоху пря-

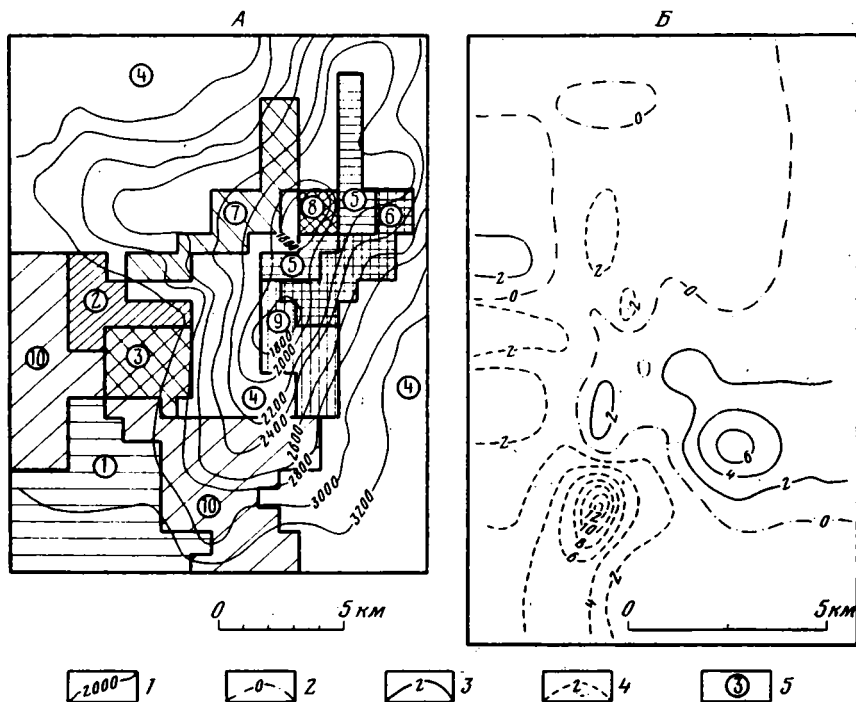


Рис. 3. Магнитная модель подводной горы Маньяги (А) и распределение намагниченности для подводной горы Вавилова (Б) (сечение изолиний 2 А/м)
 1 — изобаты, м; 2—4 — изолинии: 2 — нулевые, 3 — положительные, 4 — отрицательные; 5 — номер области (разная штриховка), выделенной в результате магнитного моделирования

мой магнитной полярности развились процессы вторичного вулканизма, приведшие к формированию более мелких вулканических тел, контролируемых разломами, рассекавшими основную вулканическую постройку. Сопоставление результатов геомагнитного изучения с данными непрерывного сейсмопрофилирования и биостратиграфического исследования осадков, а также материалами глубоководного бурения [3, 7, 10] дает основание для предположения, что формирование основной вулканической постройки происходило в эпоху Матуяма и она древнее 0,7 млн. лет, а наложенные вулканы, связанные с прямой магнитной полярностью, соответствуют эпохе Брюннес. Как показывают результаты выполненного здесь непрерывного сейсмопрофилирования [4], к восточному и северному склонам горы прилегают слоистые горизонтально залегающие современные отложения, а на юго-западном фланге хребта, в области положительной аномалии магнитного поля, на сейсмическом профиле выявляется блок, приподнятый относительно дна абиссальной котловины на высоту около 200 м. Во многих местах верхний слоистый горизонт мощностью 100—150 м «прорван» структурами нижнего горизонта. Опорная граница М, залегающая на глубине 200—300 м, также имеет неровную, резко расчлененную поверхность. Эти данные, а также структура аномалий магнитного поля свидетельствуют о том, что в районе горы Маньяги происходили молодые тектонические движения, с которыми был связан вулканизм, приуроченный, по-видимому, к эпохе Брюннес. Таким образом, судя по данным геомагнитного изучения, гора Маньяги представляет собой вулкан, действовавший в два этапа и осложненный наложенными тектоническими движениями.

Подводная гора Вавилова (см. рис. 1), открытая в 1959 г. В. П. Гончаровым в 1-м рейсе НИС «Академик Вавилов», представляет собой крупное вулканическое сооружение, возвышающееся над окружающим дном на 2840 м с минимальной отметкой глубин на южной вершине

739 м. Гора, площадь которой составляет $32 \times 17 \text{ км}^2$, вытянута субмеридионально по азимуту $\sim 15^\circ$ субпараллельно горе Маньяги. Характерной особенностью геоморфологического строения горы Вавилова является ее заметная асимметрия в направлении восток — запад. Западный склон, более крутой, имеет средний угол наклона $\sim 24^\circ$. Углы наклона более пологого восточного склона составляют в среднем 16° . Склоны горы ослужены уступами и расчленены глубокими распадами, некоторые из которых прослеживаются от вершины до основания и, как показали результаты подводного телевизионного осмотра из аппаратов «Звук» и наблюдений из глубоководного обитаемого аппарата «Мир», расположены между грядями, сформированными лавовыми потоками.

Анализ данных МОВ ОГТ по широтному профилю, пересекающему гору Вавилова, и материалы геолого-структурного изучения [2] свидетельствуют о том, что вулкан сформировался, по-видимому, на блоке коры, образующем один из уступов, наклоненных в восточном направлении. Это объясняет долготную асимметрию вулкана, подчеркивающуюся неравномерным излиянием лавовых потоков на западном и восточном склонах горы. Региональная геомагнитная съемка, проведенная здесь ранее [12], показала, что над горой Вавилова зарегистрирована интенсивная магнитная аномалия дипольного характера, площадь которой превышает площадь видимого основания вулкана. Это дает основание предполагать, что основной массив вулкана Вавилова скрыт под покрывающей осадочной толщей, что подтверждается результатами непрерывного сейсмопрофилеирования. Выполненная здесь детальная геомагнитная съемка [2] установила над горой интенсивную магнитную аномалию размахом до 850 нТл. Зона максимума (до 468 нТл) коррелируется с наиболее поднятой южной частью гребня, а сопряженные минимумы (до -380 нТл) расположены к северу и югу вдоль оси гребня.

При драгировании крутого западного склона горы Вавилова с глубины 1600 м были подняты обломки пористых базальтов со свежими сколами, указывающими на коренное залегание образцов [3]. Приведенные данные характеризуют гору Вавилова как потухший подводный вулкан, изливавший базальтовые лавы. Подводный характер излияния подчеркивается некоторыми текстурными и структурными особенностями лавы, и в первую очередь высоким содержанием в них летучих компонентов, обусловленным не только гидростатическим давлением толщи воды, но и быстрым охлаждением расплава. На южной вершине горы при драгировании были обнаружены массивные скопления кораллов, образующих остроконечную надстройку.

По данным Морелли [11], над горой Вавилова зарегистрирована гравитационная аномалия в свободном воздухе с амплитудой более 75 мГл. Аномалия Буге над вершиной при плотности $2,67 \text{ г/см}^3$ — менее 230 мГл, в то время как у подножия горы аномальные значения Буге достигают $+250$ мГл. Таким образом, над вершиной горы отмечается относительное понижение аномалии Буге на 20 мГл. Вместе с тем над горой Вавилова отмечена остаточная гравитационная аномалия до -30 мГл (при плотности $2,67 \text{ г/см}^3$ и радиусе 30 км). Плотность базальтов с горы Вавилова, определенная по единичному образцу, составила $2,66 \pm 0,3 \text{ г/см}^3$ (3).

Проведенные здесь четыре погружения ГОА «Сиана» [12] показали, что вулканический массив Вавилова может быть разделен по своему строению на две части: нижнюю, ниже 1500 м от уровня моря, сложенную мощными лавовыми потоками базальтов с подводным характером излияния, и верхнюю, выше 1500 м, сложенную лавами с меньшим масштабом излияния, которые и формируют центральный вулкан Вавилова, вытянутый в меридиональном направлении. По данным радиометрических определений, возраст верхней базальтовой серии составляет 0,1—0,4 млн. лет и соответствует эпохе Брюннес. В результате наблюдений высказано предположение, что последняя стадия вулканизма могла развиваться в субаэральных условиях в позднем плейстоцене. Анализ состава отобранных базальтов показал, что они существенно отличаются

от базальтов подстилающей коры [12] содержанием щелочной и обогащены летучими.

Что касается подстилающей коры, на которой сформировался вулкан Вавилова, то по своим сейсмическим характеристикам, глубине поверхности Мохо и данным глубоководного бурения она относится к океанической [3].

По данным модульной магнитной съемки, выполненной на участке горы Вавилова в 7-м рейсе НИС «Витязь» и 16-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» по сети широтных и меридиональных галсов, составлена карта аномального магнитного поля ΔT_a (см. рис. 2, Б). Как показывает анализ составленной карты, над вершиной горы в ее центральной части с минимальной отметкой 725 м отмечается максимум аномалии поля с амплитудой 370 нТл. На восточном склоне горы на глубинах ~2500 м отмечается еще один изометрический экстремум с амплитудой 205 нТл. К северу от отмеченного максимума, над субмеридиональным вытянутым гребнем на вершине горы, зарегистрирован интенсивный изометрический минимум аномального магнитного поля с амплитудой —427 нТл, которому соответствует изобата 1400 м. Еще один локальный изометрический минимум поля выявлен над южным склоном горы и соответствует изобате 2100 м. Амплитуда аномалии достигает здесь —385 нТл.

Изучение магнитных характеристик пород, слагающих подводную гору Вавилова, было проведено по образцам базальтов, отобранных в 16-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» при погружениях глубоководных обитаемых аппаратов «Мир» (4/15 и 4/20). Точки отбора образцов показаны на рис. 2, А. При погружении 4/15 на глубине 1825 м был отобран ориентированный керн из коренного выхода базальтов. Это позволило определить склонение и наклонение вектора естественной остаточной намагниченности. Кроме того, были определены магнитные параметры для образцов сильноцеолитизированных базальтов, отобранных из коренных выходов пород в погружении 4/20. Согласно петрографическим определениям, образцы базальтов представлены порфировыми оливин-плагиоклазовыми разностями. Они характеризуются относительно низкими значениями магнитной восприимчивости (не более $2 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ), что указывает на небольшую концентрацию в породе ферромагнитных минералов (0,04%).

Величина естественной остаточной намагниченности для всех трех образцов имеет близкие значения и составляет в среднем ~2 А/м. Фактор Кенигсбергера Q достигает величины 40, несмотря на значительные вторичные изменения породы. Это свидетельствует о том, что базальты горы Вавилова обладают высокой магнитной стабильностью, не зависящей от концентрации ферромагнитных минералов. Такая высокая стабильность позволяет с достаточной степенью надежности рассчитать для ориентированного керна склонение и наклонение вектора естественной остаточной намагниченности. Как показывают результаты изменений, величина наклонения I равна -5° , что соответствует обратной магнитной полярности опробованного массива по данным геомагнитной съемки (см. рис. 2). Современное магнитное наклонение в районе горы Вавилова составляет 56° . Величина измеренного склонения $D = -24^\circ$, что может либо являться результатом магнитострикции при отбуривании керна, либо отражать реальный поворот массива пород. Измеренные значения остаточной намагниченности базальтов горы Вавилова использовались при магнитном моделировании. Наряду с изучением магнитных характеристик базальтов на горе Вавилова были также определены магнитные характеристики для плиты карбонатных осадков, поднятых при погружении ГОА «Мир» 3/19 с глубины 3300 м. Осадки представлены микритовыми известняками, состоящими из известкового нанопланктона с небольшой примесью фораминифер. Зная положение верха и низа плиты, можно попытаться оценить величину наклонения вектора остаточной намагниченности. В результате измерений, проведенных для серии из 15 кубиков, выпиленных из плиты по разрезу свер-

ху вниз, были получены следующие данные: верх — $J_n = 0,003$ А/м, $I = 45^\circ$; середина — $J_n = 0,007$ А/м, $I = 52^\circ$; низ — $J_n = 0,015$ А/м, $I = 47^\circ$. Как видно из приведенных результатов, величина J_n сверху вниз закономерно увеличивается. Можно предположить, что это связано с гравитационной дифференциацией более тяжелых ферромагнитных минералов в процессе осадконакопления. Положительное накопление вектора намагниченности, равное 48° , соответствует эпохе прямой полярности Брюннес (не древнее 0,7 млн. лет). Таким образом, результаты изучения магнитных характеристик изверженных и осадочных пород с горы Вавилова соответствуют приведенным данным возрастных определений и подтверждают предположение о двухэтапном процессе вулканизма, приведшего к образованию горы Вавилова.

