

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1984



ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА

№ 2, 1984

СОДЕРЖАНИЕ

Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Савельева Г. Н., Разницын Ю. Н. Тектоника и магматические породы Центральной области Тихого океана	3
Казьмин В. Г. О двух типах раскола континентов	23
Шарков Е. В. Континентальный рифтовый магматизм нижнего протерозоя Карело-Кольского региона	37
Беляков Л. Н., Дембовский Б. Н. Некоторые особенности тектоники севера Урала и Пай-Хоя	51
Поталенко Ю. Я. О структурной эволюции метаморфических комплексов Северного Кавказа	58
Леонов Ю. Г., Сигачев С. П. Тектоническая расслоенность Бартангского параавтохтона (Центральный Памир)	68
Песков Е. Г. Сводообразование и рифтогенез на Северо-Востоке Азии	76
Щербаков С. А., Савельева Г. Н. Структуры ультрабазитов Марианского желоба и разлома Оуэн	86
Лихт Ф. Р. Морфотектоника и геологическое развитие впадины Японского моря	97
Александр Вольдемарович Пейве (к 75-летию со дня рождения)	106
Виктор Ефимович Хаин (к 70-летию со дня рождения)	108
Хроника	
Цейслер В. М. Опыт составления карт геологических формаций	110

G E O T E C T O N I C S

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1984

CONTENTS

Pushcharovsky Yu. M., Melankholina E. N., Saveleva G. N., Raznitsin Yu. N. Tectonics and magmatism of rocks of the Central Pacific	3
Kazmin V. G. On two types of splitting the continents	23
Sharkov E. V. Continental Lower Proterozoic rift magmatism of the Karel-Kola region	37
Belyakov L. N., Dembovsky B. N. Some peculiarities of tectonics of the North Urals and Pai-Khoi	51
Potapenko Yu. Ya. On structural evolution of metamorphic complexes of the North Caucasus	58
Leonov Yu. G., Sigachev S. P. Tectonic stratification of the Bartang paraautochthone (the Central Pamirs)	68
Peskov E. G. Dome formation and riftogenesis in North-East Asia	76
Shcherbakov S. A., Saveleva G. N. Structures of ultrabasites of the Marianas trench and Ouyen fault	86
Likht F. R. Morphotectonics and geological development of the Japan Sea depression	97
Aleksandr Voldemarovich Peive (to the 75-th anniversary of birthday)	106
Viktor Efimovich Khain (to the 70-th anniversary of birthday)	108

Chronicle

Tseisler V. M. On experience of compilation of maps of geological formations.	110
--	-----

УДК 551.242.2+552.3(265/266)

ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М., МЕЛАНХОЛИНА Е. Н., САВЕЛЬЕВА Г. Н.,
РАЗНИЦИН Ю. Н.**ТЕКТНИКА И МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА**

Обсуждаются геологические особенности абиссальных плит и разного рода океанических поднятий в центральной части Тихого океана. Приводится характеристика фрагментов коровых разрезов, изученных при драгировании в зонах разломов на абиссальных плитах. По особенностям состава драгированные толеитовые базальты, долериты, габброиды и ультрабазиты сравниваются с породами из других районов Тихого океана. В распространении магматических серий разного состава выявляется тектонический контроль. Распределение пород в разрезах показывает наличие значительных тектонических нарушений и перемещений в океанической коре. Нарушения в залегании пород коровых разрезов, широкое распространение наложенных вулканических структур свидетельствуют о значительной тектонической и магматической активности во внутренних частях Тихого океана. Фактические материалы были получены в экспедиции 28-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев», проведенного в 1982 г.

В рамках обширной программы по изучению Мирового океана на текущее десятилетие предусмотрен особый проект «Литос», цель которого — исследование вещественного состава и строения 2-го и 3-го слонев океанической коры и, насколько возможно, верхов мантии. Предусматриваются выявление и сопоставление крупных петрографических, геохимических и тектонических неоднородностей. Такое направление работ предложено еще в начале 1980 г., однако опубликовано оно только в 1982 г. [8].

Главные исследования по проекту сосредоточены в Тихом и Атлантическом океанах. В пределах первого из них советским морским экспедициям удалось собрать уже немало коллекций глубинных горных пород, характеризующих разрезы целого ряда разломных структур океанского ложа и глубоководных желобов. Но в то же время для столь огромного океанического пространства материалов еще далеко не достаточно. Очень важное значение для разработки темы, о которой идет речь, имеют данные о разрезах абиссальных плит центральных частей Пацифики; их пока крайне мало.

В 1982 г. Институтом океанологии и Геологическим институтом АН СССР была проведена экспедиция на НИС «Дмитрий Менделеев» (28-й рейс) в Центральную область Тихого океана. Ее целью было выявить подходящие участки в разломных зонах и при помощи драгирования собрать там образцы пород, представляющих конкретные разрезы коры на возможно большую мощность. Такие участки экспедицией были выявлены. Один из них находится в западной части разлома Клариян, другой — в средней части разлома Нова и третий — в разломе Магеллана, расположенном к северо-востоку от поднятия того же названия. Здесь были собраны интересные коллекции пород, представляющих 2-й и 3-й слон океанической коры, а в разломе Клариян — и образцы ультрабазитов. Очень существенные данные получены о строении разрезов коры и деформациях пород. В предлагаемой статье освещаются результаты обработки собранных материалов.

О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ПАЦИФИКИ

Ниже мы коснемся лишь основных работ, в которых освещается геология центральной части Тихого океана. Район включает хребет Лайн, Центральную котловину, лежащую от него к западу, и абиссальную об-

щее на северо-запад от хребта Лайн крупное поднятие, названное поднятием Центральной котловины. Группой исследователей были приведены палеомагнитные данные по Центральной котловине [26].

Вторая группа работ отражает результаты глубоководного бурения. В 7, 16, 17 и 33-м рейсах «Гломара Челленджера» в районе, о котором идет речь, пробурено 12 скважин. Шесть из них (скважины 66, 165, 166, 167, 169 и 170) находятся в Центральной котловине, три (314, 315 и 316) относятся к хребту Лайн и еще три (69, 163 и 164) пройдены на абиссальной плите непосредственно восточнее хребта Лайн. Восемь из этих скважин прошли целиком осадочный слой и вошли в базальты различных типов; максимальная глубина проникновения в базальты 18 м (скв. 163). Описания кернов, петрологические выводы, очерки о строении и геологическом развитии Центральной Пацифики, содержащиеся в VII, XVI, XVII и XXXIII томах Initial Reports [29—32], имеют первостепенное значение для тектонического анализа рассматриваемой акватории. В равной мере это относится и к батиметрическим картам, приложенным к томам.

Третью группу составляют японские исследования, ориентированные на выявление и обследование глубоководных минеральных ресурсов в Центральной котловине. С 1974 по 1979 г. было проведено пять экспедиций на судне «Хакурей-Мару», выполнивших геологические работы по пересечению котловины от хребта Лайн до Маршалловых островов. Хотя основная часть отчетов [19—23] посвящена железомарганцевым конкрециям, в материалах экспедиций содержатся новые данные по батиметрии, гравиметрии, магнитным аномалиям [46], строению осадочного слоя, петрографии вулканических пород и др.

Общие геолого-морфологические сведения по описываемому району содержатся в книге Г. Б. Удинцева [15]. Ряд геологических и геофизических данных приведен на сводных картах по Тихому океану [1, 18, 28, 34, 41]. Специальных тектонических работ, посвященных центральному району Пацифики, в отечественной литературе нет.

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Как уже указывалось, в средней части Центральной Пацифики простирается поднятие Лайн. Его протяженность около 4000 км — расстояние между о. Джонстон¹ (на севере) и о. Каролайн (на юге). Это один из наиболее крупных линейных структурно-морфологических элементов океанского дна, имеющий северо-западное простирание. Ширина поднятия 200—350 км. Его строение хорошо видно на Международной батиметрической карте океанов последнего издания [24]. Оно сложное, хотя в целом линейная зона возвышенностей и отдельных гор прослеживается ясно. Северный отрезок представляет собой совокупность гор и вытянутых возвышенностей, в том числе гребневидных, поднимающихся на фоне глубин 5000—5500 м. Средняя часть зоны, к югу от разлома Кларин, выделяется как единое поднятие с островами Пальмира, Вашингтон, Фаннинг, Кристмас. Южный отрезок, простирающийся южнее разлома Клиппертон, по морфологии сходен с северным отрезком. Природа гор (их множество), некоторые из которых представляют собой гайоты или атоллы, как обычно, считается вулканической. Грабенообразные структуры, судя по данным НСП, выполнены осадками мощностью до 700 м.

Тектонический анализ поднятия Лайн имеет принципиальное значение для понимания геологической сущности подводных линейных хребтов на дне Тихого океана. Э. Джексон [33], а также А. Малахов [35], проводивший магнитные исследования, считали, что хребет Лайн образовался в связи с развитием вулканизма вдоль узкой трещины — точка зрения, близкая к высказанной позднее одним из авторов [9]. Дж. Мор-

¹ В некоторых работах северным окончанием поднятия считается гайот Горизонт, но это не точно, так как гора Горизонт простирается субширотно в согласии с простиранием хребта Неккер и входит в его систему.

ган [36] связывал образование хребта с прохождением Тихоокеанской плиты над горячей точкой, подобно Гавайско-Императорской цепи. Э. Уинтерер считал, что хребет Лайн отражает древнюю ось спрединга, разделявшую плиты Фараллон и Тихоокеанскую.

В настоящее время получены данные, позволяющие более определенно аргументировать приуроченность хребта к гигантской линейной зоне проницаемости позднемелового возраста. Скважины глубоководного бурения 315 и 316 показали, что вулканические образования и рифы в северном и среднем отрезках поднятия Лайн (до о. Кристмас) развивались синхронно и относятся к позднемеловому времени. Южная часть цепи Лайн исследовалась позднее [25]. Здесь непосредственно севернее о. Каролайн и еще далее на север путем драгирования высоких подводных гор (4000 м) были подняты породы, содержащие фораминиферы позднемелового возраста. Среди пород обнаружены кампанские пелагические известняки, частично фосфатизированные, содержащие обломки вулканических пород. Последние ясно свидетельствуют о существовании вулканических сооружений в докампанское время. Встречены также конгломераты, состоящие из округлых обломков вулканических пород, сцементированных карбонатным цементом средне-позднемаастрихтского возраста. Наряду с этим поднят мелководный ракушечник. Получены, наконец, данные, указывающие на проявление вулканизма в среднем эоцене, т. е. повторно в этом районе.

Если иметь в виду позднемеловое время, то видно, что на расстоянии 2500 км по простиранию хребта (риф Кингмэн — о. Каролайн) вулканизм проявлялся практически синхронно. Этим, а равно и фактом повторного вулканизма, и отрицается связь в образовании хребта Лайн с горячей точкой. Естественно поэтому создаются чрезвычайные трудности и в отношении аналогичной трактовки Императорского хребта, который тоже связан с крупной линейной зоной проницаемости [9]. Хребты близки и по возрасту, хотя Императорский, насколько можно судить, в целом моложе (в основном ранний кайнозой).

Аналогия продолжается тем, что хребет Лайн, как и Императорский, представляет собой наложенную структурную форму. Он срезает более раннее поднятие в океаническом ложе — поднятие **Центральной котловины** [40]. Последнее отходит под острым углом от хребта в районе экватора и простирается на запад-северо-запад до 10° с. ш. на глубинах более 4000 м. Очо возвышается над абиссальным дном на 200—1200 м и имеет расплывчатые очертания. Поднятие разбито продольными разломами, обособляющими структурные ступени. С отдельными разломами связаны грабены и узкие долины. Между этим поднятием и хребтом Лайн лежит впадина Киргмэн, где в 30 км от подножья хребта на глубине 5040 м пробурена скв. 165.

Л. Орвиг [39, 40] на основе данных сейсмопрофилирования и бурения проанализировал строение осадочного слоя в этом районе. На крыльях хребта Лайн развиты пелагические наннофоссилиевые илы мощностью более 1000 м. Поднятие Центральной котловины сложено сходными отложениями с вариациями в мощности от 100 до 1000 м. Впадина Кингмэн выполнена известняковыми турбидитами, переслаивающимися с наннофоссилиевыми и радиоляриевыми илами мощностью 240 м (средний эоцен — верхний олигоцен). Ниже — небольшой горизонт кремней, мергелей и известняков нижнего эоцена, а глубже — вулканогенные пески, алевролиты и брекчии турбидитного характера с прослоями мергелей и известняков (кампан — маастрихт) — 184 м; по своему характеру и возрасту отложения сходны с изученными в скв. 315 и 316 [44]. Они подстилаются вулканогенными турбидитами с базальтовыми потоками или силлами (сантон — кампан?) — 46 м, под которыми вскрыты гавайиты и муджиериты; скважина прошла по ним 7 м². Турбидиты свидетельствуют о размыве смежных поднятий, кото-

² Некоторые авторы допускают, что ниже снова могут быть встречены осадочные породы ([31], с. 64).

рые, следовательно, по крайней мере в конце поздне меловой эпохи, существовали. На то же, как отмечалось, указывает и бурение на поднятии Лайн.

Имеющиеся данные выясняют несомненные черты сходства поднятия Центральной котловины с поднятиями Шатского и Хесса. Надо полагать, что проведение глубинного сейсмического зондирования установило это сходство в окончательном виде. И природа их, видимо, одна и та же. Это тектоно-магматические вздутия в океанической коре с важной ролью в механизме их образования явлений тектонического скупивания глубинных масс вследствие горизонтального сжатия.

Собственно **Центральная котловина** тектонически представляет собой абиссальную плиту, рассеченную на юге крупной системой желобов-разломов Нова-Кантон и Нова. Плита лежит на глубинах около 5000 м — почти на 1000 м менее, чем по модели Парсона — Склэйтера [44]. Только в западных районах встречаются глубины до 6000 м и более. Глубоководная скважина 166 глубиной 310 м прошла осадки кайнозоя, альб-сеномана, готерива-апта и вошла в базальты, углубившись в них на 3,5 м. Другая скважина (66) пробурена всего на 193 м и тоже вошла в базальты, пройдя верхнекайнозойские отложения и небольшие остатки сеноман-туронских пород. Этот однородный «абиссальный фон» подкрепляет мысль о единстве тектонической природы поднятия Центральной котловины и поднятий Северо-Западной Пацифики.

Тому же типу принадлежит, по нашему мнению, и **поднятие Магеллана**, находящееся в середине Центральной абиссальной плиты. Оно почти изометрично, имеет размеры 450×200 км и возвышается над плитой на 2 км. Скважина, пробуренная в середине поднятия (167) на глубине дна 3166 м, прошла 1185 м. Разрез оказался очень полным и представлен почти целиком карбонатными осадками, включающими прослой кремней, от титонских (135 млн. лет) до четвертичных. Под осадками скважина прошла 17 м по базальтам, сильно измененным и брекчированным. Больше половины мощности осадочного разреза занимают кайнозойские глубоководные отложения. Существенно, что вся нижняя часть разреза до низов альба, судя по характеру фораминифер, не несет признаков пелагических отложений. По геологическим особенностям поднятие Магеллана очень напоминает поднятие Шатского, с которым оно сходно и по времени образования. В связи с этим, мы не можем согласиться с трактовкой поднятия Магеллана ни как структуры, приуроченной к «тройному сочленению», ни как образования типа спредингового хребта.

Таким образом, если наши взгляды верны, то Центральная тихоокеанская котловина добавляет два примера позитивных тектонических форм, возникших вследствие деформаций в океанической коре и сопровождающего их магматизма. Оформление современной структуры поднятий — процесс более поздний, относящийся, как можно думать, к поздне меловым и кайнозойским тектоническим движениям. Именно с такими движениями связано тектоническое развитие хребта Лайн. Детальные батиметрические карты дают основание предполагать наличие севернее поднятия Магеллана еще двух мелких поднятий, возможно, того же характера. Их отделяет узкая ложбина глубиной свыше 6000 м, простирающаяся на запад-северо-запад и отражающая, как это обычно для океанского ложа, большой разлом. Это так называемый трог Магеллана — один из объектов геолого-геофизических работ экспедиции 28-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» (рис. 2, А).

Значительно более крупной разломной зоне отвечает система узких глубоководных структур Нова и Нова-Кантон, выделяющаяся на юге Центральной тихоокеанской котловины. Разлом-желоб Нова [43] простирается от островов Феникс на северо-восток (70°) более чем на 500 км. Ширина дна 10—20 км при максимальной глубине, превышающей 8000 м. Структура представляет сочетание протяженных гребней и трогов, разделенных, насколько можно судить, сбросами (см. рис. 2, Б). Работы на полигоне 28-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» про-

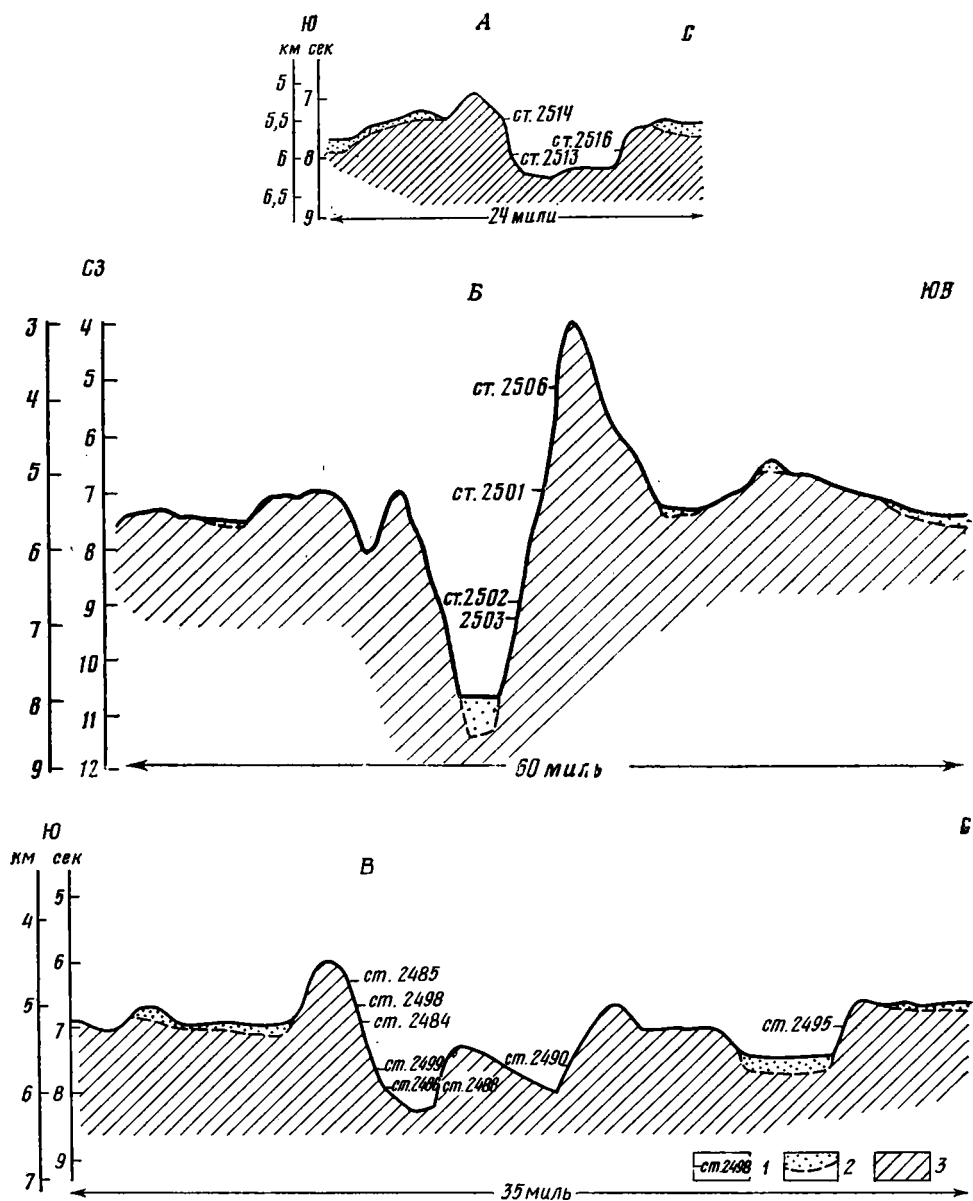


Рис. 2. Схемы расположения станций драгирования; профили проведены по данным НСП, полученным Г. А. Семеновым и др. А — Магелланов разлом, Б — разлом Нова, В — разлом Клариион.
 1 — станции драгирования, 2 — залегание акустически прозрачных осадков, 3 — распространение пород второго и третьего слоев (акустический фундамент по НСП)

водились в наиболее глубокой части главного разломного трога. Желоб-разлом Нова-Кантон лежит по другую сторону от островов Феникс. Он имеет то же простирание, что и Нова, но протяженность его вдвое больше, а глубина значительно меньше (6000 м). Соотношение между разломами кулисное. Вероятно, этот менее глубокий и построенный значительно позже разлом моложе разлома Нова.

Абиссальная плита, расположенная восточнее хребта Лайн, между разломами Клариион и Клиппертон, лежит, как и Центральная, на глубинах порядка 5000 м. Глубоководным бурением здесь вскрыты мало-мощные отложения 1-го слоя, составляющие в скважинах 163 и 164 соответственно 276 и 264 м, причем разрез в первом случае доходит до среднего кампана, а во втором — до баррема. В обеих скважинах вскры-

ты базальты, по которым пройдено несколько метров. Существенно, что бурением вскрыт довольно полный стратиграфический разрез. В скв. 164 имеются отложения раннего миоцена, олигоцена, среднего и раннего эоцена, кампана, коньяка-сантона, сеноман-турона и баррема-альба. Мелководных отложений в разрезах не отмечается. Скважина 69 на глубине 227 м под отложениями среднего эоцена вошла в твердые кремни, где и была вскоре остановлена. Таким образом, разрезы абиссальных плит по обе стороны хребта Лайн в общем близки. Это дополнительно аргументирует наложенный характер хребта Лайн на более ранний структурный план океанского дна.

В пределах описываемой абиссальной плиты происходит затухание разломных зон Кларингтон и Клиппертон. Их западные окончания представляют собой системы расходящихся и кулисных узких впадин и гребней — частных разломов. Особенно ясно расщепление видно в зоне Кларингтон, западнее 155° з. д. Оно может указывать на относительно молодой возраст соответствующего отрезка разлома-гиганта, если этот отрезок понимать как его зону затухания.

Иногда разлом Нова, а затем и Нова-Кантон рассматривают в качестве продолжения Клиппертон. Но в зоне хребта Лайн между ними имеется разрыв. Вообще разломы-гиганты по возрасту едва ли древнее кайнозоя, а поэтому они моложе разломной системы, лежащей в основании хребта Лайн. В то же время характерно, что названные выше разломы имеют сходное, близкое к широтному простирание. Тем самым они вписываются в глобальную систему широтных линейных элементов.

ПОРОДЫ ВТОРОГО И ТРЕТЬЕГО СЛОЕВ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В КОРЕ

Проведенные работы принесли большой каменный материал, включающий ультрабазиты, габброиды, базальты, а также весьма интересные данные об условиях залегания этих пород в пределах абиссальной плиты Центральной Пацифики. Прежде всего нужно отметить отсутствие каких-либо признаков кислых пород в пунктах драгирования, что, вероятно, свидетельствует о наиболее типичном характере строения океанической коры как к западу, так и к востоку от хребта Лайн. В то же время очень интересна находка ультрабазитов, которые раньше в центральных областях океана поднять не удавалось. Полученные материалы в целом значительно пополняют представления о тектонике и магматизме Тихого океана, позволяя делать более широкие сопоставления и обобщения.

Все разрезы, опробованные драгированием, характеризуют типичные участки абиссальных плит. Поднятые породы представлены базальтами и их гиалокластитами, долеритами, габброидами и серпентинизированными ультрабазитами (табл. 1; [6, 7]).

Ультраосновные породы и габбро, драгированные в верхней части разломного уступа в зоне Кларингтон, обнажены, очевидно, в виде изолированных выходов среди базальтов (см. рис. 2, В). *Ультраосновные породы* получены в виде многочисленных крупных обломков и нескольких глыб. Они представлены серпентинитами, полностью сохранившими текстуру и структуру грубозернистых перидотитов. Судя по реликтовым структурам и сохранившимся редким первичным минералам, большая часть обломков относится к измененным шпинелевым перидотитам, а единичные — к шпинель-плагиоклазовым. Строго псевдоморфное замещение оливина и пироксенов позволяет уверенно определять реликтовую порфирокластическую структуру пород с линейно-плоскостной ориентировкой первичных минералов, их грубополосчатым распределением и следами пластических деформаций пироксенов, которые запечатлены в форме и оптической ориентировке баститовых псевдоморфоз с полосами излома и широким развитием полигональных необласт. Количественные соотношения первичных минералов, восстановленные по псевдоморфозам, варьируют для разных образцов в пределах: оливин

Данные драгирования в зонах разломов Центральной Пацифики (по станциям 28-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев»)

№ станции	Район	Координаты		Интервал глубин, м	Объем материала, кг	Описание образцов
		широта	долгота			
Разлом Кларин						
2484	Южный борт главного трога	14°13,4' с.	147°16,2' з.	5300—5200	20	Обломки базальтов (до 15 см в диаметре), часто представляющие фрагменты подушек пиллоу-лав; Fe-Mn конкреции, содержащие в ядрах гиадокласты или осадки
2485	То же	14°13,7' с.	147°12,1' з.	4900—4750	10	Обломки базальтов (до 15 см), долеритов (2 обломка), гиадокластитов (1 обломок), седиментационной брекчии из основного и ультраосновного материала; Fe-Mn конкреции с гиадокластами в ядрах
2488	Северный борт разломного трога, нижний уступ	14°17,1' с.	147°19,1' з.	6000—5900	1	2 обломка базальтов; Fe-Mn конкреции
2490	То же, средний уступ	14°23,0' с.	147°17,6' з.	5700—5600	5	Обломки базальтов (до 8 см); Fe-Mn конкреции с гиадокластитам в ядрах
2495	То же, верхний уступ	14°34,2' с.	147°21,5' з.	5700—5600	30	Обломки базальтов (до 13 см); Fe-Mn конкреции с обломками базальтов и гиадокластитов в ядрах
2498	Южный борт разломного трога	14°13,4' с.	147°21,6' з.	5200—5050	100	Обломки и глыбы (до 40 см) пиллоу-лав базальтов, долеритов, габброидов, серпентинизированных перидотитов (70 обломков), обломок серпентинита с жилкой габбро, обломок седиментационной брекчии из базальтового и ультраосновного материала; Fe-Mn конкреции и корки
2499	То же	14°13,6' с.	147°20,0' з.	5800—5600	200	Обломки и глыбы (до 40 см) базальтов и гиадокластитов, в одном случае — габбро; Fe-Mn конкреции
Магелланов разлом						
2513	Южный борт разломного трога	08°44,2' с.	173°51,6' з.	6100—5800	100	Обломки (до 12 см) базальтов и их гиадокластитов, туфоалевролитов и туфопесчаников; Fe-Mn конкреции
2514	То же	08°45,0' с.	173°52,3' з.	5600—5400	150	Обломки и глыбы (до 90 см) базальтовых пиллоу-лав и их гиадокластитов, туфопесчаников и туфоалевролитов; Fe-Mn конкреции
2516	Северный борт разломного трога	08°49,2' с.	173°49,5' з.	6000—5800	50	Обломки (до 15 см) базальтов, гиадокластитов и туфоалевролитов; Fe-Mn конкреции

2501	Южный борт разломного трога	Разлом Новая		10	Обломки (до 15 см) базальтов, габро и долеритов; Fe-Mп конкреции
		167°53, 3' з.	5300—5200		
2502	То же	01°07, 5' ю.	6800—6700	30	Обломки (до 10 см) базальтов и долеритов; Fe-Mп конкреции
2503	»	01°05, 5' ю.	7000—6800	150	Глыбы (до 40 см) и обломки базальтов, габро и долеритов, обломки альбит-кварц-эпидотового катаклазита; Fe-Mп корки
2506	»	01°06, 5' ю.	4000—3800	300	Глыбы (до 80 см) и обломки базальтов, долеритов, обломков габро-долеритового катаклазита в эпидот-актинолит-хлоритовом цементе; Fe-Mп конкреции

65—85%, пироксены (энстатит) 15—35%, хромшпинелид 1—2%; диопсид по вторичным продуктам и форме зерен определяется в редких случаях, например в серпентините по шпинель-плагиоклазовому лерцолиту, где он сохраняется, кроме того, и неизменным. Плагиоклаз в последнем случае замещен гидрогроссуляром; субидоморфный непрозрачный хромшпинелид резко отличается от краснобурых ксеноморфных хромшпинелидов, обычных в безплагиоклазовых разновидностях.

Практически полная гидратация пород происходила в несколько этапов и завершилась на океаническом дне. Состав минеральных ассоциаций ультрабазитов, определяющий их общий химизм, был окончательно сформирован при взаимодействии с морской водой, и это необходимо учитывать при рассмотрении валовых химических анализов пород. Так, в 10 анализированных образцах серпентинитов все железо присутствует только в окисной форме; количество CaO неизменно составляет 0,49%, поскольку окись кальция не входит в состав серпентинитов и выносится из породы; количество Al_2O_3 , очевидно, наиболее приближено к содержанию этого окисла в исходной породе — от 0,73 до 3,50%, так как он присутствует (остается) и в баститах и в хромшпинелидах. Явно повышено против обычного в перидотитах офиолитовой ассоциации количество Na_2O — 0,17—0,51% (наиболее часто 0,42%), и его содержание прямо коррелируется с количеством гигроскопической воды — 1,67—3,43% (при 12% конституционной H_2O)³, что однозначно показывает аллохимический характер низкотемпературных изменений и активное участие морской воды в этих процессах. Следствием аллохимического метаморфизма является также сдвиг отношения Fe/Mg в сторону увеличения железистости. Таким образом, прямая интерпретация количественных измерений ряда окислов привела бы к ошибочным выводам. Поэтому в данном случае представления о первичном составе пород основываются на результатах микронзондовых определений реликтовых энстатитов, диопсидов и хромшпинелидов, а также микроструктурных наблюдениях. Все анализы минералов выполнены в Геологическом институте АН СССР на микроанализаторе «Самебах» Г. В. Карповой.

Энстатиты имеют железистость 9,3—9,5; содержание Al_2O_3 в них варьирует от 3,28 до 3,73%; Cr_2O_3 — от 0,81 до 1,04%; CaO — от 1,73 до 1,91%. В диопсидах с железистостью — 8,5—9,1 содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 более высокие: соответственно 4,19—4,97% и 1,38—1,60%; максимальное количество окиси хрома установлено в ламеллях диопсида из энстатита. Содержание TiO_2 в диопсиде не превышает 0,11%; Na_2O —0,19% (в серпентините по плагиоклазосодержащему лерцолиту).

³ Такая же закономерность отмечена при характеристике серпентинизированных ультрабазитов Марианского желоба [2].

Акцессорные хромшпинелиды характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 (37,2—38,8%) при количестве Cr_2O_3 31,0—31,2%; снижение Al_2O_3 (до 27,4%) и рост Cr_2O_3 (до 40,5%) наблюдаются в хромшпинелидах, ассоциирующих с гидрогоосуляровыми псевдоморфозами по плагиоклазу. Соответственно, их железистость ($100 Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg^{2+}$) меняется от 33,1 до 41,6. Рассмотренный состав первичных минералов типичен для хромшпинелевого и хромшпинель-плагиоклазового лерцолитового гарцнезисов и сильно отличается от состава минералов гарцбургитов [13].

По имеющимся материалам представляется возможным наметить сравнение перидотитов из различных участков Тихоокеанского региона. В лерцолитах разлома Элтанин [4] составы пироксенов и хромшпинелидов аналогичны реликтовым минералам серпентинитов (без реликтов плагиоклаза) разлома Клариион; в шпинелидах Элтанина незначительно (на 1—2%) ниже содержание окиси хрома и соответственно выше количество Al_2O_3 , вследствие существенно лучшей сохранности первичных минералов в этих породах прекрасно прослеживается тенденция снижения Cr_2O_3 и Al_2O_3 в областях пироксенов. В сравнении с первичными минералами из ультрабазитов разломов Клариион и Элтанин энстатиты гарцбургитов с островного склона Марианского желоба резко обеднены Al_2O_3 и Cr_2O_3 ; акцессорные хромшпинелиды, напротив, высокохромистые и более железистые [2]. Общие представления о составе мантийных ультрабазитов Центральной Пацифики дополняют их находки в районе хр. Математиков, а также в разломе Эквадор в Галапагосском центре спрединга [17, 47]. В обоих случаях описаны сильно серпентинизированные породы; судя по характеристикам акцессорного хромшпинелида в серпентинитах на хребте Математиков ($Cr/Cr + Al = 0,4$; $Mg/Mg + Fe = 0,64—0,70$), можно с большой долей вероятности предполагать аполерцолитовую природу этих пород, тогда как образец, поднятый из разлома Эквадор, представляет скорее всего апогарцбургитовый серпентинит. Количество Al_2O_3 в общем составе этой породы составляет 1,62%, CaO — 0,26%.

Таким образом, в абиссальных участках Тихого океана большая часть сравнительно представительных по объему находок мантийных ультрабазитов включает лерцолиты и аполерцолитовые серпентиниты, преимущественно шпинелевые и редко шпинель-плагиоклазовые. Реликтовые структуры этих пород полностью сопоставимы со структурами лерцолитов, сформированных при высокотемпературных пластических деформациях (вязко-пластическом течении) в верхней мантии [14, 16, 38]. Вывод об образовании деформационных структур лерцолитов до перемещения их в кору дополняется наблюдениями в одном из образцов с разлома Клариион, где жилка крупнозернистого габбро с резким контактом пересекает линейно-плоскостные деформационные структуры перидотита.

Габброиды получены в виде обломков и глыб в зонах разломов Нова и Клариион. На разломе Клариион они представлены клинопироксеновыми, оливиновыми габбро и пегматоидными такситовыми габбро, варьирующими по составу от меланократовых амфиболсодержащих разностей до лейкократовых габбро-анортозитов; двупироксеновое габбро предположительно определяется по присутствию тальковых псевдоморфоз на месте ортопироксена (?). Следует подчеркнуть широкое разнообразие структур пород: мелко-среднезернистых, полосчатых с упорядоченной ориентировкой призм плагиоклаза в плоскости полосчатости, массивных грубозернисто-таблитчатых, шлирово-такситовых, пегматоидных со столбчатыми призмами плагиоклаза и роговой обманки. Во многих разновидностях габбро кристаллизация осуществлялась по схеме: плагиоклаз → клинопироксен (\pm оливин \pm ортопироксен?) → ильменит (редко титаномагнетит) \pm роговая обманка. В меланократовых шлирах, представляющих продукты кристаллизации остаточного рудносиликатного расплава, первыми образовались клинопироксены и оливин, затем плагиоклаз и ильменит.

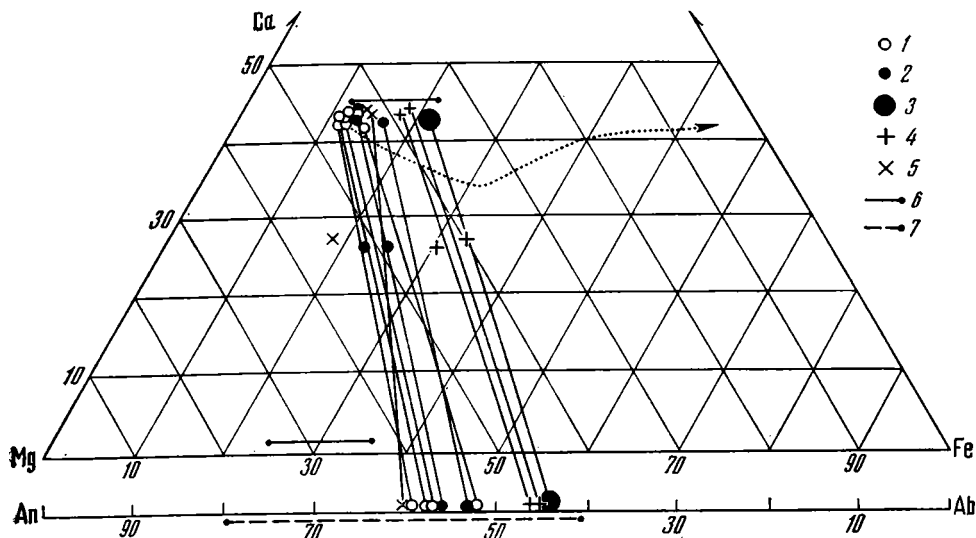
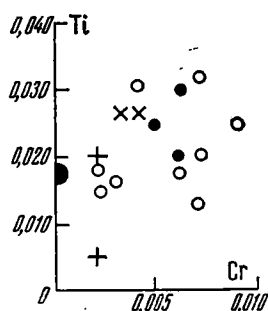


Рис. 3. Составы пироксенов, амфиболов и плагиоклазов из габбро разломов Кларин и Нова (А) и корреляция количеств титана и хрома в пироксенах из габбро разломов Кларин и Нова (Б) 1—3—образцы из разлома Кларин, ст. 2498; 1—28/1, 2, 3—20/3; 4, 5—образцы из разлома Нова, ст. 2503; 4—2/1, 5—2/2; 6, 7—образцы габбро с хр. Математиков [47]; 6—составы пироксенов, 7—составы плагиоклазов Ti, Cr — количество атомов в формуле.



Вариации состава клинопироксенов в целом умеренные — все они представлены высококальциевым авгитом с железистостью от 18,4 до 27,4, и только в пегматоидном рудном габбро железистость авгита достигает 36,4 (рис. 3). Количество TiO_2 в авгитах прямо коррелируется с их железистостью, варьируя от 0,55 до 1,13%; количество Cr_2O_3 закономерно меняется от 0,09 до 0,30%; Na_2O — от 0,38 до 0,59%. Состав изученных плагиоклазов меняется в узких пределах — An_{60-52} ; в рудном габбро с железистым авгитом ассоциирует наиболее кислый плагиоклаз — An_4 (см. рис. 3). Судя по тому что зональность в плагиоклазах отсутствует (в редких случаях наблюдалось слабое — на 1—2% аортитовой молекулы — снижение основности плагиоклаза в краях крупных зерен) и составы крупных и мелких зерен плагиоклазов практически одинаковы, можно предполагать, что кристаллизация части пород проходила при довольно стабильной температуре. Это, наиболее вероятно, могло быть соблюдено в короткий промежуток времени кристаллизации расплава на относительно малых глубинах. В пользу последнего предположения свидетельствуют пегматоидные, такситовые структуры пород, сформированные с участием летучих, присутствие постмагматической роговой обманки и рудносиликатных сегрегаций, инъецируемых остаточными расплавами, также насыщенными рудными компонентами. Ильменит, содержащий от 43,4 до 51,3% TiO_2 присутствует во всех образцах, и только в самых поздних порциях габбро он ассоциирует с титаномagnetитом (10,9% TiO_2).

Аналогичные структуры и состав минералов имеют габброиды разлома Нова, где, однако, больший процент драгированных габброидов составляют массивные габбро-долериты и мелкозернистые габбро с офитовыми структурами; иногда кварцсодержащие — до 5% [6]. Некоторые образцы имеют кварц-роговообманковый состав и могут отвечать достаточно кислым крайним членам габбровой ассоциации [43].

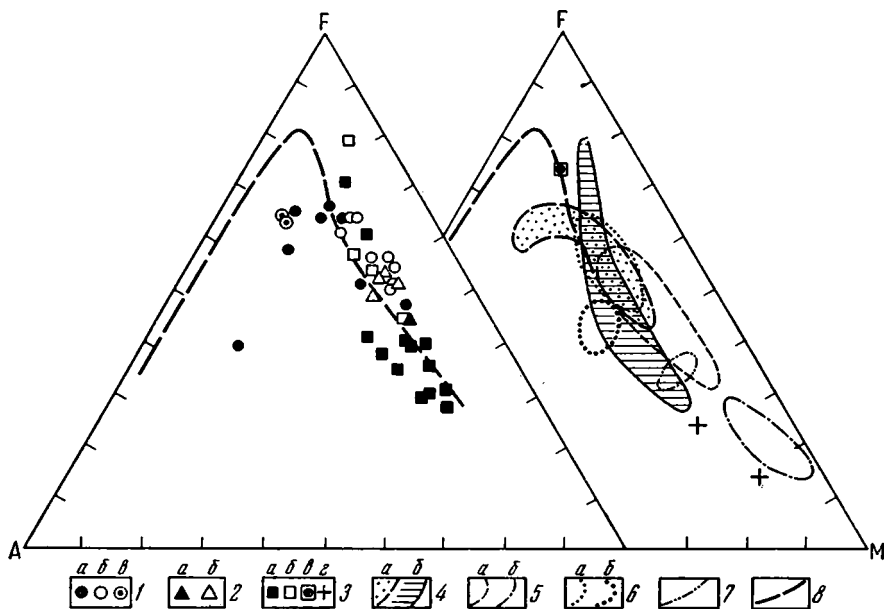


Рис. 4. Диаграммы АФМ пород океанической коры

1—3 — точки составов пород: 1 — базальты (а — разлома Кларнион, б — разлома Нова, в — Магелланова разлома), 2 — долериты (а — разлома Кларнион, б — разлома Нова), в — габброиды (а — разлома Кларнион, б — разлома Нова, в — Императорского разлома, г — Галапагосского поднятия); 4—7 — поля составов пород: 4 — разломов Кларнион и Нова (а — поле базальтов и долеритов, б — поле габброидов), 5 — разлома Хесса (а — поле базальтов и долеритов, б — поле габброидов), 6 — Императорского разлома (а — поле базальтов и долеритов, б — поле габброидов), 7 — разлома Меррей (поле габброидов); 8 — тренд дифференциации толеитов

Метаморфические изменения, проявленные неравномерно, выражены замещением клинопироксенов буро-зеленой роговой обманкой, затем амфиболами актинолит-тремолитового ряда; оливин и ортопироксен (?) полностью оталькованы. Хлоритизация, эпидотизация темноцветных минералов и сосюритизация плагиоклазов наблюдаются в основном в катаклазированных разностях. Сметтитизация пироксенов, замещение их гидроокислами железа и цеолитизация плагиоклазов происходили на океанском дне.

Общий химический состав габбро разломов Кларнион и Нова характеризуется широкими вариациями железистости — от 21,9 до 54,8, в разновидности с большим количеством ильменита она достигает 75,6 (табл. 2). Так же резко варьирует содержание TiO_2 , составляя в основном 0,25—1,11%, в меланократовых габбро 1,84%, в авгит-роговообманковых габбро разлома Нова — 2,11%, в такситовом рудном габбро количество TiO_2 поднимается до 3,99—7,99%. Содержание щелочей составляет в среднем около 3% при вариациях Na_2O от 1,93 до 3,63%, K_2O — от 0,14 до 0,43%, и эти цифры хорошо коррелируются с андезит-лабрадоровым составом плагиоклаза. На диаграмме АФМ (в координатах $(Na_2O + K_2O) + FeO_{общ} + MgO$; рис. 4) отчетливо выступает толеитовый тренд дифференциации габбро: фигуративные точки составов пород располагаются параллельно стороне треугольника $FeO_{общ} - MgO$ и вместе с тем на уровнях около 60% MgO намечается некоторый сдвиг в сторону щелочных составов.

Хотя мы рассматриваем только фрагменты разрезов габброидов, сопоставление их состава с габбро других районов Тихого океана представляется существенным для создания возможно полной геологической картины габбровых разрезов в этом регионе и общей истории дифференциации вещества. Петрографические и химические характеристики получены для габбро-норитов, клинопироксеновых, роговообманковых

Таблица 2

Состав габбро, долеритов и базальтов из разломов Центральной Пацифики

Оксид	2498— 20/1	2498— 20/3	2498— 21/1	2498— 21/4	2498— 22/4	2503—1	2503— 2/1	2503— 2/5	2506—16	2506—28	2506—30	2484—11	2485/1	2495— 26	2499— 20А	2499—27	2503—11	2506—2	2506—15	2514/13
SiO ₂	50,87	41,66	48,55	44,84	47,92	47,97	48,17	35,56	47,84	48,27	48,21	47,41	48,04	45,51	45,95	46,30	48,30	47,31	45,87	45,44
TiO ₂	0,68	5,43	0,25	3,99	0,25	2,03	1,11	7,99	2,36	1,70	3,33	1,87	1,65	3,70	1,70	2,76	2,88	2,50	3,83	1,62
Al ₂ O ₃	16,82	12,63	21,78	13,45	18,09	13,89	17,21	9,87	14,02	14,09	11,61	17,97	15,36	13,28	19,59	15,22	12,24	13,63	11,75	17,75
Fe ₂ O ₃	2,31	11,43	3,81	9,12	3,16	4,94	4,88	15,28	5,55	3,66	8,32	9,79	6,85	10,13	10,30	11,35	5,90	6,63	7,25	12,90
FeO	2,92	9,33	1,59	6,00	2,21	7,27	3,29	12,90	6,06	7,27	8,53	2,04	3,06	5,72	0,83	4,03	10,14	6,86	9,99	0,21
MnO	0,11	0,28	0,07	0,25	0,13	0,20	0,13	0,37	0,21	0,26	0,28	0,17	0,14	0,18	0,21	0,15	0,28	0,21	0,24	0,21
MgO	8,53	4,82	5,25	6,01	10,18	6,65	6,91	4,85	7,41	7,43	5,58	2,93	7,76	4,84	2,58	3,60	5,60	7,58	6,10	2,03
CaO	13,41	9,86	13,23	12,00	11,70	11,19	13,92	8,69	11,17	13,13	8,64	9,33	11,37	9,11	8,23	8,52	9,78	9,34	7,55	7,18
Na ₂ O	2,90	2,90	2,70	2,70	2,51	2,91	2,32	1,93	2,70	2,41	3,12	2,63	2,51	2,91	3,12	3,12	2,70	3,12	4,25	2,33
K ₂ O	0,14	0,29	0,29	0,22	0,29	0,31	0,24	0,31	0,31	0,24	0,37	0,89	0,31	0,55	1,53	0,71	0,34	0,37	0,24	2,25
P ₂ O ₅	0,01	0,09	0,03	0,05	0,01	0,19	0,06	0,10	0,18	0,17	0,34	0,23	0,10	0,44	0,49	0,41	0,30	0,22	0,33	1,93
H ₂ O ⁺	1,05	1,02	1,35	0,71	2,22	1,56	0,82	0,84	1,96	0,45	1,58	2,12	1,04	1,16	1,59	1,36	0,57	1,16	2,39	1,03
H ₂ O ⁻	0,48	0,52	0,58	0,63	0,96	0,54	0,61	0,87	0,52	0,57	0,52	2,88	2,30	2,53	3,38	2,82	0,55	1,25	0,51	4,43
Сумма	100,45	100,26	100,13	99,67	99,66	99,65	99,67	99,56	100,29	99,65	100,43	100,26	100,49	100,06	99,50	100,35	99,58	100,32	100,30	100,41

Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитики Г. Ф. Галковская, М. А. Канакина, Е. В. Черкасова, Г. И. Кафасева.