На основе данных геомагнитной съемки и батиметрических материалов было осуществлено магнитное моделирование горы Вавилова в двух вариантах. В первом варианте для моделирования использовалась программа «Маунт», составленная Н. В. Пальшиным в 7-м рейсе НИС «Витязь» [5].

Подбор эквивалентных моделей на основе оптимального соответствия расчетных аномалий установленным при наблюдении данным позволил локализовать в пределах полигона участки с максимальной намагниченностью, а также уточнить границы областей с прямой и обратной магнитной полярностью. При подборе моделей азимут и наклонение вектора намагниченности пород для горы Вавилова принимались равными их современным значениям. Как показал подбор эквивалентной модели, гора Вавилова состоит из трех областей: центральной, имеющей прямую полярность, а также северной и южной с обратной магнитной полярностью. В северной области наибольшую эффективность намагниченность (3 А/м) имеет участок, приуроченный к поднятию рельефа с глубинами 1500—2000 м. В южной области участок с максимальной намагниченностью (6 А/м) расположен на южном склоне и приурочен к интервалу глубин 2—3 км. Центральная область с прямой магнитной полярностью, как показало моделирование, характеризуется значениями эффективной намагниченности 1,2 А/м. В районе вершины с минимальной отметкой 725 м выделяется участок с прямой магнитной полярностью и максимальной величиной намагниченности 5 А/м.

Второй вариант магнитного моделирования проводился по методике А. И. Иваненко, использующей метод обобщенной линейной инверсии [1]. Стандартное отклонение разностной аномалии для горы Вавилова составило 29 нТл при общем размахе аномалии 800 нТл. В результате моделирования так же, как и в первом варианте, установлено, что гора делится на три основных участка прямой и обратной полярности. Она характеризуется средними значениями эффективной намагниченности, равными 3—4 А/м, при максимальном значении для участка вершины до 14 А/м, что существенно выше, чем в первом варианте моделирования. Положение виртуального палеомагнитного полюса для горы Вавилова близко к современному географическому. Зоны с максимальной намагниченностью вытянуты в субмеридиональном направлении и хорошо соответствуют общей меридиональной вытянутости горы (см. рис. 3).

Таким образом, анализ результатов магнитного моделирования показал, что гора Вавилова представляет собой вулкан, развитие которого шло в несколько этапов. Формирование основной вулканической постройки, выраженной в современном рельефе, по-видимому, происходило в эпоху обратной магнитной полярности, в то время как вершина горы, связанная с наиболее поздними излияниями, образовалась в эпоху прямой магнитной полярности. С этой же эпохой могут быть связаны интрузивные образования с высокой эффективной намагниченностью на восточном склоне горы.

Как отмечалось выше, изучение вулкана Вавилова с помощью подводных обитаемых аппаратов (ПОА) и анализ отобранных образцов показали, что на глубинах более 1500 м гора сложена массивными базальтовыми лавами, которые на меньших глубинах сменяются другими

базальтоидами, формирующими вершину вулкана. По данным радиометрического определения [12], возраст верхней части вулканической постройки, к которой приурочена положительная аномалия магнитного поля, составляет 0,1—0,4 млн. лет и совпадает с положительной магнитной полярностью эпохи Брюннес. Возраст осадков, залегающих между лавовыми потоками на западном склоне горы на глубине 2780 м, определен по фораминиферам как позднеплиоценовый. Эти данные позволяют предполагать, что основная часть нижнего вулканического массива сформировалась в эпоху обратной магнитной полярности Матуяма, а затем гора была надстроена при последующем цикле активного вулканизма в эпоху Брюннес. Это подтверждает предположение, что основная часть вулкана Вавилова сформировалась не ранее чем 2,4 млн лет назад [12].

Подводная гора Марсили, расположенная в юго-восточной части Тирренского моря в пределах Центрально-Тирренской котловины (см. рис. 1) в непосредственной близости от подводных гор и островов Калабрийской островной дуги, представляет собой одну из крупнейших гор Тирренского моря. Гора вытянута в субмеридиональном направлении и возвышается над окружающим дном на 2,5—3,0 км. Ее минимальная глубина на северной вершине 488 м. Проведенное ранее драгирование показало, что гора имеет вулканическое происхождение и сложена щелочными и известково-щелочными базальтами. Геомагнитная съемка, выполненная в районе горы с океанографического судна «Ванпокс» [11], зарегистрировала здесь интенсивную магнитную аномалию с двумя положительными экстремумами. Наибольший пик положительной аномалии с амплитудой >1500 нТл приурочен к северной вершине горы с минимальными отметками глубин. Второй пик с амплитудой >700 нТл — к южному склону горы. Подножие горы за пределами изобаты 3000 м окружено отрицательными аномалиями с амплитудой 250—300 нТл.

Детальная геомагнитная съемка на участке горы Марсили была проведена в 12-м рейсе НИС «Витязь» совместно с промером и непрерывным сейсмопрофилированием по сети субширотных и субмеридиональных галсов при расстоянии между галсами 2—3 мили. В результате съемки составлена карта изодинам аномального магнитного поля (см. рис. 2, В). При составлении карты использованы также данные дополнительных геомагнитных измерений с дифференциальным магнитометром по отдельным профилям, выполненные в 16-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш».

Как показывает анализ карты, к горе Марсили приурочена система интенсивных аномалий магнитного поля с размахом до 2000 нТл. Верхней пригребневой части горы соответствует положительная аномалия, в то время как к нижней части западного и восточного склона приурочены отрицательные аномалии. Максимальная положительная аномалия с амплитудой 1500 нТл приурочена не к вершине горы с минимальными отметками глубин, а к северному склону к интервалу глубин 1000—1500 м. На южном склоне горы максимальная положительная аномалия — более 1000 нТл также связана с глубинами порядка 2500—3000 м. Вся зона положительных аномалий имеет северо-северо-восточное простирание, соответствующее простиранию горы. Вместе с тем складывается впечатление, что поступление свежих базальтов с высокой намагниченностью в процессе вулканизма происходило вдоль оси горы на ее северном и южном склонах, что может свидетельствовать в пользу режима растяжения. В северо-восточной части горы, у ее подножия, на глубине 3000 м также зарегистрирована интенсивная положительная аномалия с амплитудой 600 нТл, связанная, вероятно, с активным молодым вулканизмом. Горизонтальные градиенты поля на участке горы имеют интенсивность >500 нТл/км.

Для горы Марсили были изучены магнитные характеристики базальтов, образцы которых были отобраны при погружении ПОА «Аргус» и драгировании в 12-м рейсе НИС «Витязь», а также при погружениях ГОА «Мир» в 16-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш». Для ба-

зальтов известково-щелочного состава, отобранных при погружении ПОА «Аргус» и драгировании с северной вершины горы с минимальными отметками глубин, средняя величина естественной остаточной намагниченности составила 7,3 А/м, величина фактора Кенигсбергера — 14. Концентрация магнетита в природе достигает 0,6%. Достаточно крупные кристаллы магнетита размером в сотни микрон были обнаружены при изучении шлифов этих базальтов. С этими зернами связаны высокие значения величины магнитной восприимчивости и валовой концентрации ферромагнетиков. Вместе с тем большие значения J_n и особенно фактора Q могут быть объяснены только наличием в породе большого количества мелких субмикронных рассеянных зерен магнетита, неразличимых в оптический микроскоп.

Для образцов базальтов, отобранных с вершины горы и подвергшихся сильному вторичным изменениям, характерны также небольшие значения J_n и Q . Следует отметить, что свежие известково-щелочные базальты включают в качестве ферромагнитного минерала магнетит, в то время как ферромагнитные минералы в толеитовых базальтах представлены обычно титаномagnetитом.

В 16-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» при двух погружениях ГОА «Мир» — 5/16 и 5/21 (см. рис. 2, В) было отобрано по 4 образца базальтов с вершины горы (глубина 503 м) и с северного склона (глубина 2595 м). Результаты измерений указывают на различие магнитных характеристик образцов, отобранных при двух погружениях, а также на отличие их от магнитных характеристик базальтов с гор Маньяги и Вавилова. Так, магнитная восприимчивость базальтов, отобранных на вершине горы Марсили в погружении 5/16, достигает величины $22 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ и почти в 3 раза превышает магнитную восприимчивость базальтов с северного склона ($7,5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ). Это свидетельствует о существенном различии в процентном содержании ферромагнитных минералов, которое в свою очередь может быть связано с условиями выплавки лав. Величина Q для базальтов склона составляет в среднем 106 при максимальной величине 245, что свидетельствует о высокой магнитной стабильности пород. Следует отметить, что величина измеренной остаточной намагниченности хорошо коррелируется с результатами геомагнитной съемки. Так, образцы из погружения 5/16 со средними значениями остаточной намагниченности 5 А/м были отобраны в области магнитной аномалии с амплитудой 500 нТл, а образцы из погружения 5/21 со средними значениями остаточной намагниченности 15 А/м — в зоне положительной аномалии с амплитудой 1450 нТл. Полученные данные были использованы при магнитном моделировании.

Наряду с изучением магнитных характеристик базальтов были также проведены палеомагнитные исследования колонок осадочных пород, отобранных у подножия горы в 12-м рейсе НИС «Витязь». Судя по полученным данным, нижние слои осадков, поднятых на ст. 1669 у подножия горы, по-видимому, имеют возраст более 0,7 млн. лет, так как оба образца с уровня 445 см оказались намагниченными отрицательно, т. е. приобрели намагниченность в эпоху Матуяма. В районе горы Марсили в глубоководной котловине была пробурена скважина № 650 на глубину свыше 600 м (см. рис. 1). Как показали данные бурения, верхние слои до глубины 600 м сложены осадками, под которыми залегают породы кристаллического фундамента. Согласно магнитостратиграфическим данным, базальты, слагающие фундамент, имеют возраст 1,7—1,9 млн. лет, что соответствует эпизоду Олдувей в эпоху Матуяма. Следовательно, время начала вулканической деятельности в этом районе может быть отнесено к указанной эпохе с временным интервалом от 1,9 до 0,7 млн. лет.

Как показывают результаты геомагнитной съемки, сам вулкан Марсили имеет прямую магнитную полярность. Это дает основание полагать, что основная вулканическая постройка сформировалась уже в эпоху Эрьюнес, т. е. она моложе 0,7 млн. лет. Это подтверждается данными о том, что последние проявления вулканической деятельности на Марсили датируются возрастом 0,1—0,2 млн. лет.

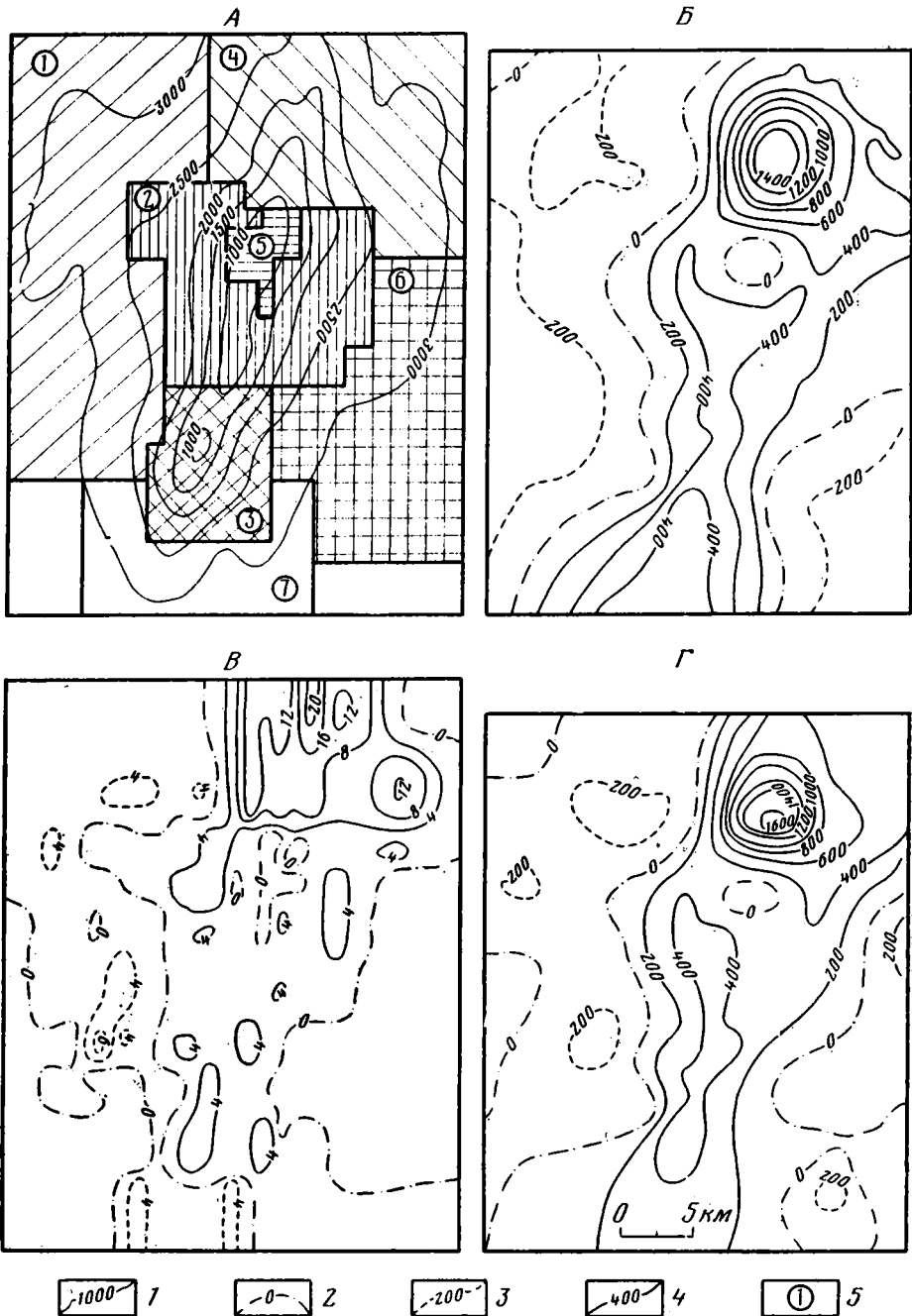


Рис. 4. Для подводной горы Марсили: А — магнитная модель; Б — установленное при наблюдении магнитное поле ΔT_a (сечение изодинам 200 нТл); В — распределение намагниченности (сечение изолиний 4 А/м); Г — модельное поле ΔT_a (сечение изодинам 200 А/м)
 1 — изобары, м; 2—4 — изолинии: 2 — нулевые, 3 — отрицательные, 4 — положительные; 5 — номера областей (разная штриховка), выделенных в результате магнитного моделирования

Результаты геомагнитной съемки совместно с данными геоморфологии и изучения магнитных характеристик базальтов были использованы для магнитного моделирования горы Марсили по методике А. Н. Иваненко [1]. Стандартное отклонение расчетной аномалии для горы Марсили от установленной при наблюдении составило 103 нТл при размахе аномалии ~2000 нТл. На рис. 4 представлена магнитная модель для горы Марсили.

Как показали результаты моделирования, в пределах горы Марсили, имеющей сложное строение, выделяются блоки с различным направлением и величиной эффективной намагниченности. Верхняя часть горы, ее южный и северо-восточный склоны имеют прямую магнитную полярность, в то время как нижняя часть остальных склонов характеризуется обратной магнитной полярностью. В северо-западной части горы выделяется отдельный вулканический объект с обратной магнитной полярностью высотой ~800 м. Все зоны прямой и обратной полярности так же, как и сама гора, имеют субмеридиональное простирание. Вместе с тем при трансформации поля вниз и расчете горизонтальных градиентов наряду с меридиональными выделяются субширотные аномальные зоны с простиранием ~120°, секущие северную вершину горы. В пределах областей прямой полярности выделяются блоки с различной величиной эффективной намагниченности. Северный блок, приуроченный к северо-восточному склону горы на продолжении ее длинной оси, имеет максимальные значения эффективной намагниченности >10 А/м. Примерно такой же высокой эффективной намагниченностью может характеризоваться блок на южном склоне горы. Центральная и юго-восточная части вулканической постройки имеют более низкие значения намагниченности: центральная — 2—3 А/м, а юго-восточная — 3—4 А/м. Внутри центрального блока выделяется локальный участок с сильно пониженной намагниченностью, приуроченный к вершине горы с минимальной отметкой 481 м. Сопоставление с описанными выше результатами изучения магнитных характеристик образцов, отобранных здесь при погружении ПОА «Аргус» и ГОА «Мир», показывает, что этот участок сложен сильно измененными и разрушенными гидротермальной деятельностью вулканиками с пониженной намагниченностью.

Сопоставление результатов геомагнитного изучения вулканических подводных гор Тирренской глубоководной котловины Маньяги, Вавилова и Марсили, и прежде всего данных магнитного моделирования, показывает, что все эти вулканы являются многоэтапными образованиями. Можно высказать предположение, что наиболее интенсивная вулканическая деятельность, приведшая к формированию основной вулканической постройки для каждого из этих вулканов, была приурочена к эпохам Матужама и Брюннес. При этом, судя по соотношению областей прямой и обратной полярности и закономерному увеличению величины эффективной намагниченности с запада на восток, в направлении от горы Маньяги к горе Марсили, ось вулканической активности последовательно смещалась с запада на восток, возможно, отображая смещение оси растяжения.

Рассматривая геоморфологическое строение всех трех подводных гор, нельзя не заметить, что при субмеридиональном простирании эти горы имеют «оперение» на южном и северном склонах, указывающее на наличие у них осевой зоны разломов. Кроме того, все они сопровождаются горами-спутниками и характеризуются почти плоскими вершинами с вулканическими конусами. Эти факты могут указывать на фазы формирования вулканов. На первом этапе, по всей видимости в плейстоцене, произошло растяжение, сопровождавшееся трещинным вулканизмом. В дальнейшем на трещинный вулканизм наложилось извержение центрального типа с формированием шлаковых конусов.

Анализируя магнитные аномалии трех подводных гор, следует отметить, что магнитная аномалия над подводной горой Маньяги в 2—3 раза меньше, чем аномалия над подводной горой Вавилова, и почти на порядок меньше, чем над подводной горой Марсили. Так же распределяются и величины эффективной намагниченности, полученной в результате магнитного моделирования.

Если сравнить глубинные отметки трех подводных гор, то оказывается, что максимальная глубина вершины наблюдается у подводной горы Маньяги, минимальная — у подводной горы Марсили, а подводная гора Вавилова занимает промежуточное положение. Такая закономерность, возможно, связана с процессом «проседания» подводных гор. При сравнении глубинных отметок с величинами аномалий магнитного поля наблюдается корреляция этих закономерностей, что указывает на увеличение возраста подводных гор в направлении от Марсили к Маньяги. Это предположение подтверждается результатами бурения 11 скважин, пробуренных в 107-м маршруте по программе ODP. Так, три скважины, пробуренные в пределах суббассейнов Вавилова и Марсили, в центре глубоководной части Тирренской котловины, показали, что оба подстилаются базальтовым фундаментом, но возраст фундамента подводной горы Вавилова по крайней мере на 1 млн. лет древнее возраста фундамента Марсили [8—9]. С этим хорошо коррелируются результаты расчета мощности литосферы по геотермическим данным [6], показавшие, что минимальная мощность литосферы (~20 км) соответствует участку Тирренской котловины между горами Вавилова и Марсили.

Следует отметить, что, как показали материалы геохронологического изучения, магматическая активность в Тирренском море со времени позднего миоцена (8,5—6,5 млн. лет) имеет тенденцию к миграции с запада на восток в связи с изменением геодинамического режима в направлении от области сжатия к области растяжения. В пределах Тирренской глубоководной котловины выделяются два этапа интенсивного спрединга, с которым связана вулканическая активность от 5 до 1,8—1,3 млн. лет и от 1,3 млн. лет до современной эпохи. Геодинамические реконструкции позволяют связывать этот процесс с поворотом Апеннинской цепи против часовой стрелки и одновременным дрейфом в противоположном направлении сицилийской части системы Магриби.

Смещение оси спрединга и вулканической активности с запада на восток подтверждается результатами сейсмических и геотермических исследований в Центрально-Тирренской котловине.

Список литературы

1. *Иваненко А. Н.* О снижении размерности в линейных обратных задачах геофизики//Вулканологические исследования на Камчатке. Петропавловск-Камчатский: Ин-т вулканологии, 1988. С. 79—84.
2. *Коган К. В., Баньолесси В. М., Евсюков Ю. Д.* Результаты детальной съемки рельефа дна и магнитометрии в Тунисско-Сардинском проливе и районе вулкана Вавилова в Средиземном море//Океанология. 1980. № 20. С. 1059—1061.
3. *Маловицкий Я. П., Баньолесси В. М., Евсюков Ю. Д. и др.* О геологической природе подводных гор Вавилова и Маньяги в Тирренском море//Океанология. 1978. Т. XVIII. Вып. 6. С. 1058—1063.
4. *Маловицкий Я. П., Чумаков И. С., Шимкус К. М. и др.* Земная кора и история развития Средиземного моря. М.: Наука, 1982. 150 с.
5. *Филин А. М., Городницкий А. М., Пальшин Н. А. и др.* Новые данные о структуре аномального магнитного поля над подводными горами Верчелли и Вавилова (Тирренское море)//Океанология. 1988. № 17. С. 58—66.
6. *Хуторской М. Д., Городницкий А. М., Гольмшток А. Я. и др.* Тепловой поток, базальтовый вулканизм и строение литосферы Тирренского моря//Геотектоника. 1986. № 5. С. 116—123.
7. *Anderson H., Jackson J.* The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1987. V. 91. P. 613—637.
8. *Boillot G., Recq M., Winterer E. L. et al.* Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP Leg 103. West Galicia Margin, Spain)//Tectonophysics. 1987. V. 132. № 4. P. 335—342.
9. *Kastens K., Macle J., Auroux C.* at all. Young Tyrrhenian Sea evolved very quickly//Geotimes. 1986. V. 31. № 8. P. 11—14.
10. *Masclé J., Kastens K., Auroux C.* A land-locked back-arc basin: preliminary results from ODP Leg 107 in Tyrrhenian Sea//Tectonophysics. 1988. V. 146. № 1—4. P. 149.
11. *Morelli C.* Physiography, gravity and magnetism of the Tyrrhenian Sea//Bull. Geof. Teor. Appl. 1970. V. XII. № 48. P. 125—127.
12. *Robin C., Colantoni P., Genesseau M., Rehault J. R.* Vavilov seamount: a mildly alkaline quaternary volcano in the Tyrrhenian basin//Marine Geol. 1987. V. 78. P. 125.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243.12(571.1)

© 1990

ПАВЛОВ Ю. А., ЗВЯГИН Е. М., БАРУЛИН Б. С.

К ВОПРОСУ О СУЩЕСТВОВАНИИ «ЧУЗИКСКОГО ГРАБЕН-РИФТА»
(ЮГ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ) В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

С развитием идей тектоники плит широкое распространение получило выделение рифтовых зон в пределах различных тектонических регионов, в том числе в фундаменте Западно-Сибирской плиты. При этом по рассматриваемому району имеются весьма разнообразные, порой противоречивые, мнения о структуре, количестве, положении, взаимоотношениях выделяемых рифтовых зон.

Так, Ю. Т. Афанасьев [1] утверждает, что весь доюрский комплекс пород плиты следует относить к рифтогенным образованиям. Грабен-рифты, выделяемые В. С. Сурковым, О. Г. Жеро и др. [3, 5, 6 и др.], значительно не совпадают, а порой пересекаются почти ортогонально с подобными (иногда одноименными) структурами, выделяемыми В. А. Бененсоном [2], Е. Г. Журавлевым [4] и др. Построения этих авторов, как правило, основаны на мелкомасштабных геофизических материалах и редкой неравномерной сети скважин, вскрывших доюрский фундамент. Появившиеся к настоящему времени данные более детальных геофизических исследований позволяют уточнить некоторые геолого-тектонические построения, в частности, относящиеся к Чузикскому грабен-рифту, выделенному ранее [3, 5, 6] сотрудниками СНИИГГиМСа.