Станция 2498: 20/1 — габбро призматическизернистое, полосчатое, мезократовое; 20/3 — габбро такситовое, неравномерно насыщенное ильменитом; 21/4 — габбро неравномернозернистое, слабополосчатое, участками обогащенное ильменитом и роговой обманкой; 22/4 — габбро среднезернистое, пойкилоофитовое; ст. 2503: 1 — габбро-долерит; 2/1 — габбро полосчатое, среднезер-

нистое; 2/5 — габбро среднезернистое, обогащенное ильменитом; ст. 2506: 16, 28 — долериты средне- и крупнозернистые; 30 — долерит мелкозернистый; 2484—11, 2485/1 — базальты оливин-плагноклаз-порфировые; 2495—26 — базальт плагноклаз-пироксен-порфировый; ст. 2499: 20А — базальт плагноклаз-порфировый; 27 — базальт пироксен-порфировый; 2503-11 — базальт афировый; ст. 2506: 2, 15 — базальты с пироксен-плагноклазовыми гломеропорфировыми включениями; 2514/13 — базальт плагноклаз-вариолитовый с кристаллами оливина в основной массе.

габбро разломов Императорского и Меррей [12], троктолитов, габбро-норитов, клинопироксеновых габбро хр. Математиков [47] и разлома Хесса (близ сочленения спрединговых зон Восточно-Тихоокеанской и Галапагосской [3, 5]), а также троктолитов и анортозитов Галапагосского поднятия [17].

Наиболее глубинные части габброидного разреза представлены магнезиальными, низкощелочными, малотитанистыми (0,21—0,27%) троктолитами, вскрытыми вблизи зон спрединга на разломе Хесса и Галапагосском поднятии. Здесь же разрез наращивается габбро и габбро-норитами, сопоставимыми по железистости и щелочности с наиболее низкожелезистыми габбро разлома Клариион (см. рис. 4). Вывод о том, что этот разрез сформирован в результате глубоко прошедшей дифференциации толеитовой магмы в спокойных условиях [3], относится, на наш взгляд, ко всей восточной области центральной Пацифики: габброидные породы хр. Математиков представляют продукты кристаллизации относительно железистой фракционированной магмы [47]; на Галапагосском поднятии состав рудных аксессуариев варьирует от хромшпинелида в троктолитах до ильменита в анортозитах, что сопоставимо с наиболее полно дифференцированными разрезами расслоенных серий [17].

Общий тренд толеитовой дифференциации прекрасно иллюстрируется фракционированием компонентов в минералах габбро разлома Клариион и хр. Математиков — рост железистости темноцветных сопровождается увеличением окиси титана в клинопироксенах и увеличением альбитового компонента в плагиоклазах. Конечные продукты дифференциации обогащены окисью титана, фиксированной в виде ильменита, и надо признать, что для разных участков, разделенных огромными расстояниями (разлом Нова — разлом Клариион — Галапагосское поднятие), ильменит является характернейшим минералом габбро (его поздних порций кристаллизации). Габброиды разломов Императорского и Меррей, судя по их валовому химическому составу, представляют продукты кристаллизации сильно фракционированной толеитовой магмы, обогащенной железом и щелочами (см. рис. 4). В общем синтезированном разрезе габброидов их формирование относится к поздним этапам кристаллизации, завершающейся образованием феррогаббро.

Таким образом, в ряде районов Тихого океана обнажены фрагменты глубоко дифференцированного габбрового разреза, который по набору петрографических разновидностей пород и направленности эволюции их составов сопоставим с определенными разрезами габбровых серий офилитов в складчатых областях континентов. Совместное нахождение габбро и серпентинизированных перидотитов на одном гипсометрическом уровне, а также сейсмические характеристики этих пород согласуются с представлениями о том, что они входят в состав третьего слоя океанической коры.

Выше габброидов в последовательных океанических разрезах, например Императорском, залегают породы второго слоя: долериты и затем базальты. В пределах Центральной Пацифики *долериты* получены нами в большом количестве при драгировании в зоне разлома Нова и в единичных образцах на разломе Клариион. Это обломки и крупные угловатые глыбы, форма которых соответствует параллелепипедальной отдельности дайковых тел. Среди образцов с разлома Нова присутствуют все разновидности от мелкозернистых долеритов до габбро-долеритов, связь их с габброидами представляется достаточно определенной. Последовательность кристаллизации минералов почти всегда оказывается сходной.

Образцы *базальтов* подняты на всех станциях драгирования. Обычно они представляют собой фрагменты подушек пиллоу-лав с радиусом от нескольких сантиметров до 20—30 см, с характерной концентрической зональностью. Изучение шлифов и данные химических анализов показывают общность состава долеритов и базальтов в каждом из разрезов. Тот же состав имеют и базальтовые пиллоу-лавы, полученные в Цен-

тральной Пацифике при бурении во внутренних частях абиссальных плит (скв. 163, 164, 166, 169 [30, 31]). Большая часть базальтов относится к оливин-плаггиоклаз-порфирировым разностям. Часть плаггиоклазовых зерен представляет собой ксенокристаллы зонального строения, часто корродированные; по составу (Ap_{70}) они близки плаггиоклазам первой генерации в долеритах. Петрографические особенности пород обычны для толеитов. Группа базальтов и долеритов с северного борта разлома Клариион (ст. 2495) отличается обилием пироксеновых вкрапленников (авгит), выделений титано-магнетита и рутила. Их кристаллизация могла быть связана с остаточными порциями расплава, обогащенными щелочами, железом и титаном. В некоторых образцах базальтов с разлома Клариион наблюдается наиболее раннее выделение рудного минерала, образующего ядра плаггиоклазовых вариолой. Вообще наличие вариолитовых лав весьма характерно как для разрезов в зонах Магеллановой и Клариион, так и для скважин 163, 164 и др. В базальтах верхней части разреза Магелланова разлома (ст. 2514) наблюдается определенная щелочная тенденция с обогащением основной массы кристаллами замещенного оливина.

Состав драгированных нами пород охарактеризован данными силикатных и спектральных анализов, выполненных в Геологическом институте АН СССР (см. табл. 2). По ряду образцов из скважин имеются также определения содержания малых и редкоземельных элементов [31]. Во многих анализированных образцах базальтоидов наблюдались значительные вторичные изменения с повышением общего содержания воды и увеличением степени окисленности железа. Несмотря на это, содержание целого ряда петрогенных компонентов в породах остается характерным для океанических толеитов. Количество калия и фосфора в них оказывается весьма низким, кроме двух образцов с Магелланова разлома; содержание хрома, по данным спектрального анализа, в ряде проб достигает 360 и 400 г/т.

На диаграмме AFM (см. рис. 4) точки составов базальтов, долеритов и габбро располагаются вдоль толеитового тренда. При этом в долеритах и особенно в базальтах наблюдается большее накопление железа, чем в преобладающей части образцов габбро. В целом на диаграмме видна значительная дифференцированность базальтоидных серий. Среди долеритов и базальтов разлома Клариион присутствуют как весьма примитивные ($FeO^*/MgO = 1,1$; FeO^* как $FeO^*_{общ}$), так и высоко дифференцированные разности (FeO^*/MgO — до 5,6). В базальтах и долеритах с разлома Нова величина отношения FeO^*/MgO изменяется от 1,4 до 2,9, по степени дифференцированности они идентичны породам из зоны Императорского разлома (см. рис. 4). Базальты из скважин 163, 164, 166, 169 близки по составу к наименее железистым разностям из нашей коллекции ($FeO^*/MgO = 1,1-1,9$).

Все точки составов долеритов и базальтов, полученных в Северной и Центральной Пацифике, располагаются на диаграмме в верхней части поля океанических толеитов, в отличие от магнезиальной базальтоидной серии, изученной из разлома Хесса [3, 5, 10]. С высокодифференцированными сериями эффузивных и гипабиссальных пород в разрезах разломов Клариион, Императорского и Нова ассоциируют габброиды, также существенно более железистые, чем в разрезе разлома Хесса.

Накопление железа в изученных породах сопровождается уменьшением содержания Ni и Cr (по данным спектрального анализа) и увеличением содержания Ti. На диаграмме $TiO_2 - FeO^*/MgO$ (рис. 5) видна линейная зависимость, характеризующая толеитовый тренд дифференциации пород, хотя разброс отдельных значений и оказывается существенным. Для всех пород из разреза разлома Нова установлено значительно большее обогащение титаном, чем для пород из зоны Клариион, имеющих близкие значения FeO^*/MgO . По темпам накопления TiO_2 базальтоиды разлома Клариион сравнимы с породами Императорского разлома. Более высокотитанистой серии разлома Нова отвечают по характеру породы разлома Хесса, с тем же наклоном вариационной линии [3].

Характеристика толеитовых серий Центральной Пацифики может быть дополнена данными по содержанию в них редких земель [31]. В анализированных образцах как базальтов, так и долерита распределение РЗЭ оказалось типичным для океанических толеитов. Достаточно примитивные разности базальтов из скв. 169 характеризуются шестикратным обогащением легкими РЗЭ по сравнению с хондритом и величиной отношения La/Sm , равной 0,7. В более дифференцированных базальтах из скв. 164 обогащение РЗЭ возрастает до 14-кратного, а величина отношения La/Sm — до 1,0, сходно с дифференцированными разностями базальтов из Императорского разлома.

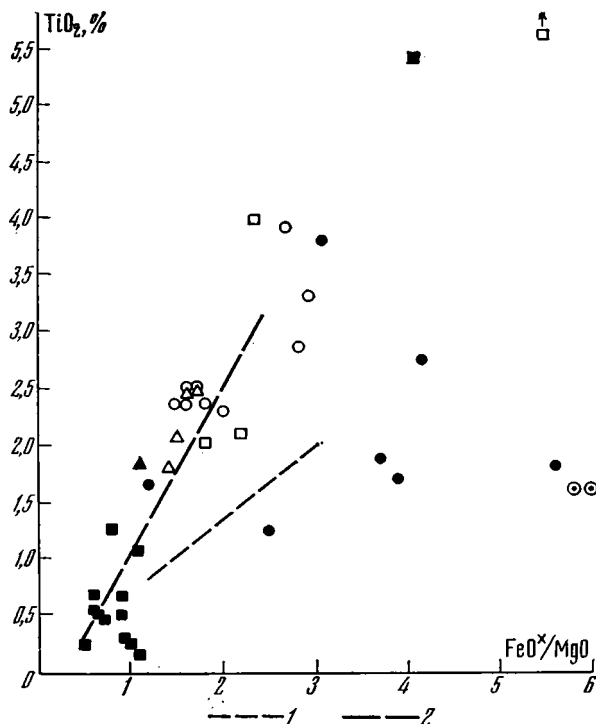


Рис. 5. Диаграмма TiO_2 — FeO^x/MgO
 1 — тренд дифференциации толеитов разлома Хесса, 2 — тренд дифференциации толеитов Императорского разлома.
 Условные обозначения см. на рис. 4

Полученные минералогические и химические данные о породах из скважин и драгировок на абиссальных плитах Центральной Пацифики показывают их повсеместную принадлежность толеитовой серии и значительное сходство с породами типового разреза спрединговой зоны (разлом Хесса; [3]). Однако особенности состава изученных эффузивных и интрузивных комплексов свидетельствуют о далеко продвинутых процессах кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы. Особенно высоко дифференцированные разности присутствуют среди базальтов и габброидов из разлома Кларион. Все рассмотренные данные характеризуют состав второго и третьего слоев на абиссальных плитах.

Сведения о магматических образованиях в пределах поднятий остаются весьма отрывочными. Измененные базальты из скв. 167 на Магеллановом поднятии скорее всего отвечают составу океанического толеита [31] — сходно с толеитами поднятий Шатского и Хесса [11]. Базальтоиды скв. 315 в вулканической зоне Лайн, связанные с ними гавайиты и муджиериты из скв. 165 сравнимы по составу с гавайскими [32]. Вся вулканическая зона Лайн, подобно Гавайской, развивалась как наложенная структура позднее формирования второго слоя абиссальных плит. В целом для Центральной Пацифики установлено весьма широкое проявление позднего рассредоточенного вулканизма, продолжавшегося вплоть до маастрихтского времени [44]. Продуктами такого вулканизма оказываются и базальтоиды с некоторой щелочной тенденцией, обнаруженные в отдельных абиссальных участках. Таковы,

например, нефелин-нормативные породы долеритового силла из скв. 169, залегающие внутри сеноман-туронских осадков [31, 37]. Щелочную тенденцию имеют, по-видимому, и базальты из верхов разреза Магеллана разлома, о чем свидетельствует их обогащение щелочами и фосфором, наличие оливина в основной массе пород.

Общность составов магматических комплексов позволяет сравнить изученные абиссальные коровые разрезы Центральной Пацифики с последовательными разрезами Императорского разлома и разлома Хесса. При этом обнаруживаются отчетливые признаки тектонических нарушений в породах второго и третьего слоев коры [6, 7]. Так, в зоне разлома Нова базальты и долериты слагают разрез на глубину ~3 км, что заметно превышает всю мощность второго слоя в этом регионе [42]. Такое возрастание мощности разреза, преобладание в его верхах долеритов может быть связано с повторением по вертикали нескольких тектонических пластин. Нахождение габброидов третьего слоя в одной драге с базальтами и долеритами определяется скорее всего их тектоническим совмещением в разрезе. Эти свидетельства коровых деформаций дополняются дроблением и развальцеванием пород, видными в отдельных образцах, обнаружением катакластических брекчий из обломков долеритов, базальтов и габбро. Наличие габбровых брекчий и милонитизированных метагаббро было установлено также и при драгировании в районе хр. Математиков [47].

Наиболее значительные нарушения корового разреза обнаруживаются в зоне разлома Кларион. Здесь также встречены катаклазированные габбро с зеленосланцевыми изменениями и рассланцованные актинолитизированные долериты. Строение ультрабазит-габбрового разреза явно нарушено: с аполерцолитовыми серпентинитами ассоциируют относительно железистые габброиды, представляющие поздние продукты дифференциации магмы, тогда как магнезиальные габбро и троктолиты, контактирующие с лерцолитами в полных офиолитовых разрезах, здесь отсутствуют. Серпентинизированные ультрабазиты и габброиды в зоне разлома Кларион оказались тектонически совмещенными с базальтами и долеритами и выведенными в верхние горизонты коры. В современной структуре они залегают гипсометрически выше основного разреза базальтов и долеритов. Наиболее вероятным объяснением такого строения разреза является, по-видимому, залегание серпентинитов и габбро в надвиговой пластине поверх базальтов второго слоя. В зоне разлома Элтан залегание амфиболитов в основании обнаженного разреза [4] также может свидетельствовать о значительных нарушениях в океанической коре. Сложное совмещение ультрабазитов, габбро и базальтов установлено для целого ряда океанических разломов.

Тектоническое расслаивание коры с совмещением пород различных горизонтов разреза представляет важное доказательство внутренних деформаций в пределах океанского ложа. Широкое развитие щелочно-базальтового вулканизма, захватившего в середине мела различные структурные зоны, явно противоречит представлениям о действии механизма горячей точки при движении жесткой литосферной массы. Все больше появляется доказательств значительной тектонической и магматической активности в центральной части Тихоокеанской области, весьма удаленной как от молодой спрединговой зоны, так и от системы островных дуг и желобов.

Для дальнейшего изучения нарушений во внутренних океанических областях и наложенных вулканических зон, несомненно, потребуются сравнение вещественного состава и строения коровых разрезов с сейсмическими данными по тонкой структуре коры. Для исследования характера тектонических нарушений, соотношения перемещений по трансформным разломам и предполагаемым надвигам необходима постановка специальных съемочных работ на полигонах.

Собранный материал по магматическим породам центральной части Тихого океана, его сопоставление с данными по более широким океаническим площадям показывает прежде всего тектонический контроль в

распределении магматических серий разного состава. Специфика магматизма на абиссальных плитах, поднятиях Магеллановом, Шатского, Хесса и др. и в наложенных вулканических зонах (Императорской, Лайн) связана со значительными тектоническими неоднородностями внутри Тихоокеанской области.

В пределах обширных абиссальных плит по различным петрохимическим показателям выявляется однообразие характера толеитовых серий, слагающих второй и третий слои коры. По своему составу и характеру кристаллизационной дифференциации эти серии сопоставимы с изученными в разрезе спрединговой зоны на разломе Хесса. Отличием изученных абиссальных серий является их большая дифференцированность. Провинциальные различия в составе абиссальных магматических серий, обусловленные глубинными вещественными неоднородностями, проявляются, возможно, в вариациях титанистости базальтоидов, в некоторых различиях величины отношения La/Sm в разных участках океана, в соотношениях изотопов Sr и других элементов. Однако имеющиеся материалы не позволяют пока полностью осветить характер провинциальных различий толеитовых серий.

Обратим внимание, что о региональных вариациях изотопов стронция в базальтах Тихого океана уже имеются интересные данные. Так, К. Хедж [27] отметил обширную по площади область в Южной Пацифике с повышенными значениями отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (более 0,7048, с наибольшими значениями 0,7066 в районе Самоа — Таити) и показал примерные контуры этой области. Севернее, вплоть до района Гавайских островов, радиогенность снижается до 0,7035. Р. Стерн [45] рассматривал отношение изотопов стронция для лав западнотихоокеанских островных дуг. В северных островных дугах, до Марианской включительно, это отношение оказалось ниже, чем в южных. Проведенный в лаборатории абсолютного возраста и стабильных изотопов Геологического института анализ базальтов (шесть образцов), драгированных из разлома Нова, имеющих, вероятно, позднемеловой возраст, дал значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,7031—0,7035, т. е. близкие к цифрам К. Хеджа для северной области и для островов, тяготеющих к Восточно-Тихоокеанскому поднятию.

В целом к настоящему времени разрезы океанической коры и их фрагменты изучены в северной половине Тихого океана в зонах разломов Меррей, Кларион, Магеллановом, Нова, Бланко, Сикейрос, Эквадор, разломов на хребте Математиков, а также на разломах Императорском и Хесса. Последние два разреза изучены комплексно геолого-геофизическими методами и могут быть использованы как опорные коровые разрезы. Для решения вопросов о характере петрохимических и геохимических неоднородностей в породах второго и третьего слоев океанической коры необходимы как дополнительный сбор каменного материала, так и привлечение для исследования тонких аналитических методов.

Литература

1. Гайнанов А. Г., Строев П. А., Федынский В. В. Гравитационное поле и строение земной коры Тихого океана.— Вестн. МГУ, № 5, 1974, с. 5—19.
2. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
3. Кашинцев Г. Л., Кузьмин М. И., Пополитов Э. И. Состав и строение океанической коры в районе впадины Хесса (Тихий океан).— Геотектоника, № 6, 1982, с. 112—123.
4. Кашинцев Г. Л., Фрих-Хар Д. И. Строение океанской коры в зоне разломов Элтанн (Тихий океан) по петрографическим данным.— Океанология, 1978, т. 18, № 1, с. 64—69.
5. Кашинцев Г. Л., Фрих-Хар Д. И., Абрамова Е. С. Петрография и минералогия магматических пород впадины Хесса.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1980, № 5, с. 14—23.
6. Меланхолина Е. Н., Разницын Ю. Н., Савельева Г. Н., Кудрявцев Д. И., Прокопцев Н. Г., Гладких П. А., Лазько Е. Е., Пушаровский Ю. М. Новые данные о породах океанической коры в Центральной котловине Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 1, с. 200—203.
7. Меланхолина Е. Н., Савельева Г. Н., Кудрявцев Д. И., Разницын Ю. Н., Прокопцев Н. Г., Пушаровский Д. Ю., Гладких П. А., Лазько Е. Е. Вещественный состав

- океанической коры и верхней мантии в зоне разлома Кларирон (Тихий океан).— Докл. АН СССР, 1983, т. 268, № 4, с. 942—946.
8. Пуцаровский Ю. М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации.— Геотектоника, 1982, № 5, с. 3—16.
 9. Пуцаровский Ю. М., Козлов В. В., Мазарович А. О., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Системы разломов в Тихом океане.— Геотектоника, 1980, № 2, с. 3—12.
 10. Рудник Г. Б. Магматические и метаморфические породы впадины Хесса.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана, Океанологические исследования № 29. М.: Наука, 1976, с. 116—125.
 11. Рудник Г. Б., Меланхолина Е. Н., Кудрявцев Д. И., Ломова О. С., Сафонов В. Г., Силантьев С. А., Шмидт О. А. Породы второго океанического слоя в разрезах поднятий Шатского и Хесса (Тихий океан).— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1981, № 11, с. 21—33.
 12. Рудник Г. Б., Меланхолина Е. Н., Кудрявцев Д. И., Ломова О. С., Сафонов В. Г., Шмидт О. А. Вещественный состав океанической коры в разломных зонах Императорской и Меррей (Тихий океан).— Геотектоника, 1982, № 3, с. 3—14.
 13. Савельева Г. Н. Сопоставление ультраосновных пород в некоторых тектонических структурах дна океана.— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М., Наука, 1983, с. 72—88.
 14. Савельева Г. Н., Денисова Е. А., Шербаков С. А. Пластическое течение в верхней мантии. Тезисы Всес. тектон. совещ., 1983, М., с. 13—15.
 15. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
 16. Шербаков С. А., Савельева Г. Н. Структуры ультрабазитов Марианского желоба и разлома Оуэн.— Геотектоника, 1984, № 2, с. 86—96.
 17. Anderson R. N., Nishimori R. K. Gabbro, serpentinite and mafic breccia from the East Pacific.— J. Phys. Earth, 1979, vol. 27, N 6, p. 467—480.
 18. Chase T. E., Menard H. W., Mammerickx J. Topography of the North Pacific, scale 1 : 6 500 000. Geologic Data Center, Scripps Institution of Oceanography and Institute of Marine Resources Univ. Calif., San Diego, 1971, 2^d Printing, 1977.
 19. Deep Sea mineral resources investigation in the central—eastern part of Central Pacific Basin, January—March 1976 (GH 76—1 Cruise).— Geol. Surv. Japan, Cruise Rept., 1977, N 8, 217 p.
 20. Deep Sea mineral resources investigation in the central—western part of Central Pacific Basin, January—March 1977 (GH 77—1 Cruise). Cruise Report N 12. Geol. Surv. Japan, 1979, 240 p.
 21. Deep Sea mineral resources investigation in the northern part of Central Pacific Basin, January—March 1977 (GH 79—1 Cruise), Cruise Report N 15, 1981, 309 p.
 22. Deep Sea mineral resources investigation in the eastern Central Pacific Basin, August—October 1974 (GH 74—5 Cruise), Geol. Surv. Japan, Cruise Report N 4, 1975, 103 p.
 23. Deep Sea mineral resources investigation in the western part of Central Pacific Basin, January—March 1978 (GH 78—1 Cruise), Geol. Surv. Japan, Cruise Report N 17, 1981, 281 p.
 24. General bathymetric chart of the oceans (GEBCO), scale: 1 : 10 000 000, Canad. Hydrogr. Surv., Ottawa, Canada, 1982.
 25. Haggerty J. A., Schlanger S. O., Premoli-Silva J. Late Cretaceous and Eocene volcanism in the southern Line Islands and implications for hotspot theory.— Geology, 1982, v. 10, N 8, p. 433—437.
 26. Hammond S. R., Theyer F., Sutton G. H. Paleomagnetic evidence of northward movement of the Pacific Plate in deep-sea cores from the Central Pacific Basin.— Earth Planet. Sci. Lett., 1974, v. 2, N 1, p. 22—28.
 27. Hedge C. E. Strontium isotopes in basalts from the Pacific Ocean Basin.— Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 38, N 1—2, p. 88—94.
 28. Heezen B. C., Fornari D. J. Geological map of the Pacific Ocean, scale 1 : 35 000 000.— Initial Rept. of DSDP, v. XXX. Washington: D. C., 1975.
 29. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. VII. Washington: D. C., 1971. 1757 p.
 30. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. XVI. Washington D. C., 1973. 949 p.
 31. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. XVII. Washington D. C., 1973. 930 p.
 32. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. XXIII. Washington D. C., 1976. 973 p.
 33. Jackson E. D. Linear volcanic chains on the Pacific plate.— In: The geophysics of the Pacific ocean basin and its margin.— Geophys. Monogr. 19, Amer. Geophys. Union. Washington: D. C., 1976, p. 319—355.
 34. Ludwig W. J., Houtz R. E. Isopach map of sediments in the Pacific Ocean Basin marginal sea basin.— Amer. Assoc. Petrol. Geol., Map Series, Catalog 647, 1979.
 35. Malahoff A. Magnetic lineations over the Line Islands Ridge.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, v. 82, N 7, p. 1977—1982.
 36. Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1972, v. 56, N 2, p. 203—213.
 37. Myers C. W., Bence A. E., Papike J. J., Ayuso R. A. Petrology of an alkali-olivine basalt sill from site 169 of DSDP leg 17: the Central Pacific Basin.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 5, p. 807—822.

38. *Nicolas A., Boudier F., Bouchez J. L.* Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environment.—*Amer. J. Sci.*, 1980, v. 280, N 1, p. 192—210.
39. *Orwig T. L.* Channeled turbidites in the eastern Central Pacific Basin.—*Marine Geol.*, 1981, v. 39, N 1—2, p. 33—57.
40. *Orwig T. L., Kroenke L. W.* Tectonics of the eastern Central Pacific Basin.—*Marine Geol.*, 1980, v. 34, p. 29—43.
41. Plate-tectonic map of the Circum-Pacific region, north-west quadrangle, scale 1:10 000 000. Circum-Pacific Council for Energy and mineral resources, Circ. Pac. Map. Proj., *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1981.
42. *Raitt R. W.* Seismic-refraction studies of the Pacific Ocean Basin, I Crustal thickness of the central equatorial Pacific.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1956, v. 67, N 12, p. 1623—1640.
43. *Rosendahl B. R., Moberly R., Halunen A. J., Rose J. C., Kroenke L. W.* Geological and geophysical studies of the Canton Trough region.—*J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, N 17, p. 2565—2574.
44. *Schlanger S. O., Jenkins H. C., Premoli-Silva J.* Volcanism and vertical tectonics of the Pacific Basin related to global Cretaceous transgressions.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 52, N 2, p. 435—449.
45. *Stern R. J.* Strontium isotopes from circum-Pacific intra-oceanic island arcs and marginal basins: regional variations and implications for magmagenesis.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1982, v. 93, N 6, p. 447—486.
46. *Tamaki K., Ioshima M., Larson R. L.* Remnant Early Cretaceous spreading center in the Central Pacific Basin.—*J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, p. 4501—4510.
47. *Vanko D. A., Batiza R.* Gabbroic rocks from the Mathematician Ridge failed rift.—*Nature*, 1982, v. 300, N 5894, p. 742—744.

Геологический институт АН СССР

Поступила в редакцию
19.VII.1983

УДК 551.242.4

КАЗЬМИН В. Г.

О ДВУХ ТИПАХ РАСКОЛА КОНТИНЕНТОВ

Процесс раскола континентов осуществляется двумя способами: 1) путем быстрого утонения литосферы, сопровождающегося погружением сначала вследствие «потери плавучести», затем по мере остывания литосферы, за счет нарастания и утяжеления ее мантийной части; 2) в результате медленного импульсного растяжения, сопровождающегося поднятиями разного масштаба. Первый тип развития характерен для рифтов триасового — раннеюрского времени, формировавшихся в условиях фрагментации Пангеи и «свободного» расхождения образовавшихся континентов, второй — для кайнозойских рифтов, большинство из которых (Байкал, Рейнский рифт, Африкано-Аравийская рифтовая система) образовались в результате напряжений, возникших в теле плит при их столкновениях.

Рифтогенез первого типа определяется быстрым растяжением континентальной литосферы, во втором случае растяжение осуществляется редкими импульсами. В обоих случаях образование и развитие рифтов не является автономным и отражает процессы регионального растяжения. Область всплывания легкого материала, размеры которой зависят от ширины и протяженности участка литосферы, подвергшегося растяжению, регистрируется сейсмологическими методами как «мантийная неоднородность» под рифтовыми зонами.

Процесс раскола континентальной платформы и образование молодых океанов во многом остается еще не познанным. Неясно прежде всего, порожден ли раскол какими-то локальными, автономными причинами, например восходящим конвективным потоком, всплыванием мантийного плюмажа или астенолита [12, 28, 33], или же он происходит под действием региональных напряжений, приложенных к литосферной плите или системе плит в целом. Такие напряжения в различных гипотезах связываются с горизонтальным конвективным током в системе крупноячеевой конвекции [18], «тяговой» силой литосферных плит, погружающихся в зоне субдукции [26], «мембранными стрессами» [51], возникающими в литосферных плитах при переходе через область Земли с большим радиусом кривизны (экваториальная область) и т. д. Неясно также, всегда ли рифтообразование протекает одинаково, не существуют ли различные типы рифтов с различным генезисом.

В последние годы накоплен огромный геолого-геофизический материал, позволяющий если и не решить существующие проблемы, то, во всяком случае, значительно сузить рамки поиска.

В первую очередь речь идет о данных по образованию и развитию пассивных окраин, накопленных в ходе научного и разведочного бурения в океанах [21, 22, 48, 59]. Эти данные позволили с большой детальностью реконструировать историю формирования крупнейших рифтовых систем прошлого, на месте которых возникли современные океаны — Атлантический и Индийский. Выяснилось, что образование континентальных рифтов, растяжение, а затем и разрыв литосферы протекали во многом отлично от того, как это наблюдается в современных континентальных рифтовых зонах. Главное отличие заключается в том, что рифтогенез не сопровождался дорифтовыми или синрифтовыми поднятиями. В то же время определяющим фактором было сильное утонение континентальной литосферы и ее погружение, сопровождавшееся накоплением мощных осадочных толщ. Исследование пассивных окраин восточного побережья Северной Америки, Юго-Западной Африки, Армориканского побережья Бискайского залива и ряда других мест показало, что в верхнем (8—10 км) слое коры утонение осуществлялось путем образования сбросов и затем вращения блоков, разделенных сбросами.

Этот процесс, давно уже известный в современных континентальных рифтах [10, 49], приводит к утонению коры в 2 раза и более, причем степень растяжения нарастает от краев рифтовой зоны к ее центру (рис. 1). Обычно предполагается, что утонение верхней части коры и всей литосферы происходит равномерно, хотя характер деформации с глубиной меняется — хрупкая деформация на глубинах более 8—10 км сменяется пластической [20, 25]. В целом деформация отвечает законам разрушения упруго-вязкой среды [12] и приводит сначала к вытягиванию с образованием «шейки» [9], затем к разрыву и полному разделению литосферных плит. Оценки мощности коры на пассивной окраине с помощью сейсмических методов показали, что до разрыва полоса коры (и литосферы) растягивается примерно вдвое [42]. Близкая величина «предельного» растяжения континентальной коры была получена для Красноморского и Аденского рифтов исходя из оценки масштабов раздвижения в этих структурах до начала спрединга. Получить такую оценку можно, реконструируя различными способами дорифтовое положение континентальных блоков Африки и Аравии [41].

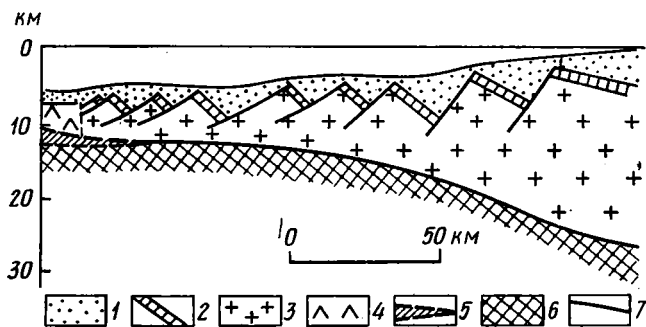


Рис. 1. Схема строения пассивной окраины
 1 — недеформированные осадки; 2 — ранние (дорифтовые) осадки; 3 — континентальная кора; 4 — океаническая кора; 5 — слой пониженных скоростей сейсмических волн (скорость продольных волн 7,1—7,2 км/с); 6 — мантийная часть литосферы, 7 — взбросы

Масштаб и темп погружения на пассивной окраине, а также изменение этих параметров во времени хорошо аппроксимируются простой моделью растяжения, предложенной Мак-Кензи [46] и разработанной впоследствии различными авторами [22, 42]. Согласно этой модели, сразу же вслед за утонением литосферы в β раз последняя теряет плавучесть и относительно быстро погружается, стремясь к изостатическому равновесию. Затем по мере остывания в течение длительного времени происходит наращивание мантийной части литосферы, сопровождающееся ее утяжелением и «термальным» погружением. Величина погружения определяется зависимостью $S = Z(1 - 1/\beta)$, где S — величина погружения, Z — коэффициент, зависящий от физических параметров коры, мантийной части литосферы и астеносферы. Для начального и «термального» этапов погружения Z равно соответственно 3,61 и 7,83 [42].

Модель простого растяжения хорошо аппроксимирует не только развитие пассивных окраин молодых океанов, но и таких рифтовых зон, в которых растяжение не привело к разрыву литосферы. Было показано, например, что образование и погружение грабен Северного моря связано с быстрым растяжением континентальной коры в юрское время и уменьшением ее мощности с 32 до 20 км. Последующее длительное «термальное» погружение (верхний мел — кайнозой) привело к образованию широкого прогиба, отвечающего современной акватории Северного моря [29]. Нетрудно заметить, что такое развитие полностью соответствует стадиям «авлакогена» и «синеклизы» Н. С. Шатского.

Вулканические проявления распределены в рифтовых зонах рассматриваемого типа крайне неравномерно. Обычно вулканизм концентриру-

ется в грабенах и проявляется на фоне сильного утонения континентальной коры и погружения. Так, реконструкция развития мезозойского Тетиса, основанная на изучении разрезов в тектонических покровах, показала, что интенсивный щелочнобазальтовый вулканизм шел здесь в позднем триасе в глубоководных условиях, скорее всего в отдельных грабенах, разделенных горстовыми поднятиями [36, 54]. Эта стадия завершила континентальный рифтогенез и предшествовала непосредственно началу образования океана. Мощный базальтовый вулканизм был характерен для глубоких триасовых грабенов Центральной Атлантики и Западной Сибири [19]. С другой стороны, растяжение и погружение могли протекать практически без вулканизма. Примерами такого развития является рифтовая система Центральной Гондваны [11], триасовые грабены Западной Европы [60], погребенные юрско-нижнемеловые грабены Северного моря [29] и многие другие. Очевидно, растяжение далеко не всегда сопровождалось образованием магмоподводящих трещин, а если они и возникали, то это происходило в уже сильно утоненной литосфере.

Участки рифтовых зон со слабым вулканизмом сменяются по простиранию мощными излияниями траппов, локализованными в обширных ареалах (до 1000—2000 км в поперечнике). Обычно такие излияния захватывают территории континентальных блоков, прилежащие к главной рифтовой зоне, объем траппов в индивидуальном ареале достигает сотен тысяч км². Подобные ареалы известны в южной части рифтовой системы Центральной Гондваны (траппы Карру), в Южной Атлантике (траппы Парани и Каока), на плато Декан Индии, в других частях южных континентов.

Трапповый вулканизм характерен и для таких регионов, где растяжение не завершилось образованием океана, как это было, например, в триасе в Сибири. Образование рифтовой системы Западной Сибири, утонение континентальной коры под Тунгусской синеклизой [3] говорят о проявлении здесь регионального растяжения, сопровождавшегося погружениями. В этом плане Западная Сибирь с полным основанием может быть названа «неудавшимся океаном», в пределах которого и на прилежащем Восточно-Сибирском континенте широко проявился трапповый вулканизм. В отличие от платобазальтов кайнозойских рифтов излияния мезозойских траппов шли всегда на фоне погружения.

Рассмотренный выше тип рифтогенеза характерен для распада Пангеи. Начало распада можно отнести к концу палеозоя, затем он продолжался в триасе, юре и раннем мелу. Для всей этой эпохи характерно одновременное проявление рифтогенеза в различных частях суперконтинента. Позднепалеозойские рифты (конец карбона) возникли практически в одно время в различных частях Гондваны: в Восточной Африке, Индии, Антарктиде, Западной Австралии. В триасе развитие этих рифтовых систем продолжалось, и к ним присоединились рифты на месте Центральной и Северной Атлантики, Западной Европы, Западной Сибири. Одновременное проявление растяжения на огромных территориях заставляет сомневаться в автономности происхождения отдельных рифтов. В этом случае пришлось бы допустить синхронное (в геологическом смысле) развитие множества диапиров («плюмажей», астенолитов), что мало вероятно. Проявление рифтогенеза в данную эпоху настолько «глобально», что это даже порождает представления о растяжении в результате увеличения радиуса Земли [16]. При этом не учитываются процессы субдукции и поглощения литосферы, протекавшие одновременно с рифтогенезом. Об их широком развитии свидетельствуют вулканические пояса вдоль южной границы Евразии и западной периферии Пангеи. Количественные оценки раздвижения и поглощения для рассматриваемой и других эпох геологического прошлого отсутствуют, поэтому представления об импульсах глобального расширения остаются недоказанными. Важно отметить, что для современной эпохи сбалансированность обоих процессов хорошо подтверждается глобальной увязкой движений литосферных плит.

Другой тип развития рифтов наблюдается в кайнозое. Если проанализировать историю формирования таких крупнейших континентальных рифтовых систем, как Байкальская, Рейнская, Восточно-Африканская, Запада США, то можно прежде всего выделить одну общую для них черту — образование грабенов (рифтов) сопровождается поднятиями различного масштаба. Наиболее крупные (сводовое поднятие Эфиопского плато, провинция Бассейнов и Хребтов) достигают 800—1000 км в поперечнике, поднятия меньших размеров измеряются первыми сотнями или десятками км (Рейнская система, Западный рифт Восточной Африки). Как для крупных, так и для небольших поднятий характерна овальная, изометричная форма, их абсолютные высоты колеблются от сотен до 2500—3000 м.

Причина образования поднятий достаточно ясна. Под всеми рифтовыми зонами в основании коры обнаружен слой пониженных скоростей прохождения сейсмических волн, интерпретируемый как слой разуплотненного мантийного вещества. Мощность такого слоя варьирует от 5—8 км под грабенами Мертвого моря [35] и Рейнским [52] до 20—30 км под Эфиопским рифтом [44]. Важно, что на сейсмических профилях в ряде случаев (грабен Мертвого моря, грабены Лимани, провинции Бассейнов и Хребтов) отчетливо фиксируется нижняя граница переходного слоя. Как показали наблюдения, под слоем пониженных скоростей иногда находятся породы даже с повышенными скоростями продольных волн 8,4—8,6 км/с. Следовательно, слой пониженных скоростей не связан с астеносферой постепенным переходом.

Образование слоя разуплотненного материала неизбежно должно вызывать изостатическое поднятие блоков коры и образование горного рельефа — закономерность, отмеченная многими авторами [5, 8, 12]. При этом высота поднятия будет, очевидно, тем большей, чем больше мощность низкоплотного слоя. Имеющиеся ограниченные данные согласуются с этим положением: поднятия в зоне Эфиопского рифта намного превосходят по высоте таковые в Рейнской рифтовой системе и т. д.

Естественно, возникает вопрос: как и почему образуется низкоплотный слой под современными континентальными рифтами? В настоящее время широко распространено мнение, что его образование отражает всплывание мантийного диапира — массы легкого вещества, поднимающегося из глубин мантии и достигающего, в конечном счете, подошвы коры. Слой с пониженными скоростями рассматривается в таких схемах как апикальная часть подобного диапира [8, 50], что, как было показано выше, не вяжется с сейсмическими данными.

Представления о мантийном диапиризме базируются главным образом на сейсмологических и гравиметрических данных о глубинном строении рифтовых зон. Большой вклад в изучение этой проблемы внесен советскими геофизиками, изучающими Байкальский рифт [17], а также исследователями Восточно-Африканской рифтовой системы [27, 32, 50]. Установлено, что областям поднятий, связанных с рифтами, отвечают отрицательные аномалии силы тяжести в редукции Буге. Эти аномалии не могут быть объяснены только изменениями мощности коры и интерпретируются как отражение крупных латеральных неоднородностей в литосфере. Интерпретация находит подтверждение в анализе скоростей прохождения сейсмических волн от удаленных землетрясений и крупных взрывов под рифтовыми зонами. Выяснено, что здесь происходит аномальное поглощение сейсмической энергии, выражающееся в замедлении скорости сейсмических волн. Такое явление может быть объяснено наличием под рифтовыми зонами крупных неоднородностей, образованных материалом пониженной плотности. Расчеты показывают, что подобные неоднородности имеют сложную форму как в плане, так и в поперечном сечении (рис. 2).

Наибольшей высотой подъема низкоплотного материала характеризуются непосредственно рифтовые зоны, однако литосферные неоднородности отмечаются и там, где пока еще нет видимых структур ра-

стяжения. Подобная ситуация наблюдается в Африке, где область тонкой литосферы прослеживается от Восточно-Африканской рифтовой системы на запад до побережья Атлантического океана. Предполагается, что растяжение в западной части аномальной зоны еще не достаточно велико для образования грабенов [32]. По данным В. А. Рогожиной [8,

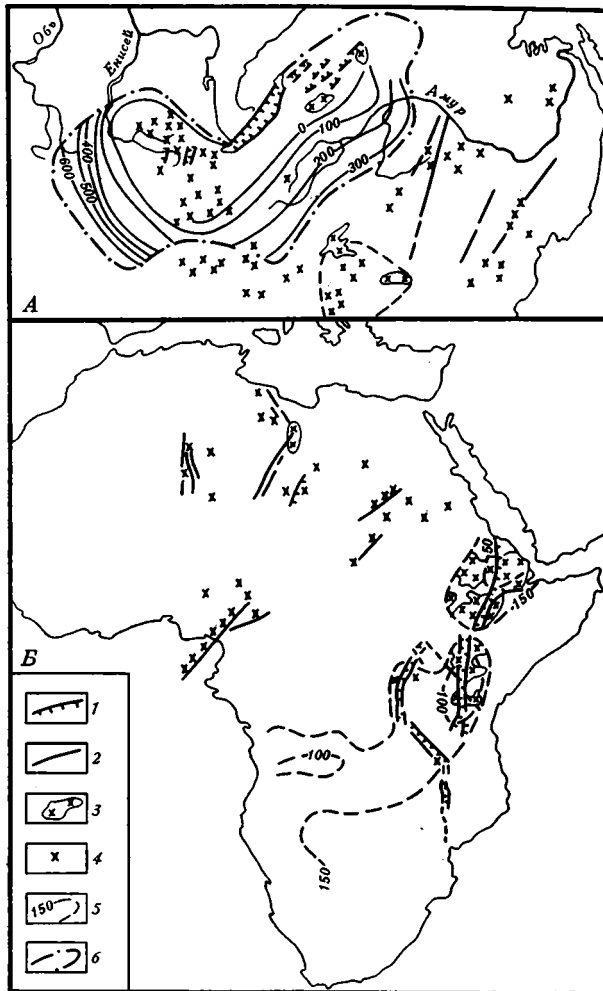


Рис. 2. Соотношения литосферных неоднородностей, вулканизма и рифтов: А — в Центральной Азии [8]; Б — в Африке [32]

1 — сбросы; 2 — разломы неустановленной природы; 3 — поля платобазальтов; 4 — отдельные вулканические центры; 5 — глубина кровли аномальной мантии (А — от подошвы коры, Б — от поверхности Земли); 6 — граница литосферной неоднородности

17], проекция центральноазиатской неоднородности на поверхности Земли охватывает не только Байкальскую рифтовую зону, но и прилежащие горные сооружения Южной Сибири и Монголии. Интересно отметить, что на значительной части этой территории за пределами Байкальской рифтовой зоны известны признаки растяжения, выраженные в широком проявлении молодого базальтового вулканизма (например, в Хангае). Такие районы рассматриваются некоторыми исследователями как «переходные от предрифтового режима к рифтовому». Как для Сибири, так и для Восточной Африки предполагается, что неоднородность уходит, расширяясь, на большую глубину (до 150—200 км, в Африке, и до 300—400 км в Сибири). Следует отметить, что различные интерпретации

сильно отличаются друг от друга, так что достоверно можно говорить, по-видимому, лишь о неоднородности в пределах литосферы, мощность которой под континентами, возможно, достигает 200—300 км.

С небольшими частными отклонениями схемы, предполагающие связь рифтогенеза с мантийным диапиризмом, сводятся к следующему. Легкое вещество, отделяющееся в процессе дифференциации, всплывает к подошве литосферы в виде «плюмажа» или «астенолита». Далее рассматриваются две версии: 1) над плюмажем (источник тепла) происходит смещение геоизотерм вверх и, следовательно, подъем кровли астеносферы, расположенной вблизи линии базальтового солидуса и отвечающей границе квазитвердого и вязкого тел [31, 34, 50, 56]; 2) всплывание легкого глубинного материала сквозь мантийные породы литосферы за счет механизма инверсии плотностей [8, 12, 50]. Сторонники второй точки зрения [8] указывают, что в первом варианте должен был наблюдаться резко повышенный региональный тепловой поток в пределах рифтовой зоны и прилежащих поднятий. На самом деле повышенный тепловой поток локализован в осевых зонах рифтов, где он связан с дайковыми интрузиями базальта в кору [14]. Согласно обеим версиям, образование низкоплотностной неоднородности в литосфере вызывает изостатическое поднятие. Достигнув подошвы коры, мантийное вещество начинает растекаться под действием силы тяжести, создавая растягивающие напряжения и порождая рифты. Подобная модель рифтогенеза рассматривалась М. Е. Артемьевым и Е. В. Артюшковым [1, 2] и А. Ф. Грачевым [5]. С небольшими вариациями она принимается геологами, изучающими Байкальский рифт [8, 12], и хорошо согласуется с экспериментальными данными Х. Рамберга [53] по всплыванию легкого диапира в поле силы тяжести, имитируемом с помощью центрифуги.

Внешне стройные «диапировые» модели страдают одним существенным недостатком — они плохо вяжутся с данными исторической и региональной геологии. Прежде всего предполагается, что сначала происходит «всплывание» диапира до подошвы коры, поднятие, а затем уже растекание диапира, растяжение и рифтогенез. По данным Н. А. Логачева с соавторами [12], всплывание диапира под Байкальской рифтовой зоной происходило в течение 30 млн. лет, диапир достиг подошвы коры около 3,5 млн. лет назад, с чем связано воздымание горного рельефа и рифтогенез «новобайкальского этапа». Но сами же авторы отмечают, что развитие рифтов началось в Байкальской зоне еще в олигоцене, может быть в эоцене. Таким образом, растяжение предшествовало образованию и подъему диапира, а также поднятию.