Основные критерии выделения грабен-рифтов в пределах плиты, предложенные этим коллективом, сводятся к следующему.

1. «В гравитационном и магнитном аномальных полях рифты Западно-Сибирской плиты отражаются узкими осевыми положительными аномалиями большой протяженности...

Полосовые зоны гравитационного и магнитного аномальных полей имеют высокую степень корреляции в плане, что свидетельствует о единстве аномалиеобразующих факторов» [5, с. 82]. Отмечается, что «особенно большой интенсивности положительными аномалиями эти зоны характеризуются в остаточном гравитационном поле после исключения из наблюдаемого влияния рельефа поверхности Мохоровичича и мезозойско-кайнозойского чехла» [6, с. 75].

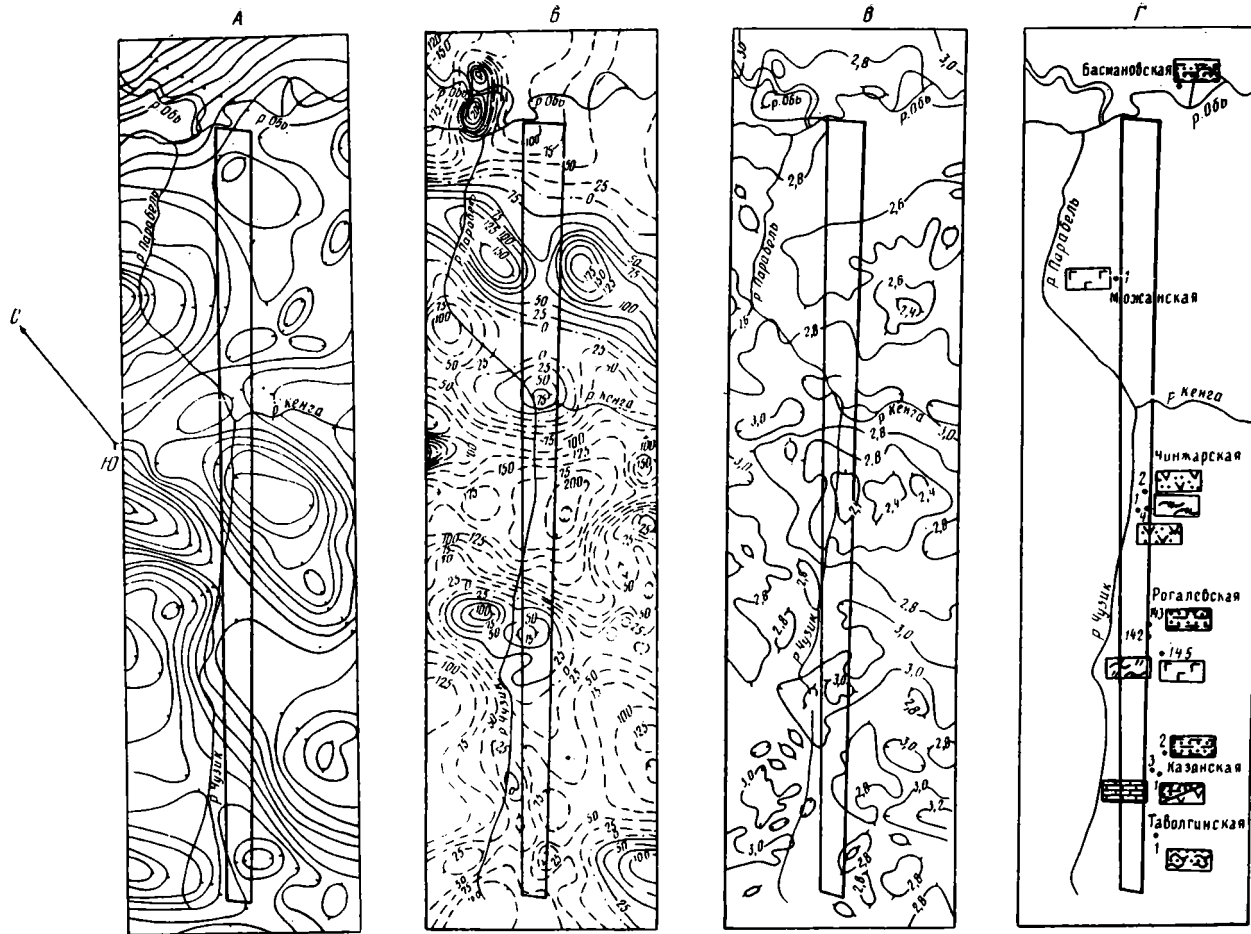
2. По сейсмическим данным в области рифтов устанавливаются прогибы поверхности фундамента. Поверхность Мохоровичича в зоне рифтов поднимается [5, 6].

3. Основным геологическим критерием является наличие специфического вещественного состава рифтового и грабенового комплексов, представляющих преимущественно переслаивающимися лавами, лавобрекчиями, туфами и плавновыми интрузиями основного состава [5].

Рассмотрим указанные критерии применительно к району Чузикского грабен-рифта в свете современных данных. В последние годы здесь выполнены детальные аэромагнитные, гравиметрические и сейсмические исследования. Из полученных материалов можно сделать следующие выводы.

1. В аномальных магнитном и гравитационном полях (рисунок, А, Б) отсутствуют узкие осевые положительные аномалии большой протяженности, совпадающие по положению и простиранию с предполагаемым грабен-рифтом. Более того, в региональном плане аномалии занимают секущее положение по отношению к рассматриваемой структуре, а в пределах контура грабен-рифта фиксируются зачастую вместо максимумов локальные минимумы ΔT и Δg . Не улучшает положение и введение в поле Δg поправки на гравитационное влияние мезозойско-кайнозойского чехла (см. рисунок, А), что связано с обратной зависимостью между формами рельефа фундамента и знаком гравитационных аномалий, когда выступам соответствуют минимумы аномалий силы тяжести, а впадинам — максимумы. Также не окажет существенного влияния исключение гравитационного эффекта границы Мохоровичича, поскольку ширина структуры не превышает 12 км.

2. Несоответствие принятым критериям наблюдается и при рассмотрении структурной карты подошвы платформенного чехла (см. рисунок, Б). В пределах контура грабен-рифта при общем секущем простирании основных морфоструктур наблюдается примерно равное соотношение локальных поднятий и прогибов доюрского фундамента.



Геолого-геофизические данные по району Чузыкского грабен-рифта. А — элементы аномального гравитационного поля с исключенным влиянием мезозойско-кайнозойского чехла; Б — аномальное магнитное поле ΔT (цифры на изолиниях — гаммы: сплошные линии — положительные, штрихпунктирные — нулевые, пунктирные — отрицательные значения); В — глубины кровли доюрского фундамента (в км) по сейсмическим данным; Г — положение скважин и вещественный состав доюрского фундамента по данным глубокого бурения. 1 — положение предполагаемого [3, 5, 6] Чузыкского грабен-рифта; 2 — положение скважин, вскрывших доюрский фундамент, и их номера; 3—10 — вещественный состав фундамента: 3 — известняки, 4 — песчаники, алевролиты, аргиллиты, 5 — филлитизированные алевролиты и аргиллиты, 6 — туфы андезитовых порфиритов, 7 — зеленокаменный плагиоклазовый порфирит, 8 — роговики по осадочным породам, 9 — яшмовидная кремнистая порода, 10 — диабазы

3. Данные бурения (см. рисунок, Г) также не дают основания для выводов о каких-либо специфических особенностях вещественного состава фундамента в этом районе, присущих грабеновому или рифтовому комплексам.

Приведенные сведения позволяют, по нашему мнению, сделать вывод об отсутствии в рассматриваемом регионе рифтогенной структуры, выделяемой в работах [3, 5, 6 и др.] в качестве Чузикского грабен-рифта.

Список литературы

1. *Афанасьев Ю. Т.* Система рифтов Западной Сибири. М.: Наука, 1977. 101 с.
2. *Бененсон В. А.* Особенности доюрского развития Западно-Сибирской плиты//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С. 107—114.
3. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты/Под ред. Фотиадис Э. Э., Суркова В. С.//Тр. СНИИГГиМС. Сер. Региональная геология. Л.: Недра, 1971. Вып. 76. 208 с.
4. *Журавлев Е. Г.* Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты//Геотектоника. 1986. № 5. С. 107—115.
5. Мегаконплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты/Под ред. Суркова В. С. М.: Недра, 1986. 149 с.
6. *Сурков В. С., Жеро О. Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Наука, 1981. 143 с.

ПГО «Новосибирскгеология»,
Центральная геофизическая экспедиция,
г. Новосибирск, 630093

Поступила в редакцию
21.IV.1989

ДИСКУССИИ

УДК 551.24(571.661)

© 1990

КОЛЯСНИКОВ Ю. А.

К ВОПРОСУ О КОЛЛАЖЕ ТЕРРЕЙНОВ В КОРЯКСКОМ РЕГИОНЕ

К началу 1989 г. увидела свет серия статей А. П. Ставского и его соавторов [7, 18—20], в которых геологическая история Корякского нагорья интерпретирована с позиций тектоники плит. Роль данной гипотезы в нашем осмыслении глобальной истории, особенно океанов, несомненна [11 и др.]. Каким образом прилагать ее к государственному геологическому картированию масштаба 1:50 000 и надлежало, видимо, искать ответ в указанных работах. Попробуем разобраться, что из этого вышло.

Плейттектоническая интерпретация геологической истории Корякского нагорья основана на нескольких, как полагают авторы, неоспоримых фактах. К ним относятся палеомагнитные данные, находки тетической фауны позднего палеозоя — раннего мезозоя и присутствие в Майницкой тектонической зоне наряду с другими высокотитанистых базальтов. Надо отдать должное авторам, взявшим на себя смелость использовать эти, как будет показано далее, довольно шаткие данные в пользу своих палинспастических построений.

Главным выводом работы является открытие того, что на месте Майницкой зоны в раннем мелу существовала одноименная (она же Тополевская) островная вулканическая дуга. При этом надо все время иметь в виду, что в то далекое время она находилась в нескольких тысячах километров к югу! Однако научная этика до сих пор предписывала авторам знать историю проблемы и указывать исследователей, которые тем или иным образом касались ее ранее. Об островной вулканической дуге в северо-восточной части Корякского региона уже на протяжении 25 лет существуют догадки, предположения и обоснованные суждения [1, 2, 6, 10, 13, 14, 17 и др.], но обо всем этом авторы даже не обмолвились. Дело их — соглашаться или нет с интерпретацией геологической истории другими исследователями, но ссылаться они просто обязаны. А то ведь для непосвященного читателя создается впечатление подлинного озаренного открытия после работы на «белом пятне». Итак, начнем с истории проблемы.

В работах [1, 6 и др.] обосновывалось существование в мезозое островной вулканической дуги к северо-западу от Хатырско-Майницкого офиолитового пояса, т. е. в пределах самого Корякского нагорья. Так, еще по данным А. А. Александрова [1], в Майницкой тектонической зоне отмечалось поглубение верхнеюрско-нижнемеловых осадков в северном направлении. В таком случае реликтом внешнего склона поднятия может оказаться хребет Кэнкэрэн, сложенный вулканогенно-терригенными отложениями мезозоя [6].

Анализ данных по стратиграфии, тектонике и магматизму региона позволил автору след за указанными исследователями конкретизировать предположения и косвенные признаки былого существования в осевой части нагорья мезозойского вулканического поднятия (или дуги), предполагавшегося еще в 60-х годах [14].

1. Значительный объем обломочного материала мезозойских отложений нагорья представлен пирро- и вулканокластикой среднего состава, источником которого не мог быть Охотско-Чукотский вулканогенный пояс [6].

2. Хатырско-Майницкий четковидный в плане офиолитовый пояс обладает всеми геологическими признаками палеозоны Беньофа [5, 9, 13]. Согласно оценкам [5, 15], островодужное поднятие должно было располагаться не менее чем в 100 км от палеозоны Беньофа, что определяет былое его положение примерно на месте современной Анадырской впадины, юго-восточнее хр. Рарыткин. Другими словами, предполагаемый В. Ф. Белым [2] гипотетический Эскимосский массив, в пределах которого проявлялся меловой вулканизм, и был скорее всего мезозойской островной вулканической дугой, роль «затравки» для которого мог действительно сыграть некий древний вещество-структурный комплекс (ВСК). Вполне возможно в этой связи, что Золотой хребет с его крупными массивами гранитоидов и докембрийскими (?) метаморфитами являлся ядерной частью северо-восточного фланга этой дуги, явно погружающейся сейчас на юго-запад под кайнозойские отложения Анадырской впадины.

3. Длительная, в течение почти всего мезозоя [6 и др.], магматическая активность островодужного поднятия неизбежно должна была привести к формированию в его осевой части гранитно-метаморфического слоя, что подтверждается геофизическими данными [22].

4. Наконец, об этом убедительно свидетельствует аркозный состав грубообломочных альбских и более молодых отложений обрамления Анадырской впадины, в которых размерность преобладающего материала (гранитоиды и их эффузивные аналоги) закономерно уменьшается в направлении от современной Анадырской впадины как в Алганской, так и в Майницкой зонах [10].

Категоричное утверждение авторов о том, что «широкое развитие на Северо-Востоке СССР окраинно-континентальных вулканогенных поясов и островодужных серий указывает на существование здесь зон субдукции, вдоль которых поглощались кора океанических плит Тихого океана» [20], является ярким примером подмены действительного желаемым. Ведь сейсмофокальные зоны и их палеоаналоги были известны задолго до рождения гипотезы тектоники плит, не говоря о самой чрезвычайно сомнительной субдукции [5]. Все доказательство якобы реальности последнего процесса лучшим образом интерпретируются с позиций активного надвигания островной дуги на желоб [11, 24].

Разберем приводимые авторами очевидные свидетельства дрейфа океанской плиты Кулу. Во-первых, недавно было показано [16], что ссылки на единичные палеомагнитные данные по отдельным регионам в качестве доказательства трансокеанских странствий террейнов навряд ли выглядят серьезными и не могут рассматриваться как подтверждение идей авторов. Во-вторых, отмечая наличие в Корякском нагорье экзотической тепловодной фауны позднего палеозоя, авторы игнорируют известные факты сосуществования в едином разрезе бореальных и тетических форм [21 и др.], для объяснения которого дрейф микроконтинентов неприемлем. У палеонтологов имеются свои соображения по этому поводу (космополитизм ряда форм и др.), в число которых может быть включено влияние на развитие биосферы глобального процесса океанообразования (изменения в динамике гидросферы и глобальных течений, стирание в отдельные талассократические эпохи резкой картины климатической зональности и т. д.). И в-третьих, авторы настаивают на чужеродности для Майницкой островной дуги высокотитанистых базальтов, характерных якобы для океанических островов, хотя само отнесение выборки к этой серии вызывает сомнение [8, табл. 1 и рис. 3 на с. 118]. Но и заведомо высокотитанистые базальты встречаются практически во всех офиолитовых ассоциациях, особенно в связи с пикрит-диабазовыми комплексами (например, в хр. Пекульной [3]).

Что касается в целом Корякского нагорья, то такие базальты присутствуют в позднем мелу Укэлятского прогиба (с продолжением на Камчатку [23]), в меловых основных магматитах хр. Рарыткин, т. е. в очевидных рифтогенных структурах. Учитывая, что аналогичные базальты можно обнаружить во многих древних и современных рифтовых зонах континентов и переходных зон [15], более логично считать их принадлежностью именно рифтогенных структур, а не океанических островов. Эти факты свидетельствуют вообще против подобной примитивной «петрохимической» геодинамики, становящейся сейчас довольно модной. Тем более, что в последней статье авторы, противореча себе, описывают налегание этих базальтов на вулканисты островной дуги. Следовательно, отпадает и этот довод в пользу модели террейнов.

Итак, тетисный облик фауны позднего палеозоя — раннего мезозоя и наличие высокотитанистых базальтов в кремнисто-вулканогенных формациях Корякского нагорья еще ничего не говорят об их чужеродности для региона, так же как единичные палеомагнитные данные, особенно в интенсивно тектонизированных офиолитовых зонах, являются очень сомнительным свидетельством нахождения ряда блоков когда-то в близэкваториальной области [16]. Другими словами, твердых доказательств умозрительной плитно-террейновой модели коллажа для этой части Корякского нагорья у авторов нет.

В целом в рассматриваемых здесь статьях не вызывают сомнений квалифицированные литологические, геохимические и другие исследования, к которым чисто искусственно привязываются плейттектонические построения с крайне гипотетичной субдукцией океанической коры и не менее надуманной аккрецией террейнов, принесенных за тысячи километров на бесследно поглощенной океанской плите Кулу.

Наконец, следует обратить внимание на один важный момент. В междуречье Кой-вэрэлан — Малый Научирынай выделяемые авторами ВСК на юге и западе переходят в черную флишоидную толщу, также содержащую линзы и пачку яшм и известняков с остатками бухий и радиолярий берриас-готеривского возраста. Эти отложения на северо-западе, между Тамватнейским и Ваежскими блоками, обрамляют широкой полосой южное ограничение Анадырской впадины и уходят в бассейн р. Березовой и в хр. Рарыткин. Взаимные переходы по латерали и вертикали Топольского и Эльгеваямского ВСК на западном фланге Ягельного серпентинитового меланжа и явное стирание различий между ними далее на запад при почти полном исчезновении из их разрезов вулканитов подтверждают уже отмеченную сомнительность выделения Майницкой островной дуги непосредственно на месте одноименной зоны, соответствующей скорее всего лишь фрагментам нижней части островодужного склона и палеожелубу [5, 9].

Из ряда аргументов против выделения островной дуги на месте Майницкой тектонической зоны и модели террейнов необходимо отметить следующие. Интересные материалы по магматизму получены при изучении западного фланга и замыкания зоны Ягельного серпентинитового меланжа. Чрезвычайно характерно, что здесь полоса меланжа явно выклинивается, расщепляется и затухает в пределах довольно крупного массива плагиигранитов (тоналитов), образующих в совокупности с эффузивно-осадочным комплексом вулканоплутоническую ассоциацию позднеюрского (не моложе) возраста, сходную, как подчеркивают авторы для востока зоны, с канкэрнской. Более того, в 1987 г. нами в междуречье Тумгатваям — Луговая (правые притоки р. Лесной) на этих гранитоидах на разных уровнях отмечались фрагменты пенепленизированной поверхности с мощной (до 10—15 м) площадной корой выветривания. Последняя в свою очередь перекрывается граувакками раннего мела (гравелиты с

плавающей галькой магматических пород, в том числе офиолитов, указанных гранитоидов и их эффузивных аналогов). Перечисленные факты не вписываются в плейт-тектоническое толкование истории региона с бесследной субдукцией огромных площадей океанической коры плиты Кулу и сгуживанием террейнов на таком ограниченном даже по латерали пространстве (до 150 км!) при сохранении коры выветривания. Отмеченные плагииграниты в виде мелких массивов кулсообразно протягиваются на северо-запад, в исток р. Тамватвэем, где они еще в 70-е годы были датированы возрастом в 135 млн. лет. Несомненное автохтонное их положение в данном районе [17] ставит под сомнение попытки отнесения плагиигранитов в состав отмерших и притащенных плитой Кулу с далекого юга островных дуг.

Как было отмечено выше, вполне сопоставимая по параметрам с современными островная мезозойская дуга давно уже предполагалась в осевой части Корьяско-Камчатского региона [1, 6, 9, 10, 13, 14]. Именно эта точка зрения находит свое подтверждение в приведенных выше новых данных по литологии меловых отложений обрамления Анадырской впадины. В то же время правильно подмеченная авторами аркозость раннемеловых осадков еще ярче проявляется в западном ее обрамлении. Где же там искать подобный аллохтон? Ведь куда проще и логичнее связать накопление альбских (и более ранних) конгломератов с разрушением дуги местного происхождения, фрагментами которой могут быть хр. Кэнкэрэн и Золотогорский блок, а также массив горы Дионисия, являющийся естественным продолжением Золотогорского блока на юго-запад. Да и литологические особенности тамватнейской свиты свидетельствуют о том, что источник сноса аркозового материала располагался в пределах современной Анадырской впадины [2, 10 и др.]. Формировалась она, по-видимому, начиная с сенона в результате тафрогенеза с последующим отодвижением Золотогорско-Дионисий-Лысувальского ядра островной дуги в север-северо-восточном направлении на расстояние более 50 км, а Кэнкэрэнского склонового блока — на восток. О больших масштабах этого процесса свидетельствуют значительные мощности позднемеловых и кайнозойских эффузивно(базальт)-осадочных отложений в основании и обрамлении Анадырской впадины, а также подводных даек [10].

Что касается специфической объемной тектонизации с образованием какиритов [18], то здесь совершенно справедливо проводится аналогия этих тектонитов с отложениями, например, Японского глубоководного желоба и внешних склонов островной дуги, а не ее самой как таковой. Автором в свое время были проведены массовые определения оптических констант жильных минералов катаклазитов по различным породам в иммерсионных жидкостях (110 проб из Майницкой зоны). В граувакках Эльгеваямского ВСК явно преобладал ломонтит, который на западном фланге зоны сменялся пренитом и кварцем. Цеолитность указанных отложений, судя по наблюдениям в шлифах осадочных пород (около 350), обусловлена эпигенетическим изменением тонкой пирокластикой среднего состава в процессе метаморфизма погружения, что согласуется с представлениями А. Г. Коссовской [12].

Во всех работах [7, 18—20] авторы настаивают на стерильности южного Эльгеваямского ВСК относительно синхронного магматизма, пытаются тем самым оттенить различия северного и южного ВСК. Однако это заведомо не так, поскольку вулканы спилит-диабазовой формации, яшмоиды, металлоносные осадки присутствуют и в южном комплексе в виде сингенетичных потоков и линз. Авторы не касаются большого сходства состава магматических пород зоны Ягельного меланжа, в том числе плагиигранитов и кислых эффузивов, с породами гор Серая, Кекуры, Угрюмая, далее южных районов вплоть до побережья Берингова моря и хр. Кэнкэрэн на востоке. А ведь эта близость свидетельствует о большей вероятности единого их источника, располагавшегося на рубеже юры и мела на месте Ягельного меланжа [17] и севернее с продолжением на восток в пределы хр. Кэнкэрэн. Чужеродные массивы Эльгеваямского ВСК попали туда, на внешний склон Майницкой дуги и в желоб, не «тем или иным путем», а в результате кокретного механизма гравитационного оползания, характерного именно для нижней части островодужных склонов близ верхней границы палеозон Беньофа [8—10, 24], который привлекается авторами лишь для формирования олистостромовых отложений. Хотя в этом случае отпало бы за ненадобностью совершенно искусственное приращение отмерших и якобы чуждых зоне островных дуг, притащенных на плите Кулу за тысячи километров! При этом параметры Тополевской, или Майницкой, гипотетической вулканической дуги (особенно ее длина) совершенно несопоставимы с размерами даже малых современных островных дуг [20, рис. 1 и 3].

В заключение приведем одну лишь фразу [20, с. 39], характеризующую легковесность построений и умозаключений авторов: «В маастрихтском веке произошло приращение им зоны поддвига Охотско-Чукотского пояса» [20, с. 39, см. также рис. 1]. Аналогично воспринимается последовательное «заклинивание» многотысячakilометровых, глубинных по природе разновозрастных «зон субдукции» отдельными террейнами с прекращением в связи с этим над ними и вулканической деятельности. Такое невозможно даже обсуждать... Более того, здесь сами авторы толкают оппонентов к законной мысли о надуманности главного процесса — субдукции, коли зона ее действия так легко и в нужный момент заклинивается буквально «песчинками!» Ведь при этом должна каким-то образом перестраиваться и глубинная мантийная конвекция?! Следовательно, ни о каком маастрихтском столкновении некоего блока с Евразией на месте Майницкой зоны не может быть и речи, поскольку в это время уже началось формирование Анадырской впадины, а активность Охотско-Чукотского вулканогенного пояса резко снизилась еще в сеномане.