Стремясь найти выход из возникшего противоречия, цитированные авторы в другой работе [13] допускают, что в эоцене — олигоцене Байкальский свод все-таки уже существовал. Но тогда его образование не может быть связано с подъемом диапира, которое, по их мнению, началось одновременно с индо-евразийским столкновением. Тем более в олигоцене не могло происходить «растекание» диапира. Кстати, и само существование древнего свода ничем не доказывается. Известно, что первые впадины в Байкальской рифтовой зоне возникли на позднемиоценом — палеогеновом пенеплене и заполнялись тонкозернистыми осадками. Последнее говорит об отсутствии поднятий и сносе с окружающих равнин.

Такая же картина отмечается для рифтовых зон Красного моря, Аденского залива и Эфиопии. Первые признаки растяжения (раскрытие трещин, вулканизм) фиксируются в Красноморско-Аденском регионе в раннем эоцене (55 млн. лет). Перед этим (в позднем мелу — палеоцене) северная часть будущего Красноморского рифта была перекрыта мелководным морским бассейном, а его южная часть и место будущего Аденского рифта располагались на уровне моря. Последнее подтверждается тем, что сразу же после образования неглубоких проторифтовых депрессий в конце эоцена (около 40 млн. лет назад) в них проникло море со стороны Индийского океана. Рост поднятий (Эфиопского, Аравийско-Нубийского и Сомалийско-Йеменского сводов) начался лишь в нижнем

миоцене (около 22 млн. лет назад), т. е. значительно позже начала растяжения.

По данным Е. Е. Милановского [15] и многих других исследователей, образование Кенийского рифта предвлялось воздыманием невысокого свода с позднего мела. В работе Дж. Мак-Колла [45], посвященной геологии северной части Кенийского рифта (район оз. Ханнингтон), указывается, что значительно более четко проявленному этапу сводообразования в миоцене предшествовало погружение в начале миоцена. Других указаний на раннее растяжение и погружение непосредственно в Кенийской рифтовой зоне нет. Зато имеются многочисленные сведения о раннемиоценовом растяжении в сопредельных районах: в Эфиопии, рифтах Туркана и Танганьикском. Есть сведения и о еще более раннем (эоценовом) растяжении и вулканизме, проявившемся в тех же районах [23, 30]. Скорее всего эти фазы растяжения затронули и зону Кенийского рифта. В целом можно утверждать, что в кайнозойских рифтах, во всяком случае в большинстве из них, рифтогенез начинался с растяжения литосферы, а уже затем (10—30 млн. лет спустя) формировались поднятия, отражающие накопление низкоплотностного материала в подошве коры. Расплывание этого материала не может, таким образом, рассматриваться как причина рифтогенеза.

Но есть и другое, более существенное возражение против автономной «диапировой» модели образования кайнозойских рифтов. После того как впервые с помощью космических снимков были проанализированы региональные структуры Юго-Восточной Азии и Ближнего Востока, стало ясно, что они образуют единый ансамбль, развитие которого определяется столкновением Индостана с Евразией [47, 57]. Используя данные о движениях на границах жестких блоков (смещения по сдвигам, ориентировка напряжений в очагах землетрясений), Л. П. Зоненшайн с соавторами [7, рис. 9] разработали кинематическую схему, по которой формирование всей совокупности структур этого региона — широтных сдвигов, зон сжатия и зон растяжения, включая Байкальскую рифтовую зону, — происходит в результате относительных перемещений нескольких микроплит, образовавшихся при раздроблении Евразийской плиты. Правильность схемы хорошо подтверждается результатами опытов на пластилиновых моделях [58]. Различные механические аспекты формирования структур Индо-Евразийского столкновения были недавно рассмотрены В. М. Буртманом [4]. Сейчас вряд ли можно сомневаться, что это столкновение является главным фактором, определяющим структурную эволюцию всего юга Азии с олигоцена. Как же увязать это с представлениями об автономном развитии Байкальской и других рифтов? Чем объяснить синхронность в этапах формирования структур столкновения и рифтов, образовавшихся якобы в результате независимого глубинного процесса (подъема легкого вещества из глубин Земли)?

Противоречия настолько очевидны, что игнорировать их нельзя. Даже сторонники «диапировой» концепции вынуждены признать, что «столкновение континентов вызвало дробление литосферы в древних ослабленных зонах» и в эти зоны внедрилось вещество, «поставляемое ближайшим восходящим потоком» [13]. Отсюда уже недалеко до признания первичности деформации и вторичности образования выступов астеносферы.

Еще более показательна картина в Западной Европе. Х. Иллэс впервые отметил синхронность движений в Нижнерейнском грабене с фазами сжатия в Альпийском поясе [37]. Позднее было показано, что образование и развитие всей совокупности разломных структур в Западной Европе, включая разломы Рейнской рифтовой системы, разломы Богемии, линию Эльбы и т. д., зависят от давления со стороны Апулийского микроконтинента, столкнувшегося с Европой [24]. На ранних стадиях столкновения ориентировка напряжений способствовала образованию сбросов Нижнерейнского грабена [37, рис. 2]. Со среднего миоцена обстановка изменилась. Как показали непосредственные измерения на-

пряжений в горных породах, в настоящее время в Западной Европе господствуют сжимающие напряжения, главная субгоризонтальная ось которых ориентирована в северо-западном — юго-восточном направлении [38]. «Генератором сжатия» является Альпийский складчатый пояс, откуда напряжения распространяются, постепенно затухая, в тело платформы. Рейнский грабен с северо-северо-восточным простиранием оказывается в условиях сжатия, косо ориентированного по отношению к оси рифта. В силу этого современная деформация имеет характер взбросо-сдвигов, что соответствует геологическим данным. В то же время структурная обстановка благоприятна для образования сбросов в Верхнерейнском грабене, ориентированном в северо-западном направлении.

Таким образом, как прошлое, так и современное развитие Рейнской рифтовой системы является реакцией на столкновение литосферных плит в Альпийском складчатом поясе Европы.

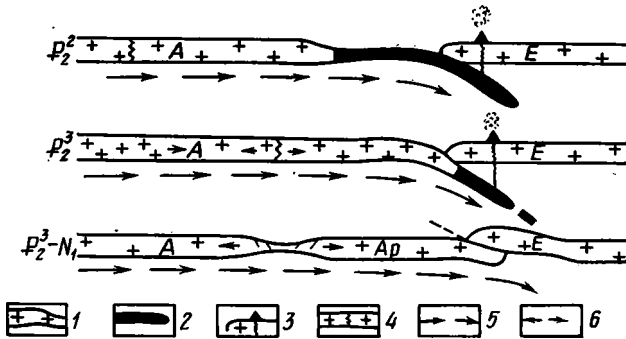


Рис. 3. Схема возможного образования Красноморского рифта. До конца эоцена Африканская плита движется вместе с астеносферным током. После начала столкновения движение плиты затруднено, вязкое трение создает мощные растягивающие напряжения в теле плиты. Раскол происходит по древней зоне слабости

1 — континентальная литосфера; 2 — океанская литосфера; 3 — окраинно-континентальный вулканический пояс; 4 — древняя зона слабости в литосферной плите; 5 — направление астеносферного конвективного потока; 6 — растяжение в теле литосферной плиты

Образование Африкано-Аравийской рифтовой системы также совпадает во времени со столкновением литосферных плит — Африканской и Евразийской. Начало столкновения относится к концу мела, после чего (в начале эоцена) в Северо-Восточной Африке появляются первые признаки растяжения. Главный этап столкновения начался в раннем миоцене и сопровождался дальнейшим раскалыванием Африканской плиты с раскрытием Аденского, Красноморского, а затем и Эфиопского рифтов. Динамика раскола здесь иная, чем в Европе или Байкальской рифтовой зоне. Известно, что в мезозое и раннем кайнозое Африка перемещалась в северо-восточном направлении по отношению к современной сетке координат, вероятно, следуя конвективному току в астеносфере. После столкновения движение плиты оказалось блокированным, и в ее теле возникли дополнительные растягивающие напряжения за счет вязкого трения (рис. 3). В конце концов плита оказалась разорванной, а отколовшийся фрагмент (Аравия) продолжает сближаться с Евразией, преодолевая «лобовое» сопротивление, подобно тому как это происходит с Индией.

Выше было показано, что развитие позднепалеозойских — раннемезозойских и крупнейших кайнозойских рифтов протекало в различной обстановке. В первом случае рифтогенез шел в условиях «свободного расплывания» фрагментов Пангеи, во втором — рифты образовывались при столкновениях этих фрагментов. В обоих случаях развитие рифтов не было связано с автономными причинами: распад Пангеи происходил в условиях регионального растяжения, охватившего весь суперконтинент.

нент, в кайнозой растяжения возникали при столкновениях континентов. Очевидно, различия в условиях образования определяют и различия в характере эволюции рифтов обеих групп.

Попытаемся рассмотреть возможные модели такой эволюции. Развитие рифтов первого типа определяется, как уже говорилось, растяжением, утонением и погружением континентальной литосферы (рис. 4, А). Утонение литосферы сопровождается пассивным компенсирующим поднятием горячей астеносферы [42, 46]. При этом образуется выступ астеносферы, ширина которого соответствует ширине зоны, охваченной растяжением, а высота подъема определяется степенью утонения литосферы.

Начальное растяжение в условиях континентальной литосферы проявляется зачастую в широкой полосе, а уже затем обособляются главные рифтовые зоны. Так, в Эфиопии структуры растяжения, параллельные

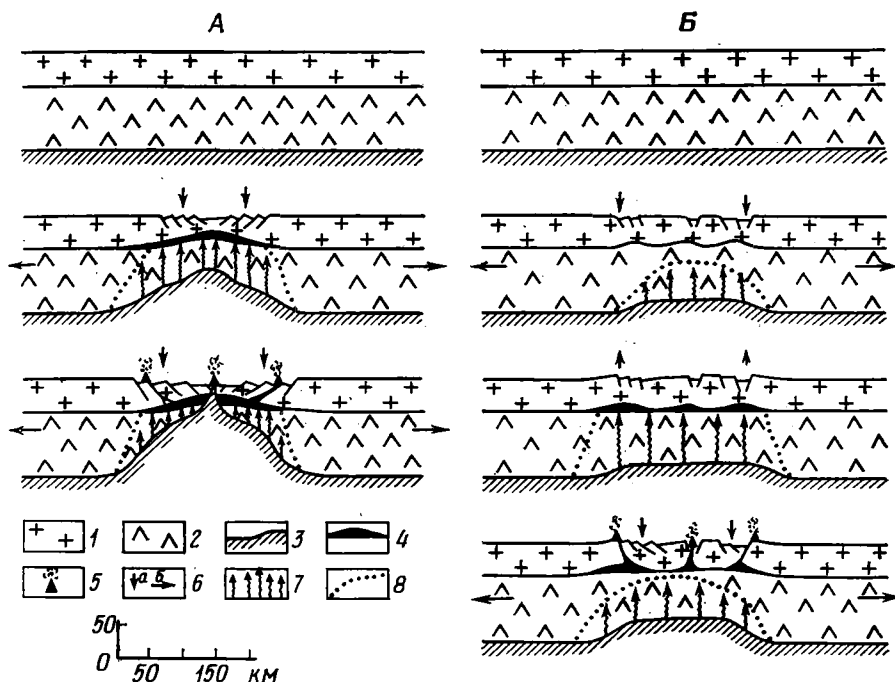


Рис. 4. Два типа раскола континента. А. Растяжение и погружение в условиях «свободного» расхождения литосферных плит (мезозой, распад Пангея). Б. Импульсное раздвижение в условиях столкновения литосферных плит (кайнозойские рифты). 1 — континентальная кора; 2 — мантийная часть литосферы; 3 — кровля астеносферы; 4 — слой низкоплотного материала в основании коры; 5 — вулканизм; 6 — направление вертикальных движений, б — направление относительного перемещения литосферных плит; 7 — всплывание легкого материала из апикальной части астеносферного выступа; 8 — граница литосферной неоднородности

Эфиопскому рифту, развиты по всей ширине Эфиопского плато (около 700 км — рис. 5). В южной части Восточно-Африканской рифтовой системы растяжение охвачена практически вся область между Кенийским и Танганьикским рифтами. Об этом убедительно свидетельствует распределение эпицентров землетрясений. Если в поверхностном слое (8—10 км) растяжение локализуется в сбросах и грабенах, то на глубине в силу пластичности материала оно будет равномерным и приведет к пассивному подъему единого выступа астеносферы. Быстрый подъем астеносферы с близосolidусной температурой должен сопровождаться повышением степени плавления в условиях снизившегося давления и накоплением в верхней части выступа «аномальной мантии». Последующее всплывание аномальной мантии происходит, вероятно, не в виде диапира Рамберга, а в виде отдельных «капель», как принято в модели Е. В. Артюшкова [2]. Таким способом легче объяснить совпадение об-

ласти распространения аномальной мантии под корой с областью, охваченной рифтогенезом. (Имеются в виду не отдельные рифты, а вся область, охваченная растяжением, — например, Провинция Бассейнов и Хребтов, Байкальская рифтовая зона и т. д.).

Когда всплытие легкого материала идет на фоне «свободного» раздвижения (рифты первого типа), то погружение продолжается непрерывно, а накапливающийся базальтовый расплав разгружается через

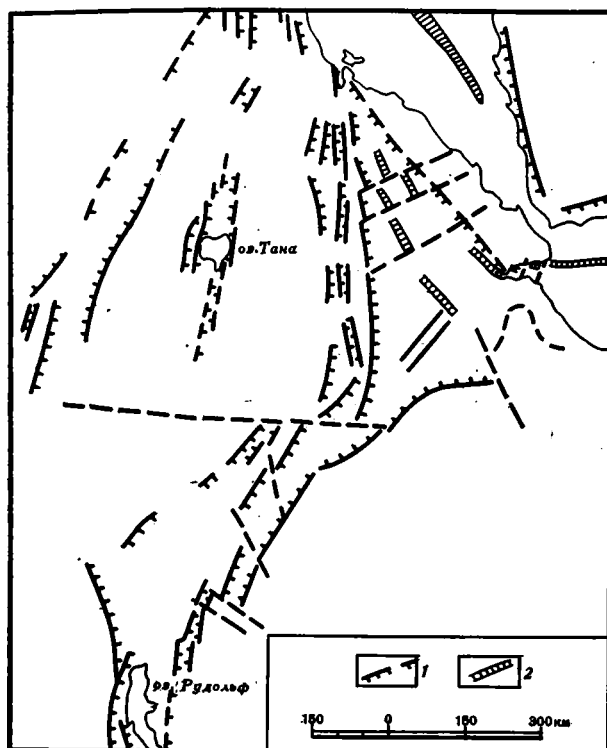


Рис. 5. Структуры растяжения в Северо-Восточной Африке. Растяжение охватывает не только Афар (I) и Эфиопский рифт (II), но и все Эфиопское плато (к западу и востоку от оз. Тана). Ширина зоны растяжения — до 700 км. 1 — сбросы, 2 — осевые зоны Красного моря, Афара, Аденского залива

образовавшиеся трещины в сильно утоненной литосфере. Подобное развитие продолжается до полного разрыва литосферы и установления спредингового режима. В тех случаях, когда раздвижение приостанавливается до начала спрединга, возможно образование глубоководных бассейнов с тонкой сиалической корой, характерных, по-видимому, для мезозойского развития западной части Тетиса [40, 55].

Иная ситуация характерна для кайнозойских рифтов. В условиях столкновения относительные перемещения плит затруднены, и деформация осуществляется в виде кратковременных импульсов (разрядка напряжений), разделенных длительными периодами относительного покоя. Импульсный характер развития типичен для всех кайнозойских рифтов. В Восточной Африке главные импульсы рифтогенеза отмечаются 40, 25, 15 и 5 млн. лет назад [11], импульсы раздвижения характерны также для Байкальской и Рейнской рифтовых систем.

В соответствии с рассмотренной схемой начальный импульс растяжения вызывает небольшой пассивный подъем кровли астеносферы, медленное всплытие аномальной мантии и рост поднятия (рис. 4, Б). Следующий импульс приводит к раскрытию трещин и вулканизму как в грабенах, так и на поднятии. Одновременно новое утонение литосферы и новый подъем астеносферы стимулируют следующий цикл всплытия аномальной мантии, поднятия и т. д. По мере развития обособля-

ются главные рифтовые зоны, в которых в дальнейшем локализуется растяжение (например, Эфиопский и Кенийский рифты в Восточной Африке). При этом все явления: растяжение, поднятие, вулканизм,— локализируются вдоль этих структур — особенность, не раз отмечавшаяся в развитии континентальных рифтов.

Нельзя согласиться с мнением Кс. Ле Пишона с соавторами о том, что континентальные рифты типа Восточно-Африканских не развиваются в океаны [43]. По мнению этих авторов, спрединг начинается лишь тогда, когда дно рифта окажется на уровне свободного подъема астеносферы под гидростатической нагрузкой литосферы (~2,5 км). Там, где развитие рифтов сопровождается поднятием, необходимо слишком большое утонение континентальной литосферы, чтобы опустить ее на необходимую глубину. Ясно, что эта теоретическая концепция не учитывает реальных данных. Зарождение океана из рифтов Восточно-Африканского типа наблюдается конкретно в Красном море и Афаре, связанных постепенным переходом с Эфиопским рифтом. Спрединг может идти на значительно меньших глубинах, чем 2,5 км, и даже на суше (например, рифт Азаль в Восточном Афаре). Все же, по-видимому, в условиях столкновения чаще формируются рифтовые зоны, не достигающие океанской стадии развития (Байкал, Рейнская система).

Рассмотренная схема позволяет объяснить зависимость объема и состава вулканитов от масштабов раздвижения в рифтовой зоне. Чем больше раздвижение и выше подъем астеносферного выступа, тем больше объем аномальной мантии, поступающей к подошве коры. Отделение (гомогенизация) расплава из аномальной мантии происходит по мере растяжения на все меньших глубинах, в зависимости от этого расплав становится все менее щелочным.

Труднее объяснить неравномерность распределения вулканитов по простиранию рифтовой системы и прежде всего образование огромных ареалов траппов на одних участках, в то время как на других вулканизм проявлен гораздо слабее или вовсе отсутствует. Образование трапповых полей можно гипотетически связывать с термальными аномалиями в мантии, а последние, в свою очередь,— с восходящими мантийными потоками («плюмажами») или астенолитами [28, 33, 39]. Предполагается, что активность плюмажей вызывает усиленный приток тепла, смещение геоизотерм и подъем кровли астеносферы. Поскольку воздействие на быстро движущуюся плиту с мощной континентальной литосферой слабое, развитие вулканических ареалов и поднятий происходит в периоды замедления движения плиты. Такие замедления и должны, очевидно, возникать в эпохи столкновения литосферных плит. Автором была предложена схема, согласно которой различия в составе и объеме ранних платовулканитов Кении и Эфиопии связывались с разной продолжительностью периода замедления Африканской плиты над термальной аномалией и соответственно с разной степенью плавления мантийного материала [39]. Согласно этой точке зрения, только рифты, связанные с обширными полями платобазальтов, развиваются в поле активности термальной аномалии, а остальные (большинство) являются результатом регионального растяжения.

Ясно, что такое деление является условным. Среди проявлений рифтового вулканизма можно выделить всю гамму переходов от обширных трапповых ареалов до малых полей. Рифты со слабым вулканизмом и явно «внешней» причиной растяжения (Байкал) по морфологии и глубинному строению идентичны рифтам, для которых предполагается связь с термальной аномалией, плюмажем и т. д. (Кения, Эфиопия). Различия в характере вулканизма могут быть объяснены разной степенью плавления субстрата [13].

Все это заставляет предполагать, что неравномерность распределения вулканитов может иметь и другие, чисто структурные причины. Известно, что на ранней стадии рифтогенеза растяжение континентальной литосферы происходит неравномерно. Участки с сильным растяжением могут сменяться по простиранию участками, не подвергшимися растяже-

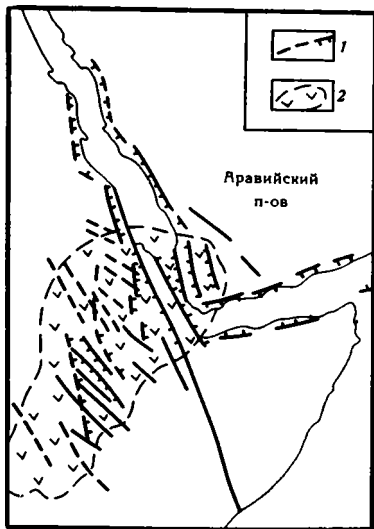


Рис. 6. Область интенсивного площадного растяжения в южной части Красноморского рифта в олигоцене. Севернее растяжение в основном концентрировалось в грабене Красного моря. Область интенсивного растяжения совпадает с ареалом олигоцен-нижнемиоценового платобазальтового вулканизма. 1 — разломы растяжения (там где известно, указано положение опущенного крыла); 2 — ареал платобазальтов. Аравия повернута относительно Африки в дорифтовое положение

нию или растянутыми слабее. Наконец, зоны растяжения могут подставлять друг друга кулисно. Деформация должна сопровождаться образованием сдвигов, по которым происходят дифференциальные перемещения блоков. Такие сдвиги, ориентированные перпендикулярно рифтовой зоне, действительно характерны для большинства континентальных рифтов. Например, по данным С. И. Шермана [12 и др.], Байкальская рифтовая зона с юга и севера ограничена зонами широтных сдвигов. Аналогичные сдвиги разделяли сегменты рифтовой зоны Центральной Гондваны с разной степенью раздвижения [4]. В других случаях участки широкого «площадного» растяжения сменяются по простиранию участками «концентрированного» растяжения, как это было в эоцен-олигоценовой структуре Красноморского рифта (рис. 6). Неравномерность растяжения может объяснить, в свою очередь, неравномерность подъема выступов астеносферы, локальный характер поднятий, вулканизма и т. д.

Сформулируем некоторые выводы.

1. Различаются два типа рифтов: 1) образующиеся при «свободном» расплывании фрагментов крупных континентов и 2) образующиеся в условиях столкновения континентов. Развитие первых сводится к растягиванию и изостатическому погружению утоненной литосферы, завершается разрывом литосферы, началом спрединга. Рифты второго типа характеризуются импульсным растяжением с длительными промежутками относительного покоя между импульсами рифтогенеза.

2. В обоих случаях растяжение сопровождается пассивным подъемом астеносферы, всплыванием аномальной мантии, ее накоплением в подошве коры. Во втором случае это приводит к формированию поднятий в промежутках между импульсами растяжения.

3. Вулканизм в рифтах первого типа происходит в условиях погружения, во втором — как в условиях погружения, так и на поднятиях. Эволюция магматизма от щелочных пород к толеитам связана с отделением расплава от аномальной мантии на все меньших глубинах.

4. Растяжения, создающие рифты, имеют региональную природу. Общая причина их точно не известна, но скорее всего они создаются конвективными токами в астеносфере. Литосферные неоднородности, наблюдаемые под современными рифтами, не связаны со структурами типа восходящих потоков, плюмажей или астенолитов, а образуются в результате растяжения литосферы. Это не следует, разумеется, понимать как отрицание существования подобных образований вообще: гипотеза горячих точек по-прежнему наилучшим образом объясняет образование вулканических цепей в океанах. Под континентальными рифтами литосферные неоднородности, регистрируемые сейсмологическим методом, связаны с пассивными поднятиями астеносферы и областями всплывания легкого материала над ними.

Литература

1. *Артемов М. Е., Артюшков Е. В.* О происхождении рифтовых впадин.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1968, № 4, с. 58—73.
2. *Артюшков Е. В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
3. *Баженова Г. Н.* Особенности внутриконтинентального базитового магматизма.— В кн.: Основные этапы тектонического развития и эффузивный трапповый магматизм Тунгусской синеклизы. М., 1980, с. 141—165.
4. *Буртман В. С.* Проблема формирования Памир — Пенджабского синтаксиса.— Геотектоника, 1982, № 5, с. 56—63.
5. *Грачев А. Ф.* Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.
6. *Грачев А. Ф., Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я.* Геодинамика Байкало-Монгольского региона в кайнозое.— В кн.: Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: Изд. ИФЗ АН СССР, 1981, т. 134—176.
7. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Мишарина Л. А., Солоненко Н. В.* Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит Внутренней Азии.— В кн.: Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал. Ин-т океанологии им. П. Л. Ширшова АН СССР, М.: 1979, с. 157—203.
8. *Зорин Ю. А., Новоселова М. Р., Рогожина В. А.* Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука, 1982. 93 с.
9. *Иванов С. Н.* Зона утонения при разрыве плит и ее значение для понимания структуры и истории складчатых поясов.— В кн.: Международный геологический конгресс, Париж, 1980. 26-я сессия. Докл. сов. геологов. Тектоника и геология альпид «тетисного» происхождения. М.: Наука, 1980, с. 45—52.
10. *Казьмин В. Г.* Структурная эволюция рифтов Красноморско-Аденского региона.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50(3), с. 116—128.
11. *Казьмин В. Г.* О пермо-триасовой рифтовой системе Центральной Гондваны.— В кн.: Орогенез в истории развития земной коры. Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск, «Наука», 1976, с. 121—145.
12. *Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Шерман С. И.* Геодинамика континентальных рифтов.— Геология и геофизика, 1982, № 12, с. 13—21.
13. *Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Рогожина В. А.* Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон).— Геотектоника, 1983, № 2, с. 3—15.
14. *Лысак С. В., Дучков А. Д., Голубев В. А., Зорин Ю. А., Соколова Л. С.* Глубинный тепловой поток и температура земной коры Байкальского рифта.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 54—62.
15. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976, 278 с.
16. *Милановский Е. Е.* Тектоническое развитие Земли в фанерозое в свете представлений о ее пульсациях и расширении.— В кн.: Международный геологический конгресс. Париж, 1980. 26-я сессия. Докл. сов. геологов. Тектоника и геология альпид «тетисного» происхождения. М.: Наука, 1980, с. 15—25.
17. *Рогожина В. А., Кожевников В. М.* Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.
18. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 182 с.
19. *Сурков В. С., Жеро О. Г.* Рифтовые системы Западной Сибири.— В кн.: Международный геологический конгресс. Париж, 1980. 26-я сессия. Докл. сов. геологов. Тектоника и геология альпид «тетисного» происхождения. М.: Наука, 1980, с. 134—138.
20. *Шерман С. И.* Количественные параметры разломов как отражение общей закономерности деструкции земной коры при рифтогенезе.— В кн.: Проблемы рифтогенеза, Ин-т земной коры СО АН СССР, Иркутск, 1975, с. 19—20.
21. *Austin J. A. Jr., Uchupi E.* Continental-oceanic crystal transition of southwest Africa.— Amer. Assoc. Petrol. and Geol. Bull., 1982, v. 66, N 9, p. 1328—1347.
22. *Beaumont Ch., Boutilier R., Keen Ch. E.* On the evolution of rifted continental margins: comparison of models and observations for the Nova Scotian margin.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1982, v. 70, N 3, p. 667—715.
23. *Bellon H., Pouclet A.* Datations K—Ar de quelques laves du Rift-ouest de l'Afrique Centrale; implications sur l'évolution magmatique et structurale.— Geol. Rdsch., 1980, v. 69, N 1, p. 49—62.
24. *Bergerat F., Geysant J.* La fracturation tertiaire le l'Europe du Nord: resultat de la collision Afrique—Europe.— Compar. rend. Acad. sci., 1980, D 290, N 24, p. 1521—1524.
25. *Bott M. H. P.* Evolution of young continental margins and formation of shelf basins.— Tectonophysics, 1971, v. 11, p. 319—327.
26. *Bott M. H. P.* The mechanism of continental splitting.— Tectonophysics, 1982, v. 81, N 3—4, p. 301—309.
27. *Brown C., Girdler R. W.* Interpretation of African gravity and its implication for the breakup of continents.— J. Geophys. Res., 1980, v. B 85, p. 6443—6455.
28. *Burke K., Dewey J. F.* Plume generated triple junctions: key indications in applying plate tectonics to old rocks.— J. Geol., 1973, v. 81, p. 406—433.
29. *Christie P. A. F., Sclater J. G.* An extensional origin for the Buchan and Withground Graben in the North Sea.— Nature, 1980, v. 283, p. 729—732.
30. *Davidson A., Rex D. C.* Age of volcanism and rifting in southwestern Ephiopia.— Nature, 1980, v. 283, p. 657—658.
31. *Fairhead J. D.* The structure of the lithosphere beneath the Eastern Rift, East Africa deduced from gravity studies.— Tectonophysics, 1976, v. 30, № 3—4, p. 269—298.
32. *Fairhead J. D., Reeves C. V.* Teleseismic delay times, Bouguer anomalies and inferred thickness of the Africal lithosphere.— Earth and Planet Sci. Lett., 1977, v. 36, p. 63—76.

33. *Gass I. G.* Magmatic and tectonic process in the development of the Afro — Arabian dome.— In: Afar Depression of Ephiopia/Eds Pilger A., Rösler A. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlag, 1975, p. 10—18.
34. *Gass I. G., Chapman D. S., Pollack H. N., Thorpe R. S.* Geological and geophysical parameters of mid — plate volcanism.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1978(A), v. 288, p. 581—597.
35. *Ginzburg A., Makris J., Fuchs K., Prodehl C.* The structure of the crust and upper mantle in the Dead Sea rift.— Tectonophysics, 1981, v. 80, p. 109—119.
36. *Graham G.* Evolution of a passive margin and nappe emplacement in the Oman mountains.— In: Ophiolites. Proc. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus, 1979, p. 414—423.
37. *Illies J. H.* Intra-plate rifting and the Alpine system.— In: Afar Depression of Ephiopia/Eds Pilger A., Rösler A. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlag, 1975, p. 1—10.
38. *Illies J., Baumann H.* Crustal dynamics and morphodynamics of the Western European Rift System.— Z. Geomorph. N. F., 1982, Suppl. B. 42, S. 135—165.
39. *Kazmin V.* Geodynamic control of rift volcanism.— Geol. Rndsch., 1980, v. 69, p. 757—769.
40. *Le Pichon X., Blanchet R.* Where are the passive margins of the Western Tethys Ocean?— Geology, 1978, v. 6, p. 597—600.
41. *Le Pichon X., Francheteau J.* A plate-tectonic analysis of the Red Sea — Gulf of Aden area.— Tectonophysics, 1978, v. 46, p. 369—406a.
42. *Le Pichon X., Sibuet J.-C.* Passive margins: a model of formation.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, N 5, p. 3708—3720.
43. *Le Pichon X., Angelier J., Sibuet J.-C.* Plate boundaries and extensional tectonics.— Tectonophysics, 1982, v. 81, N 3—4, p. 239—256.
44. *Makris J., Menzel H., Zimmermann Z., Gouin P.* Gravity field and crustal structure of north Ephiopia.— In: Afar Depression of Ephiopia/Eds Pilger A., Rösler A. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlag, 1975, p. 135—144.
45. *McCall G. J. H.* Geology of the Nakuru — Thomson's Falls — Lake Hunnington area.— Rept Geol. Surv. Kenya, 1967, N 76, p. 83.
46. *McKenzie D.* Some remarks on the development of sedimentary basins.— Earth. Planet. Sci. Lett., 1978, v. 40, p. 25—32.
47. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision.— Science, 1975, v. 189, p. 419—426.
48. *Montadert L., Roberts D. G., Charpal O. de, Guennoc P.* Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay.— Init. Rep. DSDP, 1979, v. 48, p. 1025—1060.
49. *Morton W. H., Black R.* Crustal attenuation in Afar.— In: Afar Depression of Ethiopia/Eds Pilger A., Rösler A. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlag, 1975, p. 55—65.
50. *Nolet G., Mueller S.* A model for the deep structure of the East African Rift System from simultaneous inversion of teleseismic data.— Tectonophysics, 1982, v. 84, N 2—4, p. 151—178.
51. *Oxburg E. R., Turcotte D. L.* Membrane tectonics and the East African Rift.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1974, v. 22, p. 133—140.
52. *Prodehl C.* Structure of the crust and upper mantle beneath the Central European Rift System.— Tectonophysics, 1981, v. 80, p. 255—269.
53. *Ramberg H.* Gravity, deformation and the Earth's crust (second edition). 1981, Acad. Press, London et al., 452 p.
54. *Robertson A. H. F., Woodcock N.* Sedimentary history of the southwestern segment of the Mesozoic — Tertiary Antalya continental margin, south-western Turkey.— Eclogae geol. Helv., 1982, v. 75/3, p. 517—562.
55. *Sengör C. A. M., Monod O.* Oceans sialiques et collisions continentales.— Compar. rend. Acad. sci., 1980, D 290, N 23, p. 1459—1462.
56. *Spohn T., Schubert G.* Convective thinning of the lithosphere: a mechanism for the initiation of continental rifting.— Geophys. Res., 1982, v. 87, N 6, p. 4669—4681.
57. *Tapponier P., Molnar P.* Active faulting and cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, N B7, p. 3425—3459.
58. *Tapponier P., Peltzer G., Le Dain A. Y., Amijo R., Cobbold P.* Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine.— Geology, 1982, v. 10, p. 611—616.
59. *Wiedemann J.* Gründzüge der kretazischen Subsidenz — Entwicklung im Südatlantik, in Marokko, Nordspanien und im Helvetikum.— N. Jb. Geol. und Paläontol. Abh., 1983, B. 165, N 1, S. 5—31.
60. *Ziegler P. A.* Triassic Rifts and facies pattern in Western and Central Europe.— Geol. Rdsch., 1982, v. 71, N 3, p. 747—772.

Институт океанологии
им. П. П. Ширшова АН СССР

Поступила в редакцию
26.V.1983

УДК 551.242.4+552.3(470.21+470.22)

ШАРКОВ Е. В.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОВЫЙ МАГМАТИЗМ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Показано, что раннесвекофенские (2200—1000 млн. лет) магматические комплексы Кольского и Карельского мегаблоков Балтийского щита характеризуются многими особенностями магматизма, сходного с магматизмом Эфиопского рифта. Для нижних частей вулканогенно-осадочных разрезов грабенов структур (Печенгской и Имандра-Варзугской на Кольском п-ве и ятулийского грабенов Карелии) отмечается ассоциация преимущественно субщелочных, реже толейтовых базальтоидов с континентальными осадками. Для верхней части разреза структур Кольского п-ва и суйсария Карелии характерна ассоциация пикрит-базальтовых серий нормальной щелочности с породами субквального происхождения, в том числе туфогенными турбидитами.

Одновозрастные с эффузивами интрузивные образования представлены разнообразными дифференцированными массивами (Мончетундровский, Цагинский, Гремяха-Вырмесский, Ачинский, щелочными гранитами и т. д.), которые произошли при кристаллизации тех же расплавов, но в глубинных условиях.

Континентальный рифтовый магматизм — это, пожалуй, единственный из главных типов магматических режимов, доступный всестороннему изучению всем комплексом современных геолого-геофизических методов. Наиболее важным обстоятельством здесь является то, что этот тип режима весьма активен в настоящее время, что позволяет детально изучить характер его регионального проявления, исследовать его вещественный состав, последовательность изменения этого состава во времени и в пространстве, установить характер геофизических полей, динамику процесса, его геоморфологическое выражение и т. д. Наличие таких эталонов, как реально существующие доступные прямому наблюдению современные рифтовые зоны, позволяют сравнительно легко идентифицировать аналогичные режимы среди геологических образований далекого прошлого, часто описываемых в качестве орогенных формаций, магматизма зон активизации и т. д. Изучение подобных образований, в пределах которых наблюдаются участки, подвергшиеся различному эрозионному срезу, позволяет прямыми геологическими методами изучить реальное строение глубинных частей разреза рифтовых областей, скрытых от наблюдения в современных областях, и тем самым дать объемную геодинамическую картину процесса.

С этих позиций наибольший интерес представляют наиболее глубоко эродированные рифтовые области, выявленные в последнее время среди докембрийских складчатых областей [6]. Среди них выделяются магматические образования свекофенского этапа Карело-Кольского региона, обычно относимые ко второй половине нижнего протерозоя. Они уже более полувека интенсивно изучаются большими коллективами геологов и петрологов и в настоящее время исследованы достаточно полно. Образование этого этапа обычно описываются как орогенные [13], «этапа становления древних платформ» [26], субплатформенные или платформенные [18], и только недавно начали появляться работы, где по крайней мере часть из них рассматривается в качестве рифтогенных [6, 7, 9]. Однако эти выводы относятся главным образом к эффузивным сериям, практически не касаясь интрузивных образований. Вместе с тем накопленные к настоящему времени геологические и петрологические данные по этим комплексам, главным образом относительно состава их исходных расплавов и условий становления массивов, дают качественно

новый материал для понимания проблемы протерозойского магматизма региона в целом и позволяют по-новому взглянуть на историю развития восточной части Балтийского щита.

Однако прежде чем перейти к обсуждению рассматриваемой проблемы, необходимо коротко напомнить основные определяющие черты континентального рифтового магматизма, как они представляются в настоящее время.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ (МАТЕРИКОВЫХ) РИФТОВ

Как известно, в настоящее время выделяются две главные разновидности континентальных рифтовых систем: 1) внутриматериковые, не связанные непосредственно с мировой рифтовой системой, и 2) материковые рифтовые области, непосредственно связанные с системой океанических рифтов (срединных хребтов). Наиболее изученными примерами современных рифтовых областей первого типа является Байкальский рифт, второго — Восточно-Африканская, или Аравийско-Африканская система [5, 10].

Согласно А. Ф. Грачеву [5], независимо от типа рифтовых систем они проходят в своем развитии две главные стадии: а) предрифтовую — мощного ареального субщелочного, реже нормального по щелочности (толеитового) базальтового вулканизма, сопровождаемого пологим сводобразным подъемом территории; и б) собственно рифтовую, когда обычно появляется система линейных грабенов, в сторону которых происходит миграция магматической активности; при этом меняется и характер извержений, среди которых начинают преобладать вулканы центрального типа, появляются контрастные или непрерывные дифференцированные серии магматических горных пород — преимущественно субщелочного (базальт-трахитовые серии вплоть до комендитов и пантеллеритов) и (или) щелочного (базальт-фонолитовые серии) профиля; резко возрастает контрастность тектонических движений — возникает типичный горный рельеф с абсолютными отметками 2—3,5 км. В пределах грабенов, часто асимметричных, происходит дальнейшее погружение, в значительной мере компенсируемое мощным вулканогенно-терригенным или терригенным (в случае, если поблизости нет вулканов) субаэральным осадконакоплением.

В рифтовых областях второго типа, на участках перехода к океаническим системам, например в северной части Восточно-Африканского рифта, наблюдается значительное возрастание мощности вулканических процессов, появление пикрит-базальтовых серий нормальной, реже повышенной щелочности (Эфиопский рифт, треугольник Афар). Это сопровождается расчленением континентальной плиты и появлением морей с океаническим типом коры — с осевой рифтовой зоной и характерными полосовыми аномалиями (Красное море, Аденский залив) [10]. В пределах таких участков формируются морские осадки, нередко металлоносные за счет интенсивной фумарольной деятельности. Эта стадия развития может быть охарактеризована как позднерифтовая.

Следует отметить, что рифтовые системы закладываются на различном фундаменте — это могут быть кристаллические породы раннего докембрия или складчатые области, только недавно закончившие свое развитие, причем ориентировка новообразованных структур бывает как унаследованной, так и секущей по отношению к структурам более раннего заложения.

Согласно существующим представлениям, дальнейшее развитие рифтовых систем может идти в разных направлениях. Во-первых, рифт без видимых причин прекращает свое развитие, примером чему служит Днепровско-Донецкий авлакоген. Во-вторых, при длительном устойчивом разрастании он может превратиться в океан. И в-третьих, развитие рифта может быть прервано возникновением крупной зоны сжатия типа зоны Заварицкого — Бенюфа. В этом случае происходит полная пере-

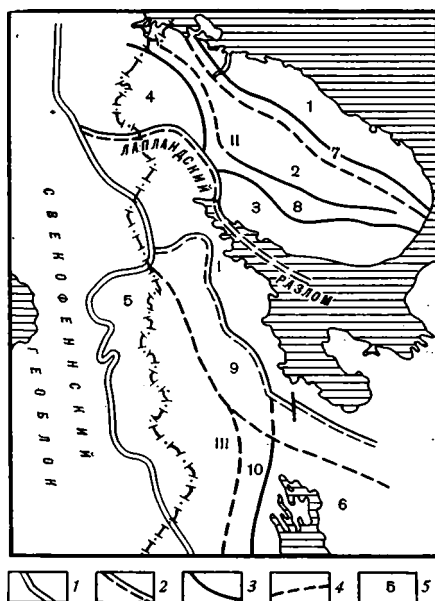
стройка структуры области и ее магматического режима с появлением образований известково-щелочной (андезитовой) серии. Подобного рода складчатые пояса обычно описываются в качестве геосинклиналей. Однако в ряде случаев часть старой структуры сохраняется, примером чему, как будет показано ниже, вероятно, являются свекофенские грабены восточной части Балтийского щита. В западной части щита они в значительной мере переработаны в процессе развития Свекофенской геосинклинальной области.

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Проведенные за последнее время крупномасштабные комплексные геолого-геофизические исследования Балтийского щита позволили установить, что он имеет четко выраженное блоковое строение (рис. 1). В его сложении принимают участие сиалические блоки разного порядка и разделяющие их мобильно-проницаемые зоны с земной корой мафического профиля. Формирование докембрийской земной коры происходило в течение четырех главных тектоно-магматических циклов: доробольского (нижний архей), ребольского (верхний архей), селецкого (нижний протерозой) и свекофенского или позднекарельского (верхи нижнего протерозоя) [19].

Рис. 1. Схема блокового строения восточной части Балтийского щита по [9]

1 — граница Свекофенского и Карело-Кольского геоблоков; 2 — границы мегаблоков; 3 — границы сегментов и разделяющих их зон; 4 — предполагаемые границы; 5 — сегменты и разделяющие их зоны
 Мегаблоки: I — Кольский, II — Беломорский, III — Карельский. Сегменты 1—6 и разделяющие их зоны 7—10: 1 — Мурманский, 2 — Центрально-Кольский, 3 — Терский, 4 — Лоттинский, 5 — Центрально-Карельский, 6 — Онежский, 7 — Кейвско-Поросозерская, 8 — Печенгско-Варзугская, 9 — Восточно-Карельская, 10 — Хауттарская



Согласно имеющимся геолого-геофизическим данным, восточная часть Балтийского щита представляет особый Карело-Кольский геоблок с наиболее древней земной корой. В свою очередь он подразделяется на Кольский, Беломорский и Карельский мегаблоки, разделяемые Лапландским глубинным разломом на севере и Восточно-Карельской зоной — на юге. В отличие от чрезвычайно активного Беломорского мегаблока, где процессы складчатости, магматизма и метаморфизма продолжались на протяжении около 1 млрд. лет, а закончились лишь к рубежу 1800 млн. лет, Кольский и Карельский мегаблоки завершили свое активное развитие в ребольскую фазу складчатости и были лишь активизированы в пределах локальных зон во время селецкой фазы. Затем последовала пенепленизация рассматриваемых мегаблоков, сопровождаемая развитием древнейших кор выветривания, так что к началу свекофенского этапа они представляли собой жесткие консолидированные структуры.

Начало свекофенского этапа (2200—2100 млн. лет) [13] характеризовалось растяжением земной коры в пределах Кольского и Карельско-

го мегаблоков и заложением узких линейных грабен, ориентированных в северо-западном направлении. Большая часть этих структур развивалась в пределах так называемых мобильно-проницаемых зон — структур шовного типа, разделяющих крупные блоки сиалической земной коры, для которых в течение длительного времени, начиная с верхнего архея, характерен базальтовый магматизм [9]. В частности, это относится и к Печенгско-Варзугской и Восточно-Карельской зонам (см. рис. 1), где свекофенский магматизм проявился наиболее мощно и которым по этой причине будет уделено особое внимание. Таким образом, «корни» рифтового процесса на Балтийском щите уходят в довольно глубокую древность.

Формирование свекофенских грабен происходило преимущественно в субаэральных условиях и сопровождалось мощным базальтоидным вулканизмом и широким проявлением разнообразных интрузивных пород. Эти образования претерпели метаморфизм погружения в условиях зеленосланцевой толщи, происходивший в режимах пониженных давлений и повышенных тепловых потоков [7]. Судя по имеющимся данным, вторая половина свекофенского этапа, особенно в пределах Кольского мегаблока, была резко отлична по тектоническому и магматическому режиму от первой. Кольский мегаблок испытал в это время мощные тангенциальные деформации, связанные, по-видимому, с развитием Лапландского глубинного разлома [9, 16]. Они сопровождались появлением метаморфической зональности от амфиболитовой до зеленосланцевой фации, развивающейся в условиях пониженных тепловых потоков и повышенных давлений [7]. Характер магматизма этого периода резко отличен от предыдущего (андезито-базальты, андезиты, дациты, липариты, гранитоиды нормальной щелочности и т. д.). Завершается свекофенский этап формированием крупных комплексов анортозитов — гранитов рапакиви, вероятно представляющих собой глубинные очаги риолитовых плато. Все эти образования относятся к известково-щелочной (андезитовой) серии магматических горных пород, возникновение которой обычно связывается с появлением крупнейших структур сжатия, сопровождаемых глубинными разломами типа зон Заварицкого — Беньофа [17, 24, 28 и др.]. В складчатых областях (геосинклиналях) появление таких серий, известных в качестве субсеквентного магматизма, характерно для периода их инверсии [2, 14, 25 и др.].

Для целей нашего исследования основной интерес представляет первая половина свекофенского этапа, происходившая в условиях растяжения земной коры. Магматизм этого периода и будет рассмотрен ниже.

ОСОБЕННОСТИ РАННЕСВЕКОФЕНСКОГО МАГМАТИЗМА КОЛЬСКОГО И КАРЕЛЬСКОГО МЕГАБЛОКОВ

Они охарактеризованы в большом числе публикаций, многие из которых имеют монографический характер и посвящены как отдельным комплексам, так и общим вопросам магматизма региона. Из работ обобщающего характера следует отметить монографии В. Г. Загородного и др. [8] «Земная кора восточной части Балтийского щита» [9] и «Магматические формации раннего докембрия территории СССР» [13], где рассматриваемая проблема освещена наиболее полно.

Магматизм этого периода отличается чрезвычайным разнообразием и широко проявлен на всей исследованной территории как в эффузивном, так и интрузивном вариантах. Это, с одной стороны, мощные вулканогенно-осадочные комплексы, выполняющие грабеновые структуры и связанные с ними многочисленные силлы и дайковые комплексы, а с другой — крупные расслоенные интрузивы основных и ультраосновных, а также основных, ультраосновных и щелочных пород в пределах выступов фундамента как на Кольском полуострове, так и в Карелии, массивы габбро-анортозитов и щелочных гранитов Кольского полуострова (рис. 2).

Эффузивные серии. В пределах Кольского мегаблока к образованиям этого времени относятся вулканогенно-осадочные комплексы ятулия и суйсария, а Кольского — одновозрастные с ними печенгская и имандра-варзугская серии, выполняющие одноименные асимметричные грабен-синклинорные структуры и наложенные впадины. Во всех случаях разрез начинается с переслаивания конгломератов, субаэральных косослоистых песчаников и гравелитов, вверх по разрезу переходящих в туфопесчаники, туфобрекчии, после чего начинается вулканогенный разрез, где преобладают базальты и андезито-базальты нормальной щелочности с подчиненными количествами субщелочных базальтов и андезито-базальтов (ахмалахтинская свита печенгской серии, сейдореченская — имандра-варзугской серии, нижний ятулий Карелии).

После небольшого перерыва, выразившегося в появлении кор выветривания, формируется также субаэральный комплекс вулканогенно-осадочных пород, но уже четко субщелочного профиля (куэтсарвинская свита печенгской серии, умбинско-титанская — имандра-варзугской серии, средний и верхний ятулий Карелии). Здесь развиты субщелочные пикробазальты, субщелочные оливиновые базальты, гавайиты, муджиериты, трахиандезито-базальты, трахиты (ранее описывавшиеся как метадациты), магнетитовые альбитофиры (кератофиры?), кварцевые альбитофиры (трахириодациты). Средние и кислые разновидности субщелочных пород более характерны для вулканических серий Кольского полуострова, особенно Печенгской структуры. Для рассматриваемых серий характерна бимодальность — породы типа трахиандезита редки, а преобладают лавы основного состава и меньше — трахиты и альбитофиры.

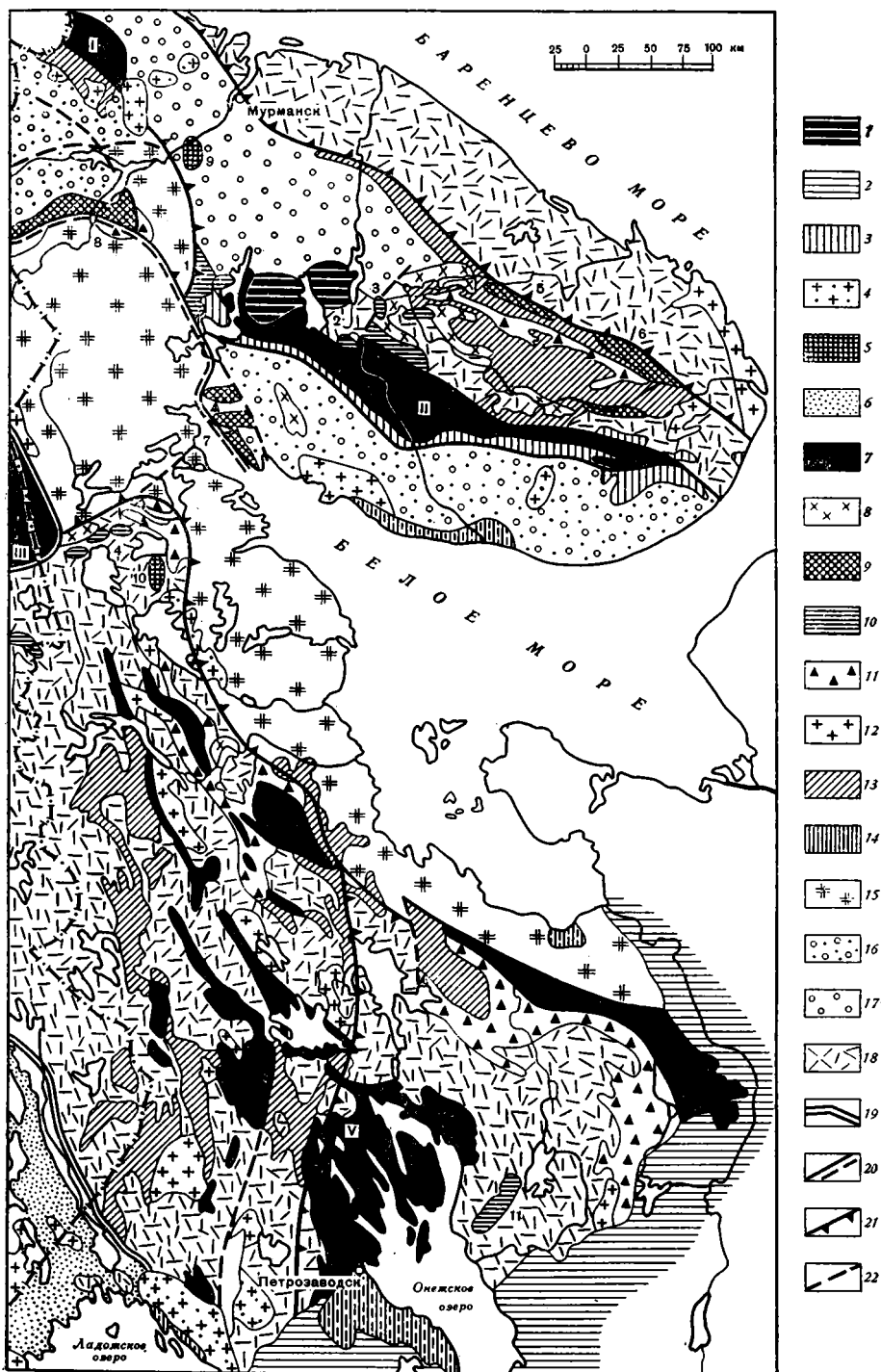
В целом рассмотренные вулканиды характеризуются ярко выраженной натриевой специализацией (табл. 1) и значительным преобладанием железа над магнием. Ассоциирующиеся с ними осадочные породы имеют молассоидный облик, с наличием грубозернистых пород и красноцветных косослоистых песчаников, иногда содержащих убогую окрапленность сульфидов меди. В средних — верхних частях разреза отмечается наличие онколитовых известняков и доломитов, иногда со строматолитами, а также силициты, вероятно, представляющие собой хемогенные осадки. Мощности разрезов довольно значительны. Так, в Печенгской структуре на долю двух нижних свит приходится 2—3 км, в Имандра-Варзугской — 4—5 км, причем $\frac{3}{4}$ из них приходится на метаэффузивы. В ятулийских грабенах Карелии мощности комплексов значительно меньше, обычно не превышают первых сотен метров.

Верхние части разрезов рассматриваемых структур существенно отличаются от нижних. Наиболее полно эти образования представлены в Печенгской структуре (коласйокская и пильгуйярвинская свиты общей мощностью около 5 км). В Имандра-Варзугской структуре аналогом этих образований является ильменская свита, а в Карелии — суйсарский комплекс Ветреного Пояса, Онежской мульды и Панаярви-Куоляярвинской структуры.

В пределах Печенгской структуры коласйокская свита с небольшим угловым несогласием ложится на вулканиды куэтсарвинской свиты. Ее нижняя, осадочная, подсвита сложена косослоистыми терригенными, гематитсодержащими, терригенно-карбонатными, карбонатными породами типа травертинов, и терригенными отложениями наземного и мелководного происхождения [15]. Залегающая выше вулканогенная подсвита начинается пачкой туфов, которая сменяется шаровыми лавами с прослоями туфосланцев. В отличие от нижележащих толщ здесь в основном развиты базальты, иногда — пикробазальты нормальной, реже повышенной щелочности. Пильгуйярвинская свита ложится согласно на предыдущую свиту. Ее нижняя осадочная подсвита мощностью около 1 км («продуктивная толща») образована терригенными породами, преимущественно песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, иногда обогащенными углеродистым веществом и содержащими сингенетические сульфиды. Для пород характерно тонкое флишоидное переслаивание с четко выраженной градационной слоистостью, выдержанность слоев по

простирацию, восстановительные условия осадконакопления и т. д., что позволяет некоторым исследователям рассматривать их в качестве турбидитов [7, 9]. С другой стороны, А. А. Предовский и др. [15], подчеркивая наличие в них иногда знаков ряби и косой слоистости, считают, что их образование происходило в условиях неглубокого бассейна. В любом случае это уже подводные образования.

Собственно вулканогенная верхняя подсвета (1900—2000 м) представлена покровами основных эффузивов мощностью до 25—40 м, пере-
слаивающихся с туфосланцами, туфами. Эффузивы — альбитизирован-



ные авгитовые метабазальты, шаровые лавы, вариолиты и т. д. В подчиненном количестве наблюдаются пикриты, пикрито-базальты, кварцевые порфиры и их туфы. По химизму породы этого комплекса аналогичны предыдущему, отвечая толеитовым, реже субщелочным базальтам.

Аналогичные пикрит-базальтовые серии слагают разновозрастные комплексы в других частях региона на Кольском полуострове и в Карелии [13].

Большим своеобразием отличается суйсарский пикрит-базальтовый комплекс Онежской мульды. Во-первых, лавы основного состава здесь отвечают по химизму субщелочным базальтам. Во-вторых, они характеризуются необычно большим количеством пирокластического материала, свидетельствующим о высокой концентрации летучих компонентов в лавках. В-третьих, наблюдается интенсивная альбитизация плагиоклаза и замещение высокотемпературных темноцветных минералов (оливина, титановгита) агрегатом актинолита и хлорита, сопровождаемое интенсивной карбонатизацией пород; при этом первичные магматические структуры — пилотакситовые, гиалопилитовые, образованные игольчатыми микролитами альбитизированного плагиоклаза в буром вулканическом стекле с мельчайшими выделениями клинопироксена, — практически остаются ненарушенными, и породы полностью отвечают понятию спилита, в каком качестве и были описаны М. А. Гиляровой [3]. В отличие от Печенгской структуры здесь отсутствуют следы наложенных деформаций. Это позволяет связывать процесс спилитизации с автометаморфическими явлениями в кристаллизующемся субщелочном базальте, характеризующимися повышенными концентрациями H_2O и CO_2 [21].

Подводя итог характеристике раннесвекофенского эффузивного магматизма Карело-Кольского региона, необходимо обратить внимание на следующие его особенности: 1) приуроченность к системе линейно-вытянутых субпараллельных часто асимметричных грабенов; 2) преимущественно субщелочной характер базальтоидного вулканизма на ранних этапах развития структур, происходившего в субаэральных условиях и ассоциирующегося с типичными континентальными осадочными формациями типа косослоистых красноцветных песчаников, а также конгломератами и гравелитами, что, очевидно, указывает на наличие горного рельефа; 3) смена характера магматической деятельности на поздних этапах развития структур — появление мощных пикрит-базальтовых серий нормальной, реже повышенной щелочности, ассоциирующихся в ряде случаев с турбидитами, т. е. формировавшихся уже в условиях

Рис. 2. Схема геологического строения восточной части Балтийского щита. По [9], упрощено

1 — герцинские интрузивы нефелиновых сиенитов; 2 — палеозойский платформенный чехол; 3 — верхнепротерозойский платформенный чехол, 4 — интрузивы анортозитов-гранитов рапакиви и существенно микроклиновых гранитов типа Ара-Поррьяс; 5 — щелочно-габбровые интрузивы; 6 — осадочно-вулканогенные толщи ладожской и сортавальской серий; 7 — осадочно-вулканогенные толщи печенгской, имандра-варзугской, онежской серий и их аналогов (ятулий и суйсарий); 8 — щелочные и субщелочные граниты; 9 — ранне- и позднесвекофенские метагаббро-анортозиты; 10 — расслоенные интрузивы основных и ультраосновных пород; 11 — осадочно-вулканогенные комплексы сумия (селецкий цикл); 12 — селецкие и ребольские гранитные интрузивы, 13 — осадочно-вулканогенные комплексы лопия (ребольский цикл); 14 — тектонически смешанные лопские, сумийские и частично ятулийские образования; 15 — гнейсы и амфиболиты беломорской серии (доребольский цикл); 16 — нерасчлененные гнейсы и кристаллические сланцы кольской серии (доребольский цикл) и лопия; 17 — нерасчлененные гнейсы и кристаллические сланцы кольской (доребольский цикл) и оленегорской серий (ребольский цикл); 18 — древнейшие гнейсы и кристаллические сланцы и первично-коровые (?) граниты (доребольский цикл); 19 — граница Свекофенского и Карело-Кольского геоблоков; 20 — Лапландский глубинный разлом; 21 — разломы, ограничивающие мегаблоки и сегменты; 22 — прочие разломы

I—V — наиболее крупные грабеновые структуры (цифры на схеме). I — Печенгская, II — Имандра-Варзугская, III — Панаярви-Куолаярвинская, IV — Ветреного Пояса, V — Онежская. Интрузивы: 1 — Мончетундровский, 2 — Панских-Федоровых тундр, 3 — Чагинский, 4 — Олангской группы, 5 — Колмозерский, 6 — Ачинский, 7 — Колюцко-Кандалакшский, 8 — Сальнотундровский, 9 — Гремяха-Вырмесский, 10 — Елетьзерский, 11 — Бураковский

Средние составы главных типов пород раннесвекофенского этапа развития Кольского и Карельского мегаблоков

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	52,42	54,60	50,71	60,51	47,92	43,49	51,46
TiO ₂	0,99	0,92	1,79	1,16	1,36	2,17	3,38
Al ₂ O ₃	14,42	13,89	13,50	15,86	13,06	7,60	11,58
Fe ₂ O ₃	3,34	3,45	7,96	7,09	3,67	2,85	6,63
FeO	7,01	7,15	6,16	2,69	10,22	12,72	10,25
MnO	0,16	0,16	0,20	0,05	0,19	0,19	0,32
MgO	7,32	4,86	5,96	1,58	6,48	15,18	2,88
CaO	6,32	8,26	6,13	0,94	11,42	9,16	5,60
Na ₂ O	2,63	3,38	4,04	5,40	2,36	0,29	4,68
K ₂ O	0,94	1,23	1,05	3,02	0,24	0,16	1,02
H ₂ O ⁺	3,23	2,09	2,23	1,75	2,86	4,86	2,54
P ₂ O ₅	0,10	Сл.	0,27	0,38	0,21	—	—
Сумма	99,01	100,0	100,0	100,43	100,0	100,0	100,68

Оксиды	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	52,15	50,32	46,80	48,04	73,32	68,02	69,90
TiO ₂	0,36	2,13	2,24	0,90	0,40	0,72	0,42
Al ₂ O ₃	15,37	15,67	14,82	16,09	11,48	14,56	12,33
Fe ₂ O ₃	1,25	4,48	7,62	2,81	1,91	1,89	2,39
FeO	7,01	11,08	7,88	9,66	2,58	2,25	3,34
MnO	0,17	0,22	0,17	0,15	0,07	0,06	0,11
MgO	10,58	4,74	5,37	6,12	0,11	1,21	0,22
CaO	10,92	6,36	10,05	12,04	0,59	2,81	1,02
Na ₂ O	1,88	3,28	3,75	2,30	4,34	3,88	5,14
K ₂ O	0,33	0,96	0,71	0,48	4,76	3,55	4,38
H ₂ O ⁺	—	0,67	0,36	1,33	—	—	—
P ₂ O ₅	—	0,02	0,05	—	—	—	—
Сумма	100,0	99,96	99,82	99,91	100,0	100,0	100,0

Примечание. 1 — базальт, ахмалахтинская свита печенгской серии; 2 — средний базальтоид ахмалахтинской свиты; 3 — средний субщелочной оливиновый базальт куэтсарвинской свиты; 4 — трахит куэтсарвинской свиты; 5 — средний толентовый базальт коласкожской и пильгуйярвинской свит печенгской серии; 6 — средний пикрит пильгуйярвинской свиты; 7 — спилит из онежской свиты; 8 — состав зоны закалок различных массивов; 9 — Мончегорского (среднее из 11 анализов); 10 — Гремяха-Вырмесского; 11 — Ачинского; 12 — эгирин-арфведсонитовые щелочные граниты (среднее из 10 анализов); 13 — авгит-лепидомелановые гранодиориты (среднее из 4 анализов); 14 — эгирин-арфведсонитовые граносениты. Составы 8, 12—14 пересчитаны на безводной основе.

Источники: 1, 2, 5, 6 — по [15]; 3, 4, 12—14 — по [13]; 8 — по [3]; 9—11 — по [22].

морского бассейна. В целом по характеру разреза, условиям формирования пород и их вещественному составу рассмотренные эффузивные комплексы весьма близки к образованиям северной части Восточно-Африканской рифтовой системы — Эфиопскому рифту и треугольнику Афар, где наблюдается переход во времени и пространстве от типично материковых вулканогенно-осадочных образований к типично морским с соответствующей сменой химизма магматических пород. Присутствие базальтов нормальной щелочности в основании разрезов свекофенских грабеновых структур сближает их с разрезом пермского грабена Осло [10] и кайнозойской Байкало-Монгольской рифтовой области [5], где последовательность магматических событий близка к наблюдаемой в процессе формирования двух нижних свит печенгской и имандра-варзгуской серий на Кольском полуострове и ятулийских образований Карелии. Таким образом, имеющиеся геолого-петрографические данные свидетельствуют о близкой аналогии раннесвекофенского магматизма Кольского и Карельского мегаблоков и полностью согласуются с представлениями о его рифтогенной природе. В этой связи обращает на себя внимание присутствие в типичной рифтовой ситуации спилитов, до сих пор рассматриваемых в качестве характерных ассоциаций ранних, реже сред-

них этапов развития складчатых (геосинклинальных) поясов [11, 12 и др.].

Интрузивные серии. Благодаря глубокому неравномерному эрозийному срезу территории на дневную поверхность выведены блоки фундамента, содержащие разновозрастные с эффузивами интрузивы. Они произошли за счет тех же расплавов, но затвердевали на разных уровнях в толще земной коры. Изучение этих образований имеет большое значение для понимания характера глубинных геодинамических процессов, происходящих в недрах земной коры в процессе развития рифтовых областей.

Выделяются две главные разновидности таких интрузивов: а) гипабиссальные субвулканические силлы и дайки, широко развитые в пределах грабеновых структур; по своему вещественному составу они аналогичны лавам и не требуют специального обсуждения; б) крупные глубинные интрузивы, существенно отличающиеся по структурам и текстурам пород, а также особенностям вещественного состава от лавовых серий и развитые обычно в пределах выступов фундамента (поднятых и эродированных «плеч рифтов»). Промежуточное положение занимают мелкие интрузивы основных и ультраосновных пород, в частности никеленосные массивы Печенги, формирование которых происходило в пределах «продуктивной толщи» на глубине порядка 3 км.

Наиболее ранними из рассматриваемой группы пород являются крупные расслоенные интрузивы основных и ультраосновных пород, развитые в блоках кристаллического фундамента, непосредственно примыкающих к грабеновым структурам. На Кольском полуострове это Мончетундровский интрузив, массив Панских-Федоровых тундр, массив горы Генеральской и др. В Карелии это прежде всего, массивы Олангской группы и, возможно, крупный Бураковский массив в Заонежье, недавно выявленный в процессе буровых работ [9, 13]. Все массивы имеют однотипное строение — линзообразную или воронкообразную форму с автономной внутренней структурой. Они образованы серией пород: дуниты, гарцбургиты, бронзититы, нориты, габбро-нориты, габбро-норит-анортозиты, титаномagnetитовые габбро. Дальнейшее продолжение серии неизвестно, так как пока не выявлены массивы с сохранившейся верхней краевой группой. Исходный расплав интрузивов, судя по химизму зон закалок, отвечал толеитовому базальту (см. табл. 1).

После становления интрузивов они вовлекались в деформации, связанные с дальнейшим развитием рифтовой области, а также с позднесвекофенской сменой тектонического режима, что особенно сказалось на интрузивах Кольского полуострова. Последние в результате этих движений оказались расчлененными на блоки, расланцованные и метаморфизованные по краям. Особенно показательны в этом отношении интрузивы Мончетундровский и Панских-Федоровых тундр. В пределах Мончетундровского массива вдоль одного из таких разломов (Мончетундровского) с вертикальной амплитудой около 1,5 км, нижние, существенно ультраосновные части разреза оказались совмещенными со средними, лейкократовыми, в результате чего они часто описываются как различные разновозрастные интрузивы — Мончегорский плутон ультраосновных и основных пород и массив габбро-норит-анортозитов Монче-Чуна-Волчьих тундр [20]. Другой крупный интрузив в центральной части Кольского полуострова был расчленен крупным Цагинским разломом, имеющим характер сдвига с горизонтальной амплитудой около 10 км, на два массива — Панских и Федоровских тундр (см. рис. 1), которые затем вовлекались в деформации, связанные с развитием Лапландского разлома.

С Цагинским разломом связано появление крупного Цагинского интрузива. Он сильно отличается от предыдущих своим вещественным составом — преобладанием лейкократовых пород типа габбро-анортозитов и присутствием значительного количества титаномagnetита во всех разновидностях пород [22, 27]. В состав расслоенной серии здесь входят титаномagnetитовые оливиниты, верлиты, клинопироксениты, габбро и

оливиновые габбро с титаномагнетитом, габбро-анортозиты, часто также оруденелые. Химизм исходного расплава отвечал субщелочному оливиновому базальту (см. табл. 1).

Большим своеобразием отличаются уникальные щелочно-габбровые интрузивы Гремяха-Вурмес на Кольском полуострове и Елетьозеро в Северной Карелии. Они образованы серией пород: габбиниты, верлиты, клинопироксениты, габбро и оливиновые габбро, габбро-анортозиты, андезитовые и олигоклазовые габбро, акериты, пуласкиты, тешениты, нефелиновые сиениты. В породах основного и ультраосновного состава, как и в Цагинском интрузиве, широким развитием пользуются ассоциации с титаномагнетитом, вплоть до оруденелых разновидностей. Большинство исследователей считает, что формирование этих интрузивов происходило в две фазы: в первую — внедрение основных и ультраосновных пород, во вторую — щелочных. Однако наличие всей гаммы промежуточных разновидностей пород и зон взаимного ритмичного переслаивания скорее свидетельствует в пользу однофазного формирования интрузивов [23]. Состав исходных расплавов массивов отвечал субщелочному оливиновому базальту, более меланократовому по сравнению с расплавом Цагинского интрузива (см. табл. 1).

Все рассмотренные выше интрузивы формировались в условиях жесткой рамы, о чем свидетельствуют воронкообразные и линзообразные формы массивов с автономной внутренней структурой, наличие сравнительно тонкой ритмичной расслоенности, отсутствие следов субсолидусных деформаций.

В пределах грабенов и во вмещающих их выступах фундамента происходило формирование мелких дифференцированных интрузивов основных и ультраосновных пород. Типичным примером являются никеленосные интрузивы Печенгской структуры. Они имеют чечевице- или линзообразную форму, нередко выполняя ядра открытых складок. По-видимому, это обстоятельство указывает на то, что формирование таких интрузивов происходило одновременно с наиболее ранними складчатыми деформациями, происходившими еще на стадии растяжения.

Размеры наиболее крупных тел достигают 2—3 км в длину при мощности 500—700 м, мелких — 100—200 м длиной и мощностью 20—50 м [4]. Нижние части крупных массивов сложены главным образом верлитами и клинопироксенитами, верхние — габброидами, троктолитами, габбро и эссекситовыми габбро, содержащими ортоклаз. Мелкие массивы обычно недифференцированы и представлены главным образом габброидами, реже ультрамафитами. В результате наложенных деформаций, связанных с поздневекофенским этапом, они подверглись расслаиванию и метаморфизму преимущественно в условиях зеленосланцевой фации. Считается, что формирование богатых сульфидных медно-никелевых руд связано именно с этим этапом. Большинство исследователей полагают, что исходным расплавом рассмотренных интрузивов являлись пикриты пильгуярвинской свиты [8, 13].

Наиболее поздними из раннесвекофенских образований, по-видимому, являются массивы Кейвской возвышенности в центральной части Кольского полуострова. Здесь вдоль зон разломов, ограничивающих Кейвский блок, развиты пластинообразные интрузивы метагаббро-анортозитов и более поздние щелочных гранитов. Из массивов метагаббро-анортозитов наиболее изученным является Ачинский массив, трассирующий зону разлома между Кейвским и Мурманским блоками (см. рис. 1). Этот массив имеет пластинообразную форму мощностью до 1,5 км и претерпел вместе с вмещающими его породами мощное субсолидусное расслаивание и метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации, в результате чего его породы в значительной мере преобразованы в амфиболовые плагисланцы и амфиболиты с реликтами первично магматических структур и текстур [22]. По вещественному составу, в том числе и наличию титаномагнетитового оруденения, он близок к Цагинскому массиву. Исходный расплав массива отвечал оливиновому базальту (см. табл. 1). Детальные петрологические исследования показали, что внед-

Типичные ассоциации магматических горных пород континентальных рифтовых областей

Таблица 2

Стадия	Байкальская	Восточно-Африканская		Грабена Осло		Карело-Кольская		
	вулканические	вулканические	плутонические	вулканические	плутонические	вулканические	плутонические	
Рифтовая	Поздняя	Отсутствует	Пикрит - базальтовые серии нормальной или повышенной щелочности, местами дифференцированные до трахитов, комендитов, риолитов (север Эфиопского рифта и треугольник Афар)	Нет данных	Отсутствует		Пикрит - базальтовые серии нормальной и умеренной щелочности, местами дифференцированные до риодацитов (коласьокская и пильгюарвинская свиты печенгской серии; суйсарий Карелии). Пикрит - спилитовая серия (онежская свита суйсария Карелии).	Габбро - анортзиты и щелочные граниты Кейв. Габбро-верлитовые интрузивы Печенги и Имандра - Варзугской зоны
		Ранняя	Субщелочные базальтовые или бимодальные базальт-трахитовые серии К—Na-ряда, иногда базальтовые серии нормальной щелочности (Прибайкалье, Забайкалье)	Пикрит - базальт - фолитовые щелочные серии К—Na- и Na-ряда с карбонатами (Кенийский рифт). Субщелочные контрастные базальт-трахитовые и трахириолитовые серии (Эфиопский и Кенийский рифты). Щелочные серии К-ряда (Западный рифт)	Интрузивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов	Субщелочные контрастные и последовательно дифференцированные базальт - трахидезит - трахит-трахириолитовые серии К—Na-ряда	Монцонит - нефелин - сиенитовая и монцонит-щелочногранитные серии; биотитовые граниты осло-эссекситы	Субщелочные базальтовые и пикрит-базальтовые серии, иногда контрастные базальт - трахитовые и трахириолитовые Na-ряда (куэтсярвинская свита печенгской серии, умбинская свита имандра-варзугской серии, средний и верхний ятулий Карелии)
Предрифтовая	Щелочно - базальтовые и субщелочные базальты К—Na-ряда, а также толеиты (Монголия, Южное Прибайкалье)		Пикрит - базальтовые серии нормальной и повышенной щелочности (Эфиопский рифт) с андезит-базальтами и трахитами (Западный рифт). Щелочно-базальтоидные серии, трещинные излияния платофонолитов (Кенийский рифт)	Нет данных	Площадные излияния трахидезитов (ромбепорфиры). Пикрит - базальтовые серии: щелочные (анкарамиты, нефелиниты, базаниты, щелочные базальты), субщелочные и нормальной щелочности	Осло-эссекситы (серия пироксенитов, габбро-анортзитов диоритов)	Пикрит-базальтовые серии нормальной, реже повышенной щелочности, андезит-базальты, дациты	Крупные расслоенные интрузивы основных и ультраосновных пород (Мончут и др о вский, Панских-Федоровых тундр, Олангской группы и т. д.)

рение интрузива происходило вдоль шовной зоны мощного надвига, движения по которому продолжались и после затвердевания расплава [19]. Именно этим объясняется «сплюснутая» форма интрузива и столь глубокое преобразование слагающих его пород. По-видимому, формирование этого надвига происходило уже на стадии регионального сжатия.

Завершается магматизм рассматриваемого этапа в районе Кейв введением пластинообразных тел щелочных гранитов [1]. Они также в значительной мере являются синкинематическими и часто преобразованы в гнейсо-граниты. Среди этих гранитов выделяются эгирин-арфведсонитовые, лепидомелан-феррогастингситовые, авгит-лепидомелановые разновидности, а также граносиениты и сиениты, в том числе нефелиновые. По химическому составу они являются аналогами трахитов, нефелиновых трахитов, комендитов, пантеллеритов (см. табл. 1).

Таким образом, подводя итог характеристике интрузивных образований, следует подчеркнуть, что среди них выделяются продукты кристаллизации всех главных типов магматических расплавов, установленных в пределах грабеновых структур и появляющихся примерно в той же последовательности. Большинство из них формировалось в условиях жесткой рамы, и только некоторые — в условиях подвижной среды, в пределах локальных подвижных зон типа крупных надвигов, связанных уже с началом стадии регионального сжатия.

Обращает на себя внимание также тот факт, что породы грабеновых структур, в частности Печенгской, претерпели метаморфизм погружения при давлении не выше 2—3 кбар [7], в то время как по крайней мере часть интрузивов (Мончетундровский, Панских-Федоровых тундр, Гремяха-Вурмесский и др.) формировалась при давлении порядка 6—8 кбар [20]. Поскольку сейчас они наблюдаются на одном уровне эрозионного среза, можно предположить, что разница в давлении в процессе формирования тех и других образований составляет 4—5 кбар. Из этого следует, что амплитуда вертикальных перемещений вещества в пределах рассматриваемого региона была около 14—15 км. Вряд ли это связано только с процессом рифтогенеза. Очевидно, существенную роль здесь играли и более поздние тектонические процессы, связанные главным образом с развитием Лапландского разлома.

Сводная характеристика раннесвекофенского магматизма Карело-Кольского региона в сравнении с классическими рифтовыми областями приведена в табл. 2. Как видно из этой таблицы, раннесвекофенский этап развития Карельского и Кольского мегаблоков весьма близок по характеру тектоно-магматических процессов к фанерозойским континентальным рифтовым областям, от которых отличается пониженной ролью субщелочного и особенно щелочного магматизма. Очень много общего у рассматриваемого региона с Эфиопским рифтом, с его северной частью в районе треугольника Афар, где устанавливается переход континентального рифта в океанический с соответствующим изменением состава магматических расплавов. В Аравийско-Африканской рифтовой области это сопровождается раздвижением крупных блоков континентальной земной коры с появлением морских бассейнов с типичной океанской корой. В случае Карело-Кольского геоблока этого не произошло. Процесс был прерван на стадии Эфиопско-Афарского рифта возникновением крупной области сжатия — Лапландского глубинного разлома, близкого по своему строению к зоне Заварицкого — Беньофа [16], с полной последующей перестройкой тектоно-магматического режима рассматриваемого региона, с появлением расплавов известково-щелочной серии.

ВЫВОДЫ

1. Раннесвекофенский магматизм Кольского и Карельского мегаблоков (2200—1900 млн. лет) характеризуется многими особенностями континентального рифтового магматизма (субаэральный преимущественно субщелочной магматизм с появлением базальт-трахитовых серий) с пе-

реходом к режиму подводного рифтогенеза. В целом картина аналогична наблюдаемой в северной части Восточно-Африканской (Аравийско-Африканской) рифтовой области (пикрит-базальтовые серии нормальной и повышенной щелочности).

2. В пределах выступов фундамента наблюдаются разнообразные интрузивные комплексы, происшедшие при кристаллизации тех же расплавов, но в различных условиях. Они представлены крупными расслоенными интрузивами основных и ультраосновных пород нормальной щелочности, а также ультраосновных, основных и щелочных пород, формировавшихся в условиях жесткой рамы, в пределах поднятых «плеч рифтов». В самих грабеновых структурах развиты преимущественно мелкие интрузии — дайки, силлы, линзообразные тела. В ограниченном количестве отмечаются синкинематические интрузивы, кристаллизовавшиеся в шовных крупных надвиговых структурах (метагаббро-анортозиты и щелочные граниты Кейвской возвышенности).

3. Процесс ранневекофенского рифтогенеза Карело-Кольского геоблока был прерван на стадии, соответствующей Эфиопскому рифту, до его перехода к режиму типа Красноморских морей, в связи с возникновением мощной зоны сжатия — Лапландского глубинного разлома, близкого по своему строению в зоне Заварицкого — Беньофа.

4. Карело-Кольский регион является характерным представителем раннедокембрийской континентальной рифтовой области. От более поздних рифтовых областей фанерозоя он отличается меньшей ролью субщелочного и особенно щелочного магматизма и существенно большим эрозионным срезом (суммарная амплитуда вертикальных смещений — до 14—15 км), благодаря чему непосредственному наблюдению здесь доступны глубинные магматические очаги (интрузивы).

В заключение автор благодарит О. А. Богатику, А. Ф. Грачева и К. О. Кратца за полезное обсуждение основных положений статьи.

Литература

1. *Батиева И. Д.* Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
2. *Богатиков О. А., Борсук А. М., Дмитриев Ю. И., Коваленко В. И., Рябчиков И. Д.* Эволюция магматизма в истории Земли. — В кн.: Докл. сов. геологов к XXVI сессии МГК. Петрология, М.: Наука, 1980, с. 3—13.
3. *Гилярова М. А.* Спилиты Кончозерского района Карело-Финской ССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1941. 110 с.
4. *Горбунов Г. И.* Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Наука, 1968. 352 с.
5. *Грачев А. Ф.* Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 248 с.
6. *Грачев А. Ф.; Федоровский В. С.* Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
7. *Дук Г. Г.* Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. Л.: Наука, 1977. 106 с.
8. *Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н.* Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. Л.—М., Наука, 1964. 84 с.
9. *Кратц К. О., Глебовицкий В. А., Былинский А. В. и др.* Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 230 с.
10. Континентальные рифты. М., Мир, 1981. 483 с.
11. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
12. Магматические формации СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1979. 320 с.
13. Магматические формации раннего докембрия СССР. Т. 3, М.: Недра, 1980. 366 с.
14. *Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Недра, 1975. 176 с.
15. *Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М.* Геохимия Печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974. 140 с.
16. *Прияткина Л. А., Шарков Е. В.* Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л.: Наука, 1979. 128 с.
17. *Рябчиков И. Д., Богатиков О. А., Бабанский А. Д.* Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8, с. 5.
18. *Светов А. П.* Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.
19. *Шарков Е. В.* Расслоение интрузии шовных зон глубинных разломов (на примере массивов габбро-анортозитов Балтийского щита). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 71—81.

20. Шарков Е. В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 184 с.
21. Шарков Е. В. Дубровский и Чкаловский интрузивы в Северном Казахстане как интрузивные аналоги спилитов.— *Геохимия*, 1983, № 2, с. 283—292.
22. Шарков Е. В. Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова.— В кн.: Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984.
23. Шарков Е. В., Богатилов О. А. Парагенезисы минералов щелочно-габброидных серий пород как отражение режимов дифференциации магмы.— В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1981, с. 21—35.
24. Шарков Е. В., Сиднеев А. С. Ортопироксеновый барьер и происхождение андезитовых серий магматических горных пород.— *Геохимия*, 1981, № 5, с. 627—636.
25. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 720 с.
26. Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Магматогенные и ультраметагенные комплексы восточной части Балтийского щита и их корреляция на основе принципов формационного анализа.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 10—16.
27. Юдин Б. А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л.: Наука, 1980. 168 с.
28. Mysen B. O. The role of descending plates in the formation of andesitic melts beneath island arcs.— *Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst.*, 1978, N 77, p. 797.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
АН СССР

Поступила в редакцию
22.IX.1982

УДК 551.242.31 (234.82 + 234.851)

БЕЛЯКОВ Л. Н., ДЕМБОВСКИЙ Б. Н.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ
СЕВЕРА УРАЛА И ПАЙ-ХОЯ

В статье предлагается новая схема тектонического расчленения севера Урала, Пай-Хоя и прилегающей части Печорской синеклизы. Доказывается большая роль крупных горизонтальных перекрытий в формировании складчатых структур. Подробно проанализирован вопрос о взаимоотношении палеозойских и допалеозойских структур.

Рассматриваемая территория простирается от о. Вайгача на севере до среднего течения р. Шугор на юге. Отличительной чертой строения территории, как неоднократно отмечалось, является наличие крупных поперечных Уралу структур северо-западного простирания, на которые наложены структуры Уральской складчатой системы (Приполярный, Полярный Урал) и впадины Предуральского краевого прогиба. В регионе четко выделяются два структурных этажа: протерозойский (доуралиды) и палеозойско-триасовый (уралиды). Ряд исследователей [2, 3, 15, 18, 22] традиционно отстаивают точку зрения о том, что доуралиды, дислоцированные в позднебайкальскую эпоху тектогенеза, имеют на Полярном Урале северо-восточное («уральское») простирание, которое наследуется герцинскими простираниями уралид. Эта точка зрения наиболее четко выражена в последней работе М. Г. Берлянд [2, с. 74], где отмечается, что «рифейско-вендские вулканогенно-осадочные образования»... непрерывной полосой тянутся от Северного до Полярного Урала, имеют чисто уральское простирание и только в районе Оче-Нырда поворачивают на Пай-Хой, т. е. эти образования относятся к «уралидам». Однако на основании материалов геолого-съёмочных работ, проводившихся с 1963 по 1981 г., установлено, что уралиды повсеместно с размывом и угловым (структурным) несогласием залегают на доуралидах. Наиболее наглядно взаимоотношение двух структурных этажей наблюдается на поперечных поднятиях Полярного Урала, особенно в сводовых частях антиклинальных структур. На участках хребтов Енганэ-Пэ, Манита-Нырда Собского поперечного поднятия, хр. Россомаха, Малдынырд и др. на Кожимском поперечном поднятии прослеживается четкое угловое несогласие между доуралидами и базальным горизонтом уралид. Так, в центральной части хр. Манита-Нырда низы манитанырдыской серии (ϵ_2 — O_1) смяты в пологие брахиформные складки с углами падения до 5 — 10° . В то же время подстилающие их эффузивно-осадочные образования доуралид дислоцированы весьма сложно и образуют складки с углами падения 60 — 75° . Почти повсеместно в кровле доуралид наблюдаются фрагменты коры выветривания [24] мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, что указывает на глубокую переработку древнего рельефа, приведшую к образованию пенеплена. Простирание структур доуралид (байкалид) там, где они существенно не переработаны последующими тектоническими процессами [6], меридиональное или северо-западное. Подобные простирания установлены в ядре антиклинали Енганэ-Пэ, в северной части Оченырдынского антиклинория, в Хараматаловском выступе и в западной части Кожимского поперечного поднятия (хр. Сабля, верховья р. Вангыр).

Значительную путаницу в вопрос о взаимоотношениях уралид и доуралид внесло выделение хойдышорской свиты, относимой выделяющими ее геологами к байкальской молассе. При этом местами к ней от-

носились заведомо ордовикские отложения, охарактеризованные фауной аренигского возраста (хребты Большой Паипудынский и Минисейский). Хойдышорские терригенные отложения на самом деле принадлежат базальным слоям уралид [8], являясь нижней частью манитаньрдской рифтогенной формации (E_3-O_1), в силу чего и картировались всегда в едином структурном плане с ордовикской толщей уралид. Это обстоятельство и «объясняет» отсутствие структурных несогласий между уралами и доуралами.

Анализ полевых материалов последних лет показывает, что на Полярном Урале нижняя часть палеозойского разреза относится к рифтогенной манитаньрдской формации, которая с размывом и структурным несогласием залегает на различных горизонтах доуралид [8]. Изучение геофизических материалов по Тимано-Уральской провинции в целом [5] подтверждает высказанную точку зрения о преимущественно северо-западном простирании доуралид. Об этом же свидетельствуют и простирания основных разломов, определяющих платформенные структуры осадочного чехла Тимано-Печорской эпибайкальской плиты и ограничивающих зоны поперечных поднятий Полярного Урала.

Наиболее северное, поперечное к уральским простираниям Оченьрдско-Вайгачское поднятие ограничено с северо-востока Байдарацким глубинным разломом, а с юго-запада — разломом глубокого заложения «зоны Д», названного так сейсморазведчиками, выделившими его в Каротайзинской впадине. В пределах Урала этот разлом «отсекает» с юга Оченьрдский антиклинорий и прослеживается по геофизическим данным в пределы Щучьинского синклиория. Центральная часть Вайгачско-Оченьрдского поднятия осложняется Пайхойской зоной разлома глубокого заложения, которая прослеживается от устья р. Байдараты на запад через Пай-Хой на о. Вайгач. На о. Вайгаче он известен как Западно-Вайгачский, или Главный рудный разлом. На Пай-Хое же этот разлом выделен только по геофизическим материалам, так как он на большом протяжении перекрыт пластиной Пайхойского аллохтона.

Собское поперечное поднятие ограничено с севера Ланготюганской, а с юга Собской зонами разломов глубокого заложения.

Северный борт Кожимского поперечного поднятия имеет ступенчатое строение, определяемое положением двух крупных разломов глубокого заложения: Хулгинского (продолжающегося в пределах Печорской синеклизы Панхочесским) и Кожимского (продолжающегося на северо-запад Верхнеоквинским). Южный, также ступенчатый борт Кожимского поднятия ограничен Хортесской и следующей на юго-восток Вольинской зонами разломов глубокого заложения, продолжающимися на северо-запад в пределы Печорской синеклизы.

В пределах Собского и Кожимского поперечных поднятий широко развиты доуралиды, слагающие Харбейский и Ляпинский антиклинории, а также ядра отдельных антиклинальных структур. На крыльях антиклинальных структур развиты палеозойские шельфовые отложения (елецкий комплекс палеозоя [4]). Здесь необходимо отметить, что елецкий комплекс палеозоя, представленный преимущественно карбонатными осадками шельфа, является типично платформенным. Это неоднократно подчеркивали ряд исследователей ([1, 11, 13, 16, 19] и др.), однако до сих пор эти отложения нередко продолжают именовать миогеосинклинальными [3, 15, 22], что совершенно не отвечает их формационной природе.

Анализ материалов по поперечным поднятиям показывает, что елецкий комплекс палеозоя сложен дислоцирован, причем интенсивность дислокации возрастает в восточном направлении. Так, на Собском поперечном поднятии, в его западной части, елецкий комплекс дислоцирован довольно просто, слагая крылья антиклинали Енганэ-Пэ. Эта крупная структура имеет асимметричное строение. Падение пород на ее западном крыле составляет 45—50° на запад, на восточном — на 20—30° на восток. Осевая плоскость структуры запрокинута на запад под углом 70°. Располагающийся восточнее Манитаньрдский антиклинорий имеет

более сложное строение. Материалы последних лет показали, что его западное крыло подорвано и надвинуто на запад. Здесь на ручье Есто-Шор в эрозионных окнах среди протерозойских пород встречены карбонатные отложения среднего девона. На южном замыкании Манитаньрдского антиклинория шельфовый комплекс палеозоя смят в линейные, местами даже в изоклинальные складки, запрокинутые на запад. Восточное крыло антиклинория построено еще более сложно. Здесь на шельфовых образованиях палеозоя залегает весьма сложно дислоцированная узкая пластина южной части Байдарато-Пайпудынского аллохтона, сложенного лемвинским (батинальным) комплексом палеозоя. Клипп Лемвинского аллохтона установлен также вдоль западного борта Манитаньрдского антиклинория. Подобное же возрастание интенсивности дислокаций с запада на восток наблюдается и на Кожимском поперечном поднятии от брахиантиклинали Обезиз к сложно построенной антиклинали хр. Россомахи.

В Лемвинской зоне поперечного опускания шельфовый комплекс палеозоя и пермская моласса внутренней зоны краевого прогиба дислоцированы весьма интенсивно с развитием надвигов и взбросо-надвигов, плоскости которых падают на восток. Характер дислокаций Елецкого комплекса палеозоя в этой зоне опускания прослеживается только в эрозионно-тектонических окнах и полуокнах Лемвинского аллохтона.

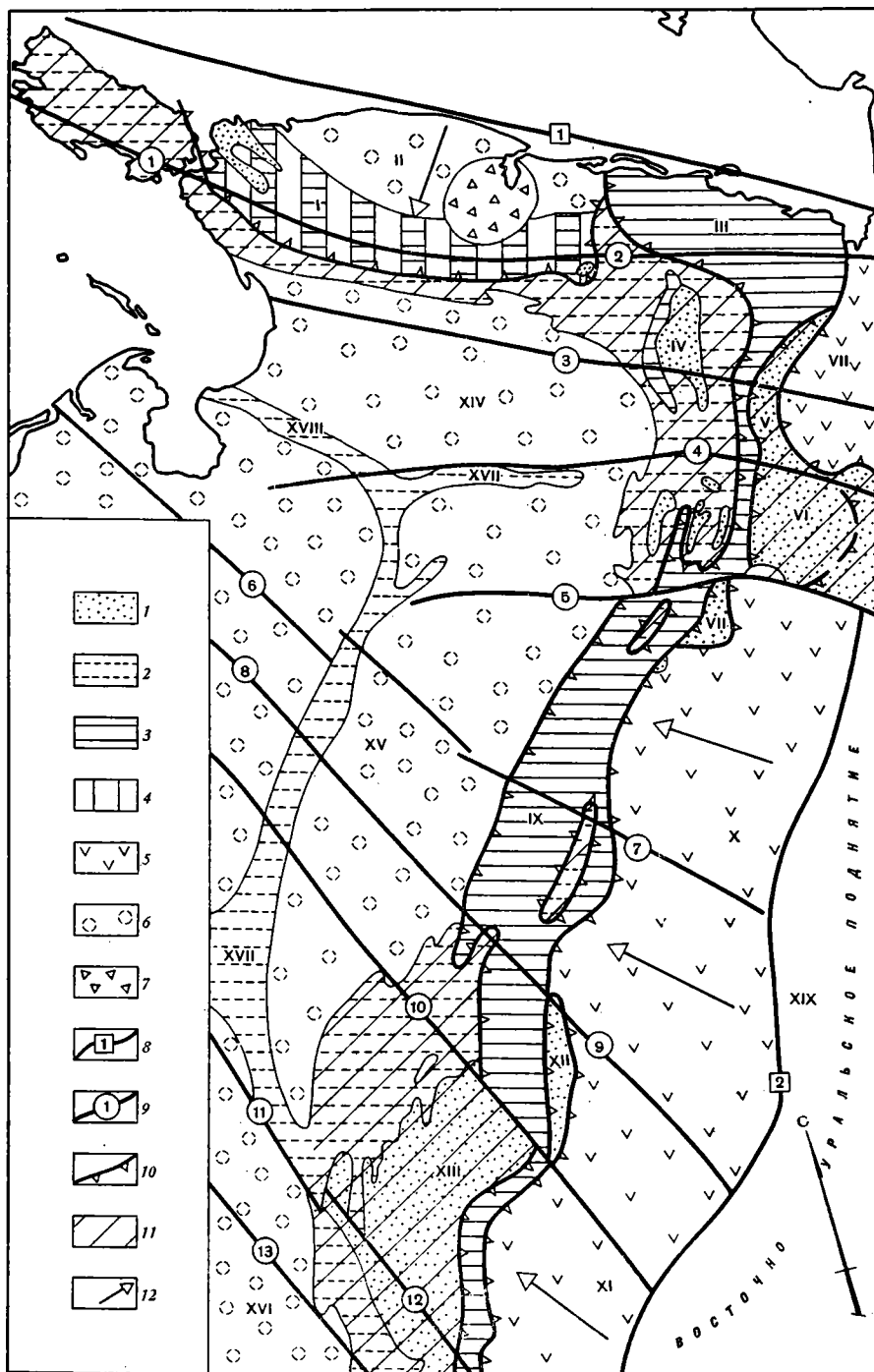
Особенностью рассматриваемой территории является наличие крупных аллохтонных пластин, сложенных палеозойскими глубоководными осадками лемвинского и пайхойского формационных комплексов, а также породами меланократового основания и формациями палеоокеанического (эвгеосинклинального) типа [17].