В целом можно констатировать, что подобными публикациями авторы не делают чести выдаваемой за истину в последней инстанции всеобъемлющей «теории» тектоники литосферных плит, хотя это уже было недавно показано и на глобальном материале [16]. Поскольку выводы авторов в их последней статье [7] лишь подтверждают то, что было получено предыдущими исследователями в разные годы, остается им пожелать ознакомиться с опубликованным региональным материалом¹.

Список литературы

1. Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 124 с.
2. Белый В. Ф. К вопросу о жесткой структуре Восточной Чукотки и Аляски//Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 17. Магадан, 1963. С. 40—48.
3. Белый В. Ф., Акинин В. В., Гельман М. Л. Вулканические и плутонические ультрамафиты Пенжинско-Анадырского региона (Северо-Восток СССР)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 5. С. 108—123.
4. Богданов Н. А. Тектоническое сжатие коры в океанах//Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 133—146.
5. Власов Г. М. Критерии выделения палеозон Беньюфа//Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 156—163.
6. Зинкевич В. П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 112 с.
7. Злобин С. К., Ставский А. П., Березнер О. С., Минин А. Д. Геохимические особенности магматизма Майницкой палеоостроводужной системы//Геохимия. 1989. № 1.
8. Колясников Ю. А. К формированию серпентинитовых меланжей Корякского нагорья//Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 3. С. 680—683.
9. Колясников Ю. А. Кремнисто-вулканогенные образования офиолитовых ассоциаций Корякского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1984. 24 с.
10. Колясников Ю. А. Место Талаянской и Майницкой офиолитовых зон в позднемезозойской структуре Анадырско-Корякской складчатой системы//Офиолиты Востока Азии: Тез. докл. Хабаровск, 1986. С. 31—33.
11. Колясников Ю. А. К проблеме пульсирующе-расширяющейся Земли//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 3. С. 107—114.
12. Коссовская А. Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций//Литология и пол. ископаемые. 1975. № 2. С. 23—44.
13. Красный Л. Л., Колясников Ю. А. Стратиграфия мезокайнозойских отложений междуречья Хатырки и Опухи//Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 75—99.
14. Кропоткин П. Н., Власов Г. М. Островные дуги западной окраины Тихоокеанского пояса//Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 533—541.
15. Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима/Ред. О. А. Богатику. М.: Наука, 1982. 251 с.
16. Мазарович О. А., Найдин Д. П., Цейслер В. М. Палеомагнитные и историко-геологические реконструкции: проблемы и нерешенные вопросы. Статья 1. Повод к обсуждению//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 6. С. 130—142.
17. Руженцев С. В., Бялобжецкий С. Г. и др. Тектоника Корякского хребта//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136—189.
18. Сафонов В. Г., Березнер О. С., Ставский А. П. Формирование осадочных пород восточной части Майницкой тектонической зоны//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988 № 10.
19. Ставский А. П., Березнер О. С., Драчев С. С., Сафонов В. Г. Структурные особенности меланжей Майницкой зоны Корякского нагорья//Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1988. № 6. С. 40—47.
20. Ставский А. П., Чехович В. Д., Кононов М. В., Зоненштайн Л. П. Палинпастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит//Геотектоника. 1988. № 6. С. 32—42.
21. Терехова Г. П., Эпштейн О. Г. К вопросу о строении и возрасте верхнемеловых кремнисто-вулканогенных толщ северо-восточной части Корякского нагорья//Биостратиграфия и корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 115—128.
22. Фотиади Э. Э., Николаевский А. А., Кравченко Ю. В., Рябов А. В., Шапочка И. Н. Геофизическое изучение тектонического строения и глубинной структуры земной коры внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса Востока СССР//Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969. С. 6—20.
23. Шапиро М. Н., Федоров П. П. Базальты в меловых терригенных толщах Среднего хребта Камчатки//Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 5. С. 22—29.
24. Шмидт О. А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 320. М.: Наука, 1978. 100 с.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт, Магадан, 685000

Поступила в редакцию
13.III.1989

¹ Уже после написания данной рецензии вышла в свет еще одна работа А. П. Ставского с соавторами по тектонике Майницкой зоны в журнале «Тихоокеанская геология», 1989, № 3.

ХРОНИКА

УДК 55 : 001

О ДЕЯТЕЛЬНОСТИ МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА ПРИ ОГГГН АН СССР В 1989 г.

Междуведомственный тектонический комитет при ОГГГН АН СССР в 1989 г. продолжал работы по координации исследований в области геотектоники в нашей стране и определению наиболее актуальных задач изучения тектоники СССР.

8—15 июня 1989 г. проведена Всесоюзная тектоническая школа-семинар (соответствует XXII Всесоюзному тектоническому совещанию) по теме «Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тянь-Шаньского складчатого пояса», организованная Уральским советом МТК и Среднеазиатской секцией. Проведены две геологические экскурсии, издан сборник материалов совещания, путеводитель экскурсий. В совещании участвовали геологи и геофизики из различных институтов АН СССР, АН союзных республик, высших учебных заведений, геологических производственных объединений Министерства геологии СССР¹.

В течение года было проведено два заседания бюро комитета. На них утверждалась тематика XXIII Всесоюзного тектонического совещания, которое решено было посвятить геодинамике и развитию тектоносферы. Была намечена предварительная программа совещания, а также заслушаны отчеты за 1989 г. и планы на 1990 г. бюро МТК, его региональных и тематических секций.

В 1989 г. комитет сдал в печать большую коллективную работу «Тектоническая расчлененность литосферы и региональные геологические исследования» и сборник докладов «Современная геодинамика и глубинное строение территории СССР». Вышли из печати сборники «Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартинированием» и «Геодинамика Кавказа».

Комитетом совместно с Геологическим институтом АН СССР проведены научные чтения, посвященные 80-летию со дня рождения выдающегося советского геолога-тектониста, акад. А. В. Пейве и 60-летию со дня рождения талантливого тектониста, д-ра геол.-мин. наук, профес. М. С. Маркова.

Секцией экспериментальной тектоники и структурной геологии в Институте геофизики им. С. И. Субботина АН УССР (Киев) проведена выездная сессия с обсуждением тектонофизических исследований, проводимых в Институте, и координации тектонофизических исследований в целом.

Секцией неотектоники и современной геодинамики было проведено совещание (апрель, Иркутск) на тему «Активные разломы: морфология, кинематика, тектоническая позиция и значение для сейсмического районирования».

Секцией геологических формаций проведено несколько рабочих совещаний по втузам страны, в итоге которых в учебный план подготовки инженеров-геологов поисково-разведочной специальности включен курс «Основы формационного анализа», составлена и утверждена типовая программа курса. Кроме того, в течение отчетного года велись работы по подготовке совещания-семинара «Геологические формации для палеотектонических и палеогеодинамических реконструкций», которое намечено провести в октябре 1990 г.

Терминологической комиссией в 1989 г. завершен авторский текст иллюстрированного словаря-справочника по тектонике и глубинному строению Земли; в 1990 г. сборник будет сдан в печать.

Региональные секции МТК вели работу по координации исследований в отдельных районах СССР.

Научным советом по тектонике Сибири и Дальнего Востока, председателем которого в 1989 г. утвержден академик Н. А. Логачев, проведено Всесоюзное совещание (ноябрь, Иркутск) на тему «Эндеогенные процессы в зонах глубинных разломов».

Научным советом АН УССР по тектоносфере Украины в 1989 г. проведены совещание по геодинамике и минералогии Украины, семинар на тему «Структурно-геохимическое прогнозирование тектонически активных зон в Донбассе, Днепровско-Донецкой впадине и других регионах» и два координационных совещания с привлечением ряда геологических организаций УССР.

Казахстанской секцией проведено I Всесоюзное совещание на тему «Тектонофацциальный анализ и его роль в геологии, геофизики и металлогении» (март, Алма-Ата).

Комиссия по тектонике Белоруссии и Прибалтики продолжала работу тектонических коллоквиумов, на которых был заслушан ряд докладов по тектонической тематике. Составлена серия литолого-палеогеографических и структурных карт масштаба

¹ Информация о совещании опубликована в журнале «Геотектоника» за 1990, № 3.

1 : 500 000 территории Белоруссии. Сдан в печать сборник докладов XII совещания по тектонике Белоруссии и Прибалтики «Структура и геодинамика Прибалтики и Белоруссии», вышла из печати монография «Тектоника запада Восточно-Европейской платформы», составлена Тектоническая карта западной Литвы масштаба 1 : 1 000 000.

Межведомственный тектонический комитет в период до 1995 г. планирует провести следующие совещания: 1) Тектоника, геодинамика и металлогения складчатых сооружений юга Сибири (1991 г., Новосибирск); 2) Тектоника и магматизм современных и древних океанов (1992 г., Москва); 3) Тектоника, геодинамика и металлогения складчатых сооружений Дальнего Востока (1993 г.); 4) Сравнительная тектоника платформ земной группы (1994 г.); 5) Тектоника, геодинамика и металлогения Балтийского шита (1995 г.).

В начале 1991 г. МТК планирует обобщить данные об основных тектонических исследованиях по программе «Структуры континентов, океанов и переходных зон, их развитие и происхождение. Совершенствование тектонических основ геокартирования, прогноза полезных ископаемых, сейсмоопасности и вулканической деятельности», выполненных в двенадцатой пятилетке

Ю. Н. Разницин

УДК 55 : 061.3

ГЕОДИНАМИКА И РАЗВИТИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ

29—31 января 1990 г. в Москве в МГУ на Ленинских горах состоялось XXIII Всесоюзное тектоническое совещание на тему «Геодинамика и развитие тектоносферы», организованное Межведомственным тектоническим комитетом совместно с Отделением геологии, геофизики, геохимии и горных наук и геологическим факультетом МГУ. На совещании присутствовало более 600 специалистов в области наук о Земле из различных научно-исследовательских институтов, высших учебных заведений и производственных организаций Советского Союза. Было заслушано 24 доклада, в прениях по ним выступило 36 человек.

Совещание открыл председатель Межведомственного тектонического комитета Р. Г. Гарецкий, который в своем вступительном слове охарактеризовал современное состояние теоретической тектоники и призвал к плодотворным дискуссиям и сотрудничеству ученых разных научных направлений.

Заслушанные доклады показали, что за время, прошедшее с 1983 г., когда на таком же совещании обсуждались близкие по тематике проблемы, идея тесного взаимодействия различных факторов в системе кора — мантия стала приобретать все более конкретное выражение. Для исследователей становится очевидным существование динамические взаимосвязанного воздействия на эту систему как со стороны мантии, так и со стороны земной коры. Активно обсуждался и внепланетный (космический) энергетический вклад в деятельность этой системы. Рост интереса к взаимодействию мантии и коры, к взаимозависимости процессов, протекающих в обеих оболочках, естественно, требует и более полного выражения в геологической, геофизической и физико-математической форме их характеристик.

Среди наиболее важных поисковых направлений, затронутых в докладах и обсуждениях, следует упомянуть: а) отображение конвективных структур мантии в вещественных, структурных, геофизических и геохимических ее неоднородностях; б) расслоение на оболочки в результате конвекции планет земной группы, межслоевое взаимодействие конвекции и ее каскадность (азноэтажность); в) литасферная оболочка как граничный термомодифузионный слой с динамическими характеристиками (переменной геометрией, реологической, стратиграфической); г) нелинейность динамики геологических явлений и процессов, отраженная в неравномерности их проявления в пространстве и во времени; д) ундуляции геоида и их связь с деформациями в тектоносфере; е) зависимость металлогении от региональной геодинамики системы кора — мантия.

В связи с проблемой структуры коры возрастающий интерес приобретают материалы сверхглубокого бурения, проводимого в СССР и за рубежом. Помимо традиционного интереса к структурно-вещественным характеристикам керна горных пород, серьезное внимание привлекла информация о несоответствии прогнозируемых и наблюдаемых в процессе бурения соотношениях геологических и геофизических границ. Это обстоятельство, с которым столкнулись советские и зарубежные исследователи, требует поисков принципиально новых подходов при интерпретации материалов на предбуровом этапе. В числе обнадеживающих подходов назывался опыт геолого-геофизической интерпретации с использованием расчетов напряженного состояния коры как равномодульной и вязко-упругой среды. Такой подход позволяет рассматривать часть обнаруживаемых рефлекторов в качестве реологических, а не литологических границ. Эти границы появляются и исчезают значительно быстрее, чем возникают и вырождаются в литосфере химические границы структурно-вещественных комплексов (литотектонических пластин), в результате смены поля напряжения.