Существование Лемвинской аллохтонной пластины на Полярном Урале, выделенной еще К. Г. Воиновским-Кригером [4], вызывало длительные годы острую дискуссию, не окончившуюся и поныне. Сторонники фиксистских взглядов продолжают считать, что лемвинский глубоководный комплекс палеозоя сформировался в геосинклинальном прогибе на месте его современного распространения. Край Восточно-Европейской платформы они предлагают проводить по границе лемвинского и елецкого комплексов палеозоя [13]. При этом считается, что в пределах Лемвинской структурно-формационной зоны существует выдержанная по площади фациальная зональность [12], связанная с различной глубиной образования осадков, находящихся на месте их накопления. Однако места для дискуссии, как нам кажется, здесь уже не остается. Так, начиная с 1976 г. в полосе развития лемвинского формационного комплекса нами установлено и закартировано несколько эрозионно-тектонических окон и полуокон [7], в которых обнажаются породы елецкого шельфового комплекса палеозоя. Необходимо отметить, что эрозионно-тектоническое полуокно в южной части Лемвинской зоны было выделено и В. Н. Пучковым [20]. При этом геофизические материалы говорят о глубоком залегании (более 10 км) кровли байкальского структурного этажа (доуралид) под западной частью Лемвинской зоны. Это позволяет предполагать под маломощной аллохтонной пластиной, сложенной образованиями лемвинского комплекса, залегание пород шельфового (елецкого) комплекса и даже частично пермских молассовых образований краевого прогиба. В дополнение к сказанному, в течение 1981—1982 гг. на значительной площади в северной части Лемвинской зоны было проведено картировочное бурение и выполнен значительный объем буровых и горных работ при предварительной разведке на бариты.

В опорной скважине Гамма-1, пробуренной в верховьях р. Хароты, восточнее Харотского эрозионно-тектонического окна, до глубины 25 м вскрыты флишoidы кечпельской серии (C_3-P_1), далее до 114 м вскрыты осадки воргашорской серии (D_3-C_2) лемвинского комплекса, под которыми в интервале глубин 114—545 м встречены ордовикские отложения елецкого комплекса, охарактеризованные фауной конодонт, мшанок и криноидей. Аналогичные песчаники и известковистые песчаники

ордовика елецкого комплекса были детально описаны [9] в разрезе р. Хароты в пределах Харотского эрозионно-тектонического окна.

Наконец, скважиной картировочного бурения В-8, специально заданной во фронтальной части Лемвинского аллохтона, в 7 км южнее ст. Береговая железнодорожной ветки Сеида-Лабитнанги в интервале глубин 0—51 м пробурены сланцы лек-елецкой свиты (D_{1-2}) лемвинского комплекса, которые залегают на верхнедевонских известняках елецкого комплекса. В указанных скважинах на контактах комплексов наблюдается зона дробления мощностью до 15 м, маркирующая нижнюю поверхность аллохтонной пластины.



Что же касается существования выдержанной по площади фациальной зональности в породах лемвинского комплекса, то материалы последних работ это не подтверждают; взаимоотношения внутри лемвинского комплекса оказываются гораздо сложнее. Так, при разведке Хойлинского баритового месторождения выяснено (по материалам Н. В. Лютикова), что кремнисто-сланцевая баритоносная толща (D_2) в районе горы Хойла-Мыльк по положению надвигу залегает на разновозрастной, но разнофациальной (известково-сланцевой и небаритоносной) толще. Изначальную фациальную зональность лемвинского комплекса можно воссоздать только после проведения детальных палинспастических реконструкций, что не мыслимо без значительного объема картировочного бурения.

Об аллохтонном залегании лемвинского комплекса однозначно говорят тектонические останки покрова, установленные в районе оз. Есто-То и между верховьями р. Кары и р. Лядгей (Верхнекарский аллохтон). На это же указывает и причудливо извилистая граница лемвинского и елецкого комплексов, положение которой нельзя объяснить крутопадающим дизъюнктивом, якобы разделяющим эти комплексы, а анализ геофизических материалов указывает здесь на отсутствие какого бы то ни было крупного разлома.

Наличие Лемвинского и подобных ему аллохтонов на Урале может быть объяснено только громадными тангенциальными напряжениями при надвигании палеоокеанического (эвгеосинклиналиного) сектора на восточную окраину Восточно-Европейской платформы. С разрешением этих напряжений связано и образование всей зоны коробления восточного края платформы. Выделяемая нами зона коробления края платформы отвечает Западному мегаблоку Урала в понимании Б. П. Дьяконова, Ю. П. Булашевича и др. [10]. С этой структурой коробления связано прежде всего образование полосы выхода доуралид, трактуемой как Центральное-Уральское поднятие. Обнаженная часть Уральского складчатого сооружения, по-видимому, полностью находится в пределах восточного края Восточно-Европейской платформы. Точное определение положения восточной границы платформы затруднено наличием крупных аллохтонов меланократового основания и формаций палеоокеанического сектора, надвинутых на восточный край платформы.

Совершенно по-новому представляется авторам строение Пай-Хоя, где выделяется крупный Пайхойский аллохтон, сложенный глубоководным пайхойским комплексом палеозоя, надвинутым на шельфовые палеозойские формации елецкого комплекса. В автохтоне здесь располагается юго-восточная часть крупного линейного антиклинория, который мы называем Южновоземельско-Вайгачско-Пайхойским. Северо-западная часть структуры располагается на южном острове Новой Земли, к центральной части относится о. Вайгач, а юго-восточная часть почти полностью перекрыта пластиной Пайхойского аллохтона. Судя по непрерывному аллохтоном юго-западному борту этого антиклинория, его ось протягивается на юго-восток, в центральную часть Югорского полу-

Структурно-тектоническая схема Севера Урала и Пай-Хоя

1 — доуралиды; 2—7 — уралиды: 2 — шельфовый комплекс, 3 — батинальный комплекс, 4 — пайхойский глубоководный комплекс, 5 — комплексы меланократового основания и палеоокеанического сектора, 6 — молассы Предуральского краевого прогиба и их аналоги, 7 — карская кольцевая структура; 8 — зона глубинного разлома и ее номер; 9 — зона глубокого разлома и ее номер; 10 — фронтальные части аллохтонных пластин; 11 — зона коробления края Восточно-Европейской платформы; 12 — направление основных тектонических напряжений

Цифры на карте (глубинные разломы): 1 — Байдарацкий, 2 — Приобский; разломы глубокого заложения: 3 — Пайхойский, 4 — зона «Д», 5 — Ланготюганский, 6 — Собский, 7 — Варандейский, 8 — Кокпельский, 9 — Хулгинский, 10 — Кожимский, 11 — Западно-Колвинский, 12 — Хартесский

I — Пайхойский аллохтон, II — Карская впадина, III — зона Байдарацких дислокаций, IV — Оченырдынский антиклинорий, V — Морункеуский выступ, VI — Харбейский антиклинорий, VII — Щучьинский синклинорий, VIII — Хараматалоуский выступ, IX — Лемвинский аллохтон, X — Войкарский синклинорий, XI — Тагильский синклинорий, XII — Няркоюсский блок

острова. Для рассматриваемого юго-западного борта антиклинория и прилегающей части Коротайхинской впадины характерно широкое развитие надвигов и взбросо-надвигов с падением плоскостей на северо-восток. В бассейне р. Кары вновь наблюдаются автохтонные структуры, сложенные шельфовыми образованиями палеозоя. Простирающиеся складки в Среднекарской зоне брахиформных структур указывает на их разворот к уральским направлениям.

В центральной части Югорского полуострова давно известен своеобразный глубокоководный комплекс палеозоя, имеющий черты сходства с лемвинским, но сформировавшийся в резко различных геотектонических условиях. Этот комплекс мы предлагаем называть пайхойским.

Отличие пайхойского комплекса от лемвинского заключается в отсутствии вулканитов в составе ордовикских толщ при большем удельном весе среди них карбонатных отложений; в полном отсутствии глубокоководных осадков среди отложений среднего девона. Интересным является факт постепенного перехода в пайхойском комплексе от каменноугольных отложений к пермским, представленным, в отличие от лемвинского комплекса, угленосными молассовыми образованиями. В свою очередь эти молассы отличаются от таковых, развитых в пределах впадин краевого прогиба (в Печорском угольном бассейне), резким преобладанием морских осадков. Верхняя континентальная моласса, характерная для краевого прогиба, здесь замещается морскими терригенными образованиями. Значительное отличие пермских отложений северо-восточного Пай-Хоя от Печорского бассейна отмечает В. И. Устрицкий [23].

Пайхойский комплекс имеет повсеместно тектонические контакты с карбонатными осадками елецкого комплекса. В плане граница распространения пайхойского комплекса представляет собой дугу, глубоко вдающуюся в область распространения карбонатного комплекса. При этом линейные складки, сложенные в автохтоне породами елецкого комплекса, на о. Вайгаче и в районе Хабарова на Югорском полуострове уходят под извилистую границу западнопайхойского надвига, представляющего собой фронтальную часть Пайхойской аллохтонной пластины. Такая же картина наблюдается и в бассейне р. Кары, где в районе хр. Большой Едуней контакт двух формационных комплексов, по материалам геологической съемки М. А. Маслова, имеет причудливый характер. По последним фондовым материалам 1981 г. А. И. Елисеева и др., какие бы то ни было переходные типы разреза между пайхойским и елецким комплексами отсутствуют.

Внутреннее строение пайхойского аллохтона неоднородно. В целом он представляет собой крупную линейную антиклиналь. Ее осевая часть, сложенная ордовиком, построена более просто, на крыльях же наблюдаются дисгармоничные складки с опрокидыванием осевых плоскостей на юго-запад и широким развитием пологих надвигов и взбросо-надвигов с падением плоскости сместителя на север — северо-восток. Юго-западное крыло структуры дислоцировано более интенсивно, чем северо-восточное. Пермские терригенные отложения Карской впадины смяты в линейные складки с запрокидыванием осевых плоскостей на юго-запад.

Карбонатные палеозойские отложения о. Вайгач дислоцированы достаточно просто. Здесь преобладают сундучные складки, однако в северо-восточной части острова появляются узкие, линейные, опрокинутые на юго-запад складки. Здесь же, вдоль Карского побережья, известен крупный пологий надвиг, по которому известняки силура надвинуты на юго-запад на пермские и среднекаменноугольные отложения.

Приведенный материал указывает, что структуры Пай-Хоя, а частично и о. Вайгач, сформировались в результате разрешения значительных тектонических напряжений, направленных от зоны Баидарацкого разлома на юго-восток. Если геотектоническая позиция лемвинского комплекса палеозоя последнее время [20] представляется довольно ясной, то этого нельзя сказать о пайхойском комплексе. Прямая их параллелизация невозможна, так как лемвинский батинальный комплекс формировался на континентальном склоне древнего континента Восточно-Евро-

пейской платформы, за которым еще восточнее располагалась палеоокеаническая эвгеосинклинальная область. Поскольку же под водами Байдарачкой губы эвгеосинклинальная зона Уральской палеозойской геосинклинали, как предполагали ранее, не продолжается и, следовательно, палеоконтинентального склона там тоже нет, то тектоническая позиция пайхойского комплекса палеозоя не отвечает таковой лемвинского комплекса.

Литература

1. *Беляков Л. Н.* Геотектонические особенности осадконакопления каменноугольного времени в Печорском угольном бассейне и в сопредельных районах.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1973, № 5, с. 31—36.
2. *Берлянд Н. Г.* Развитие земной коры Уральской эвгеосинклинали по геофизическим данным.— Сов. геол., 1981, № 8, с. 71—81.
3. *Берлянд Н. Г., Маречев А. М., Ананьева Е. М. и др.* Районирование севера Уральской складчатой области по характеру глубинного строения земной коры и связь с распределением полезных ископаемых.— В кн.: Минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока. Тр. IX геол. конфер. Коми АССР. Сыктывкар, 1981, с. 109—119.
4. *Войновский-Кригер К. Г.* Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала.— Сов. геол., 1945, № 6, с. 27—44.
5. *Гафаров Р. А., Прозоров Ю. И.* Тектоническое районирование фундамента Тимано-Печорской плиты.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 1, с. 40—50.
6. *Дембовский Б. Я.* Характер контакта ордовикских и доордовикских отложений на западном склоне Полярного Урала.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР, Сб. 6, Сыктывкар, 1970, с. 232—237.
7. *Дембовский Б. Я., Беляков Л. Н.* Надвиговые структуры и проблемы поисков полезных ископаемых на западном склоне Полярного Урала.— Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 5, с. 1192—1195.
8. *Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Ключина М. Л.* Новые данные о геологическом строении междууречья рек Большая и Малая Уса (Полярный Урал).— Ежегодник-1980 Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1981, с. 16—21.
9. *Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Ключина М. Л., Наседкина В. А.* Структурные соотношения разнофациальных комплексов палеозоя на севере Лемвинской зоны Урала.— В кн.: Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 79—83.
10. *Дьяконов Б. П., Булашевич Ю. П., Ананьева Е. М. и др.* Методика и результаты построения комплексной модели земной коры и верхней мантии Урала.— В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Киев: Наук. думка, 1980, с. 181—195.
11. *Елисеев А. И.* Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. М.—Л.: Наука, 1963. 172 с.
12. *Елисеев А. И.* Карбон Лемвинской зоны Севера Урала. Л.: Наука, 1973. 94 с.
13. *Елисеев А. И.* Сравнительный формационный анализ ограничения платформ в палеозое. Научные доклады, сер. репринтов, вып. 78, Сыктывкар, Коми ФАН СССР, 1982, с. 57.
14. *Журавлев В. С.* Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенных впадин Европейской платформы.— Тр. ГИН. Вып. 232. М.: Наука, 1972, с. 395.
15. *Кондишин О. А.* Главнейшие особенности геологического строения и развития территории Севера Урала: Автореф. канд. дис. Л.: ВСЕГЕИ, 1981. 24 с.
16. *Муравьев И. С.* Карбон Печорского Приуралья. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1968. 225 с.
17. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали.— Тр. ГИН. Вып. 328. М.: Наука, 1979. 186 с.
18. *Подсосова Л. Л.* Байкальский геосинклинальный этап в развитии структуры, магматизма и металлогении Полярного Урала: Автореф. канд. дис. Новосибирск, И-т геологии и геофизики, 1977, 24 с.
19. *Пучков В. Н.* Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 1975. 201 с.
20. *Пучков В. Н.* Батнальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
21. *Савельева Г. Н.* Разлом Оуэн.— Геотектоника, 1981, № 6, с. 3—14.
22. *Смирнов Ю. Д.* Геолого-тектоническое строение и структурно-формационное районирование Урала.— В кн.: Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977, с. 5—12.
23. *Устрицкий В. И.* Пермский этап развития Новой Земли.— В кн.: Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. Л.: Севморгео, 1977, с. 41—54.
24. *Юдович Я. Э., Дембовский Б. Н., Кетрис М. П.* Геохимические признаки переотложения кор выветривания в ордовикских отложениях Печорского Урала.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1976. Сыктывкар, 1977, с. 133—140.

УДК 551.243(234.9)

ПОТАПЕНКО Ю. Я.

О СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОГО КAVKAZA

Складчатые структуры докембрия и нижнего — среднего палеозоя Северного Кавказа имеют преимущественно герцинский возраст. Степень дислоцированности разных толщ не коррелируется прямо с интенсивностью метаморфизма. Для зеленосланцевых докембрийских комплексов особенно характерна структурная дисгармония и чередование структурных парагенезисов, присущих складкам изгиба и кливажного течения. Мезоструктуры образуют не менее трех доальпийских генераций. Альпийские дислокации фундамента не ограничиваются разрывными нарушениями и складками большого радиуса. В пределах поднятия Главного хребта в узких зонах фундамент испытал пластические деформации с образованием складок малых радиусов, конформных структурам альпийского чехла.

В связи с пересмотром с позиций тектоники плит общего стиля тектонических структур Большого Кавказа расшифровка складчатости его метаморфического ядра приобретает особую актуальность. Эта задача однако осложняется тем, что доюрское основание Кавказа неоднократно вовлекалось в складкообразование, включая и альпийские пластические деформации.

Анализ современных геологических и тектонических карт Центрального Кавказа, где обнажено метаморфическое ядро, показывает, что большая часть последнего не затронута альпийской голоморфной складчатостью. Хотя предъюрская эрозионная поверхность докембрийско-палеозойского фундамента деформирована довольно интенсивно, принято ведущую роль в этих деформациях отводить блоковым движениям по разрывам, которые ограничивают альпийские горстовые поднятия Главного и Передового хребтов. Названные поднятия разделены Пшекиш-Тырнаузской шовной зоной. Поднятие Главного хребта с юга очерчено зоной Главного надвига — системой кулисно расположенных надвигов и взбросов. Помимо разрывных структур несомненно имели место и пластические деформации кристаллического ядра. Проявление их неодинаково в пределах трех наиболее крупных доальпийских тектонических зон — Бечасынской, Передового и Главного хребтов. На метаморфических толщах зон Бечасынской и Передового хребта юрские отложения залегают с резким угловым несогласием, но в целом спокойно с пологим падением на север и северо-восток. Немногочисленные складчатые структуры в чехле имеют нелинейный, брахиморфный характер. Сходное строение юрского чехла, как предполагается [14], было и в северной части зоны Главного хребта. Таким образом, при рассмотрении складчатых структур метаморфических комплексов названных зон альпийскими пластическими деформациями можно пренебречь.

Существенно иными являются альпийские дислокации в Перевальной (Осевой, или Южной) подзоне зоны Главного хребта. Здесь нижне-среднеюрские отложения смяты в линейные складки северо-западного простирания. Особенно интенсивная складчатость с опрокидыванием к югу фиксируется в зоне Главного надвига. Несомненные признаки пластических деформаций кристаллических пород совместно с мезозойскими устанавливаются и в зонах узких юрских депрессий, расчленяющих альпийское поднятие Главного хребта на несколько блоков или горстов.

При сравнительном изучении стиля доальпийской складчатости в разных зонах наибольший интерес представляет сопоставление зон Бечасынской и Главного хребта. В первой зоне метаморфический комп-

лекс имеет докембрийский возраст, степень метаморфизма его не превышает зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой ступени. В зоне Главного хребта по крайней мере верхняя часть метаморфического комплекса относится к среднему палеозою, но степень его метаморфизма заметно выше — она варьирует от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации.

Складчатость представляет комплекс генетически связанных структурных форм: складок различного типа и масштаба, кливажа, кристаллизационной сланцеватости, разломов и т. п. [7]: В настоящем сообщении рассмотрены главным образом малые складчатые формы, или мезоструктуры, т. е. складки, доступные непосредственному наблюдению в обнажениях. Известно, что малые складчатые формы наиболее информативны для получения генетических выводов и выяснения общего структурного стиля метаморфических комплексов. Значение таких «руководящих структур» было убедительно показано в 60-х годах В. Шваном на примере складчатых сооружений Европы. Малые формы играют также роль «естественных датчиков деформации» (по Е. И. Паталахе), помогая восстанавливать условия образования крупных складок, форма которых в большинстве случаев определяется графическими построениями.

Выявление структурной эволюции метаморфических комплексов позволяет построить структурно-возрастные шкалы, значительно более детальные, чем шкалы, устанавливаемые по стратиграфическим перерывам, угловым несогласиям и пр. Со структурно-возрастной шкалой могут быть соотнесены такие геологические события, как интрузивный магматизм, стадии метаморфизма, в том числе мигматитообразования и т. п.

ДОАЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА БЕЧАСЫНСКОЙ ЗОНЫ

Бечасынский метаморфический комплекс характеризуется сложной складчатостью, причем интенсивность ее проявления по площади и по вертикали (в стратиграфическом разрезе) неодинакова. В то же время не вызывает сомнения структурное единство составляющих метаморфический комплекс хасаутской и чегемской серий. Контакт между метаморфическим комплексом и вышележащей кембрийской урлешской свитой выражен незначительным угловым несогласием, но существенным перерывом в осадконакоплении. На урлешскую свиту без видимого углового несогласия налагает фаунистически охарактеризованный силур. Кембро-силурийские отложения вместе с подстилающим метаморфическим комплексом слагают крутое, местами запрокинутое на северо-восток (р. Хасаут) крыло Хасаутского синклинория. В южной части Бечасынской зоны средний — верхний карбон, а в северной части (р. Малка, данные бурения) — нижний триас залегают несогласно на разных горизонтах метаморфического комплекса. Еще большее несогласие фиксируется в подошве юрских отложений. Таким образом, есть основания разнообразие структур, наблюдаемых в метаморфических породах зоны, рассматривать как результат дислокаций, проявившихся в основном после силура (с учетом данных Л. Д. Чегодаева, полученных в 1980 г. — после раннего девона), но до среднего карбона¹. Характеристика их, приводимая ниже, основывается на наших наблюдениях 1957—1976 гг.

Складчатые структуры бечасынского метаморфического комплекса разнообразны по морфологии и размерам. Нами различается по крайней мере четыре порядка складок. К первому порядку относятся складки и складчатые зоны, достигающие в поперечнике 10 км и более и протяженностью в десятки километров (Хасаутский синклинорий, Мушта-Малкинская антиклиналь, Шаукольская складчатая зона и др.). Структуры второго порядка объединяют складки размером 1—3 км в попе-

¹ Предкембрийский зеленосланцевый региональный метаморфизм, очевидно, сопроваждался и складчатыми деформациями, однако отделить докембрийские дислокации от несравненно более интенсивных послесилурийских еще не представляется возможным.

речнике и протяженностью в первые километры. Эти складки осложняют структуры первого порядка, среди них преобладают линейные незамкнутые структуры, синформы (Кольтюбинская и др.) и антиформы (Даутская, Сукошская и др.). К структурам третьего порядка отнесены складки с размахом крыльев от 10 до 300 м. Прослеживание этих складок на местности возможно только при детальной геолого-структурной съемке масштаба 1:10 000 и крупнее. Наконец, последнюю важную группу складчатых структур составляют «мезоструктуры» — складки шириной первые метры и доли метра [8].

Каковы же основные разновидности мезоструктур в метаморфическом комплексе Бечасынской зоны?

По степени сжатости мезоструктуры образуют две группы: открытые и сжатые складки; самостоятельную группу составляют складки, испытавшие наложенные пластические деформации.

Открытые складки преобладают (рис. 1, а—е). Угол между крыльями у них превышает 30°. Поперечные сечения весьма разнообразны, особенно распространены синусоидальные (рис. 1, б) и ступенчатые (рис. 1, г, д, е).

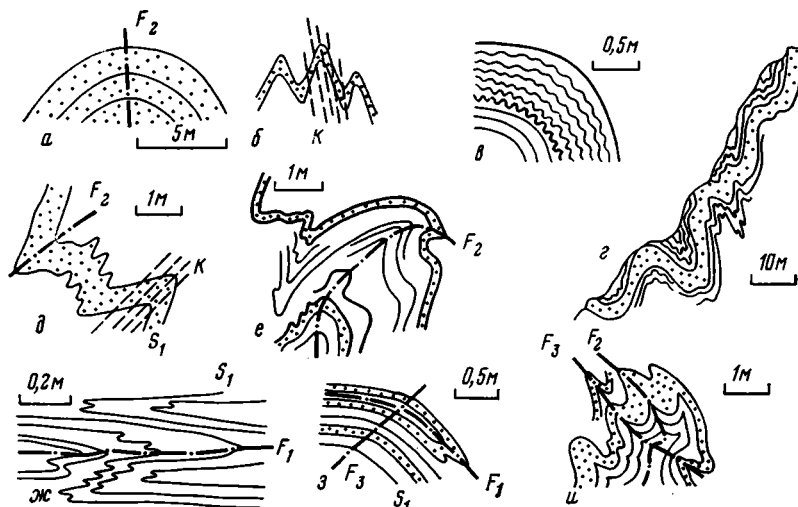


Рис. 1. Типы малых складок в метаморфическом комплексе Бечасынской зоны

F — складки первой (F_1), второй (F_2) и третьей (F_3) генерации; K — кливаж; S_1 — кристаллизационная сланцеватость. Пояснения в тексте

Синусоидальные складки имеют прямые крылья, реже цилиндрические и криволинейные. Осевые поверхности, как правило, плоские, значительно реже — цилиндрические. Мощность слоев обычно испытывает закономерные изменения — в замке она больше, чем в крыльях. Таким образом, большая часть синусоидальных складок относится к типу подобных. Лишь отдельные пласты относительно более компетентных пород, сохранившие мощность неизменной, образуют концентрические складки (см. рис. 1, а). По ориентировке осевых поверхностей и крыльев преобладают наклонные и опрокинутые складки, значительно реже встречаются прямые и лежащие.

Ступенчатые складки весьма характерны для хасаутской и чегемской серий в пересечениях по рекам Баксан и Чегем. В большинстве случаев складки асимметричны, крутые крылья их нередко запрокинуты на юг. Осевые поверхности большей частью плоские, редко — кривые с выполаживанием и обратным падением в замке (рис. 1, е). Такие изгибы осевой плоскости в отличие от наложенной складчатости образовались при непрерывной деформации или «синхронном наложении», по Вини-Эдвардсу.

Для открытых складок определялся коэффициент интенсивности складчатости. По замерам 80 асимметричных складок преобладает $K_{\text{инт}} = 0,5-0,7$, редко он увеличивается до 1—2, а в ступенчатых складках уменьшается до 0,3.

Сжатые и изоклиналильные складки (рис. 1, ж, з) встречаются в метаморфических толщах Бечасынской зоны значительно реже, чем открытые. Шарниры изоклиналильных складок ориентированы или субгоризонтально, или параллельны линиям падения слонистости (сланцеватости), совпадая соответственно с осями *в* и *а* крупных складок. Складки, шарниры которых ориентированы по падению сланцеватости, очевидно свидетельствуют о межпластовых проскальзываниях. На р. Хасаут они левосдвиговые, а на р. Баксан — правосдвиговые. Вследствие внутрипластового характера и небольших размеров изоклиналильные складки не оказывают заметного влияния на общую структуру метаморфических толщ.

Частота встречаемости мезоструктур резко различна в породах разного состава. Они отсутствуют в толщах, где преобладают достаточно мощные пласты некомпетентных пород (вулканиты, метатUFFиты) и особенно интенсивно развиты в компетентных тонкополосчатых и тонкоплитчатых серицит-кварцевых сланцах. Таким образом, частота встречаемости мезоструктур — одно из проявлений дисгармоничной складчатости и, в частности, межслоевой дисгармонии, на широкое распространение которой в породах чегемской серии впервые обратил внимание Д. С. Кизевальтер [4].

Пространственная ориентировка малых складок изучена статистически на баксанском и кубанском участках Бечасынской зоны. В баксанском пересечении массовые замеры показали преобладающее юго-восточное простирание шарниров с погружением в среднем по азимутам $100-110^\circ$ под углами $5-15^\circ$. Замечено, что ориентировка шарниров не зависит от вергентности складок. В некоторых структурах второго порядка, как, например, в Кестантинской синформе, асимметричные складки имеют одинаковый рисунок на обоих ее крыльях. Такие соотношения возникают, как известно, при наложении мелких складок скальвания, или кливажного течения, на крупные складки изгиба. Южнее, в том же баксанском пересечении, на восточном замыкании Сукошской антиформы мелкие асимметричные складки в плане имеют кольцевое расположение, что свидетельствует или о синхронном образовании синформы и мелких складок, или о наложении первой на вторые.

Приведенные примеры показывают, что не все мезоструктуры Бечасынской зоны являются дополнительными, т. е. синхронными более крупным структурам. Иногда они представляют собой типичные проявления более позднего процесса линеаризации (в понимании Е. И. Паталахи).

Кристаллизационная сланцеватость и метаморфогенные кварцевые жилы в складках ведут себя идентично. Обычно жилы совместно со сланцеватостью вырисовывают мелкие асимметричные и изоклиналильные складки. При этом в замках складок зачастую увеличивается мощность жил. Эта особенность свидетельствует о временной и причинной связи кварцевых жил с динамометральным (региональным) метаморфизмом. Отсюда следует, что изогнутая форма таких жил не доказывает проявления наложенной складчатости.

Кливаж в бечасынском метаморфическом комплексе распространен довольно широко. Это типичный кливаж осевой плоскости, относящийся по особенностям деформационных микроструктур к так называемому кливажу изгиба [10].

По совокупности структурных признаков — структурным парагенезисам — в бечасынском комплексе могут быть выделены складки двух генетических типов: изгиба и ламинарного течения.

К складкам изгиба, очевидно, относится большинство структур второго порядка. Среди малых складчатых форм складки изгиба играют подчиненную роль. Их образуют пласты относительно более компетентных пород. Структурный парагенезис этих складок включает: 1) послый

ную кристаллизационную сланцеватость, 2) *b*-линейность (плоччатость), параллельную осям складок, 3) утолщение слоев в замках антиклиналей, 4) жилы альпийского типа, согласные со сланцеватостью. Перечисленные черты характерны для метаморфической складчатости [7].

К складкам ламинарного течения отнесены подобные, кливажные складки. Ранее их объясняли скальванием, в настоящее время не менее вероятным представляется механизм ламинарного течения [7]. Мелкие складки Бечасынской зоны большей частью принадлежат к этому генетическому типу. Их структурный парагенезис следующий: 1) послонная кристаллизационная сланцеватость, 2) кливаж изгиба или разлома, параллельный осевой плоскости, 3) конгруэнтный характер малых складок, 4) увеличение мощности слоев в замках, 5) *b*-линейность (желобчатость), параллельная осям складок.

Полевые наблюдения показывают, что оба типа складок могли образоваться одновременно и при одинаковых *P—T*-условиях, но в толщах с различной компетентностью. Поэтому вопрос о возрастной последовательности структурных событий в Бечасынской зоне сложен. По соотношениям кливажа, кристаллизационной сланцеватости, метаморфогенных кварцевых жил можно заключить, что большая часть мезоструктур образовалась в стадию регионального метаморфизма и вслед за ней.

Попытаемся наметить основные эпизоды структурной эволюции метаморфических толщ на основе методических приемов, разработанных для сложноскладчатых комплексов [7, 5 и др.]. Представляется возможным выделить несколько последовательных этапов деформации, составляющих деформационный цикл (по Ю. В. Миллеру [5]).

Первый этап привел к развитию региональной кристаллизационной сланцеватости. Одновременно или вслед за сланцеватостью образовались изоклиналильные складки, в северной части Бечасынской зоны мелкие внутрипластовые (см. рис. 1, *ж*), а в южной — довольно крупные, с амплитудой от десятков метров до (предположительно) первых километров. Кинематические условия, существовавшие в этот момент, остаются неясными. Мелкие изоклиналильные складки, за исключением явно сдвиговых, очевидно, отражают горизонтальную трансляцию материала, возникающую при метаморфизме [20]. Сложнее объяснить формирование крупных изоклиналильных структур. В герцинских и более молодых геосинклиналильных системах образование изоклиналильных складок связывают преимущественно с первым этапом деформации, а именно с шарьированием, предшествующим складкообразованию и метаморфизму [2 и др.]. В Бечасынской зоне пока не доказаны до- или синметаморфические надвиги, напротив, все описанные здесь надвиговые структуры возникли после складкообразования [12] и метаморфизма [1, 12]. Поэтому не исключено, что крупные изоклиналильные структуры южной периферии зоны оформились в период прогибания палеозойского эвгеосинклиналильного трога Передового хребта в результате глубокого «всасывания» навстречу фронту метаморфизма. Такой механизм предложен [17] для ранних складок гнейсовых куполов Урала.

Второй этап деформации характеризуется развитием структур, свидетельствующих о резком преобладании тангенциального сжатия. Кристаллизационная сланцеватость S_1 и осевые поверхности складок F_1 сминаются в складки F_2 с крутыми осевыми поверхностями. Параллельно последним в компетентных слоях и толщах развивался кливаж S_2 различных типов, преимущественно изгиба [10], реже скальвания и разлома. Кливаж также деформирует кристаллизационную сланцеватость S_1 . Второй этап завершился в южной части зоны альбитовым бластезом (с *K-Ag*-возрастом 360—370 млн. лет) и возникновением кристаллизационной сланцеватости, наследующей направление кливажа осевой плоскости складок F_2 .

В качестве третьего этапа деформации можно выделить образование складок F_3 , наложенных на складки F_1 и F_2 (см. рис. 1, *з, и*).

Четвертый этап знаменует переход к хрупким деформациям: формируются трещиноватость [8], надвиги [12], сдвиги, сбросы и взбросы.

В целом в течение деформационного цикла происходила смена радиальных напряжений тангенциальными и пластических деформаций (складки) — хрупкими (разрывы, трещиноватость).

ДОАЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЗОНЫ ГЛАВНОГО ХРЕБТА

Метаморфический комплекс зоны Главного хребта (центральнокавказский, по М. Л. Сомину [14]) включает макерскую и лабинскую (лабино-буульгенскую) серии. Досреднекарбоновая лабинская серия содержит палеозойские криноидеи [13], поэтому подстилающая ее макерская серия относится нами к докембрию с определенной долей условности. Поскольку в структурном отношении обе серии образуют единое целое [11], логично считать, что современные складчатые структуры макерской серии оформились в основном при герцинских движениях [14].

По стилю складчатости в зоне Главного хребта резко различаются поля мигматитов и гнейсо-сланцевые толщи. Их иногда рассматривают как самостоятельные, разделенные шарьяжным срывом, инфра- и супраструктурный комплексы [1]. В мигматитах развиты разнообразные по морфологии реоморфические складки, фиксирующие неупорядоченное пластическое течение материала.

Складчатые формы гнейсо-сланцевых толщ (супраструктуры) и их эволюция недавно рассмотрены М. Л. Соминим [14, 15] и Ю. П. Видяпиным [3], что позволяет ограничиться краткой характеристикой пластических деформаций зоны Главного хребта. Если иметь в виду чисто структурные признаки, а именно морфологию и ориентировку наиболее крупных складок, зона подразделяется на две подзоны: Перевальную (южную) и Эльбрусскую (северную). Южная подзона узкая и характеризуется линейной складчатостью северо-западного простирания, в значительно более широкой северной подзоне распространены брахиморфные структуры [14].

В северной подзоне, сложенной макерской серией, можно выделить складчатые формы по крайней мере двух генераций [14] и нескольких порядков. Складки первого порядка достигают ширины 6—10 км, их протяженность обычно превышает ширину в 2—3 раза. К складкам второго порядка относятся слабо изученные лежащие складки с амплитудой до 100 м и более (хребет Аркасара). В южной подзоне из крупных складок упомянем антиклиналь р. Чессу и Дамхурцевскую синклиналь.

Детальными исследованиями опорных участков [3, 14, 15] установлено, что морфология мезоструктур и последовательность их образования в обеих сериях имеют много общего. Весь структурный набор складок связывается [15] с одной герцинской (судетской) фазой складчатости, в которой различаются несколько стадий деформации.

Самая ранняя синметаморфическая стадия привела к развитию полой кристаллизационной сланцеватости и внутрипластовых асимметричных складок. В замках этих складок кристаллизационная сланцеватость параллельна их осевым поверхностям.

В постметаморфическую стадию сформировались складки еще трех генераций. Ко второй генерации относятся мелкие асимметричные складки, изгибающие кристаллизационную сланцеватость. Параллельно осевым поверхностям этих складок развиты мелкие разрывы и трещины, выполненные жилками роговообманкового состава. Складки третьей генерации тесножатые, местами изоклинальные. Их размеры и роль в общей структуре значительно меняются от места к месту. Размах складок составляет 2—20 м на реках Дамхурц и Имеретинка до первых километров на хр. Аркасара. Характерны жилы пегматоидного состава. В четвертую генерацию включены мелкие и локально проявленные прямые открытые складки с кварц-хлоритовой минерализацией по трещинам. Недавно было показано [18], что в складчатости участвовали и границы метаморфических зон, секущие структурные и стратиграфические контуры.

Как видим, в приведенной схеме, предложенной М. Л. Соминым и Ю. П. Видяпиным, большое значение придается синскладчатым разрывным дислокациям, которые считаются характерными для фанерозойских складчатых областей. Другой особенностью складок макерской и лабинской серий является отсутствие кливажа, что находит объяснение в относительно высокой степени метаморфизма пород [7]. Положение мигматизации в структурно-временной шкале требует дополнительных исследований.

АЛЬПИЙСКИЕ ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЯДРА

Предьяурская эрозионная поверхность докембрийско-палеозойского основания Центрального Кавказа образует крупную флексуру (рис. 2, а). Эта структура (складка коры, или складка фундамента, по Г. Д. Ажгирею) осложнена более мелкими складками и флексурами вдоль южной периферии зоны Главного хребта, а также в пределах узких юрских депрессий.

Приведем наиболее типичные примеры этих дислокаций.

В Перевальной подзоне юрские отложения во многих местах залегают с базальными конгломератами в основании как на верхнепалеозойских толщах, так и на более древних метаморфических породах и гранитоидах. В районе пер. Псеашха в ядре одноименной горст-антиклинали обнажаются гнейсированные гранитоиды. Облегающие их пермо-карбонные и нижнеюрские отложения смяты в складку, опрокинутую на юг. В долине р. Лашипсе по базальным слоям юрских пород фиксируется [14] опрокинутая к югу синклиналь (см. рис. 2, б). В истоках р. Долры (см. рис. 2, в) верхнепалеозойская квишская свита, трансгрессивно залегающая на слюдяных сланцах макерской серии, слагает узкую (2,5 км) субширотную синклиналь. Северное крыло синклинали запрокинуто на юг [16]. Перекрывающие квишскую свиту отложения лейаса также смяты в синклинальную складку. В истоках р. Твибери, в районе ледника Дзинали обнаружены [16] еще более мелкие складчатые структуры (см. рис. 2, г), причем здесь в складчатости участвуют гранитоиды палеозойского фундамента.

В верховьях р. Черек Балкарский альпийская флексура, ограничивающая с юга поднятие Главного хребта, состоит из серии более мелких пликативных дислокаций [19]. Ядро самой южной из них — антиклинали Лъкези — сложено кристаллическими сланцами и гранитоидами. Отложения лейаса, облегающие кристаллическое ядро, имеют в южном крыле вертикальное падение или запрокинуты на юг, на своде антиклинали они залегают полого, а в северном крыле — с падением на север под углом 40° (см. рис. 2, д). Сходное строение имеет расположенная севернее и меньшая по размерам асимметричная Суганская антиклиналь.

В Северной Осетии Г. Д. Ажгирей еще в 1951 г. описал совместную альпийскую деформацию Мизурского массива палеозойских гранитов и перекрывающих их нижнеюрских пород. В верховьях р. Ардон верхний палеозой с углом несогласием залегает на центральнокавказском метаморфическом комплексе (буронская и кассарская свиты). Верхнепалеозойские и лейасовые породы имеют близкое к параллельному залеганию и совместно участвуют в напряженной альпийской складчатости. Примером таких структур может служить Гизельдонская антиклиналь с тенденцией опрокидывания к югу. Внутренняя структура кассарской свиты по р. Ардон характеризуется наличием серии сжатых и опрокинутых как к югу, так и к северу складок, в целом конформных складчатой структуре вышележащих юрских отложений. В подобных случаях лишь выявление наложенной складчатости позволяет различать в метаморфическом комплексе помимо альпийских и более древние дислокации. Одна из складок, испытавших повторную пластическую деформацию, была обнаружена нами в сланцах кассарской свиты на левом берегу р. Ардон. Доступная наблюдению в отвесном обрыве часть складки

выглядит как простая сжатая синклиналь, сопряженная к северу со сжатой антиклиналью. Однако непрерывное прослеживание кварц-биотитовых сланцев южного крыла выше скального обрыва показало, что они к северу образуют антиклинальный перегиб и тоже участвуют в

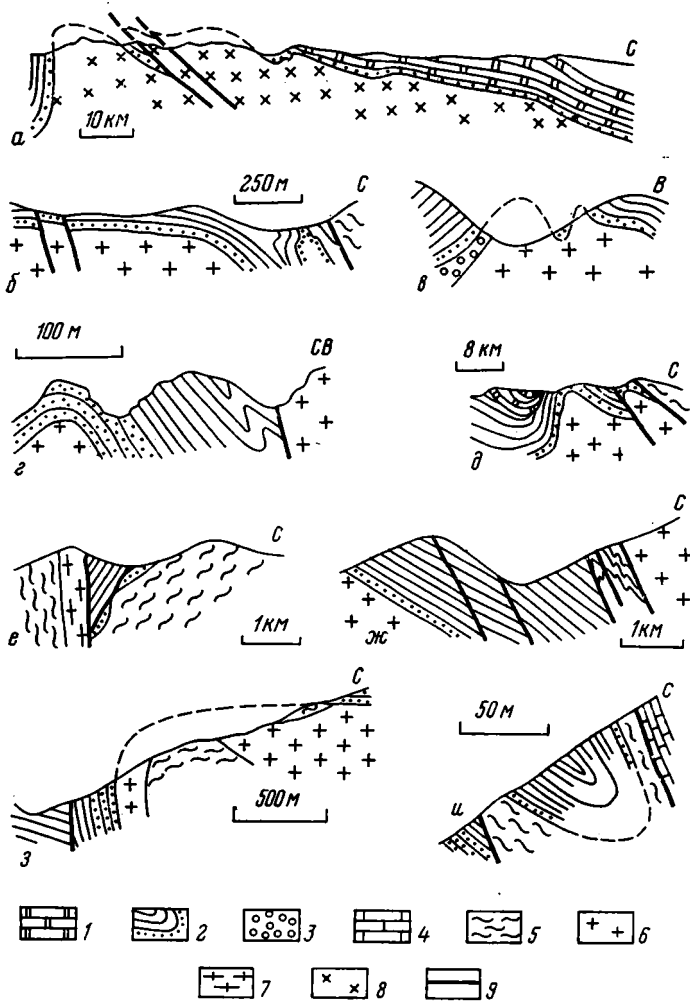


Рис. 2. Альпийские складчатые дислокации кристаллического ядра Главного Кавказского хребта

а — складка фундамента в пересечении вдоль долины р. Черек Балкарский, по [19]; *б* — синклиналь р. Лашипсе, по [14]; *в* — северное крыло Квишской синклинали и сопряженная с ней антиклиналь, по [16]; *г* — антиклиналь ледника Дзинали, по [16]; *д* — антиклинали Лъкези и Суганская, по [19]; *е* — Архыз-Гузерицкая депрессия, по [6]; *ж* — Штулу-Харесская депрессия, по [6]; *з* — антиклиналь р. Чайнашка; *и* — синклиналь р. Большой Мукулан, по [9]. 1 — верхняя юра и мел, 2 — нижняя — средняя юра, 3 — верхний палеозой, 4 — метаморфические породы среднего палеозоя, 5 — кристаллические сланцы докембрия, 6 — гранитоиды, 7 — милониты, 8 — кристаллическое основание неразделенное, 9 — разломы

строении упомянутой антиклинали, которая, таким образом, должна рассматриваться как складка более поздней генерации.

Юрские депрессии, расчленяющие кристаллическое основание Главного хребта, представляют собой структуры типа грабен-синклиналей [6]. В Архызско-Клычской депрессии (по р. Тебурда) южное крыло ограничено разрывом и полосой милонитов [6], а в северном крыле лейас залегает моноклинально с падением на юг, местами наблюдается опрокидывание на юг. Близкое залегание имеют кристаллические сланцы, подстилающие юрские породы (см. рис. 2, *е*). В Штулу-Харесской депрессии, наоборот, северное крыло представлено взбросом, по которому

на лейас надвинуты гранитоиды, а в южном крыле лейас с базальным конгломератом залегает на кристаллическом основании (см. рис. 2, ж).

В районе р. Чайнашки (левый приток р. Череха Балкарского) близ Саурданского взброса В. И. Шевченко (1971 г.) и независимо от него автором наблюдался флексурный изгиб предъюрской поверхности фундамента. Здесь макерская серия, прорванная герцинскими гранитоидами, слагает ядро опрокинутой к югу приразломной антиклинали, четко обрисованной базальными слоями лейаса (см. рис. 2, з).

Несколько небольших складок альпийского возраста известно в полосе Пшекиш-Тырныузского разлома, ограничивающего зону Главного хребта с севера. Они, очевидно, также являются приразломными. На левобережье р. Баксан в верховьях р. Большой Мукулан порфиروبластовые сланцы макерской серии смяты в опрокинутую на юг синклиналь (см. рис. 2, и) вместе с перекрывающими их базальными слоями нижнеюрских отложений [9].

Таким образом, в зоне Главного хребта выделяются узкие полосы, в пределах которых кристаллическое основание испытало интенсивные альпийские пластические деформации. Радиусы альпийских складок составляют от нескольких километров (складка коры в пересечении по р. Череху Балкарскому) до 300 и даже 50 м. В целом же альпийские дислокации не затушевывают своеобразие доальпийских складчатых структур зоны Главного хребта.

ВЫВОДЫ

1. Складчатые структуры, наблюдаемые в древних метаморфических толщах Северного Кавказа как палеозойских, так и докембрийских, очевидно, имеют преимущественно герцинский возраст.

2. Степень дислоцированности разных толщ, входящих в единый структурный комплекс, зачастую неодинакова. Она не коррелируется прямо с интенсивностью метаморфизма, определяясь в первую очередь различиями в физических свойствах пород. Структурная дисгармония особенно характерна для метаморфического комплекса Бечасынской зоны, где в непрерывном стратиграфическом разрезе можно наблюдать чередование структурных парагенезисов, в частности, присущих складкам изгиба и кливажного течения. В целом метаморфические комплексы Главного хребта и Бечасынской зоны отличаются структурной неоднородностью как в стратиграфическом разрезе, так и по вертикали. Для центральнокавказского комплекса это свойство ранее подчеркивалось М. Л. Соминым [15].

3. Мезоструктуры метаморфических комплексов образуют не менее трех разновозрастных генераций, часть которых имеет отчетливо наложенный характер. Ранние полого ориентированные до- или синметаморфические разрывы, считающиеся обычными для лабинской серии Главного хребта [14, 15], в Бечасынской зоне пока не выявлены.