Вызвали интерес также и разработки отдельных вопросов геодинамики верхней части земной коры, основанные главным образом на более доступном геологическом, а также геофизическом материале. Среди них отметим обнаружение ранней тектонической расслоенности и тектонического скупивания земной коры еще на океанической стадии, спрединг и мантийный диапиризм в задуговых бассейнах, разнотипность коллизонных швов в складчато-покровных областях и их связь с различной геодинамикой формирования, связь процессов метаморфизма и глубинного петрогенезиса с определенными геодинамическими условиями.

Хочется отметить ясно выраженный дух конструктивности во многих сообщениях и высказываниях в ходе дискуссий, направленных на получение коллективного представления о свойствах тектоносферы и ее геодинамики в целом, отдельных составляющих ее оболочек или областей. В связи с этим возникает впечатление о некотором общем сдвиге идей в сторону осознания большей динамичности системы кора — мантия, нежели это было ранее.

А. А. Савельев

УДК 55 : 061.3

РЕШЕНИЕ XXIII ВСЕСОЮЗНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ «ГЕОДИНАМИКА И РАЗВИТИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ»

Совещание отмечает исключительную важность изучения геодинамики и развития тектоносферы для решения различных фундаментальных вопросов теоретической геологии и металлогении.

В последние годы в СССР, как и во всем мире, проводятся разнообразные исследования, направленные на выявление связей между структурообразовательными процессами и процессами преобразования вещества в земной коре и в подстилающей ее мантии. Исследования ведутся многими геологами, геофизиками, геохимиками и другими специалистами в области наук о Земле с разных теоретических позиций.

Заметный прогресс науки связан с применением в последние десятилетия комплексных исследований и новых методов в геологии, геофизике и геохимии. Вместе с тем развитие знаний о составе, строении, геодинамике тектоносферы является недостаточным. Большинство исследователей признается реальность существования в тектоносфере таких процессов и явлений, как конвекция, адвекция, реологическое и тектоническое расщепление, однако их масштабы, особенности, сравнительное значение каждого из них остаются недостаточно выясненными.

Совещание считает необходимым сконцентрировать усилия на дальнейших исследованиях глубинного строения тектоносферы геофизическими, геохимическими, тектоническими и петрологическими методами. Наряду с этим следует развивать геодинамические исследования земной коры. Особенного внимания заслуживает изучение глубинных неоднородностей: геофизических, геохимических, вещественных и структурных.

Совещание подчеркивает значение изучения вещества тектоносферы, его эволюции с целью более полного познания структурообразовательных процессов. В частности, следует акцентировать внимание на изучении околоподошвенной зоны земной коры как зоны интенсивного преобразования глубинных астеносферных процессов в коровые и рельефообразующие процессы.

На совещании обоснована и выдвинута в качестве актуальной новая специальная дисциплина геотектоники — нелинейная геодинамика, предметом изучения которой являются особенности неупорядоченного течения во времени и проявления в пространстве отдельных структурообразующих движений или их совокупностей во всей тектоносфере, обусловленных динамическим взаимодействием различных внутрипланетных, либо внепланетных факторов.

Необходимым является получение нового фактического материала путем дальнейшего развития сверхглубокого бурения на континентах и проведения глубоководного бурения в океанах и морях. Следует обратить внимание на геологическое картирование океанского дна, широкое применение различных модификаций глубинной сейсмоки.

Особого внимания заслуживает изучение напряженного состояния земных недр, выяснение его связи с геодинамической обстановкой главных структур Земли. Также важно продолжать исследования влияния космических факторов на тектогенез и развитие геологических процессов в земных геосферах.

Важнейшей задачей является дальнейшее развитие металлогении в связи с особенностями строения и развития тектоносферы, различных ее геосфер в конкретных рудных провинциях и районах.

Представляется полезным развивать также тектонофизическое моделирование альтернативных гипотез, в частности исследования структурно-вещественных преобразований горных пород при высоких давлениях и температурах, исследования по космической геодезии, осуществить синтез материалов по глубинным разломам, практиковать совместное участие специалистов Мингео и академических институтов в создании свободных геологических, тектонических, металлогенических и других карт, что будет способствовать возникновению новых и проверке существующих геотектонических гипотез.

Участники совещания отмечают ряд недостатков в его проведении: отсутствие в программе докладов геохимической тематики и слабое представление в них петрохимических данных; малая насыщенность докладов фактическим материалом для обоснования развиваемых представлений; отсутствие докладов молодых исследователей; недостаточно качественное оформление ряда докладов. Участники совещания рекомендуют бюро МТК при подготовке дальнейших Всесоюзных тектонических совещаний шире привлекать нестоличных членов комитета.

Совещание считает необходимым издать сборник заслушанных докладов, а также дать информацию о совещании в одном из ближайших номеров журнала «Геотектоника». Совещание благодарит организаторов и выражает признательность геологическому факультету МГУ за всемерное содействие в его проведении.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24 : 551.14

О КНИГЕ Н. И. НИКОЛАЕВА «НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА
И ГЕДИНАМИКА ЛИТОСФЕРЫ»

Вышла в свет монография проф. МГУ Н. И. Николаева «Новейшая тектоника и геодинамика литосферы»*. Автор, известный ученый в области геотектоники, динамической геологии и геоморфологии, является одним из основоположников новейшей тектоники и значительную часть своей неиссякаемой творческой энергии отдает ее развитию и совершенствованию. Рецензируемая работа — третья монография Н. И. Николаева, посвящена изучению новейшей тектоники. Она существенно отличается от предыдущих значимостью, строго направленным теоретическим и методологическим содержанием и большим количеством новых данных по различным разделам геологии.

Монография объемом около 500 с., включающая восемь глав, настолько обширна по своему содержанию, что детальный разбор всех поставленных в ней теоретических и методологических проблем в краткой журнальной рецензии невозможен. Поэтому ниже будут затронуты лишь наиболее важные из рассмотренных в книге вопросов.

В первой половине монографии новейшая тектоника рассматривается как самостоятельный раздел геологии, охватывающий специфический период жизни Земли. Он включает изучение современной тектоники, а также выяснение природы движений и механизмов их проявления, объединяемых понятием геодинамики. Разбору последней посвящена вторая половина монографии.

Новейшая тектоника определяется как ветвь геотектоники, изучающая различные типы тектонических движений и динамических процессов Земли, происходивших на протяжении последних (35—40) · 10⁶ лет, их происхождение, а также результаты их проявления в виде структурных форм.

Это определение отличается от ранее предлагавшихся тем, что оно главной целью новейшей тектоники ставит изучение движений и геодинамики, а не конкретных структурных форм, как это было принято раньше.

Обособление новейшей тектоники как самостоятельного направления в геологии Н. И. Николаев объясняет не только тем, что структура Земли претерпела существенные изменения в последние 5—10 млн. лет, но также и тем, что новейшая тектоника необычайно наглядно представляет результаты движений в рельефе и имеет возможность изучать современные движения инструментальными методами.

Такое мнение о необходимости обособления новейшей тектоники разделяют не все геологи. Некоторые исследователи не отделяют ее от альпийского цикла тектогенеза, другие, наоборот, выделяют из нее современные движения (продолжительностью 200—300 лет) в самостоятельный раздел науки, мотивируя это тем, что тектоническая структура как целостная единица не изменяет за такой короткий промежуток времени своей сущности, а современные движения можно изучать особыми (инструментальными) методами.

В монографии дается новое определение новейшим тектоническим структурам. Это «обособленные участки земной коры — четырехмерные тела разных размеров, отражающие особенности проявления тектонического режима и одновременно протекающих экзогенных процессов (денудация, седиментация)» (с. 9).

Автор правильно предостерегает читателей от отождествления понятия «новейшая тектоническая структура» и «морфоструктура». Последний термин общего пользования в науках о Земле, широко применяемый в структурной геоморфологии и географии, вносит только путаницу в геотектонику, так как является крайне односторонним морфологическим, а не генетическим понятием.

И наконец, в монографии проводится обоснование выделения самостоятельного новейшего тектонического этапа как отрезка времени в геологическом развитии Земли, соответствующего позднему кайнозой. В это время проявилась планетарная активизация тектонических процессов в условиях качественной смены глобальной геодинамической обстановки, возникшей в позднем эоцене — начале олигоцена и отразившейся в сокращении площади подвижных геосинклинальных поясов, в новообразовании эпиплатформенных орогенов, расширении океанических впадин и др. Все понятия и положения, приводимые в рецензируемой работе, значительно расширены и уточнены по сравнению с опубликованными автором в более ранних монографиях и многочисленных периодических изданиях.

* Николаев Н. И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 490 с.

Н. И. Николаев достаточно объективно и подробно рассматривает становление новейшей тектоники как научного направления и разногласия ученых в понимании понятий «неотектоника», «неотектонический этап», а также содержание и структуру неотектоники.

В целом разделяя его взгляды, нельзя согласиться с тем, что «конечной целью неотектонических исследований является создание геодинамических моделей, позволяющих выяснить механизм тектонических движений и объяснить структуру коры и верхней мантии, а также ее выражение в современном рельефе твердой Земли» (с. 33).

Представляется, что главной целью новейшей тектоники все же является познание новейшей структуры Земли, сложившейся в результате новейших движений, а изучение природы последних — предмет динамической геологии и геофизики. Конечно, широкий подход к познанию явлений и вскрытию их генезиса — необходимое условие глубины исследований, но в настоящее время изученность новейшей структуры и глубинного строения Земли таковы, что строить корректные геодинамические модели даже литосферы, не говоря уже о мантии, вряд ли возможно. К тому же лучшим результатом неотектонических исследований является карта новейшей тектоники, дающая возможность и пространственно, и исторически воссоздать образ новейшей структуры любого участка Земли.

Во II главе монографии рассматривается динамика Земли и условия проявления тектонических процессов. Опираясь на многочисленные публикации последних лет, Н. И. Николаев приводит новейшие данные о внутреннем строении Земли, убедительно доказывает зависимость новейшей тектоники от ротационного режима Земли, который через непрерывное замедление осевого вращения оказывает влияние на перестройку ее фигуры и изменения геодинамических напряжений в литосфере и мантии. Последние (напряжения), в свою очередь, приводят к преобразованию вещества, нарушениям изостатического равновесия и активизации движений в отдельных зонах.

Указывая, что типизация тектонических движений не имеет однозначного решения, автор отмечает, что «в настоящее время тектонические движения классифицируются не по причинам, их порождающим, а по следствиям — главнейшим структурным формам, которые ими создаются, и что в классификациях «не учитывается сложность и многофакторность перемещений земной коры, многообразие причин, их вызывающих» (с. 84).

Обобщая взгляды о типах тектонических движений Ван-Бемеллена, В. В. Белоусова, Н. С. Шатского, В. Е. Хаина, Ю. А. Косыгина, С. С. Шульца, А. В. Пейве и многих других, Н. И. Николаев приводит собственные принципы классификации тектонических движений, выделяя девять их типов: по времени проявления, скорости, интенсивности, режиму, выражению в рельефе, унаследованности, природе, глубине проявления, механизму и даже методу изучения. Безусловно, такое многообразие классификаций тектонических движений не способствует единому взгляду на их сущность, хотя все эти признаки должны быть учтены при определении природы новейших движений и закономерностей их развития.

Автор приводит также определение тектонических движений. «Под тектоническими движениями разными авторами понимаются структурообразующие перемещения материала вещества Земли, обусловленные возникновением напряженного состояния и накоплением деформаций (пластических, упругих, хрупких), приводящих к смене формы геологических тел и колебаниям поверхности литосферы» (с. 90). Изменения состояния тектоносферы вызываются взаимодействием трех источников энергии: гравитационной, тепловой и кинетической (вращение Земли), а теперь и все нарастающей энергией деятельности человека.

Такое определение приводится впервые, и оно в главных чертах отражает современные взгляды по этому вопросу большинства исследователей. Несомненный интерес представляют и изображенные в виде схем: а) принципиальная модель условий перемещения вещества Земли с выделением категорий и групп тектонических движений (с. 88) и б) системная модель тектонических движений (с. 94).