4. Альпийские дислокации кристаллического основания не ограничиваются разрывными нарушениями и «складками коры» большого радиуса. В пределах поднятия Главного хребта в узких лабильных зонах фундамент испытал пластические деформации с образованием складок малых радиусов, конформных структурам альпийского чехла.

Литература

1. Баранов Г. И., Кропачев С. М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития.— В кн.: Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976, с. 45—153.
2. Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 162 с.
3. Видяпин Ю. П., Сомин М. Л. О дислокациях кристаллических сланцев в бассейне р. Большая Дукка (Главный Кавказский хребет).— Сообщения АН ГССР, 1975, т. 79, № 2, с. 381—383.
4. Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа.— Тр. Кавказск. экспедиции ВАГТ и МГУ, 1960, т. 2, с. 67—116.

5. *Миллер Ю. В.* Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов.— Геотектоника, 1973, № 5, с. 83—93.
6. *Мирчинк И. М., Панов Д. И., Шевченко В. И.* Геологическое строение юрских депрессий Центрального Кавказа.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1970, № 1, с. 3—9.
7. *Паталаха Е. И., Кузьмин Ю. В.* Метаморфическая складчатость линейного типа — структурная модель.— Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, 1975, т. 35, с. 106—110.
8. *Потапенко Ю. Я.* О структурных наблюдениях при картировании метаморфических толщ Северного Кавказа.— Информ. сб. о новом произв.-техн. опыте. Ессентуки, 1964, № 7, с. 34—41.
9. *Потапенко Ю. Я.* О времени заложения структур Тырнаузского рудного поля (Северный Кавказ).— Сов. геология, 1976, № 4, с. 147—150.
10. *Потапенко Ю. Я.* Типы кристаллизационной сланцеватости и кливажа в метаморфических комплексах Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 2, с. 439—442.
11. *Потапенко Ю. Я., Сомин М. Л.* О соотношении лабинской и макерской серий Главного Кавказского хребта.— Докл. АН СССР, 1969, т. 169, № 1, с. 831—833.
12. *Потапенко Ю. Я., Снежко В. А.* Тектонический покров в метаморфическом комплексе Северного Приэльбрусья.— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 2, с. 450—452.
13. *Потапенко Ю. Я., Стукалина Г. А.* Первая находка органических остатков в метаморфическом комплексе Главного Кавказского хребта.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 5, с. 1161—1162.
14. *Сомин М. Л.* Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. 246 с.
15. *Сомин М. Л.* Структурная эволюция метаморфических комплексов фанерозоя.— В кн.: Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978, с. 202—215.
16. *Хуцишвили О. Д.* О явлениях молодой складчатости кристаллических пород фундамента Кавказа.— В кн.: Проблемы геологии Грузии. Тбилиси: Мецниеребз, 1978, с. 287—296.
17. *Чесноков С. В.* Ильменогорские гнейсы в тектоническом аспекте.— Тр. Ильменогорского гос. заповедника. Свердловск, 1974, вып. XI, с. 34—39.
18. *Чичинадзе Г. Л.* Петрология кристаллических пород юго-восточной части Софийского поднятия (Большой Кавказ): Автореф. канд. дис., 1978. 28 с.
19. *Шевченко В. И.* Роль чешуйчатых надвигов в структуре Центрального Кавказа.— Сов. геология, 1973, № 5, с. 107—114.
20. *Fyson W. K.* Fold attitudes in metamorphic rocks.— Amer. J. Sci., 1971, v. 270, N 5, p. 373—382.

Кавказский институт минерального сырья, Тбилиси

Поступила в редакцию
9.VIII.1982

УДК 551.241 + 550.361 (491.1)

ЛЕОНОВ Ю. Г., СИГАЧЕВ С. П.

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ БАРТАНГСКОГО
ПАРААВТОХТОНА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ПАМИР)**

В пределах площади среднего и нижнего течения р. Бартанг подробно рассмотрены взаимоотношения песчано-сланцевой толщи нижней — средней юры и вулканогенно-обломочных образований бартангской свиты палеогена, слагающих параавтохтон. Особое внимание уделено описанию горизонта тектонизированных пород в основании бартангской свиты, который большинство предшествующих исследователей склонны рассматривать как трансгрессивно залегающий на юрских сланцах верхний мел. Установлено, что толщи юры и верхнего мела — бартангской свиты связаны не стратиграфическим переходом, как это считалось ранее, а разделены поверхностью крупного тектонического нарушения, приуроченного к горизонту верхнемеловых отложений. Предложены два возможных варианта формирования современной структуры параавтохтона.

К настоящему времени выяснены основные черты тектонического строения и стратиграфии пород, слагающих Язгулемский хребет и долину Бартанга в западной части Центрального Памира. Наиболее удачный синтез тектонического строения этой территории предложен С. В. Руженцевым [8]. Им показано покровное строение этой площади, на которой выделяется несколько перекрывающих друг друга (и в свою очередь обладающих сложной внутренней структурой) тектонических комплексов (рис. 1). Главными из них являются: а) автохтон (докембрий — палеозой Ванчского хребта и западной оконечности Язгулемского хребта), б) параавтохтон, или Бартангская сорванная пластина (юра и верхний мел — палеоген долины Бартанга в полосе между Бартангским надвигом и Рушанским разрывом), в) аллохтон, состоящий из двух элементов (снизу вверх): Ванчского (палеозойские образования) и Язгулемского (юра — палеоген) покровов, которые в структурном отношении соответствуют Язгулемскому синклинорию.

Наши исследования подтверждают обоснованность такого расчленения. В настоящей статье мы принимаем его за основу (не вступая, однако, в обсуждение принятого С. В. Руженцевым механизма формирования структуры) и придерживаемся предложенной С. В. Руженцевым терминологии (см. рис. 1).

В статье речь идет главным образом о строении параавтохтона, который, как показали наши исследования, состоит из двух тектонических пластин, разделенных отчетливо выраженной поверхностью скольжения. К нижней пластине относятся отложения нижней — средней юры и частично, может быть, низов верхней юры (в районе Рушана и бассейне р. Обирун). К верхней пластине относятся породы бартангской свиты и залегающий в ее основании горизонт с глыбами и пластинами верхнемеловых известняков; дальше мы подробно будем говорить о том, что именно по этому горизонту происходило тектоническое перемещение (скольжение).

Как С. В. Руженцев, так отчасти и другие исследователи, отмечали разницу между двумя указанными комплексами пород. С. В. Руженцев [8] отметил их разную деформированность (сложную складчатую структуру в отложениях юры и относительно спокойное залегание отложений верхнего мела — палеогена), наличие срывов на их границе, «характерные складки послыного течения в известняках верхнего мела». В одном месте своей работы он даже пишет о двух элементах, местами разделенных локальным срывом. Однако этому срыву не придавалось того значения, которого он, как мы постараемся показать, заслуживает. Резюми-

руя сведения о параавтохтоне, С. В. Руженцев отмечает, что «в бассейне Бартанга... верхнемеловые (сенонские) отложения несогласно с трансгрессивным контактом перекрывают... отложения триаса и юры» [8, с. 32]. Другие авторы [2, 10] в еще большей степени подчеркивали стратиграфический характер контакта, отводя срывам второстепенную, местную роль.

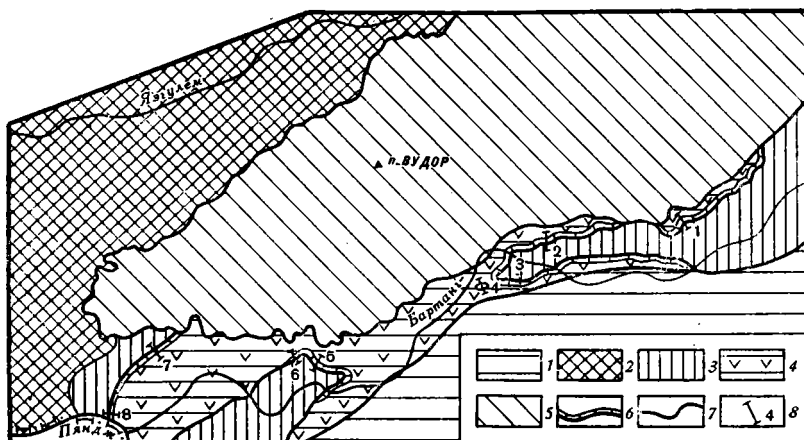


Рис. 1. Тектоническая схема юго-западной части Язгулемского хребта (по С. В. Руженцеву [8], с изменениями)
 1 — Юго-Восточный Памир (Рушанско-Пшартская зона); 2—6 — Центральный Памир: 2 — автохтон (докембрий — палеозой), 3—4 — параавтохтон: 3 — нижняя пластина (юра), 4 — верхняя пластина (верхний мел — палеоген), 5 — аллохтон (Ванчский (PZ) и Язгулемский (J— F) покровы нерасчлененные); 6 — горизонт тектонизированных пород в основании бартангской свиты (палеоген); 7 — основные надвиги; 8 — места расположения и номера описанных в тексте разрезов

Вопрос о внутренней тектонической расслоенности параавтохтона имеет большое значение для понимания структуры и истории формирования этой части Центрального Памира, так как он затрагивает некоторые важные аспекты тектоники и стратиграфии. В частности, с ним непосредственно связан ключевой для реконструкции тектонической истории Центрального Памира вопрос о возрасте бартангской свиты — мощной толщи вулканических и грубых обломочных пород, широко распространенных в долине Бартанга. До работ В. И. Дронова возраст бартангской свиты обычно определялся в интервале от перми — триаса до юры, в том числе верхней юры [1, 2, 6, 11]. Делалось это отчасти по сопоставлению со сходными толщами других районов Памира и Памиро-Алая, но главным аргументом служили стратиграфические, как казалось, соотношения с непрерывным переходом от пород бартангской свиты к контактирующим с ними отложениями триаса — юры. После публикаций В. И. Дронова [4, 5], показавшего, что бартангская свита залегает стратиграфически выше отложений юры, имея в основании трансгрессивный пласт верхнемеловых известняков, в литературе по Памиру утвердилось мнение о палеогеновом (палеоцен-эоценовом) возрасте свиты [8, 10 и др.]. Но в последние годы, опять-таки исходя из характера контактов пород бартангской свиты с юрскими отложениями, М. М. Кухтиков вновь вернулся к прежнему взгляду о ее юрском (или триас-юрском) возрасте [7]. Таким образом, та или иная интерпретация соотношения бартангской свиты со смежными породами имеет прямое отношение к вопросу об ее возрасте.

Мы не останавливаемся на описании геологического строения района и на характеристике отдельных толщ. Но несколько слов о бартангской свите сказать необходимо. Дело в том, что не только ее возраст в целом понимался по-разному, но делались также попытки расчленить ее на разновозрастные толщи [2]: вулканогенно-конгломератовую серо-

цветную (более древнюю) и конгломератовую красноцветную (более молодую). На первый взгляд для этого действительно есть основания; но более тщательное изучение свиты заставляет отказаться от такого предположения и признать, что, во-первых, бартангская свита представляет собой все-таки, по-видимому, единую толщу, и, во-вторых, стратиграфическая последовательность, установленная В. И. Дроновым, а своей основе верна. В этом авторы могли лишиться раз убедиться при исследованиях в верховьях р. Радоц (гребень Язгулемского хребта), где вулканиты бартангской свиты залегают в ядре опрокинутой синклинальной складки стратиграфически выше известняков верхнего мела, причем последние прорваны большим количеством магмоподводящих даек (рис. 2). Таким образом, бартангская свита не может быть древнее верхнего мела — палеогена.

Язгулемский
хребет

СЗ

ЮВ

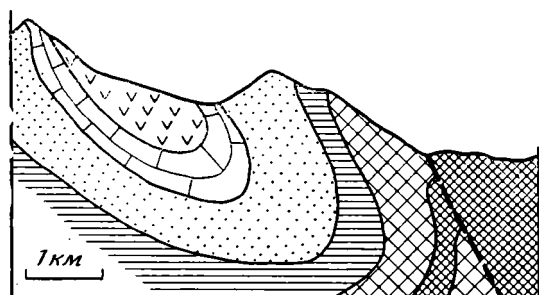


Рис. 2. Геологический профиль через Язгулемский хребет в верховьях ледника Радоц

1 — песчаники и аргиллиты (J_{1-2}); 2 — мергели (J_{2-3}); 3 — известняки (J_3); 4 — песчаники и конгломераты (K_1); 5 — известняки (K_2), прорваны магмоподводящими дайками андезитового состава; 6 — андезиты (P); 7 — разломы

Контакт бартангской свиты с подстилающими породами юры изучены нами практически на всей площади современного распространения указанных образований от долины р. Вадинров (правый приток Бартанга) на востоке до долины Пянджа на западе. Приведем описание данного контакта в наиболее интересных пунктах. Заметим при этом, что строение зоны контакта несколько различно на востоке и западе (примерно к востоку и западу от р. Багу — правого притока Бартанга в его нижнем течении).

В наиболее восточных выходах в нижнем течении р. Вадинров (см. рис. 1, разрез 1) контакт наблюдается в обоих склонах долины. Здесь на деформированных песчаниках и глинистых сланцах кокуй-бельсуйской свиты (нижняя — средняя юра), срезая их по разрыву, падающему к СЗ под углом $50-60^\circ$, залегают вулканические породы (в основном андезиты) бартангской свиты. Они лежат спокойно с моноклинальным падением параллельно плоскости разрыва. В основании вулканитов — вдоль плоскости разрыва — залегают разобщенные блоки и линзовидные тела известняков мощностью от первых десятков до $50-70$ м. Известняки белые, слабомраморизованные, с очень характерной внутренней брекчированностью: порода состоит из разных по величине, растянутых обломков белого известняка, промежутки между которыми заполнены красноцветной глинисто-карбонатной массой.

Следующая группа выходов, в которых рассматриваемый контакт имеет приблизительно одинаковое строение, находится ниже по течению Бартанга (долина р. Рансупоз, водораздельный гребень рек Рансупс и Биджравдара, район кишлаков Аджирх и Чадегив, р. Даржомч). Зона контакта прослеживается здесь почти непрерывно; в русле р. Даржомч она обнажается в эрозионном окне.

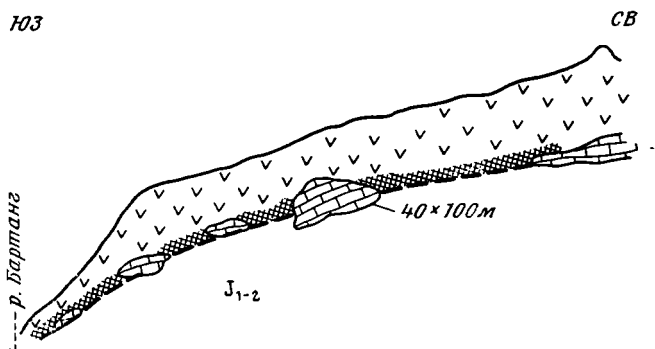
В долине р. Рансупоз (см. рис. 1, разрез 2) и на ее западном водораздельном гребне моноклинно залегающие, с падением к северу под углом до 50° , породы бартангской свиты отделены мощной зоной разлома от более сложно деформированных отложений нижней — средней юры.

В зоне разлома, т. е. в основании бартангской свиты, размещаются разобщенные глыбы известняков и известняковых конгломератов. Цепочка таких глыб особенно хорошо видна на спускающемся к Бартангу склоне западного (правого) водораздельного гребня р. Рансупоз (рис. 3). Максимальный размер глыб около 40×100 м. Они сложены брекчированными известняками с растаянутыми обломками белого известняка.

Район кишлаков Чадегив и Аджирх и р. Даржомч служит для многих авторов своего рода опорным пунктом для констатации трансгрессивного залегания верхнемеловых отложений (выше которых располагается бартангская свита) на отложениях юры [4, 5, 10].

В окрестностях Чадегива и Аджирха (см. рис. 1, разрез 3), выше сложнодеформированных отложений нижней — средней юры В. А. Швольман [10] описывает, отмечая срывы на контакте, такую последовательность пород: а) конгломераты (5—10 м); б) афанитовые и

Рис. 3. Зарисовка контакта пород нижней — средней юры (внизу) и вулканитов бартангской свиты (вверху, галочки) на водоразделе рек Журжондара и Рансупоз, вид с юга (разрез 2 на рис. 1). Вдоль контакта проходит разрыв с зоной дробления (заштрихована), в которой сосредоточены тектонически разобщенные глыбы верхнемеловых (?) известняков



рудистовые известняки (50—70 м) с маастрихтскими, по определению А. Я. Фроленковой [9] формами, *Biradiolites Boldjuanensis* Bobk., *Apricardia sp. ind.*; в) бартангская свита. Наши наблюдения противоречат выводу о наличии здесь простой стратиграфической последовательности. Описанная выше последовательность действительно может быть зафиксирована в той или иной глыбе или пластине. Но дело в том, что весь данный горизонт, так же как и в описанных выше случаях, представляет собой не цельный пласт или пачку пород, а состоит из тектонически разобщенных глыб и пластин разного размера, сосредоточенных в широкой зоне надвига.

Важно отметить, что указания на сильную неоднородность и брекчированность горизонта так называемых верхнемеловых известняков имеются и у С. В. Руженцева [8]. Ему, в частности, принадлежит описание (с. 57) в окрестностях кишлака Аджирх в основании бартангских вулканитов мощной тектонической брекчии, представляющей, по его словам, «месиво глыб...», сцементированных тонкозернистым кварц-кальцитовым агрегатом. Особенно интересен тот факт, что здесь из глыб известняков С. В. Руженцевым была собрана фауна девонского и раннепермского возраста (определения Т. Г. Сарычевой и Э. Я. Левена). Таким образом, в тектонической брекчии наряду с доминирующими по количеству и по массе обломками рудистовых известняков верхнего мела оказались заключенными и глыбы (весьма значительные по размерам) палеозойских пород — факт труднообъяснимый с позиций существующих представлений о природе данного горизонта.

Глыбы верхнемеловых пород представляют собой наиболее крупные обломки в тектонической брекчии. Одна из таких глыб выходит на поверхность и в эрозионном окне в русле р. Даржомч (см. рис. 1, разрез 4). Она известна давно [1]. В. И. Дронов [5] отметил это место как пример трансгрессивного залегания верхнемеловых (верхнесенонских, по В. А. Швольману) известняков на юрских отложениях. Глыба или пластина известняка длиной около 50—60 м выходит в основании пород

бартангской свиты, в ядре образованной ими антиклинали (рис. 4). Кроме нее здесь обнаруживается еще несколько глыб меньшего размера. Подстилающими породами являются, как было указано В. И. Дроновым, деформированные отложения нижней — средней юры, но они эрозией либо не вскрыты, либо завалены наносами и снегом в русле р. Даржомч. Для известняковых тел характерно: причудливая форма с языковидными апофизами в окружающие породы низов бартангской свиты; переходы от крупных глыб в скопления мелких обломков; присутствие тех же самых известняков в виде гальки в вышележащих конгломератах бартангской свиты; тектонические контакты глыб, которые все вместе приурочены к зоне, обладающей всеми признаками зоны разрыва.

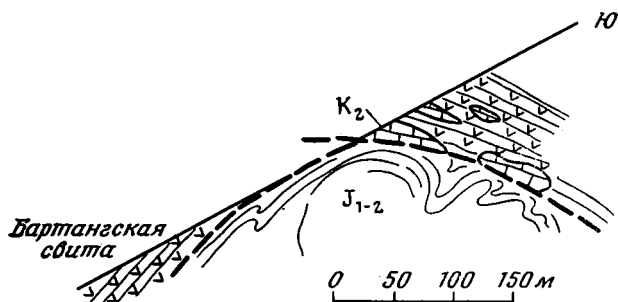


Рис. 4. Залегание верхнемеловых пород в виде разобренных глыб в зоне контакта пород нижней — средней юры и бартангской свиты на р. Даржомч (разрез 4 на рис. 1)

Более западные выходы контакта в районе ручья Падруд (см. рис. 1, разрез 5) (правый приток Бартанга) не вносят существенно нового в описанные соотношения. Вопреки мнению Б. П. Бархатова [2] и В. А. Швольмана [10] о трансгрессивном залегании верхнемеловых известняков и второстепенной роли «приконтактных» срывов приходится констатировать, что породы и здесь контактируют по крупному надвигу. Повторяется знакомая картина: поверхность надвига расположена параллельно базальным слоям бартангской свиты: в зоне надвига залегают глыбы верхнемеловых известняков и известняковой брекчии с растянутыми обломками известняка.

Таким образом, на всей рассмотренной площади от р. Вадинров до рч. Падруд верхнемеловые породы залегают над деформированными отложениями нижней — средней юры. Но они образуют не обычный стратиграфический горизонт, лишь местами, как считают, по-видимому, все явторы, сорванный по контакту, а горизонт тектонического происхождения — целиком состоящий из сорванных, разъединенных глыб и пластин и не имеющий стратиграфических контактов с подстилающими породами.

Западнее р. Багу характер описываемого контакта меняется. В подошве бартангской свиты здесь залегает пачка слоистых пород, в основном известняков, но подвергшихся тектоническому перетиранию, милонитизированных и катаклазированных. Кроме того, в отличие от ранее описанных районов для этой площади характерно приблизительно параллельное залегание юрских пород и пород бартангской свиты вблизи контакта.

Интересное обнажение описано на правом (западном) склоне р. Багу над загоном Вовнифир (см. рис. 1, разрез 6). Между глинистыми сланцами нижней — средней юры (внизу) и бартангской свитой (вверху) залегает очень характерный пласт конгломерато-брекчий мощностью в 20—25 м. В его основании находится слой (1—3 м) сильно перетертых белых сахаровидных известняков; они образуют массу, в которой заключена галька, или, точнее, округлые обломки этих же известняков. Остальная, вышележащая часть пласта сложена хаотической несортированной конгломерато-брекчией. Размер обломков от мельчайших до 0,3 м, изредка до 1 м и больше. Абсолютно преобладают обломки белых сахаровидных известняков; в подчиненном количестве встречаются другие породы, в том числе редкая округлая галька кварца размером до 5—8 см. Основу

матрикса в этой породе составляет перетертый милонитизированный известняковый материал — известковистая серицит-хлоритовая эпидотизированная масса зеленоватого цвета. Строение пласта свидетельствует о том, что по нему происходило тектоническое перемещение материала, не нарушавшее, однако, сплошности пласта.

В самой западной части рассматриваемой площади — в окрестностях Рушана, в долине р. Шишарбдара и бассейна р. Обирун зона контакта имеет одинаковое строение. В этой полосе, соответствующей западному крылу Бухтургской синклинали [3], породы бартангской свиты залегают на черных глинисто-известняковых сланцах дамагатской свиты (верхняя юра) или слоях, переходных от кокуйбельсуйской свиты к дамагатской, падая под углами 40—80° к юго-востоку.

В бассейне р. Обирун (см. рис. 1, разрез 7) стратиграфически выше глинисто-известняковых сланцев юры залегают: а) кварцевые песчаники, кварциты и конгломераты с мелкой и средней хорошо окатанной галькой кварца; у контакта со следующим слоем, в пласте мощностью несколько метров, породы сильнее всего тектонически перетерты, превращены в рыхлый кварцевый песок; мощность 60 м; б) известняки светлые, местами полосчатое чередование светлых и темных разностей; для всего слоя характерны сильнейшая перетертость, катаклаз и милонитизация, вблизи контакта с бартангской свитой породы превращены в порошок; мощность 70 м. Выше по разрезу, отделяясь послойным разрывом, лежат вулканические породы бартангской свиты. Особенности пород свидетельствуют о том, что толщи испытали скольжение друг относительно друга. Толща известняков, тектонизированная на всю свою мощность, служила основным горизонтом, по которому происходило скольжение.

Около пос. Рушан (см. рис. 1, разрез 8) зона контакта описывалась многими исследователями [6, 10 и др.]. Эти описания можно дополнить указанием на сильную тектонизацию приконтактных образований. Юрские глинисто-известняковые сланцы вблизи контакта раскливажированы, их залегание осложняется мелкой дисгармоничной складчатостью, исчезающей по мере удаления от контакта. На сланцах по ровной границе залегают: а) слой рассланцованной брекчии мощностью в первые метры; б) зеленоватые и желтоватые (на выветрелой поверхности красные) слюдисто-железисто-кварцевые сланцы по песчаникам [10] мощностью 10—15 м; в) пласт тектонической брекчии, состоящей из обломков белого и красного известняка, мощность до 15—20 м; г) известняки мраморизованные белые сахаровидные и светло-желтые; большей частью они сильно перетерты, милонитизированы; мощность 40 м; примечательно, что в середине и верхней части слоя заключены тектонические глыбы эффузивов бартангской свиты до 1,5—2 м в поперечнике. Выше залегают вулканы бартангской свиты, перетертые вблизи оснований. Как и в предыдущем обнажении, здесь имеются все признаки, указывающие на тектоническое перемещение по описанным породам.

Таким образом, в полосе, протягивающейся от Рушана в бассейн р. Обирун, устанавливается послойное тектоническое смещение пород бартангской свиты относительно юрских пород. Смещение происходило по описанному выше горизонту известняков (слои а—б в бассейне Обируна и слои а—г у Рушана). Вместе с тем смещение не привело к разрушению названного горизонта: несмотря на полную тектоническую переработку он прослеживается непрерывно. Его возраст, по сопоставлению с рудистовыми известняками, развитыми восточнее, предположительно определяется как верхний мел [5, 10].

Изложенный материал определенно показывает, что на всей площади среднего и нижнего течения р. Бартанга породы юры, с одной стороны, и верхнего мела — бартангской свиты, с другой, связаны не стратиграфическими переходами, а разделены поверхностью крупного тектонического нарушения (срыва или надвига). При рассмотрении отдельных разрезов отмечаемые на контакте указанных подразделений срывы могут восприниматься как местные. Но изучение контакта на всем его

протяжении показывает, что ненарушенной стратиграфической последовательности нет нигде и что так называемые местные срывы распространены повсеместно, образуя поверхность одного сплошного регионально-го нарушения.

Наличие этого нарушения заставляет признать расслоенность бартангского параавтохтонного комплекса на две упоминавшиеся в начале статьи тектонические пластины: нижнюю (юра) и верхнюю (верхний мел — бартангская свита). При этом заметим, что в отличие от С. В. Руженцева, относящего обе эти пластины к категории сорванных с подстилающих пород автохтона, авторы склонны рассматривать верхнюю пластину как надвинутую, ибо повсеместная тектонизация пород в ее основании (дробление на пластины и блоки, брекчирование, милонитизация, катаклиз), а также наличие в составе тектонических брекчий крупных глыб палеозойских пород (кишлак Аджирх) — все это скорее свидетельствует о весьма значительных относительных перемещениях толщи верхнемеловых — палеогеновых пород.

В связи со сказанным напрашивается закономерный вопрос: правильно ли относить верхнюю тектоническую пластину к параавтохтону? Авторам кажется, что логичнее было бы рассматривать ее в качестве еще одного аллохтонного элемента, обособленного, однако, от аллохтонных комплексов водораздельной части Язгулемского хребта. Впрочем, пока это предположение не подкреплено в достаточной степени стратиграфическими и структурными наблюдениями.

Учитывая все вышеизложенное, можно попытаться представить себе, как происходило формирование современной структуры параавтохтона, хотя в этом вопросе еще не все достаточно ясно и он требует дополнительного исследования. На наш взгляд, возможны два варианта.

Наиболее простым и логичным является предположение, что породы позднемелового — палеогенового возраста накапливались не на месте (косвенным доказательством чего служит практически полное отсутствие магмоподводящих каналов — даек, штоков и пр. в нижележащих породах юры), а были перемещены на некоторое расстояние в виде тектонической пластины. Эти перемещения происходили по описанному выше разрыву, приуроченному к подошве верхнемеловых известняков, в результате чего последние испытали интенсивное течение и раздавливание, сопровождавшееся милонитизацией, брекчированием и катаклизом пород, и как следствие в современной структуре сохранились лишь в виде маломощного тектонизированного горизонта, подстилающего бартангскую свиту. При этом глыбы палеозойских пород, известные в разрезе этого горизонта в окрестностях кишл. Аджирх, представляют собой экзотические обломки, захваченные надвигавшейся покровной пластиной. Такое объяснение вполне возможно.

Более сложный вариант основывается на предположении о первично олистостромовом происхождении горизонта с глыбами верхнемеловых известняков. Последние — в районе к востоку от р. Багу — могли поступать в бассейн осадконакопления уже в дезинтегрированном виде, в виде пластин, глыб, обломков разной величины, при разрушении фронтальной части надвигающейся пластины, сложенной верхнемеловыми известняками. Главный импульс этого процесса должен был приходиться на начало формирования бартангской свиты. Но он мог продолжаться и позже, обеспечивая массовое поступление обломков верхнемеловых известняков в конгломераты бартангской свиты. Предположение об олистостромовом генезисе объясняет наличие в конгломератах обломков, ч⁴ том числе угловатой формы, легко разрушающегося известняка, исключаяющего возможность сколько-нибудь значительного переноса. В пользу этого свидетельствует также одинаковый состав обломков и матрикса, что особенно хорошо видно в разрезе на р. Багу (загон Вовнифир), где округлые и угловатые обломки белого известняка погружены в массу, состоящую из того же измельченного материала.

Принимая этот вариант, легко допустить, что структура могла быть существенно усложнена последующим срывом, заложившимся на грани-

це столь противоположных по своим механическим свойствам толщ юры и палеогена.

Заметим, что от того или иного варианта формирования современной структуры зависит и вывод о времени начала интенсивного покровообразования в указанном районе. Так, в первом случае, это время падает на вторую половину или конец палеогена (на время после отложения бартангской свиты). Приняв второй вариант, мы должны констатировать, что образование покровов началось уже в послепоздне меловую эпоху, и как следствие накопление бартангской свиты происходило в бассейне, куда поступал материал, образующийся при разрушении фронтальных частей тектонических покровов. Если это предположение верно, то изучение разреза бартангской свиты может во многом расширить наши знания о начальных этапах покровообразования и тектонического скупивания в данном регионе.

В настоящий момент авторы не располагают достаточным фактическим материалом, чтобы отдать предпочтение одному из рассмотренных вариантов. Только дальнейшие целенаправленные исследования позволят решить этот вопрос.

Наконец, в заключение заметим, что описанные в статье взаимоотношения исключают возможность отнесения бартангской свиты к триасу — юре на основании ее якобы непрерывного перехода в юрские отложения и позволяют подтвердить уже укрепившийся взгляд о ее более молодом — не древнее верхнего мела — возрасте.

Литература

1. Баранов И. Г., Глазунов В. С. Река Бартанг.— В кн.: Тадж.-Пам. эксп. 1935 г. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 835—862.
2. Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963, с. 89—141.
3. Буданов В. И., Дронов В. И. К характеристике послепоздне меловых вулканических формаций Центрального Памира.— В кн.: Материалы по геологии Памира. Вып. 2. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1964, с. 252—285.
4. Дронов В. И. Бартангский комплекс.— Сов. геология, 1963, № 3, с. 142—147.
5. Дронов В. И. О трансгрессивном залегании известняков верхнего мела в пределах Центрального Памира.— Докл. АН ТаджССР, 1962, т. 5, № 2, с. 30—32.
6. Клунников С. И. Юго-Западный Памир. Хорогский район.— В кн.: Тадж.-Пам. эксп. 1935 г. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 888—900.
7. Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Стратиграфическое положение вулканогенно-обломочных толщ бассейна р. Бартанг.— Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1973, № 4, с. 74—80.
8. Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов.— Тр. ГИН АН СССР. Вып. 223. М.: Наука, 1971, с. 1—135.
9. Фроленкова А. Я., Эгамбердыев М., Юртаев Ю. С. Новые данные по стратиграфии верхнего мела Памира.— Узб. геол. ж., 1969, № 4, с. 36—40.
10. Швольман В. А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах.— Тр. ГИН АН СССР. Вып. 302. М.: Наука, 1977, с. 77—132.
11. Юдин Г. Л. Материалы по геологии долины р. Бартанг.— Тр. Пам. эксп. 1928 г. Вып. 7. Л.: Изд-во АН СССР, 1931, с. 89—106.

УДК 551.242.4 (571.65)

ПЕСКОВ Е. Г.

СВОДООБРАЗОВАНИЕ И РИФТОГЕНЕЗ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ АЗИИ

Рассматривается строение и история развития Охотско-Анадырской рифтовой системы, возникшей на одноименном предрифтовом сводовом поднятии. В основу анализа положены геологические наблюдения по опорному профилю в районе полуострова Тайгонос. Обсуждается вопрос о природе и возрасте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и обосновывается положение об отнесении его к категории предрифтовых структур.

Предлагается более детально рассмотреть обоснованность выделения на Северо-Востоке Азии Охотско-Анадырской рифтовой системы, основные представления о которой сформулированы в недавних публикациях [14, 15], а также сопоставить эти представления с известными тектоническими построениями. Основой для новых выводов послужили наблюдения в районе п-ова Тайгонос (рис. 1).

Наиболее распространенные представления о тектоническом строении этого района [3, 7, 9, 12, 19] можно сформулировать следующим образом. В центре района расположен Тайгоносский блок архейских гнейсов и кристаллических сланцев, который обычно рассматривается в качестве срединного массива. Он разделяет две складчатые зоны мезозойд: Гижигинскую, расположенную к северу от него, и Тауйско-Тайгоносскую — к югу. Гижигинская зона, относимая или к Яно-Колымской, или к Чукотской складчатым системам, либо рассматриваемая в составе Омолонского срединного массива, претерпела складчатость, как считается, в конце поздней юры — начале мела. Складчатые процессы в Тауйско-Тайгоносской зоне, относимой к Тайгоносско-Западно-Корякской (Охотской) системе, датируются концом раннего мела.

Образования Гижигинской и Тауйско-Тайгоносской зон перекрыты вулканическими покровами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В составе последнего различаются две зоны: «внешняя» и «внутренняя». «Внешняя зона» Охотско-Чукотского вулканогенного пояса целиком расположена к северу от Тайгоносского блока, где она с резким структурным несогласием перекрывает складчатые сооружения Гижигинской зоны мезозойд. «Внутренняя зона» пояса выделяется в пределах Тауйско-Тайгоносской складчатой зоны, где ее образования залегают на подстилающих без структурного несогласия. Мнения о начале формирования Охотско-Чукотского пояса, как и о причинах его возникновение, весьма различны. Одни исследователи начало его формирования относят к поздней юре, другие — к альбу, или апту—альбу, а его возникновение рассматривают в причинной связи либо с орогеническими движениями той или другой мезозойской геосинклинали, либо с начальными этапами заложения кайнозойской геосинклинали, либо в качестве особой структуры типа краевых швов, не принадлежащих ни к геосинклинальным, ни к платформенным, ни даже к орогенным тектоническим структурам. Спорна и верхняя возрастная граница формирования Охотско-Чукотского пояса: завершил ли он свое развитие в позднем мелу, либо в его состав следует включать и известные в районе кайнозойские эффузивы? Наиболее молодой структурой района является Гижигинская неотектоническая впадина, расположенная в центре рассматриваемого профиля и относимая к типу наложенных структур.

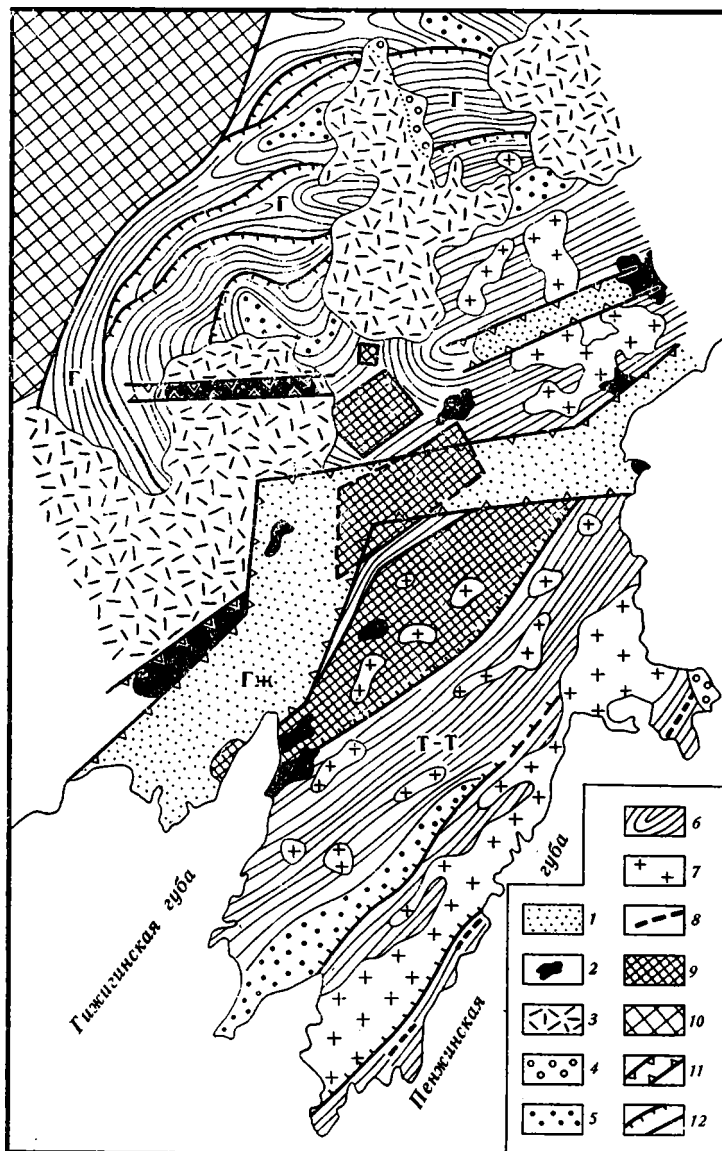


Рис. 1. Схема строения Охотско-Анадырской рифтовой системы в районе полуострова Тайгонос

1 — кайнозойские терригенные отложения рифтовых впадин; 2 — кайнозойские базальты; 3 — вулканические покровы Охотско-Чукотского пояса (поздний альб — сеноман); 4 — конгломераты подножий средне мелового Охотско-Анадырского сводового поднятия (поздний альб — сеноман); 5 — орогенные образования мезозой (поздняя юра — альб); 6 — геосинклинальные образования (девон — средняя юра); 7 — меловые гранитоиды; 8 — гипербазиты; 9 — Тайгоносский блок; 10 — Кедонское поднятие Омолонского срединного массива; 11 — границы рифтовых впадин; 12 — надвиги и взбросы. Буквы на схеме: Г — Гижигинская зона, Т-Т — Тауйско-Тайгоносская зона, Гж — Гижигинская впадина

Рассмотрим историю развития района на основе новых данных по Гижигинской зоне и Тайгоносскому блоку, полученных при геологической съемке с участием автора (1972—1975, 1981 гг.), монографических исследований Тауйско-Тайгоносской зоны [9, 12] и результатов 2-го Межведомственного стратиграфического совещания в г. Магадане [17].

Согласно имеющимся данным, формирование Гижигинского и Тауйско-Тайгоносского геосинклинальных прогибов началось почти одновременно в позднем девоне — раннем карбоне и непрерывно продолжа-

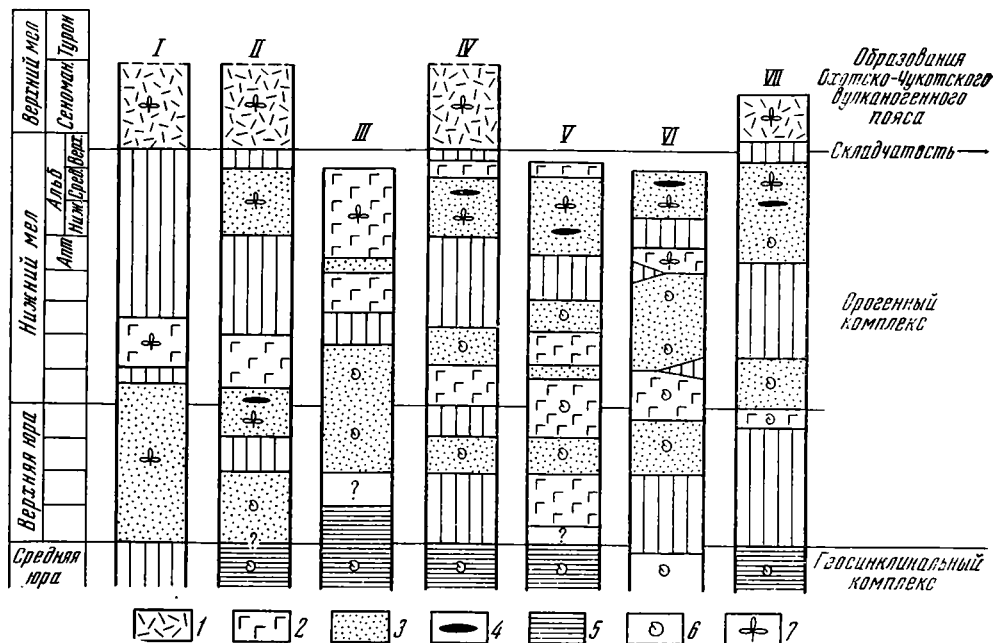


Рис. 2. Схема сопоставления структурно-формационных комплексов мезозойд Северо-Востока [17, с дополнениями автора]
 1 — образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 2—4 — орогенный комплекс: 2 — вулканические, 3 — терригенные и 4 — угленосные отложения; 5 — геосинклинальные отложения нерасчлененные; 6 — морские и 7 — континентальные отложения. Места составления разрезов (к рис. 3): I — р. Ульбея, II — верховья р. Ола, III — п-ов Пьягина, IV — реки Гижига, Парень; V — п-ов Тайгонос, VI — верховья р. Омолон, VII — верховья р. Большой Анюй

лось до средней юры включительно. К этому времени в первом из них было накоплено около 5 км мощности отложений, во втором — до 15 км.

На келловей-оксфордское время в Гижигинской зоне приходится региональный стратиграфический перерыв, который обозначил собой начало воздымания территории, т. е. возникновение орогенного режима. С этого времени, а точнее — с кимериджа и до раннего-среднего альба включительно, здесь формируется орогенный комплекс вулканогенных и терригенных моласс (рис. 2). Формирование комплекса шло с частыми перерывами. Отдельные члены его разреза размещались на разных площадях, приспособляясь к остаточным мульдообразным прогибам и трансгрессивно, но без угловых несогласий, перекрывая различные горизонты подстилающих отложений. Если нижние члены комплекса (кимериджские, бериасские, валанжинские) формировались еще в остаточных морских бассейнах, то верхи его представлены континентальными вулканогенными и угленосно-терригенными образованиями (кегалинская свита нижнего-среднего альба с буор-кемюсским комплексом флоры).

Принципиальную новизну имеет тот факт, что в составе орогенного комплекса Гижигинской зоны участвуют не только верхнеюрские и неокомовые, но нижне- и среднеальбские отложения, и что при смене геосинклинального режима орогенным и в процессе формирования молассового (орогенного) комплекса не было перестройки структурного плана и складчатых деформаций.

В Тауйско-Тайгоносской зоне начало келловей также отмечено стратиграфическим перерывом (?) [17]. С этого времени усилился вулканизм и на фоне общего воздымания территории начал формироваться сложнопостроенный орогенный комплекс морских и прибрежно-морских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Венчают его разрез континентальные угленосные отложения рябинкинской свиты (поздний апт — начало позднего альба) и палеонтологически неохарак-

теризованные вулканогенные образования явоямской толщи. Между орогенным и геосинклинальным комплексами здесь также нет углового несогласия, и граница между ними проводится по подошве отложений, в составе которых преобладают породы вулканического происхождения. Эта граница проводится исследователями [9] в основании верхневолжских отложений, но может быть отнесена, по мнению автора, и к основанию келловая, где наметился первый стратиграфический перерыв.

Таким образом, начало воздымания территории было общим для обеих зон, возникнув в начале поздней юры, но происходило здесь и там с разной интенсивностью. В апте — альбе обе области окончательно становятся сушей, где накапливаются однородные по составу угленосные отложения кегалинской и рябинкинской свит; вулканогенные образования явоямской толщи синхронны близким им по составу эффузивам, входящим в состав кегалинской свиты.

Формирование орогенных комплексов в обеих зонах завершилось складчатостью и внедрением габбро-гранодиорит-плагиогранитовых интрузий охотского типа. Последние наиболее широко представлены в Тауйско-Тайгоносской зоне и в виде небольших штоков развиты и в Гижигинской. Следует особенно подчеркнуть, что складчатым деформациям в равной степени в обеих зонах подвергнуты и геосинклинальные, и орогенные (включая альбские) образования, которые совместно смяты в согласные линейные, местами опрокинутые и изоклинальные складки. Время складчатых деформаций определяется с высокой достоверностью. Так, в Гижигинской зоне на круто дислоцированных нижне- и среднеальбских отложениях кегалинской свиты с резким структурным несогласием залегают субгоризонтально лежащие конгломераты и покровы вулканитов, датированные поздним альбом — ранним сеноманом (арманский комплекс флоры). В Тауйско-Тайгоносской зоне столь же резко выраженное угловое несогласие установлено в основании фаунистически охарактеризованных сеноман-туронских конгломератов (п-ов Елистратова). Эти данные позволяют утверждать, что складчатость в обеих зонах произошла одновременно и в весьма короткий промежуток времени — в конце позднего альба. Таким образом, представления о различных эпохах складчатости в рассматриваемых зонах должны быть сняты.

Примечательной особенностью складчатых, а точнее — складчато-надвиговых сооружений рассматриваемых зон, является их диаметрально противоположная вергентность с конфокальным расположением надвигов: если в Тауйско-Тайгоносской зоне плоскости всех крупнейших соскладчатых надвигов наклонены на северо-запад, то в Гижигинской зоне — на юг и юго-восток. Движение масс по этим надвигам происходило в противоположные стороны, причины которой выясняются при изучении тектонической роли Тайгоносского блока архейских пород, разделяющего складчатые зоны.

Тайгоносский блок имеет вид разбитого треугольника, вытянутого в северо-восточном направлении с вершиной, обращенной к северо-западу. Длина его около 200, поперечник до 100 км, площадь выхода близка к 5 тыс. км². Он состоит из четырех более мелких блоков, разделенных узкими (4—10 км) грабеновыми структурами, выполненными палеозойскими и нижнемеловыми образованиями мощностью не менее 3 км. Выходы докембрия повсеместно ограничены взбросами и надвигами. Вблизи взбросов вмещающие породы расланцеваны, круто наклонены в сторону от гнейсов, местами сжаты в линейные складки и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций [8].