В монографии выделяются три категории тектонических движений разного ранга, принятых в современной геотектонике: глубинные, коровые, поверхностные. Тектонические карты отражают более или менее лишь две последние группы движений.

Главы III и IV, посвященные методологическим основам, методам исследований новейших структур и движений, в том числе и инструментальным, имеют большое значение.

Здесь с диалектических позиций и с учетом достижений современной науки говорится о том, что исследователям необходимо знать общие законы развития природы, уметь применять принцип актуализма, использовать сравнительно-исторический и системный подходы к изучению природных явлений. Если учесть, что в геологии, и особенно геологическом образовании, вопросам методологии уделяется недостаточное внимание, положительная роль их изложения в монографии несомненна.

Приведенные автором принципы и подходы являются основой построения научно-логических моделей, позволяющих охватить все многообразие фактов, связанных с процессами, явлениями и объектами неотектоники. Говоря о системном подходе, Н. И. Николаев подчеркивает, что «...применение системного подхода связано с переносом центра тяжести исследований на решение генетических и прогнозных задач с выяснением механизма природных процессов, с необходимостью учета многих взаимодействующих переменных, участвующих в формировании того или иного явления, с необходимостью выявить главное, отбросить второстепенное» (с. 102). Этот вывод выходит за рамки изучения собственно неотектоники, он характерен для всех наук о Земле.

Будучи сторонником и основоположником комплексного метода изучения новейшей тектоники, автор совершенно правомерно рассматривает его не как механическое сочетание, а как взаимосвязанный комплекс, позволяющий выяснять генезис и иерархию изучаемых объектов. Очень важно также напоминание об историко-геологическом подходе к изучению новейшей тектоники, ибо многие исследователи «грешат» использованием только геоморфологических или, что еще хуже, морфометрических данных.

Методологической основой изучения новейшей тектоники должны являться геологические и геофизические методы; все другие, достаточно подробно рассмотренные в монографии, по сути второстепенны. Даже геоморфологические методы изучения новейших движений в том виде, в каком они существуют в настоящее время, ограниченно пригодны для полноценного анализа. Это, к сожалению, четко не отражено в монографии, все методы выстроены в один ряд и как бы равноценны. Раздел «Неотектоническое картографирование как синтез изучения новейших структур и движений» включен по рангу в общий перечень. Между тем неотектоническое картографирование является одной из главных задач геотектоники. Автор совершенно обоснованно пишет о том, что карты «дают базу для решения практических вопросов... приобрели большое значение в выявлении глубинного строения, вопросов геодинамики и решения кардинальных теоретических проблем геологии» (с. 161). Н. И. Николаев вместе с коллегами и учениками автор многих карт новейшей тектоники. Это дает ему право не только оценить современное состояние неотектонического картографирования, но и наметить пути его дальнейшего развития, что он и сделал кратко и достаточно обстоятельно. Слабое место в монографии — разработка принципов неотектонического районирования. Таблица 4 (с. 172), в которой приводятся типы геоструктур новейшего этапа развития, весьма схематична, в ней не выдержан структурный принцип классификации, ранговость структуры, неудачна и многословна терминология. Разработка такой классификации — дело будущего.

В монографии значительное место отведено описанию результатов применения инструментальных методов изучения тектонических движений. Не будучи специалистами в этом вопросе, отметим все же, что многие из них являются новыми и очень результативными. Целенаправленный комплексный анализ их применения в неотектонике проведен автором впервые.

В главе V «Геодинамика тектонических движений литосферы» значительное внимание уделено проблемам экзогенной геодинамики. Рассмотрено влияние гравитационного уплотнения и разуплотнения горных пород, обобщены данные о проявлениях пластических деформаций, проанализирована роль «флюидогеодинамической» компоненты движений, которая в последние годы привлекает внимание все большего числа исследователей. Не вполне удачным кажется нам введенный Н. И. Николаевым термин «эндолитогенная» компонента движений. Более уместным было бы здесь уже привычное понятие «экзотектоника».

Обобщен большой материал о собственно тектонической компоненте современных и новейших движений земной коры. Интересны данные о гидрогеодеформационном поле Земли и связанных с его короткопериодными изменениями так называемых мерцающих кольцевых структур. Бесспорными представляются выводы о ритмичности их спектрах современных и новейших движений. Вполне обоснованно ставится вопрос о необходимости разработки методов достоверных определений величины денудационного среза и учета его при построении карт новейшей тектоники. На наш взгляд, несколько недооценена роль горизонтальных движений в развитии земной коры.

Подробно изложены современные представления о геодинамике импульсных (сейсмических) движений (глава VI), в частности о природе и механизме сейсмических процессов. Интересны выводы о связях современной геодинамической активности с особенностями гравитационного поля Земли и экзодинамическими процессами. Впервые описывается конкретная методика выявления сейсмической активности исторического и геологического прошлого.

Значительное внимание уделено вопросу прогнозирования землетрясений путем анализа современных деформаций земной коры, гидрогеохимического и других «предвестников» землетрясений. Уточнен круг вопросов, которыми должна заниматься сейсмогеология. Значительно расширено понятие «сейсмогеоморфология», предложенное Н. И. Николаевым еще в 1979 г. для обозначения специальной ветви сейсмогеологии. Наконец, поставлен вопрос о выделении еще одной ветви сейсмогеологии — палеосейсмогеологии, с задачами изучения следов землетрясений в геологическом прошлом, выраженных в сейсмодислокациях, текстурах и вещественном составе горных пород, подвергшихся воздействию импульсных движений.

Глава VII посвящена итогам изучения новейших движений, тектонических структур и геодинамики литосферы. После краткой характеристики главнейших глобальных структур Земли автор достаточно подробно останавливается на особенностях новейших тектонических структур и геодинамики платформенных и подвижных областей с континентальным типом земной коры, областей с океанической и промежуточной от континентов к океану земной корой. Значительное внимание уделено кольцевым структурам и проблемам геодинамики и экзоморфодинамики областей с проявлением новейшего магматизма.

Принципиально важен вывод Н. И. Николаева о значительном распространении и существенной активности новейших разрывных нарушений в пределах платформ. На новом фактическом материале доказывается реальность явления «запаздывания» рельефообразующих процессов по отношению к тектоническим.

Рассматривая проблемы глубинного строения и геодинамики подвижных поясов и горных стран континентов, а также областей с океанической и промежуточной от

континентов к океану земной корой, автор монографии занимает позицию, если так можно выразиться, «умеренного» мобилиста. Отсюда вытекает и несколько однообразный подбор фактов и выводов, сделанных предшествующими исследователями, и некоторая двойственность, незавершенность выводов и логических построений, отсюда и понятные затруднения автора монографии в попытках выделения участков земной коры, которые в настоящее время характеризовались бы геосинклинальным эндогенным режимом. Мы не можем согласиться с мнением Н. И. Николаева о том, что поскольку понятие «геосинклиналь» — историко-геологическое, постольку методологически неправильно применять этот термин к структурам современной эпохи и выделять «современные геосинклинали». Безусловно, термин «геосинклиналь», как и геосинклинальная теория развития земной коры, не могут удовлетворять нас сегодня. Однако, по-видимому, еще долго придется считаться с сосуществованием идей фиксизма и мобилизма. Лишь после того, как более детальное изучение современной геодинамики позволит надежно сопоставить стадии развития геосинклиналей в классическом понимании с закономерностями эволюции геодинамических обстановок в понимании мобилистов, геосинклинальная теория сможет с достоинством уйти со сцены.

Принципиально новым и методически чрезвычайно важным является раздел «Геодинамика техногенных движений и экологическая неотектоника» (глава VIII). Н. И. Николаев совершенно обоснованно утверждает, что резкая активизация современных геологических процессов под влиянием антропогенной нагрузки не может служить основанием для выделения их в особую категорию так называемых инженерно-геологических процессов. В главе обобщен огромный материал по закономерностям проявления и масштабу техногенных движений земной коры и ставится вопрос о выделении самостоятельного раздела науки — экологической неотектоники.

В «Заключении» перечислены проблемы, настоятельно требующие дальнейших комплексных исследований.

Оценивая работу Н. И. Николаева в целом, следует признать, что это — выдающееся научное исследование, обобщающее все имеющиеся на сегодняшний день представления в области неотектоники и современной геодинамики литосферы. Монография ценна и в методическом отношении, так как такого подробного разбора применения новейших методов исследований в одном издании в настоящее время не имеется. Она может служить руководством не только по теоретическим и методологическим вопросам, но и в практике геологоразведочных работ.

А. Д. Наумов, В. Н. Зайонц

Технический редактор *Л. В. Кожина*

Сдано в набор 07.05.90 Подписано к печати 03.07.90 Т-01375 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 9,8 Усл. кр.-отт. 15,4 тыс. Уч.-изд. л. 11,4 Бум. л. 3,5
Тираж 1526 экз. Зак. 4451

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6.

**Международный симпозиум
«ГРАНИТЫ И ГЕОДИНАМИКА»**

Последние годы широкое развитие получила геодинамическая интерпретация магматических комплексов. Определенные глубинные и вулканогенные магматиты связывают с конкретными геодинамическими обстановками современности и прошлого. Такой подход сопровождается глубоким изучением механизма магмогенерации, эволюции соответствующих расплавов, созданием моделей и проведением соответствующих экспериментов.

Комплексное изучение магматических образований привело к определенным успехам, но это в основном касалось магматитов ультраосновного, основного и среднего составов и в значительно меньшей степени — гранитоидов.

Геологический институт АН СССР и институт Экспериментальной минералогии АН СССР организуют международный симпозиум по теме «Граниты и геодинамика».

На симпозиуме предполагается рассмотреть широкий круг вопросов.

1. **Генетические типы гранитов разных геодинамических обстановок.** Механизмы магмогенерации и кристаллизации расплавов, их связь с геодинамикой и тектоническими структурами. Эволюция гранитообразования в истории Земли.

2. **Модели гранитообразования.** Компьютерные и экспериментальные модели, расплавные включения и гранитообразование, роль флюидов в гранитообразовании.

3. **Петролого-геохимические типы гранитоидов и их металлоносность.**

Симпозиум состоится с 6 по 14 августа 1991 года. Доклады и дискуссии — с 6 по 9 августа в Москве. Полевые экскурсии — с 10 по 14 августа на Южном Тянь-Шане. Предполагается, что в симпозиуме примут участие ведущие зарубежные и отечественные ученые, занимающиеся широким кругом вопросов гранитообразования.

Адрес оргкомитета симпозиума: 109017, Москва, Пыжевский пер., д. 7, ГИН АН СССР. Телефон: 128-69-41. Ученый секретарь — Гаврикова С. Н.

Г 634

ДО ВОСТРЕБ

РЯЗАНЦЕВОЙ И В

70228

1 р. 40 к.

Индекс 70228

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

ШАРЬЯЖНО-НАДВИГОВАЯ ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРЫ. 1991. 20 л. 4 р.

В книге на примерах складчатых областей, континентальных платформ и ложа океанов обосновывается шарьяжно-надвиговое строение литосферы Земли. Доказывается генетическая связь шарьяже- и надвигообразования с процессами складчатости, орогенеза, осадконакопления, сейсмичности, магматизма, метаморфизма и формирования полезных ископаемых (нефти, газа, рудного и нерудного сырья, алмазов и других драгоценных камней).

Книга рассчитана на геологов, тектонистов, нефтяников.

Е Л И С Е Е В В. И. ПРОЛЮВИЙ: СТРОЕНИЕ, ФОРМИРОВАНИЕ, ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ. 1991. 15 л. 3 р.

В монографии рассмотрен пролювий как особый генетический тип, к которому относятся отложения конусов выноса как временных, так и постоянных потоков. В пролювии выделены макрофации и фации по гидродинамическому принципу, рассмотрено их строение и относительное развитие в зависимости от расходов потоков. Разработана схема саморазвития конуса выноса. Даны отличительные особенности строения и фациальной дифференциации пролювия, позволяющие более или менее уверенно выделять его в древних континентальных осадочных образованиях. Обоснована приуроченность ряда россыпей золота к пролювиальным отложениям. Показана связь с пролювием ряда других полезных ископаемых — меди, марганца, урана и др.

Книга предназначена для геологов и тектонистов.

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

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252030 Киев, ул. Правды, 80-а; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр-т, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.