Анализ мощностей и фаций отложений, обрамляющих Тайгоносский блок, показывает, что, по крайней мере, в позднем палеозое он был перекрыт толщей осадков мощностью не менее 3—4 км и по существу был погружен на такую же глубину, как и фундамент в осевой части Гижигинского прогиба. На поверхность он был выведен в конце раннего

мела в результате вертикальных блоковых движений, амплитуда которых превысила 4 км. Если рассматривать Гижигинский прогиб как структуру, принадлежащую Омолонскому срединному массиву [7], то, естественно, и Тайгоносский блок был когда-то его частью. Однако с момента его подъема этот блок предстает уже в качестве новообразованной структуры типа глубинного диапира. Из соотношений со складчатыми толщами видно, что поднятие Тайгоносского блока произошло в позднем альбе, т. е. в то же время, как датирован и возраст складчатости. Не вызывает сомнения, что «внедрение» такой огромной массы жестких пород в толщу пластичного осадочного чехла должно было вызвать значительные дислокации с развитием конфокальных надвигов и складчатых структур со смещением масс в противоположные стороны от блока, т. е. именно те структуры, которые наблюдаются в Гижигинской и Тауйско-Тайгоносских зонах.

Воздымание блока привело, очевидно, к образованию морфологически выраженного в рельефе сводового поднятия высотой до 4—5 км, вытянутого в северо-восточном направлении. В осевой части свода в силу линейного расширения и обрушения возникли узкие аркогенные грабены, сохранившиеся донные между отдельными выступами докембрия. У подножия свода должны были отлагаться продукты его денудации. К ним, по мнению автора, относятся упомянутые выше мощные (сотни метров) толщи валунно-галечных конгломератов позднеальбско-раннесеноманского и сеноман-туронского возраста, развитые на значительном удалении от границ Тайгоносского блока. Расстояние между областями распространения тех и других конгломератов по обе стороны свода составляет около 200 км, что и определяет ширину сводового поднятия.

Непосредственно вслед за формированием сводового поднятия на его северо-западном склоне началось массовое извержение эффузивов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Указанные выше позднеальбские конгломераты являются его базальными слоями. Верхние горизонты толщи конгломератов содержат туфогенный материал и местами переслаиваются с эффузивами, которые характеризуются тем же арманским комплексом флоры позднего альба — раннего сеномана. Общая мощность вулканических накоплений превысила 1 км. Вулканические толщи пояса не претерпели складчатых деформаций, на больших площадях залегают горизонтально или подчиняются строению локальных прогнутых и купольных вулканотектонических и собственно вулканических структур. Исключительно резко выраженное угловое и азимутальное несогласие в основании позднеальбских слоев определяет нижнюю границу и структурную автономность Охотско-Чукотского пояса и отделяет его от подстилающих сложнодислоцированных и геосинклиналильных и орогенных образований Гижигинской зоны.

Напомним, что указанные образования Охотско-Чукотского пояса ныне рассматриваются только как часть его под названием «внешней зоны пояса». Его «внутренняя зона» всеми исследователями выделяется в пределах Тауйско-Тайгоносской складчатой зоны, но объем ее понимается по-разному. Н. Б. Заборовская к образованиям «внутренней зоны» пояса относит весь орогенный комплекс Тауйско-Тайгоносской складчатой зоны в полном его объеме от верхневолжских до верхнеальбских образований, а В. Ф. Белый [4] — только верхнюю его часть: эффузивы явоямской толщи. Логично ли выделять эти орогенные образования (в полном объеме или частично) под названием Охотско-Чукотского пояса, что и рассмотренные выше, пусть даже с приставкой «внутренней зоны»?

Выше было показано, что орогенный комплекс Тауйско-Тайгоносской зоны сформировался одновременно с таковым Гижигинской зоны, от которого он отличается только полнотой и мощностью стратиграфического разреза. Оба орогенных комплекса структурно тесно связаны с подстилающими геосинклиналильными образованиями, что подчеркивается отсутствием между ними угловых несогласий, единым структур-

ным планом деформаций, приуроченностью орогенных образований к прогибам, унаследованным от геосинклинального этапа развития, и, наконец, унаследованностью орогенными вулканическими формациями петрохимических особенностей геосинклинальных вулканических формаций [9, 13]. Практически трудно отличить одни орогенные образования от других, и если уж включать в состав Охотско-Чукотского пояса орогенные образования Тайско-Тайгоносской зоны (полностью или частично), то логично включать в него и гижигинские. В этом случае теряет смысл выделение «внутренней» и «внешней» зон пояса, поскольку какая-то часть «внутренней» зоны окажется непосредственно под «внешней». Более того, позднеюрские — раннемеловые орогенные вулканические комплексы распространяются далеко в глубь континента и теряют пространственную связь с той структурой, которую принято называть Охотско-Чукотским поясом. В центральных районах Яно-Колымской и Чукотской складчатых областей они представляют «эпигеосинклинальные», или «позднегеосинклинальные» вулканические пояса, наследующие синклинальные структуры геосинклиналей, и на которых (в Анюйско-Чукотском районе) вулканические толщи Охотско-Чукотского пояса залегают с резким азимутальным несогласием [3, 18].

Все эти данные приводят к выводу, что только за так называемой ныне «внешней зоной» следует сохранить название Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, понимая при этом полный его объем. Охотско-Чукотский пояс начал формироваться с позднего альба — позже рассмотренных выше орогенных комплексов. От подстилающих образований он отделен, как правило, границей структурного несогласия, которая выступает той естественной поверхностью, которая определяет его нижнюю границу и структурную автономность. Эту мысль впервые сформулировал еще Е. К. Устиев [20], когда писал, что историю пояса нужно начинать не ранее того времени, когда был сформирован складчатый фундамент, на котором он развился.

Формирование Охотско-Чукотского пояса завершилось в сеномане или в начале турона [17], после чего до конца мела на территории происходила пенеппенизация горной страны.

В начале палеогена началось обрушение осевой части сводового поднятия и формирование неотектонической Гижигинской впадины. Обрушение сопровождалось извержениями палеоцен-эоценовых базальтов (кытыймская свита), развитых как в центральной части впадины, так и по ее краям вдоль разломов. По мере погружения Гижигинская впадина заполнялась континентальными угленосными отложениями олигоцена (авековская свита) и комплексом аллювиальных, озерных и ледниковых отложений неогенового и четвертичного возраста. Последняя вспышка вулканизма относится к четвертичному времени (базальты м. Хаимчики). Средняя ширина Гижигинской впадины 50 км. На суше она протягивается на 250 км и обрывается на берегу моря. Максимальная амплитуда погружения впадины достигает 1000 м, а мощность накопленных в ней отложений изменяется от первых десятков до 200 м.

В рассмотренном Гижигинско-Тайгоносском районе тектонические движения позднеюрского и более позднего времени проявились весьма контрастно и хорошо документированы. Это позволяет рассматривать его в качестве опорного участка, а полученные выводы распространить и на другие районы Приохотья и смежные территории.

Позднеальбское сводовое поднятие уверенно прослеживается от Тайгоноса на северо-восток и юго-запад. В основу реконструкции положены области распространения альб-сеноманских конгломератов, трансформирующих его подложке, и реликтовые горстообразные поднятия в его центральных частях (рис. 3). Так, в северо-восточном направлении свод трансформируют Валижгенское, Таловско-Майнское, Мургалское и Пекульнейское поднятия. От хребта Пекульней свод разворачивается к востоку и охватывает Золотогорское поднятие и Восточную Чукотку. На юго-запад от Тайгоноса сводовое поднятие протягивается вдоль

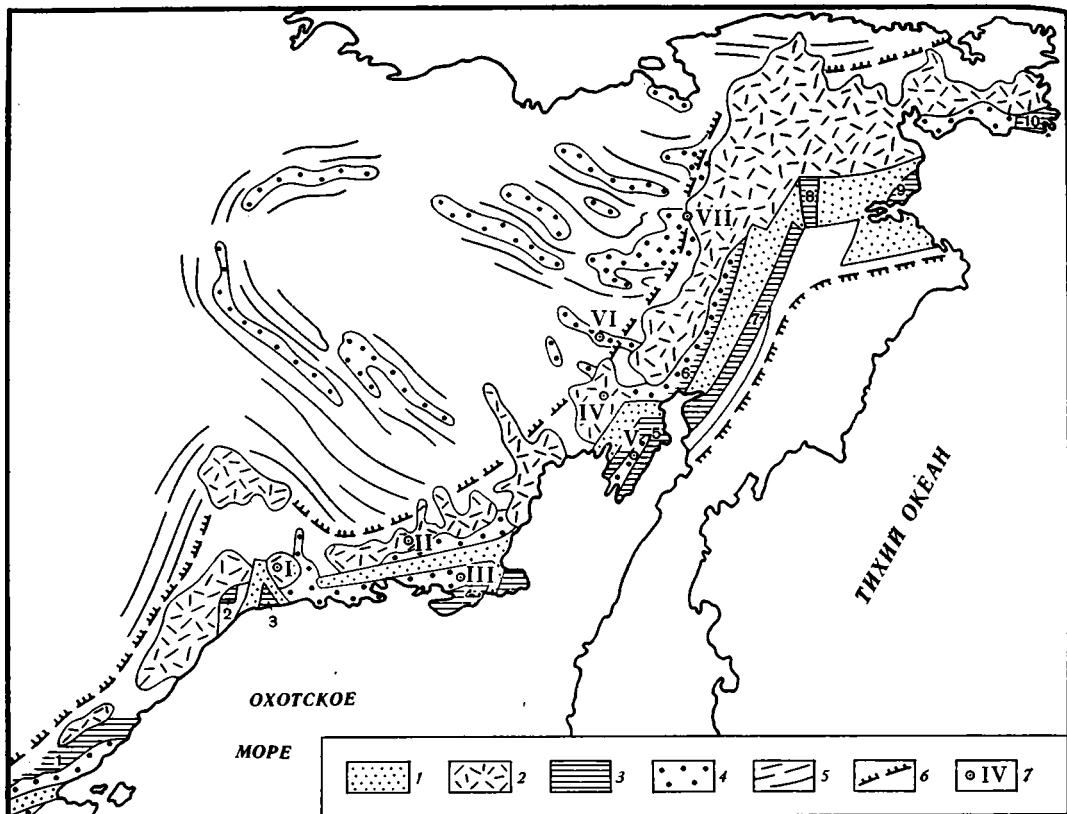


Рис. 3. Охотско-Анадырская рифтовая система

1 — рифтовые впадины; 2 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 3 — горстовые поднятия; 4 — орогенные образования мезозой; 5 — простираения складчатых структур; 6 — граница среднемелового Охотско-Анадырского сводового поднятия; 7 — места составления разрезов

Наименование горстовых поднятий (цифры на рисунке): 1 — Джугджурское, 2 — Юровское, 3 — Ланжинское, 4 — полуострова Кони и Пьягина, 5 — Тайгоносское, 6 — Мургаальское, 7 — Таловско-Майнское, 8 — Пекульнейское, 9 — Золотого хребта, 10 — Восточной Чукотки

побережья Охотского моря. К структурам поднятия здесь относятся выходы триаса и юры п-овов Кони и Пьягина, Ланжинский горст и Юровский блок около пос. Охотска, поднятые блоки докембрия и палеозоя Джугджурского хребта. В районе удской губы Охотско-Анадырский свод сменяется по простираению позднемезозойской Яблоново-Становой областью сводовых поднятий, простирающейся на юго-запад в глубь континента [6].

Северо-западное подножие рассматриваемого свода трассируется толщами конгломератов, широко развитыми в основании Охотско-Чукотского пояса (дальнинская, нельканджинская, арманская, ичевеямская и другие свиты). Они приурочены только к внешней (внутриконтинентальной) окраине вулканогенного пояса, где местами достигают мощности 2,5 км, быстро выклиниваясь по направлению к осевой части пояса в направлении к вершине свода. В Пенжинско-Анадырском районе верхнемеловые конгломераты распространены по обеим сторонам сводового поднятия.

Общая протяженность Охотско-Анадырского свода около 3000 км, ширина по подножию от 200 до 400 км, но границы его не везде установлены с достаточной определенностью.

Фундамент свода гетерогенный на крайнем юго-западном фланге (Джугджурском хребте) свод сформировался на структурах Монголо-Охотской области, по простираению на северо-восток пересек Охотский

срединный массив, затем охватил смежные области Тауйско-Тайгоносской и Яно-Колымской геосинклиналей, затем Пенжинско-Анадырскую геосинклиналь, а на крайнем северо-востоке под прямым углом пересек мезозойский прогиб Корякин. Примечательно, что структурный план деформаций различных областей подчиняется в целом простиранию свода [7, 10]. Это является показателем того, что сами складчатые деформации в рассматриваемой области были причинно связаны с процессами воздымания свода.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс приурочен (по неясным причинам) только к северо-западному (внутриконтинентальному) склону сводового поднятия. Его формирование началось с массовых позднеальбских субаэральных извержений андезито-базальтовых, местами кислых лав и туфов, потоки которых у подножия свода вошли в переслаивание с одновременно образующимися конгломератами. По мере развития вулканизма здесь начал формироваться собственно вулканогенный рельеф, и склон свода полностью утратил свою рельефообразующую роль. Верхняя возрастная граница пояса структурно четко не обозначена. Судя по имеющимся данным [17], на больших площадях он завершил свое развитие в сеномане, но в некоторых местах продолжал формироваться в туроне (реки Нявленга, Еропол).

В Пенжинско-Анадырском районе уже в начале позднего мела возникли линейные межгорные прогибы, в которых до конца мела формировались морские, паралические и континентальные молассы [10].

Формирование неотектонических впадин, аналогов Гижигинской, быстро распространилось в палеогене — неогене по всему северному побережью Охотского моря вдоль оси свода, а в Пенжинско-Анадырском районе они наследовали позднемеловые впадины, приуроченные к гребню альбского поднятия [15]. В результате возникла протяженная система грабенов, состоящая из нескольких звеньев, под углом надстраивающих друг друга по простиранию. В местах сочленения звеньев, а также вдоль них сохранились остатки свода в виде вышеупомянутых горстообразных поднятий. Образование впадин сопровождалось значительным вулканизмом переменной кислотности и щелочности в Пенжинско-Анадырском районе, палеогеновыми мареканитами и неоген-четвертичными вулканическими пеплами Приохотья, а также щелочными базальтами р. Купка. Вся полоса кайнозойских впадин относится к зоне повышенной сейсмической активности [1] и характеризуется повышенным тепловым потоком, о чем свидетельствуют многочисленные термальные источники на побережье Охотского моря и Восточной Чукотки.

Таким образом, в истории развития района выделяются следующие основные этапы: а) геосинклинальный (средний палеозой — средняя юра); б) орогенный (поздняя юра — средний альб); в) сводообразование (середина позднего альба); г) формирование на своде Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (поздний альб — сеноман, турон); д) пенепленизация горной страны (конец позднего мела); е) обрушение осевой части свода с формированием грабенов, сопровождающееся вулканизмом (палеоген — антропоген).

Сводообразование по времени как будто соответствует позднеорогенной стадии развития территории. Однако оно скорее всего отвечает автономному режиму тектоно-магматической активизации, поскольку охватило различные геосинклинальные области и срединные массивы, не считаясь с их границами. При этом выясняется, что образование Охотско-Анадырского свода и все последующие события на рассматриваемой территории развивались по тому же плану, как известные рифтовые системы континентов [2, 11]. Так, например, Восточно-Африканский свод поднялся в конце мезозоя и в палеогене, а образование рифтовых грабенов на нем началось только в позднем миоцене. Первые массовые излияния эффузивов на поверхности свода произошли еще до образования грабенов; в дальнейшем площадь проявления вулканизма сужалась и в конце концов сосредоточилась внутри самих грабенов.

Этап формирования сводовых поднятий, предшествующих образованию собственно рифтовых грабенов, В. В. Белоусов [2] рассматривает в качестве подготовительной стадии рифтового режима. А. Пилгер и А. Реслер [16] относят его к «предрифтовому состоянию», в которое включают «все тектонические и магматические события, происшедшие до начальной фазы собственно грабенового разломообразования, но генетически относившиеся к рифтовой эволюции» (с. 112). Если под рифтовым режимом понимать совокупность процессов, связанных с горизонтальным растяжением земной коры, то при формировании сводов явно господствуют вертикальные движения. В рассмотренном нами примере образование свода было осложнено поднятием глубинного диапира (Тайгоносского блока кристаллических пород докембрия), который вызвал раздвижение осадочной оболочки земной коры. Внешне это выглядит как сжатие, но в действительности тангенциальные напряжения были направлены не к оси свода со стороны, а наоборот — от его оси в противоположные стороны. Может быть, такие явления раздвижения следовало бы рассматривать в качестве предвестников растяжения, т. е. рифтогенного режима, однако такие явления раздвижения с помощью глубинных диапиров известны и в орогенических областях, не связанных с рифтогенезом [2]. Поэтому отнесение тех или иных сводовых поднятий к предрифтовым носит в какой-то мере условный характер, так как определяется уже последующими событиями — есть ли на них рифтовые грабены или нет. В этом случае Охотско-Анадырский свод есть все основания отнести к предрифтовым.

Массовый вулканизм проявляется на предрифтовых сводовых поднятиях еще до начала возникновения грабенов. С этих позиций Охотско-Чукотский вулканогенный пояс предстает уже не как «особая структура», а находит себе место в ряду однотипных структурных вулканических комплексов, свойственных современным рифтовым системам континентов: Аравийско-Африканский, Байкальский, Рейнский и Северо-Американских Кордильер, от которых он отличается только тем, что имеет резко выраженную линейную форму. В свете сказанного предлагается такое определение Охотско-Чукотского пояса: это вулканическая мегаструктура, сформированная на предрифтовом сводовом поднятии.

Следующий этап вулканизма, обычно отделенный от предыдущего периодом относительного покоя, характеризует новую «тафрогеническую» стадию развития рифтогенеза, с которой связано образование собственно рифтовых грабенов. Этому структурному комплексу полностью соответствует кайнозойский магматизм рассматриваемой Охотско-Анадырской системы. Структурно он обособлен от Охотско-Чукотского пояса и сосредоточен, как правило, внутри и вблизи грабенов. Однако в ряде мест кайнозойские эффузивы накладываются и на образования Охотско-Чукотского пояса и распознать их порой бывает трудно. Не исключено, что среди базальтовых покровов, венчающих разрез пояса и ныне повсеместно относимых к верхнему мелу, присутствуют и кайнозойские образования.

Известно, что мощность земной коры под всей областью неотектонических впадин и сопровождающих их горстов Охотско-Анадырской системы сокращена в полтора—два раза по сравнению с окружающими территориями, где она достигает 38—50 км [5, 21]. Есть достаточно оснований предполагать, что сокращение мощности земной коры происходило именно в момент формирования этих впадин [5], что является важным основанием для отнесения этих впадин к категории рифтовых структур.

Литература

1. Андреев Т. А., Кравец И. Ф., Мишин С. В. О сейсмической активности Северо-Востока. — В кн.: Проблемы науки на СВ СССР. Тр. СВКНИИ СО АН СССР. Магадан, 1967, вып. 30, с. 159—166.
2. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975, с. 262.

3. *Белый В. Ф.* Главные типы вулканических поясов в областях мезозойского тектогенеза Восточной Азии.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Материалы VII сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1971, с. 168—177.
4. *Белый В. Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. с. 171.
5. *Беляев И. В.* Размещение изверженных пород в геологических структурах Северо-Востока СССР по геофизическим данным: Автореф. канд. дис. Л.: ВСЕГЕИ, 1972. 24 с.
6. *Боголепов К. В.* Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 1967. с. 228.
7. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток, кн. II. М.: Недра, 1970, с. 548.
8. *Жуланова И. Л.* Тектоника и история формирования метаморфических комплексов северной части полуострова Тайгонос.— Геотектоника, 1974, № 1, с. 111—123.
9. *Заборовская Н. Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. с. 198.
10. *Мигович И. М.* Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны: Автореф. канд. дис. Л.: ВСЕГЕИ, 1972. 25 с.
11. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. с. 279.
12. *Некрасов Г. Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976. с. 157.
13. *Песков Е. Г.* Мотыклейская вулканоструктура Тауйской вулканической зоны (Северное Прихотье): Автореф. канд. дис. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1977. 24 с.
14. *Песков Е. Г., Мигович И. М.* Рифтовая система северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: XIV Тихоокеанский научный конгресс, секция В II. М., 1979. с. 38—39 (Тез. докл.).
15. *Песков Е. Г., Мигович И. М.* Окраино-континентальная рифтовая система на Северо-Востоке Азии.— Геол. и геофизика, 1980, № 2, с. 11—18.
16. *Пильгер А., Реслер А.* Последовательность рифтообразования в Африкано-Аравийской рифтовой системе в направлении с севера на юг.— В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977, с. 111—118.
17. Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР (стратиграфические схемы). Магадан, 1978.
18. *Тильман С. М.* Сравнительная тектоника севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. с. 326.
19. *Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А.* Тектоника Северо-Востока СССР (объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока масштаба 1 : 2 500 000).— Тр. СВКНИИ СО АН СССР. Магадан, 1969, вып. 33, с. 79.
20. *Устиев Е. К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3, с. 3—26.
21. *Филимонов Б. Н.* Строение консолидированной земной коры на Северо-Востоке СССР по геофизическим данным.— В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым. СВ СССР. Магадан, 1976, вып. 22. с. 3—9.

ЦНИГРИ
Москва

Поступила в редакцию
10.VII.1981

УДК 551.243 (265+267)

ЩЕРБАКОВ С. А., САВЕЛЬЕВА Г. Н.**СТРУКТУРЫ УЛЬТРАБАЗИТОВ МАРИАНСКОГО ЖЕЛОБА
И РАЗЛОМА ОУЭН**

Ультрабазиты Марианского желоба и разлома Оуэн по составам минеральных парагенезисов и микроструктурному строению разделяются на реститовые (гарцбургиты, шпинелевые лерцолиты) с деформационными структурами и кумулятивные (плагноклазовые лерцолиты) со структурами магматической кристаллизации. Микроструктуры реститовых ультрабазитов сформированы в течение двух этапов пластических деформаций: 1 — этапа установившегося пластического течения пород в верхней мантии при субсолидусных температурах, высоком давлении и низком стрессе (< 30 МПа); 2 — этапа продвижения мантийных масс в океаническую кору, проходившего на фоне снижения температуры и давления при увеличении стресса до 150—200 Мпа. Некоторые различия в структурах лерцолитов и гарцбургитов связаны преимущественно с разными условиями деформации этих пород во время второго этапа. Пластические деформации пород сопровождались их вещественными преобразованиями и способствовали дифференциации мантийного вещества в твердом состоянии. В плагноклазовых лерцолитах микроструктура сформирована при ламинарном течении массы оливиновых зерен в остаточном расплаве. Структуры океанических ультрабазитов и соответствующих пород офиолитовых комплексов аналогичны.

Изучение структур ультраосновных пород показало, что они в большинстве случаев претерпели интенсивное пластическое течение в твердом состоянии, проходившее в подкоровых условиях. Следы этого течения наблюдаются в ультрабазитах из складчатых поясов континентов [7, 9, 10, 13, 14, 16, 20] и коры современных океанов [6, 21], не затронутой процессами регионального метаморфизма и складчатости. Вместе с тем, очевидно, что деформационные структуры ультраосновных пород, входящих в состав океанической коры, отражают не только этап мантийного течения вещества, но также и деформации, связанные с внутрикоровыми тектоническими движениями [1, 5]. Характеристика структур океанических ультрабазитов наряду с привлечением данных о составе слагающих их минералов позволяет оценить условия последовательных этапов структурно-вещественной эволюции мантийного вещества и дает дополнительные критерии для сравнения ультрабазитов современной океанической коры и офиолитовых ассоциаций континентов.

В настоящей статье рассмотрены структуры наиболее типичных реститовых и кумулятивных ультрабазитов, драгированных в основании островодужного склона Марианского желоба (Тихий океан), и лерцолитов, поднятых в западном крыле разлома Оуэн, вблизи пересечения его с хребтом Шеба (Индийский океан).

МАРИАНСКИЙ ЖЕЛОБ

В Марианском желобе ультраосновные породы драгированы у подножия островного склона южнее о. Гуам на станции 1403 в интервале глубин 8,400—8,100 м (17-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев», [3]).

Гарцбургиты представлены двумя разновидностями: 1 — грубозернистыми, массивными, с дендритовым аксессуарным хромшпинелидом по периферии энстатитовых зерен (обл. 1403/Д1-19) и 2 — порфирокластическими, разнозернистыми, с четкой линейно-плоскостной структурой и цепочками ксеноморфного, субидиоморфного хромшпинелида (обр. 1403/Д1-17). Все гарцбургиты по составу отвечают предельно деплети-

Составы пироксенов из ультраосновных пород Марианского желоба (ст. 1403/Д1) и разлома Оуэн (ст. 2197)

Окисел	1403/Д1-19		1403/Д1-17	1403/Д1-16		2197-3		2197-5				
	Эн ₁	Эн ₂	Эн	Эн	Ди ₁	Ди ₂	Эн	Ди	Эн ₁	Эн ₂	Ди ₁	Ди ₂
SiO ₂	56,80	57,00	56,90	56,80	53,80	50,40	54,14	49,98	54,60	54,59	50,88	50,77
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,13	0,30	0,21	0,10	0,24	0,03	0,06	0,12	0,11
Al ₂ O ₃	1,31	1,26	1,27	1,58	2,04	6,28	4,40	4,78	4,14	4,08	5,46	5,09
Cr ₂ O ₃	0,67	0,52	0,70	0,58	0,99	0,23	0,94	1,09	1,05	0,83	1,74	1,44
FeO	5,50	5,72	5,54	5,96	2,23	5,52	5,57	2,80	5,91	5,82	3,07	3,59
MnO	0,11	0,11	0,11	0,14	0,03	0,05	0,11	0,09	0,10	0,12	0,17	0,06
MgO	35,00	34,60	34,36	34,00	16,40	16,60	32,07	16,69	30,90	31,46	15,60	15,91
CaO	0,97	1,06	0,80	1,28	22,90	20,10	1,27	21,83	1,35	1,89	21,11	21,45
Na ₂ O	н. а.	н. а.	н. а.	0,00	0,47	0,18	0,02	0,49	0,08	0,06	0,59	0,61
NiO	0,07	0,05	0,05	н. а.	н. а.	н. а.	0,12	0,11	0,12	0,08	0,10	0,00
Сумма	100,43	100,32	99,73	100,67	99,16	99,57	98,74	98,10	98,28	98,99	98,74	99,03

Количество ионов в пересчете на 6 (O)

Si	1,952	1,960	1,964	1,955	1,965	1,847	1,895	1,859	1,921	1,910	1,875	1,872
Al ^{IV}	0,048	0,040	0,036	0,045	0,035	0,153	0,105	0,141	0,079	0,090	0,125	0,128
Al ^{VI}	0,004	0,012	0,016	0,019	0,053	0,119	0,076	0,069	0,093	0,078	0,112	0,093
Cr	0,018	0,014	0,020	0,016	0,029	0,007	0,025	0,032	0,029	0,023	0,051	0,042
Ti	—	—	—	0,003	0,008	0,006	0,002	0,007	0,001	0,002	0,003	0,003
Fe	0,158	0,164	0,160	0,171	0,068	0,169	0,164	0,087	0,174	0,170	0,095	0,111
Mn	0,004	0,004	0,004	0,004	0,001	0,001	0,004	0,003	0,003	0,004	0,002	0,002
Mg	1,770	1,772	1,770	1,740	0,896	0,910	1,674	0,925	1,620	1,640	0,857	0,874
Ca	0,030	0,040	0,030	0,047	0,898	0,790	0,048	0,870	0,051	0,071	0,834	0,901
Na	—	—	—	—	0,034	0,013	0,001	0,035	0,005	0,004	0,042	0,043
Ni	0,002	0,002	0,002	—	—	—	0,004	0,003	0,003	0,002	0,003	0,000
f	8,3	8,5	8,3	8,9	7,1	15,6	8,9	8,6	9,7	9,4	10,0	11,3
Fs	8,0	8,3	8,2	8,7	3,7	8,0	8,7	4,6	9,4	9,0	5,3	5,9
En	90,2	89,7	90,3	88,9	48,1	49,7	88,8	49,2	87,8	87,2	48,0	46,3
Wo	1,8	2,0	1,5	2,4	48,2	42,3	2,5	46,2	2,8	3,8	46,7	47,8
Fe _{ol}	8,4	—	8,9	9,3	—	—	9,0	—	9,2	8,7	—	—

Примечание. Здесь и в табл. 2—ст. 1403—материалы 17-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев», ст. 2197—материал 27-го рейса НИС «Академик Вернадский». 1403/Д1-19 — гарцбургит массивный грубозернистый; Эн₁ — центр таблитчатого зерна энстатита, Эн₂ — край того же зерна; 1403/Д1-17 — гарцбургит разнозернистый с линейно-плоскостной структурой (см. рис. 1, А); 1403/Д1-16 — плагиоклазовый лерцолит (см. рис. 2—А); Эн — энстатит, цементирующий зерна оливина, Ди₁ — ксеноморфный диноид в интерстциях оливина, Ди₂ — диноид в кайме вокруг плагиоклаза; 2197-3, -5 — лерцолиты грубозернистые, неясноступенчатые, с линейно-плоскостной структурой; Эн, Эн₁, Ди, Ди₁ — центральные части крупных таблитчатых зерен энстатита и диносида, Эн₂ — ксеноморфный энстатит рядом с Ди₂ — диноидом, образующим кайму вокруг ксеноморфного хромшпинелида (см. рис. 3, А).

рованным «тектонизированным» ультрабазитам: в них отсутствует диноид; оливины и энстатиты отличаются высокой магнезиальностью — $f_{ol}=8,4-8,9$, $f_{en}=8,3-8,5$; в низкокальциевых энстатитах отсутствует титан, количество окиси алюминия также незначительно — 1,26–1,31% (табл. 1). Содержание окиси хрома в энстатитах (0,52–0,70%) относительно высокое в сравнении с респитовыми гарцбургитами других регионов. Учитывая, что аксессуарный хромшпинелид также представлен весьма высокохромистой разновидностью, содержащей более 50% Cr₂O₃ (табл. 2), можно предполагать некоторую обогащенность хромом мантийного субстрата, бывшего источником формирования этих пород. Состав первичных минералов и их количественные соотношения в гарцбургитах обоих типов близки. Это обстоятельство позволяет считать, что структура порфиорокластических гарцбургитов обр. 1403/Д1-17 (рис. 1, А) развивалась вследствие локальных деформаций массивных грубозернистых пород, представленных образцом 1403/Д1-19.

Основная масса порфиорокластического гарцбургита (85–90%) сложена оливином Fa_{8,8}, образующим крупные зерна и мелкозернистые гранобластовые агрегаты. Энстатит представлен таблитчатыми кристаллами размером 1–2 мм, зерна субидиоморфного хромшпинелида (<1 мм) приурочены к участкам мелкозернистого оливина. Крупные

Составы хромшпинелидов из ультраосновных пород Марианского жёлоба (ст. 1403/Д-1) и разлома Оуэн (ст. 2197)

Окисел	1403/Д1-19	1403/Д1-17	1403/Д1-16		2197-3	2197-5
			1	2		
SiO ₂	0,06	0,04	0,08	0,17	0,00	0,00
TiO ₂	0,02	0,00	0,60	0,48	0,12	0,08
Al ₂ O ₃	14,24	16,98	18,20	19,30	44,37	39,91
Cr ₂ O ₃	53,80	50,27	42,50	43,30	24,76	28,32
FeO	19,23	18,86	23,26	21,29	13,40	16,93
MnO	0,26	0,24	0,25	0,28	0,16	0,19
MgO	11,24	11,96	11,10	11,50	18,21	16,55
NiO	0,02	0,05	н. а.	н. а.	0,20	0,20
Сумма	98,86	98,40	95,99	96,32	101,22	102,18

Количество ионов в пересчете на 24 катиона

Al	4,338	5,215	5,588	5,895	11,347	10,381
Cr	11,048	10,368	8,790	8,889	4,252	4,938
Fe ⁺³	0,606	0,417	1,370	1,028	0,375	0,655
Ti	0,004	—	0,126	0,094	0,013	0,013
Fe ⁺²	0,004	—	0,126	0,094	0,013	0,013
Fe ⁺²	3,575	3,691	3,579	3,494	2,038	2,465
Mn	0,062	0,047	0,063	0,062	0,026	0,040
Mg	4,358	4,249	4,358	4,444	5,888	5,456
Ni	0,005	0,013	—	—	0,039	0,040
<i>f</i>	45,1	46,5	43,2	44,4	25,7	31,1
<i>x</i> _{Cr}	72,8	66,5	70,6	60,1	27,3	32,2
<i>x</i> _{Al}	27,2	33,5	29,4	39,1	72,7	67,8

Примечание. 1403/Д1-19—червеобразный хромшпинелид в сростании с энстатитом; 1403/Д1-17—ксеноморфный хромшпинелид рядом с энстатитом; 1403/Д1-16:1 — идиоморфный хромшпинелид в оливине, 2 — субидиоморфный хромшпинелид в плагиноклазе; 2197-3 — ксеноморфный хромшпинелид; 2197-5 — ксеноморфный хромшпинелид с каймой диопсида.

(до 10 мм) зерна оливина имеют неровные зубчатые границы и часто сильно уплощены. Следы пластических деформаций в них представлены полосами излома и двумя группами субзерен — крупными (в среднем 1,0 мм) и мелкими (0,2—0,5 мм). Полосы излома имеют ширину 0,05—0,10 мм и разделены тонкими ровными границами, параллельными (100) оливина. Соседние полосы различаются по оптической ориентировке на 3—5°. Использование методики С. Рейли [22] показало, что они возникли при внутризерновом трансляционном скольжении в оливине по системе {0kl} [100].

Для оптической ориентировки оливина (рис. 1, Б) характерно наличие четкого точечного максимума *Ng*, расположенного в плоскости уплощенности крупных зерен, и перпендикулярного к ней пояса концентраций осей *Np*. Оси *Nm* группируются в максимум, перпендикулярный уплощенности; их ориентировка менее упорядочена. Полюса границ полос излома, соответствующие направлениям трансляционного скольжения в отдельных зернах, рассеиваются вблизи максимума *Ng* = [100], положение которого, следовательно, отвечает направлению пластического течения породы. Положение максимумов *Np* = [010] и *Nm* = [001] соответственно параллельно и перпендикулярно к плоскости уплощенности является свидетельством наибольшей активности плоскости (001), принадлежащей семейству {0kl} [13]. Таким образом, анализ оптической ориентировки оливина также свидетельствует, что его пластические деформации осуществлялись путем внутризернового трансляционного скольжения по системе {0kl} [100].

Трансляционное скольжение сопровождалось процессом синтетектонического возврата, направленным на уменьшение внутренних напряжений (релаксация) и снятие упрочнения в породе. Он проявился образованием в оливине структур полигонизации — субзерен, которые представляют собой призматические блоки кристалла, разориентированные

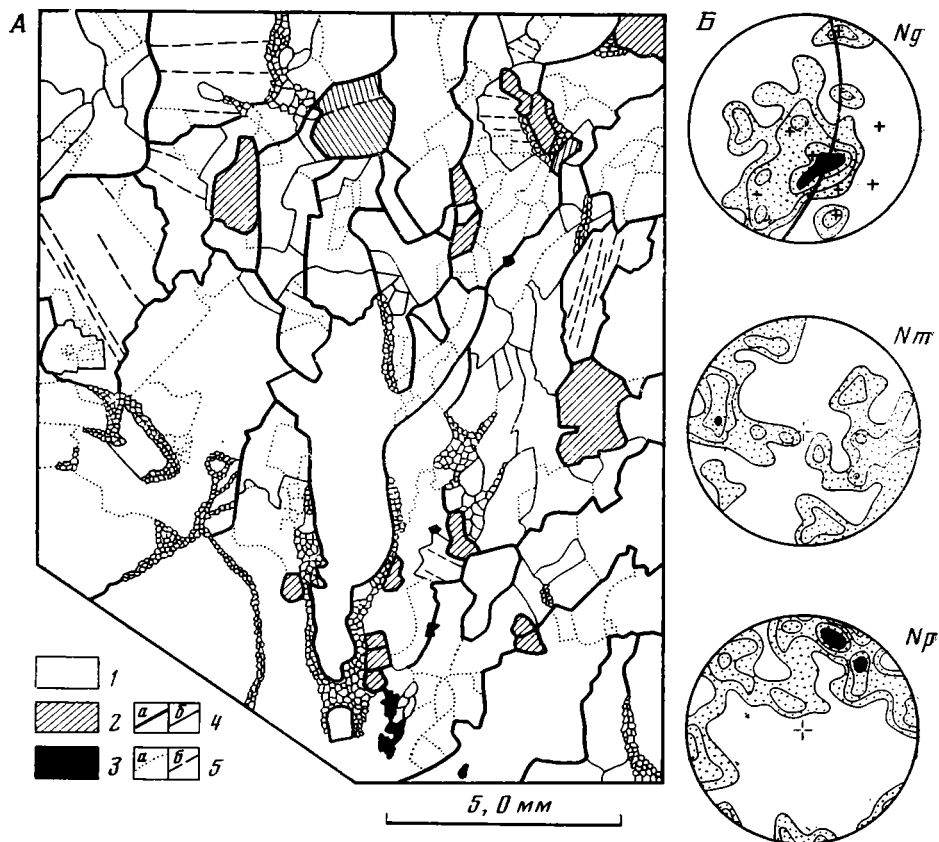


Рис. 1. А — микроструктура гарцбургита 1403/Д1-17 (Марианский желоб): 1 — оливин, 2 — энстатит, 3 — хромшпинелид. 4 (а — границы первичных зерен, б — границы рекристаллизованных зерен), 5 (а — границы субзерен, б — границы полос излома). Б — диаграммы оптической ориентировки оливина, 100 зерен; здесь и далее — равноплощадная проекция на нижнюю полусферу; 1—2—4—6%; сплошная линия — плоскость уплощенности оливина, крестики — полюса границ полос излома

один относительно другого на углы в $1-5^\circ$ (мозаичное погасание) и разделенные резкими, строго прямолинейными границами. В тех случаях, когда разориентировка превышает 5° , границы между блоками становятся криволинейными — субзерна обособляются в самостоятельные минеральные индивиды, локализованные в пределах первичных крупных зерен, что свидетельствует о перерастании процесса полигонизации в рекристаллизацию.

Около 5% объема породы составляют изометричные мелкие (в среднем 0,3 мм) зерна оливина, образующие локальные гранобластовые агрегаты, приуроченные к границам крупных зерен оливина, а также к границам крупных субзерен первой генерации (см. рис. 1, А). Формирование подобных агрегатов связано с локальной рекристаллизацией оливина и обусловлено другим механизмом пластической деформации — межзерновым скольжением. В краевых частях крупных оливинов, вдоль границ с тонкозернистыми агрегатами, образуются сегрегации мелких субзерен второй генерации, разориентировка которых не превышает 2° .

В целом микроструктура гарцбургитов сформирована в два этапа пластических деформаций.

На первом этапе механизмом пластической деформации было внутризерновое трансляционное скольжение, сопровождавшееся синтетектонической релаксацией и рекристаллизацией. На этом этапе сформирован основной мотив микроструктуры породы и оптическая ориентировка ее минералов, незначительно нарушенные при последующих дефор-

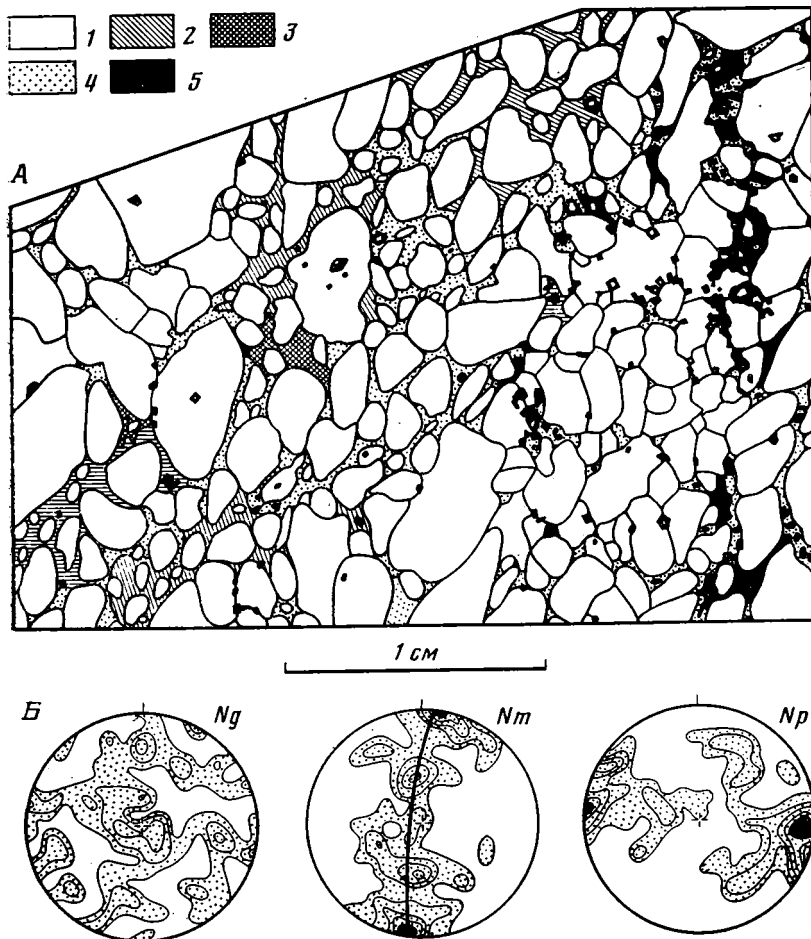


Рис. 2. А — микроструктура плагиоклазового лерцолита 1403/Д1-16 (Марианский желоб): 1 — оливин, 2 — диопсид, 3 — энстатит, 4 — псевдоморфозы гидрограната и сосюрита по плагиоклазу, 5 — хромшпинелид. Б — диаграммы оптической ориентировки оливина, 100 зерен; 1—2—4—6—8%, сплошная линия — плоскость уплощенности оливина, совпадающая с хромитовой полосчатостью

мациях. Подобные микроструктуры, главное место в которых занимают уплощенные зерна оливина, содержащие полосы излома и субзерна, экспериментально воспроизводятся при высоких температурах и небольших стрессовых напряжениях, т. е. при условиях, отвечающих режиму установившейся ползучести пород верхней мантии.

На втором этапе пластические деформации осуществлялись преимущественно механизмом межзернового скольжения и выразились в локальной синтетектонической рекристаллизации оливина с образованием тонкозернистого гранобластового агрегата по границам крупных зерен, а также мелких субзерен в их прикраевых частях. Из размера необластов оливина, который является надежным геопьезометром [16, 20], следует, что деформации этого этапа происходили в условиях высокого стресса (порядка 150–200 МПа), т. е. при относительно низких температурах, недостаточных для быстрого снятия напряжений, что отвечает условиям движения пород в верхних горизонтах океанической литосферы.

Плагиоклазовый лерцолит (1403/Д1-16) Марианского желоба, принадлежащий, вероятно, нижней зоне полосчатой кумулятивной серии, имеет микроструктуру, резко отличную от рассмотренной структуры тектонизированных ультрабазитов. Порода состоит из оливина $Fo_{80,7}$ (80%), диопсида $Wo_{48,2}En_{48,1}Es_{3,7}$ (5–7%), энстатита $En_{91,2}$ (2–3%),

псевдоморфоз гидрограната и соссюрита по плагиоклазу (5–7%) и хромшпинелида (2–3%). Идиоморфные и субидиоморфные короткопризматические уплощенные кристаллы оливина цементируются пироксенами и плагиоклазом (рис. 2, А). Диопсид часто образует скелетные ойкокристаллы, насыщенные пойкиловключениями оливина. Размеры оливиновых зерен варьируют от 0,5 до 7,0 мм, их границы плавноизвилистые, залитчатые. В целом структура породы определяется резко ксеноморфным («интеркумулятивным») обликом диопсида и замещенного плагиоклаза.

Габитус кристаллов оливина, изучавшийся на столике Федорова, характеризуется отношением $[001] : [100] : [010] = 2,1 : 1,2 \div 1,7 : 1,0$. При стабильном отношении $001/010 = 2,1$ размеры вдоль $[100]$, занимая промежуточное положение между размерами по $[001]$ и $[010]$, сильно варьируют: встречаются как призматические, сильно удлиненные вдоль оси $[001]$, так и таблитчатые кристаллы, уплощенные по $[010]$. Зерна оливина закономерно ориентированы, и микроструктура породы характеризуется четко выраженной линейностью и уплощенностью, подчеркнутой полосчатым распределением хромшпинелида. Его субгедральные зерна в основном заключены в замещенном плагиоклазе, но встречаются также в оливине и диопсиде.

Оптическая ориентировка оливина (рис. 2, Б) полностью определяется формой его кристаллов: максимум $Nm = [001]$ совпадает с линейностью оливина; оси $Np = [010]$ концентрируются перпендикулярно к плоскости уплощенности; оси $Ng = [100]$ образуют мелкие максимумы, наиболее интенсивный из которых расположен в плоскости уплощенности перпендикулярно к линейности. Отсутствие деформационных субструктур в оливине и зависимость его ориентировки от формы зерен свидетельствуют о том, что микроструктура породы сформировалась при ламинарном течении существенно оливинового субстрата в небольшом количестве расплава. Поверхность и направление ламинарного течения зафиксированы в породе соответственно как плоскость уплощенности и линейность оливина.

РАЗЛОМ ОУЭН

Ультраосновные породы Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта и его северного продолжения в хребтах Карлсберг и Шеба представлены в основном лерцолитами с высокоглиноземистым хромшпинелидом и в меньшей степени плагиоклазовыми лерцолитами [2, 4, 8, 11, 12, 16, 18 и др.]. Наиболее полно изучены серпентинизированные лерцолиты, драгированные в зоне разлома Оуэн, в западном борту впадины Уитли, в интервале глубин от 5700 до 2600 м [6, 15, 17]. Они представляют собой грубозернистые неяснополосчатые породы с четкой линейно-плоскостной ориентировкой минералов. Полосчатая, возможно, шлировая текстура обусловлена сгущением пироксенов до 40–50%. Плоскостная ориентировка устанавливается по уплощенности зерен оливина, хромшпинелидов и энстатита; линейность выражена цепочками хромшпинелидов, субпараллельным расположением вытянутых агрегатов пироксенов и «расташенными» зернами энстатита. Плоскости полосчатости и уплощенности не совпадают; намечаются два пересекающихся направления линейности. Структура пород (рис. 3) резко разнотекстурированная, порфирокластическая: большую часть ее слагают крупные (6–15 мм) оливины $Fa_{9,0-9,2}$, среди которых располагаются таблитчатые зерна пироксенов размером 2,5–6,0 мм (до 10). Крупные зерна оливина имеют вытянутую форму и нарушены многочисленными полосами излома. Ширина полос излома составляет в среднем 0,5 мм, ориентированы они, как правило, перпендикулярно к удлинению зерен, но иногда и субпараллельно ему. В таких случаях устанавливается, что удлиненность оливинов имеет вторичную природу и связана с трансформацией границ наиболее разориентированных полос излома, осложнявших реликтовый крупный оливин, в межзерновые границы.

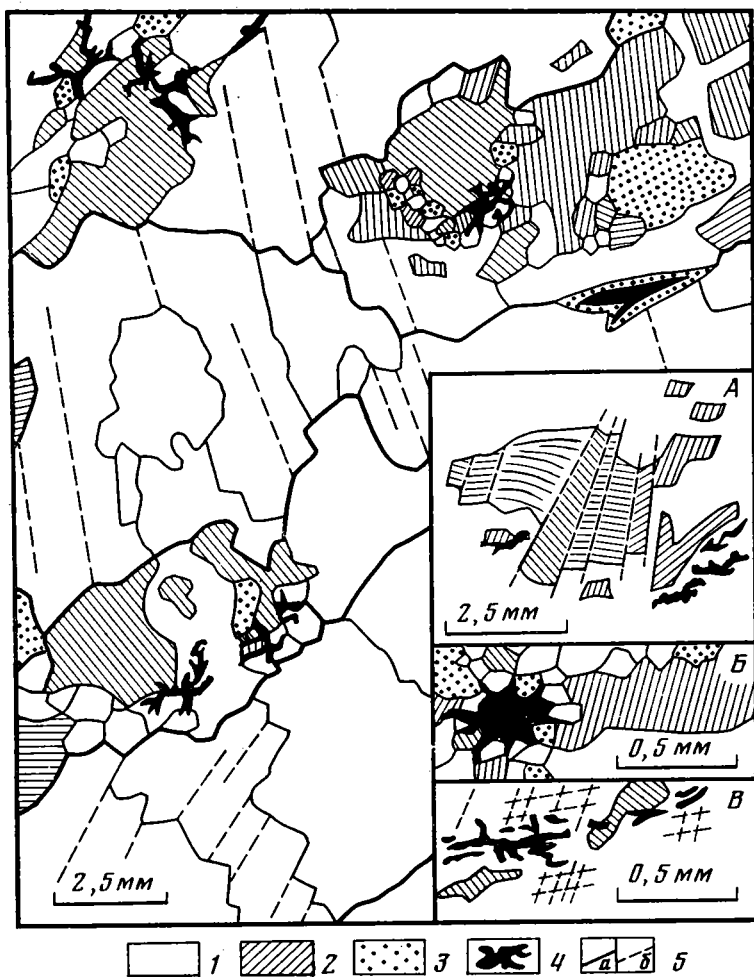


Рис. 3. Микроструктура шпинелевого лерцолита 2197 (разлом Оузн): 1 — оливин, 2 — энстатит, 3 — диопсид, 4 — хромшпинелид, 5 (а — границы зерен, б — границы полос излома и субзерен); А — полосы излома в энстатите; Б — структура мелкозернистого участка в сечении, параллельном плоскости уплощенности минералов; Б' — то же, в сечении, перпендикулярном плоскости уплощенности

Крупные зерна энстатита, часто содержащие ламелли диопсида, обычно окружены мелкозернистым гранобластовым агрегатом рекристаллизованных зерен оливина, энстатита и диопсида. Размер необластов оливина ($\text{Fa}_{8,7-9,0}$) и пироксенов составляет в среднем 0,4 мм, остаточные деформации в них отсутствуют. Рекристаллизация наблюдается также внутри крупных зерен оливина и энстатита — в зонах концентрации дислокаций вдоль границ полос излома и особенно в участках их сближения. В таких случаях зоны рекристаллизации ассоциируют обычно с областями развития субзерен, размеры которых составляют 0,1–0,3 мм. Это, как и в рассмотренном выше случае (обр. 1403/Д1-17), свидетельствует о тесной связи процессов синтетонического возврата и рекристаллизации.

Хромшпинелид в лерцолитах образует три генерации зерен (см. рис. 3):

1. Сравнительно крупные зерна (2–3 мм) ксеноморфной, часто стреловидной формы, окруженные каймой диопсида (иногда энстатита), расположенные среди грубозернистого оливина. Они представляют наиболее раннюю генерацию акцессорного шпинелида.

2. Дендритовые (дактилоскопические) образования (0,005–0,05 мм) в краевых зонах крупных энстатитовых таблиц, сформированные в результате распада высокоглиноземистого, высокохромистого энстатита.

3. Уп্লощенные линзовидные зерна размером 0,1–0,2 мм, со сложной конфигурацией внешних границ, обусловленной расположением хромшпинелида между необластами оливина и пироксена (рис. 3, Б). Этот тип хромшпинелидов приурочен к мелкозернистым агрегатам, относительно обогащенным пироксенами — около 30% диопсида и 30–40% энстатита, которые представляют собой либо продукты полной рекристаллизации первичных зерен, либо кристаллизации расплава «in situ», образовавшиеся в результате частичного плавления породы.

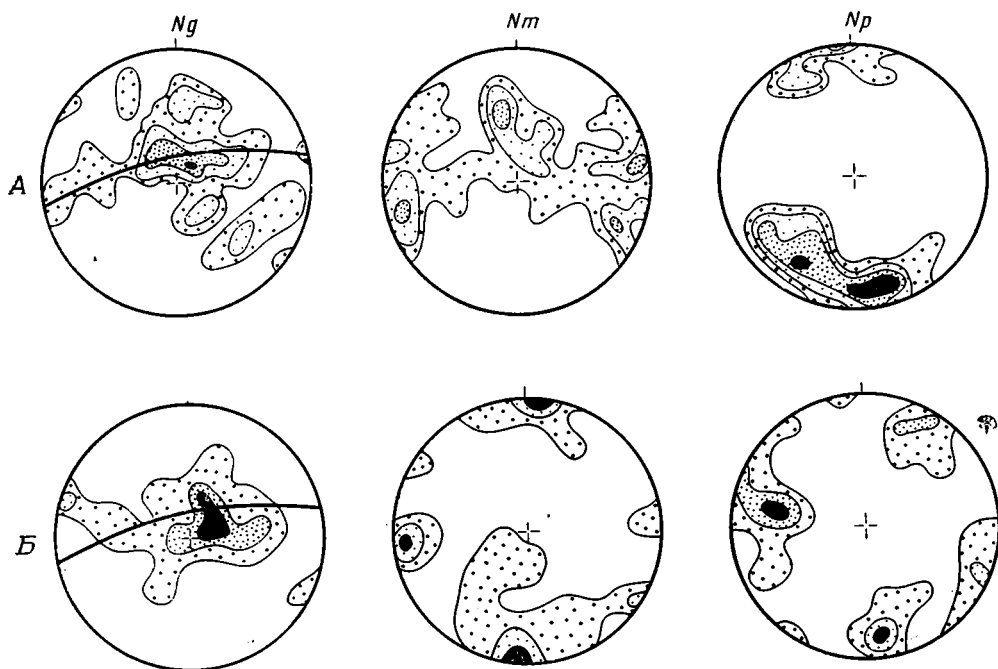


Рис. 4. Диаграммы оптической ориентировки минералов шпинелевого лерцолита 2197: А — оливин, 90 зерен, 1–2–4–6%; Б — энстатит, 40 зерен, 2–4–8%; сплошная линия — плоскость уплощенности оливина

Оливин и энстатит обнаруживают предпочтительную оптическую ориентировку (рис. 4). Ориентировка оливина (рис. 4, А) характеризуется наличием неполного пояса $Ng-Nm$, расположенного в плоскости уплощенности минералов. В пределах этого пояса наблюдается максимум осей Ng , параллельный положению линейности хромшпинелида и энстатита. Оси Np образуют интенсивный точечный максимум, перпендикулярный плоскости уплощенности.

Для энстатита (рис. 4, Б) характерна столь же четкая ориентировка, но оси оптической индикатрисы минерала не образуют поясов, а концентрируются в точечные максимумы. Оси Ng концентрируются в максимум, совпадающий по ориентировке с максимумом Ng оливина. Оси Nm и Np образуют две пары максимумов, наиболее интенсивные из которых ориентированы параллельно Np и Nm оливина соответственно. Такое положение осей свидетельствует о том, что наблюдаемая оптическая ориентировка сформировалась при пластическом течении, осуществлявшемся механизмом внутризернового трансляционного скольжения по системам $(010) [100]$ в оливине и $(100) [001]$ в энстатите [13]. Активность этих систем скольжения подтверждается изучением полос излома в оливине и энстатите. Плоскость и направление пластического течения совпадали с ориентировкой плоскости уплощенности и минеральной линейности породы.

Менее интенсивные точечные максимумы осей Nm и Np энстатита располагаются параллельно максимумам соответствующих осей оли-

вина. Возникновение этих максимумов связано, очевидно, с процессом синтетектонической рекристаллизации, проходившим в условиях переориентировки поля напряжений, т. е. в течение последующего этапа пластических деформаций. Переориентировка плоскости и направления движения отчетливо зафиксированы и в микроструктуре породы: линейно-плоскостные агрегаты рекристаллизованных зерен располагаются субперпендикулярно к плоскости уплощенности крупного оливина (см. рис. 3); в этом же направлении часто наблюдается смещение блоков кристаллов вдоль границ сформировавшихся ранее полос излома (см. рис. 3, А).

Из приведенных данных следует, что микроструктура лерцолита сформирована в два этапа. На первом — этапе пластического течения — была образована доминирующая линейно-плоскостная структура породы, возникшая при внутризерновом скольжении. Одновременно происходил распад энстатита ранней генерации с образованием внутри него зерен необластов диопсида, энстатита и хромшпинелида второй генерации.

Последующий этап привел к усложнению сформированной ранее микроструктуры — появлению рекристаллизованных агрегатов оливина, энстатита, диопсида и ассоциирующего с ними хромшпинелида третьей генерации.

Сопоставление микроструктурных данных с петрологическими позволяет наметить направленность вещественной эволюции породы в ходе ее пластических деформаций. Состав минералов разных генераций имеет значимые отличия в железистости, а для пироксенов — и в содержании окислов алюминия и хрома. Изменение состава пироксенов выражено следующим образом: по направлению от ядер крупного энстатита первой генерации к его краевым частям и необластам энстатита, окружающим реликтовые зерна, количество Al_2O_3 , Cr_2O_3 и железистость пироксенов уменьшается, что отражает дифференциацию вещества при синдеформационной перекристаллизации породы (см. табл. 1). Отличия улавливаются и в составе хромшпинелидов различных генераций (см. табл. 2): крупные зерна первой генерации наиболее магниальные, высокоглиноземистые и низкохромистые; мелкие шпинелиды, ассоциирующие с рекристаллизованными пироксенами и оливином (третья генерация), отличаются более высокой железистостью, снижением содержания Al_2O_3 и возрастанием — Cr_2O_3 .

В целом рассмотренные составы минералов характеризуют мантийное вещество, относительно слабо обедненное базальтоидными компонентами в сравнении с гарцбургитами Марианского желоба (см. обр. 1403/Д1-17, -19).

Синхронность деформаций лерцолитов с образованием в них определенных минеральных парагенезисов позволяет провести оценку P — T условий этапов пластических деформаций. Первый этап деформаций, сопровождавшийся расходом твердого раствора энстатит — диопсид, проходил при температуре $1100^\circ C$. Температура минерального равновесия, которое установилось при локальной рекристаллизации, происшедшей во время пластических деформаций второго этапа, определена по Cr — Al -геотермометру [19] в 1000 — $1050^\circ C$. Восьма близкие значения температур установления аналогичных минеральных равновесий приводят в своей работе Э. Бонатти и П. Хэмлин [15]. Этими авторами определен нижний предел общего давления, который составляет 800 МПа.

Оценка величины стресса [16, 20, 21] проведена по ширине полос излома, образовавшихся при трансляционном скольжении, и по размерам необластов, сформировавшихся при последующей рекристаллизации. Из определения следует, что деформации первого этапа проходили при напряжениях до 30 МПа; второго — при значительно более высоких — порядка 150 МПа.

Ультрабазиты Марианского желоба и разлома Оуэн четко разделяются на две группы: 1 — гарцбургиты и шпинелевые лерцолиты, представляющие собой в разной степени деплетированное мантийное вещество с ярко выраженными деформационными структурами; 2 — плагиоклазовые лерцолиты со структурами магматической кристаллизации.

Образование микроструктуры реститовых океанических ультрабазитов протекало в несколько этапов пластических деформаций. В лерцолитах разлома Оуэн и в меньшей степени в гарцбургитах Марианского желоба сохранились деформационные структуры, образованные при пластическом течении в условиях субсолидусных температур, больших давлений и низкого стресса (< 30 МПа), т. е. в условиях, отвечающих режиму установившейся ползучести, иначе говоря — стационарного пластического течения пород верхней мантии. Последующие пластические деформации, проходившие на фоне понижения температуры и давления при увеличении стрессовых напряжений до 150–200 МПа, связаны с продвижением мантийных масс в океаническую кору. В отличие от предыдущих деформаций главенствующим механизмом которых являлось внутризерновое трансляционное скольжение, во время деформаций этого этапа увеличилась роль механизмов синтетектонической рекристаллизации и межзернового скольжения.

Несмотря на принципиальное сходство деформационных структур гарцбургитов (Марианский желоб) и шпинелевых лерцолитов (разлом Оуэн), в них имеются и существенные отличия. Слабодеплетированные лерцолиты по сравнению с гарцбургитами, сильно обедненными базальтоидными компонентами, имели более грубозернистую первоначальную структуру, что позволяет предполагать ее формирование при более высоких температурах. При подъеме лерцолитовых масс происходило их частичное плавление, и некоторая часть локальных мелкозернистых структур, возможно, представляет собой следы кристаллизации неотделившегося расплава. Структура гарцбургитов значительно сильнее переработана в течение второго этапа деформаций, который проходил в условиях более высокого стресса.

Параллельно со структурной перестройкой ультрабазитов в ходе пластических деформаций происходили и их вещественные преобразования. Эволюция состава при этом имела направленный характер: смена высокотемпературных этапов деформаций относительно низкотемпературными сопровождалась выносом из пироксенов алюминия, хрома, титана, натрия и образованием относительно высокохромистого шпинелида. Таким образом, пластические деформации, которые ультрабазиты испытывали по мере их продвижения к земной поверхности, способствовали дифференциации вещества в твердом состоянии и подготавливали частичное плавление пород.

Микроструктура плагиоклазового лерцолита Марианского желоба была образована при ламинарном течении массы оливиновых зерен в небольшом количестве расплава. Отсутствие в породе следов наложенных высокотемпературных пластических деформаций свидетельствует о ее кристаллизации на относительно высоких уровнях океанической литосферы, где возможны лишь хрупкие деформации.

Сопоставление структур ультрабазитов в разрезах коры современных океанов и в офиолитовых разрезах Урала показывает их принципиальное сходство. Так, гарцбургиты Войкаро-Сыньинского массива [7, 10, 13, 14] и лерцолиты массива Нурали [9] обладают структурой типичных мантийных тектонитов, тогда как в породах полосчатой серии массива Нурали, занимающих повидимому то же положение в разрезе, что и плагиоклазовые лерцолиты Марианского желоба, остаточные деформации в минералах полностью отсутствуют.

Таким образом, структурные особенности пород подтверждают правомерность сопоставления ультрабазитов из офиолитов континентов с ультрабазитами коры современных океанов — несмотря на многочис-

ленные перемещения офиолитовых разрезов складчатых областей, в их породах сохраняются главные черты структур, сформировавшихся во время океанического этапа эволюции.

Литература

1. *Bonatti Э., Гоннорец Х., Феррара Г.* Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 9—29.
2. *Виноградов А. П., Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В., Канаев В. Ф., Непрочнов Ю. П., Петрова Г. Н., Рыкунов Л. Н., Коган Л. И.* Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10, с. 3—27.
3. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, с. 202—220.
4. *Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Удинцев Г. Б.* Рифтовые зоны океанов и формирование коры океанического типа.— В кн.: Очерки современной геохимии. М.: Наука, 1972, с. 113—129.
5. *Пейве А. В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 3—17.
6. *Савельева Г. Н.* Разлом Оуэн.— Геотектоника, 1981, № 6, с. 3—14.
7. *Савельев А. А., Савельева Г. Н.* Пластическое течение ультрабазитов и габбро альпийских массивов.— В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 147—171.
8. *Савельева Г. Н., Цветков А. А., Карпухин В. Е.* Магматические породы разлома Оуэн (Индийский океан).— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 12, с. 445—448.
9. *Савельева Г. Н., Денисова Е. А.* Структура и петрология массива Нурали на Южном Урале.— Геотектоника, 1983, № 2, с. 42—57.
10. *Савельева Г. Н., Шербаков С. А., Денисова Е. А.* Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах.— Геотектоника, 1980, № 3, с. 16—26.
11. *Фишер Р. Л., Энгель Ц. Д.* Лерцолит, анортозит, габбро и базальт, драгированные из поперечных разломов и рифтовой зоны Индоокеанского срединного хребта.— Геохимия, 1970, № 6, с. 661—677.
12. *Шека С. А., Куренцова Н. А., Вольнец О. Н.* Гипербазитовый парагенезис вкрапленников базальтов.— В кн.: Типоморфные особенности породообразующих минералов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 3—28.
13. *Шербаков С. А.* Механизм пластической деформации ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Геотектоника, 1981, № 4, с. 44—56.
14. *Шербаков С. А.* Складчатые деформации ультраосновных тектонитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Геотектоника, 1983, № 3, с. 47—59.
15. *Bonatti E., Hamlin P. R.* Mantle uplifted block in the Western Indian ocean.— Science, 1978, v. 201, p. 249—251.
16. *Boudier F., Nicolas A.* Stress and strain estimates in the Lanzo peridotite massif (Western Alps).— In: Orogenic mafic and ultramafic association. P.: 1980, p. 221—228.
17. *Hamlyn P. R., Bonatti E.* Petrology of mantle-derived ultramafics from the Owen fracture zone, northwest Indian ocean: implications for the nature oceanic upper mantle.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, v. 48, N 1, p. 65—79.
18. *Matthews D. H., Vine F. J., Cann J. R.* Geology of area of the Carlsberg ridge, Indian ocean.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, v. 76, p. 675—682.
19. *Mysen B. O.* Experimental determination of some geochemical parameters relating to conditions of equilibration of peridotite in the upper mantle.— Amer. Mineralogist, 1976, v. 61, N 7—8.
20. *Nicolas A.* Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites.— Phil. Trans. Roy. Soc., L., 1978, v. 288A, N 1350, p. 49—57.
21. *Nicolas A., Boudier F., Bouchez J. L.* Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments.— Amer. J. Sci., 1980, v. 280A, N 1, p. 192—210.
22. *Raleigh C. B.* Mechanism of plastic deformation of olivine.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 14, p. 5391—5406.

УДК 551.243 (265.4)

ЛИХТ Ф. Р.

**МОРФОТЕКТОНИКА И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ВПАДИНЫ
ЯПОНСКОГО МОРЯ**

Тектоническое строение и морфоструктурные особенности западной и восточной частей побережья и дна Японского моря принципиально различны, что объясняется их принадлежностью к различным тектоническим регионам (ТР). Западный ТР (Центральная котловина, подводные возвышенности, Юго-Западная Япония) отличается северо-восточная ориентация морфоструктур, их разломно-глыбовый характер, активное прогибание дна глубоководных котловин, преимущественно вертикальные тектонические движения. Восточный ТР (Северо-Восточная Япония, Сахалин и прилегающее дно Японского моря) характеризуется линейно-складчатым типом дислокаций и их субмеридиональной ориентацией, преобладанием горизонтальных напряжений.

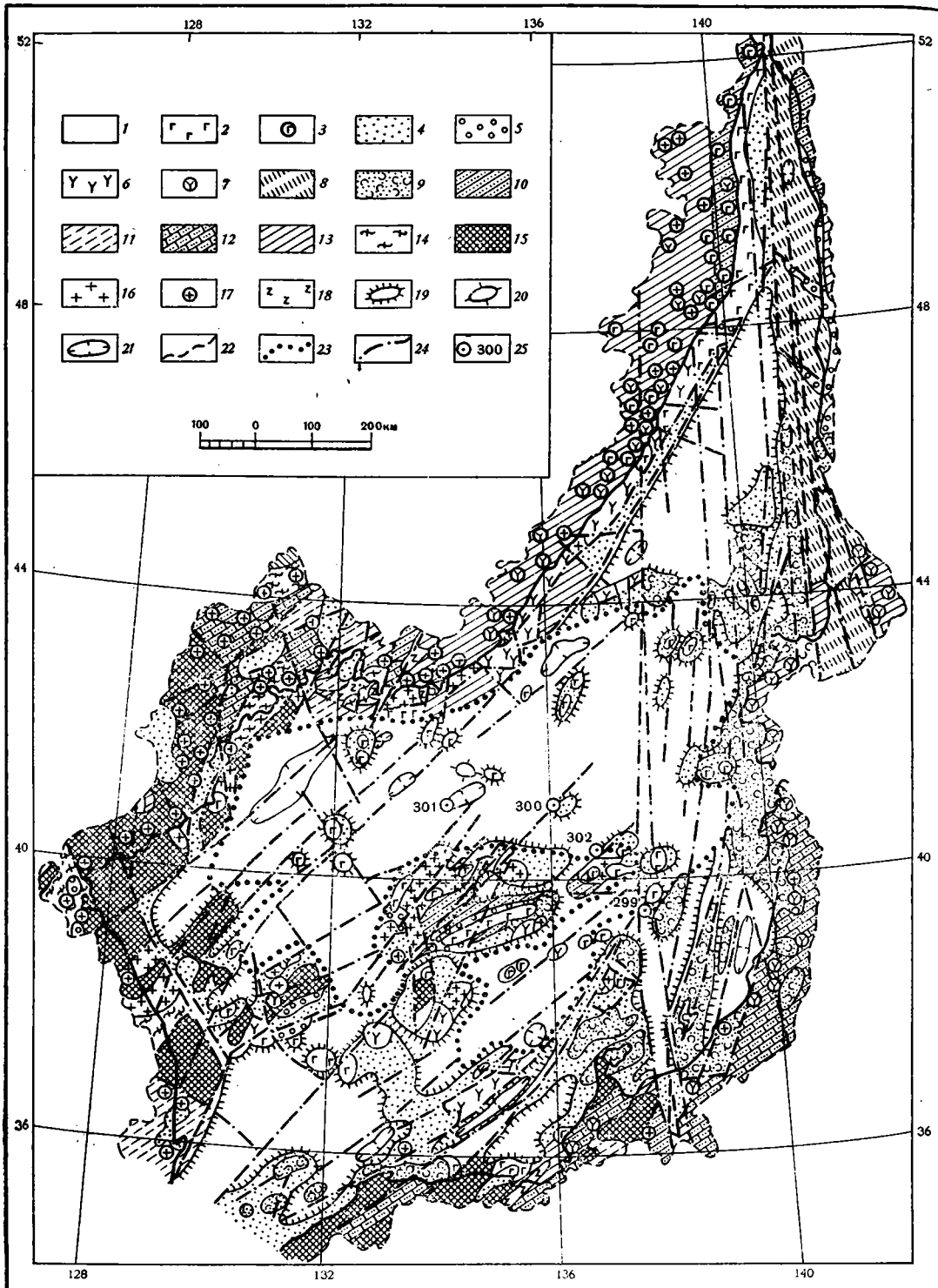
В геологическом развитии Япономорского бассейна равно возможны и сопряжены реликтовая природа глубоководных впадин, процессы деструкции континентальной коры (базификация) — в западной части моря, и горизонтальные движения (рифтогенные структуры и тектоническое скупивание) — в восточной его части.

Известны принципиальные отличия в геологическом строении западного и восточного побережий Японского моря, принадлежащие материковым и островным структурам. Их сопряжение, устанавливаемое по геофизическим данным, в наиболее полном виде описано в коллективной монографии [15]. Если для структур Сихотэ-Алиня характерно преимущественно северо-восточное, а в районе Нижнего Приамурья — даже субширотное простирание, то для Сахалина и Хоккайдо — субмеридиональное. Резко отличны по формационной характеристике разновозрастные комплексы материка и Сахалина. Соприкосновение структур Сахалина и Сихотэ-Алиня по геофизическим материалам можно интерпретировать как шовную структуру субмеридионального направления, тектоническая активность которой сохраняется до наших дней [22].

Столь же отчетливо различаются по геологическому строению участки о. Хонсю, разделяемые структурой Великого Грабена. Японскими исследователями эти участки относятся к разным тектоническим регионам — Юго-Западной и Северо-Восточной Японии¹. Если обратиться к сводным материалам по геологии Японии [7, 10, 24, 25, 50, и др.], можно видеть, что северо-восточная часть острова Хонсю (Северо-Восточная Япония) по геологическому строению — субмеридиональной ориентации структур, формационному составу — более близка Хоккайдо и Сахалину, нежели соседствующей с ней остальной, юго-западной части острова Хонсю. На тектонической схеме Япономорского региона [14] структурные элементы Северо-Восточной Японии и Сахалина показаны сопряженными со структурами Юго-Западной Японии почти под прямым углом. Еще более выразительно на этой схеме отличие восточной части Японского моря от остальной его площади, если рассматривать вместе с побережьем Северо-Восточной Японии и Сахалина прилегающие структуры дна.

На рисунке представлена морфоструктурно-тектоническая схема Япономорского бассейна, составленная автором, которая призвана отобразить особенности геологического развития того или иного региона по соотношению морфоструктур и геологических формаций. Поэтому магматические образования, более молодые, чем формации геосинклинально-орогенного ряда, даны условными знаками, которыми устанавли-

¹ Здесь и ниже данные регионы рассматриваются в пределах так называемой внутренней зоны Японии.



ливаются присутствие этих магматических образований, но не показаны слагаемые ими геологические тела. Так, например, на схеме не показаны покровы молодых вулканитов, перекрывающие геосинклинально-орогенные образования, так же как и контуры интрузий, прорывающие последние. На фоне геосинклинально-орогенных формаций нанесены лишь условные значки вулканитов или интрузивных разностей соответствующего состава, количество которых определяет плотность распространения магматических образований. За счет этого на схеме показаны принципиальные соотношения формационных комплексов, в том числе под покровами вулканитов.

Учитывая новизну геологических данных по дну Японского моря, в его пределах показаны все магматические образования там, где они были установлены или предполагаются по косвенным признакам. Эта информация основана на материалах, обобщенных сотрудниками ТОИ ДВНЦ АН СССР — И. И. Берсеновым, Е. П. Леликовым, И. К. Пуциным и К. И. Сиговой по геологической карте дна Японского моря, любезно переданной автору. Упрощенный вариант этой карты опубликован [3].

Кроме того, при составлении схемы использованы геологические карты Приморья, о. Сахалин из серии «Геология СССР» [12, 13], геологическая карта Кореи м-ба 1 : 2 000 000, геологическая карта Китая м-ба 1 : 4 000 000 [42], схематическая геологическая карта восточной части Хэйлуцзянской и Гиринской провинций КНР м-ба 1 : 1 000 000, геологическая [41] и тектоническая [49] карты Японии м-ба 1 : 2 000 000, мелкомасштабные геологические карты и схемы из различных публикаций [8—11, 14, 17, 18, 21, 24—27, 32, 38, 39, 43 и др.], а также крупномасштабные карты морского дна, изданные геологической службой Японии.

Детальный анализ уточненных батиметрических карт в сопоставлении с геофизическими материалами выявляет почти повсеместную принадлежность зоны сочленения субконтинентального и субокеанического типов земной коры и морфологически выраженному элементу рельефа дна — подножию материкового или островодужного склона, соответствующего сравнительно узкому диапазону глубин (около 2500 м).

Морфоструктурно-тектоническая схема Япономорского бассейна

1 — покров: морские рыхлые осадки плиоцена — голоцена на участках дна с устойчивой седиментацией вне шельфа, мощностью 10 м и более; 2—5 — чехол: 2, 3 — траппово-плиоценовая, миоцен-четвертичная базальтовая формация и ее возрастные субаквальные аналоги (2 — на морском дне, 3 — отмечено присутствие на суше), 4 — слабодиагенезированные, диагенезированные и слаболитифицированные осадки преимущественно неогенового (миоцен, олигоцен — миоцен) возраста, в пределах морского дна — преимущественно субаквального, на суше — субаэрального генезиса; 5 — верхняя моласса — эпиорогенный комплекс, преимущественно грубообломочные, иногда угленосные отложения, как правило, субаэрального генезиса, частично субаквального, в основном олигоценного возраста; 6, 7 — позднеорогенные порфириновые формации: 6 — развитые на морском дне, 7 — отмечено присутствие на побережье (частично включают и позднегеосинклинальные вулканические формации, в т. ч. «зеленых туфов»); 8, 9 — регенерационно-позднегеосинклинальный и позднегеосинклинальный комплекс: 8 — флишеподобные морские, существенно вулканомиктовые толщи миоцена, 9 — морские, частично континентальные, преимущественно вулканогенные образования, главным образом формация «зеленых туфов»; 10—12 — переходные формации: 10 — меловые терригенные, морские и континентальные, частично угленосные, 11 — преимущественно морские терригенные мезозойского возраста, 12 — терригенные, карбонатно-терригенные, иногда существенно вулканические палеозойские; 13 — миогеосинклинальные формации палеозоя и мезозоя; 14 — эвгеосинклинальные формации нижнего и среднего палеозоя; 15 — метаморфогенные образования структур ранней консолидации, кварциты, мрамора, кристаллические сланцы (в т. ч. гнейсы), амфиболиты, гранито-гнейсы, гранулиты рифейского, протерозойского и архейского возраста; 16, 17 — гранитоидные формации: 16 — на морском дне, 17 — отмечено присутствие на суше; 18 — базит-ультрабазитовая (в т. ч. со щелочными дериватами) формация; 19—24 — морфологические и морфоструктурные элементы: 19 — подножие подводных возвышенностей (на участках, совпадающих с разломами, не показывается), 20 — локальные повышения и 21 — локальные понижения в рельефе дна, 22 — прибрежный водораздел Япономорского бассейна, 23 — батиметрическая ступень (~2500 м), соответствующая подножиям склонов материкового, островодужного и подводных возвышенностей, 24 — основные разломы; 25 — скважины глубоководного бурения и их номера

Этот батиметрический рубеж, выделенный на схеме, «срезает» структуры континента, продолжающиеся на материковый склон, причем даже самые молодые (например, подводное продолжение грабена Килчжу-Мечкхон в Северной Корее, выполненный отложениями неогена). Возможно, что на отдельных участках эта батиметрическая ступень совпадает с разломом, однако очертания данной линии не позволяют связывать ее с разломом повсеместно.

Структуры материка, особенно северо-восточной Кореи, продолжающиеся на материковый склон, «срезаются» этой линией, не оставляя места структурам для «замыкания», «затухания» или «выклинивания» в пределах шельфа или материкового склона. Данную морфоструктурную особенность — «накатывание» батиметрической ступени на структуры побережья — нельзя интерпретировать иначе, как прогибание дна западной части Японского моря на новейшем этапе развития.

Некоторые исследователи связывают процесс прогибания глубоководной котловины Японского моря с одновременным воздыманием прибрежной суши. Автор полагает, что процессы прогибания дна Японского моря и воздымания прибрежной суши дифференцированы по интенсивности применительно к конкретным морфоструктурам дна и побережья.

Естественным следствием процесса прогибания дна моря на новейшем этапе развития следовало бы ожидать отсутствие изостатического выравнивания в картине распределения силы тяжести дна Японского моря и его обрамления, что и наблюдается в действительности [17, 27, 33], а также асимметрию в поперечном строении прибрежного водораздела с перекосом этой морфоструктуры в сторону глубоководной котловины. Как известно, асимметрия материкового и островного (юго-западная часть Хонсю) побережий Японского моря существует и выражается тем, что реки, впадающие в море, коротки и относительно мелководны за счет подрезания водосборных бассейнов береговой линией, а реки противоположного склона водораздельного хребта отличаются хорошо разработанной системой водосбора и имеют значительную протяженность.

В то же время как на материковом, так и на островном побережьях западной части Японского моря существуют участки, на которых асимметрия прибрежного водораздела выражена слабо. К ним можно отнести Южное Приморье и крайнюю юго-западную часть о. Хонсю. Эти участки принадлежат воздымающимся (на новейшем этапе развития) морфоструктурам. Они представлены в формационно-геологическом выражении наиболее древними образованиями, кристаллическими и метаморфическими комплексами. В Южном Приморье — это жесткая структура массива ранней консолидации [22]. Ее активное воздымание на новейшем (послеплиоценовом) этапе развития определяется по эрозионному врезу, отделяющему основание плиоценовых базальтов, залегающих на древнем аллювии в верховьях р. Партизанской, от аллювия современной поймы в ее низовьях у берега моря. Величина этого эрозионного вреза достигает 1 км.

В юго-западной части Хонсю воздымающаяся морфоструктура принадлежит жесткой структуре пояса Сангун, представляющей узел сочленения дуги Рюкю и внутренней зоны Юго-Западной Японии. Воздымание структуры на современном этапе развития устанавливается по карте вертикальных движений Японии за период с 1900 по 1928 г. [32].

Второй участок симметричного строения водораздела определяется жесткой структурой массива Хида. Он соответствует отчетливо выраженной положительной морфоструктуре, представляющей группой действующих вулканов Годзан, Окадэ, Татаяма и др. На указанной карте вертикальных движений Японии эта морфоструктура отражена как площадь, отстающая в своем погружении от находящихся с нею по соседству и активно погружающихся.

Резюмируя все сказанное, приходим к выводу о том, что основные

морфоструктурные различия Япономорского бассейна обусловлены разнотипным тектоническим развитием его западной и восточной частей. Последние могут быть определены терминами общего понятия как тектонические регионы (ТР), различающиеся своим тектоническим режимом [35]. Граница этих ТР проходит по Великому Грабену на островной суше и прослеживается на дне Японского моря по трогу Тояма, субмеридиональной зоне нарушений в районе подводной возвышенности Витязя, хорошо видной на сейсмоакустических профилях [40]. На материковом побережье граница ТР зафиксирована субмеридионально вытянутым полем базальтов у пос. Кузнецово, связанных с излияниями трещинного типа. Непосредственным продолжением указанных нарушений к северу можно считать Нижнеамурский разлом [16].

К югу от Японских островов продолжение границы ТР устанавливается по морфоструктурным особенностям сочленения западного склона подводного хребта Ивадзима (Ниси-Сичито) с впадиной-прогибом Сикоку [47]. Известный Западно-Марианский разлом так же находится на продолжении границы ТР.

Морфоструктурное выражение восточного ТР определяется системой линейно-вытянутых в субмеридиональном направлении подводных возвышенностей и понижений вдоль западного побережья Японии и Сахалина от Великого Грабена (хребет Садо, желоб Могами, хребет Рисир, возвышенности Осима, Мусаси и др.). По своим тектоническим особенностям они напоминают Калифорнийский бордерленд, но не достигают его размеров. В заложении этих морфоструктур определяющую роль играли субмеридионально ориентированные зоны нарушений, подтверждаемые геофизическими данными. Преобладающая субмеридиональная ориентация морфоструктурно-тектонических элементов литосферы восточного ТР прослеживается далеко к северу и югу от Японии и Сахалина, при этом она характерна для сравнительно узкой зоны линейно-вытянутых очертаний.

На одной из последних опубликованных гравиметрических карт [33] отчетливо видно, что рисунок аномалий (в свободном воздухе), приходящихся на восточный ТР, характеризуется преимущественно субмеридиональной ориентировкой в отличие от северо-восточной, присущей аномалиям, расположенным к западу от границы ТР. Еще более контрастно эти различия выступают в аномалиях Буге [32, 40].

Изопахиты мощности земной коры, построенные на основе наиболее полных гравиметрических данных с использованием результатов сейсмических исследований, также ориентированы субмеридионально в пределах восточного ТР по сравнению с ориентировкой изопахит в пределах западного ТР. Та же картина наблюдается при расчете мощности земной коры по фазовой скорости волн Релея [32]. Отмечаемая закономерность выявляется не только при интерпретации глубинных горизонтов; ей подчинены изопахиты и самой верхней, осадочной толщи.

На некоторых схемах в осевой части Татарского пролива показана северо-восточная ориентация изопахит осадочного чехла, отрисованных по данным МОВ и НСП [27]. Более поздние работы, по данным морской сейсморазведки МОВ ОГТ [37], подтверждают в общем субмеридиональную ориентацию структур поверхности консолидированного основания, принадлежащих восточному ТР.

Наименее отчетливы отличия западного и восточного ТР на карте аномального магнитного поля [39]. Вместе с тем граница ТР намечается достаточно четко по субпараллельному сопряжению линий положительных и нулевых изодинам субмеридиональной ориентировки.

Различия в формационно-геологическом содержании западного и восточного ТР наиболее полно отразились при образовании в миоцене известной формации зеленых туфов. Хотя японские исследователи и выделяют к западу от структуры Великого Грабена формацию зеленых туфов (главным образом ярусы нисиога и дайсима), масштабы вулканической деятельности в Юго-Западной Японии были несоизмеримо меньше по сравнению с Северо-Восточной. Еще более контраст-

ны различия указанных регионов по распространению гранитоидов, с которыми генетически связаны зеленые туфы,—практически все они сосредоточены в Северо-Восточной Японии, т. е. в пределах восточного ТР. Сам «зеленотуфовый» облик формации обусловлен, вероятно, в значительной мере не только автометасоматическими, но и динамотермальными процессами в зонах тектонических нарушений. Например, вулканы андезитового ряда яруса нисиога вблизи разлома у г. Фукусима приобрели «зеленотуфовый» вид, тогда как в удалении от разлома вулканогенные породы не изменены. Такие же изменения отмечаются в дацитовых туфах яруса дайсима, при этом зеленые туфы отделяются от белых неизменных туфов четкой пограничной линией [7], что при обычном автометасоматозе вряд ли возможно.

Принципиальные отличия западного и восточного ТР по формационному составу более древних толщ в Японии не обнаружены. В то же время специфика тектоно-магматической деятельности, вызвавшей образование домиоценовых формаций восточного ТР, ощущается достаточно отчетливо. Она выражается в четкой субмеридиональной ориентации разновозрастных комплексов, процессов вулканизма (юрские отложения пояса Хидака), при внедрении интрузий (меловые граниты) и т. п. Эта же ориентация закономерна и для древних метаморфических образований (зоны Абукума, Хидака).

Сочленение линейно-складчатых субмеридионально вытянутых разновозрастных толщ Сахалина (восточный ТР) с позднемезозойскими геосинклинально-складчатыми комплексами Сихотэ-Алиня северо-восточного простирания (западный ТР), вероятно, довольно резкое, хотя непосредственно и не установлено (из-за широкого развития в зоне сочленения молодых вулканических покровов). Это сочленение происходит в интервале: правобережье устьевой части Амура — Амурский лиман.

Морфоструктурные и геолого-геофизические особенности западного и восточного ТР позволяют, по мнению автора, предполагать существенные различия в истории их развития и, следовательно, в геологической истории западной и восточной частей Японского моря.

Геолого-геофизические исследования позволяют выделить три типа земной коры в Японском море — континентальный, субконтинентальный и субокеанический [17], что, по всей вероятности, указывает на процессы переработки земной коры. Эти процессы рассматриваются с разных позиций. Одни исследователи говорят о необратимой сиализации первично океанической коры, в этом случае Японское море представляет собою реликт океана [5, 6, 27]. С противоположной точки зрения, субокеаническая кора Японского моря рассматривается как новообразование. Новообразование субокеанического типа земной коры может приниматься как с позиций фиксизма (подобно сиализации) — в этом случае ведущим процессом уничтожения континентальной коры является базификация [4, 31, 48], так и с позиций мобилизма, при котором новообразованная субокеаническая кора возникает в результате раздвига [1—3, 19, 20, 29 и др.]. Рассматриваются и более сложные условия переработки земной коры, при которых ее базификация или рифтинг сопряжены с процессами формирования земной коры в островных дугах [17, 28, 30, 39].

Необходимо отметить главное — геологическая история Японского моря любой из гипотез рассматривается только со своих позиций, альтернативно исключая все иные возможности развития, и, кроме того, характер развития, принятый любой из гипотез, распространяется на все Японское море, гетерогенность развития бассейна исключается.

Признавая существование в пределах Япономорского бассейна двух ТР, можно предполагать и разнотипный характер геологического развития этих регионов.

Учитывая приведенные выше соображения об асимметрии прибрежного водораздела в западной части моря, «наползания» батиметрической ступени 2500 м на структуры материка, можно, вероятно, гово-

речь о преобладании в западной части дна Японского моря тектонических движений преимущественно вертикального характера с разломно-глыбовым, мозаичным сочетанием морфоструктур, изометричных или слабо вытянутых (в северо-восточном направлении) очертаний. Не исключается, что ведущим процессом при этом является деструкция сиалической коры у подножия материкового и островодужного склонов [26]. Грабено-горстового типа дислокации характерны не только для выходов древнейших комплексов на материковом побережье, но и для молодых, третичных отложений (грабен Килчжу-Мечхон).

В то же время не исключается и реликтивно-остаточная природа субокеанического типа земной коры в Центральной котловине, поскольку в Сихотэ-Алине известны разрезы отложений морских бассейнов, начиная с кембрия до позднего мела. «Талассократические» эпохи геологического развития могли сопровождаться деструкцией континентальной коры и разрастанием субокеанической; «геократические» эпохи — сокращением площади котловины и ее океанического субстрата. Геологические, геофизические исследования и результаты глубоководного бурения, а также литологические и палеонтологические данные [23, 34, 46] подтверждают более тесные связи хр. Ямато с островной дугой Японии, нежели с континентом.

Восточная часть моря, в пределах восточного ТР, отличается линейно-складчатым типом дислокаций субмеридиональной ориентации. Многочисленные зоны смятия, линейный характер складчатости Северо-Восточной Японии и Сахалина позволяют предполагать здесь преобладание горизонтальных тектонических движений.

Рифтогенный процесс в области Японского моря, с которым связывают происхождение его субокеанической коры, должен отразиться зонами растяжения. Такие зоны находятся в пределах восточного ТР и характерны для его южной части — Великий Грабен, подводные трог Тояма, Могами и др.

Это подтверждает мысль С. Уеда и А. Миасиро [50] о том, что расширение морского дна происходило в многочисленных микроцентрах, а не в одном центре расширения.

В то же время характер сочленения структур Сихотэ-Алиня и Сахалина приводит к выводу, что общая тенденция расширения дна в южной части моря компенсировалась сжатием в северной части моря в результате надвигания северной части Сахалина на материковую окраину. Этот процесс представляется как разворот Сахалина в плане против часовой стрелки, при котором его южная часть смещалась к востоку, в то время как северная двигалась к западу, «накатываясь» на материк. Условный центр вращения можно предполагать на пересечении продольной оси острова с 52-й параллелью [22]. Японские исследователи считают, что одновременно с раскрытием Японского моря происходил изгиб дуги Японских островов [44, 45]. В любом случае наряду с процессами растяжения земной коры в южной части моря происходило перемещение литосферных масс с уплотнением, тектоническим скучиванием материала в северной части моря, в пределах восточного ТР.

Таким образом, в развитии Японского моря можно проследить все три принципиальных процесса формирования окраинно-материковых морей [30] — наращивание континентальной коры за счет океанической в процессе тектонического скучивания (восточный ТР, сочленение структур материка и Сахалина); деструкция образовавшейся континентальной коры в результате растяжения и раздвигов (восточный ТР, трог Тояма, приостровной бордерленд); и, наконец, ассимиляция (базификация?) континентальной коры и замещение ее субокеанической (западный ТР, подножие материкового склона, Центральная котловина, прикорейские подводные возвышенности).

Нетрудно заметить, что первые два процесса соответствуют (в интерпретации автора) мобилистским позициям, хотя перемещения литосферных масс принимается в масштабах, куда более умеренных по

сравнению с теми, которые признаются при рифтогенном раздвиге всего Японского моря. Можно предполагать, в дополнение взглядов С. Уеда и А. Миасиро [50], что эти перемещения составляли километры, может быть, первые десятки километров, не более. Причем, движения одного знака при растяжении в южной части моря компенсировались в той или иной мере движениями противоположного знака — в северной.

Третий процесс отвечает фиксирским построениям. В наибольшей степени он проявился в западном ТР.

Литература

1. Берсенева И. И. Как образовалось Японское море?— Природа, 1972, № 12, с. 52—59.
2. Берсенева И. И. Происхождение и развитие впадины Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973, с. 15—35.
3. Берсенева И. И., Леликов Е. П. Геологическая карта Японского моря.— Природа, 1979, № 8, с. 74—79.
4. Васильев Б. И. Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана.— Докл. АН СССР. Геология, 1975, т. 225, № 4, с. 899—901.
5. Васильковский Н. П. Еще раз о происхождении Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973, с. 9—14.
6. Васильковский Н. П., Удинцев Г. Б., Карп Б. Я., Моуравова Е. А. Японское море — реликт океана.— Тр. Сахалинск. комплексн. НИИ ДВНЦ, 1972, вып. 33, с. 70—77.
7. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 719 с.
8. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966. 516 с.
9. Геологическое строение Северо-Востока Кореи и Юга Приморья. М.: Наука, 1966. 307 с.
10. Геология и минеральные ресурсы Японии. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 287 с.
11. Геология Кореи. М.: Наука, 1964. 254 с.
12. Геология СССР. Приморский край. Т. 32, ч. 1. М.: Недра, 1969. 695 с.
13. Геология СССР. О. Сахалин. Т. 33, ч. 1. М.: Недра, 1970. 431 с.
14. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.
15. Журавлев А. В., Лившиц М. Х., Остистый Б. К., Баранов В. В., Волков А. Н., Суховольский Л. Н., Тарасевич Ю. Н. Шельф Сахалина. М.: Недра, 1975. 191 с.
16. Иванов Ю. А. О значении Нижнеамурского разлома в мезозойском развитии Нижнего Приамурья.— Геотектоника, 1972, № 4, с. 115—122.
17. Ковылин В. М. Строение земной коры в области Японского моря. М.: Наука, 1979. 207 с.
18. Красный М. Л. Региональные особенности аномального магнитного поля Японского моря (по гидромагнитным данным).— Тр. СахНИИ ДВНЦ. Новоалександровск: РИС ДВНЦ АН СССР, 1969, вып. 20, с. 227—234.
19. Кропоткин П. Н. Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры.— В кн.: Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964, с. 72—96.
20. Кропоткин П. Н. Характер тектонических процессов в островных дугах и их возраст.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972, с. 51—68.
21. Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 336 с.
22. Лихт Ф. Р. Принципы структурного районирования побережья и шельфа окраинных морей Востока СССР.— В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977, с. 115—152.
23. Маркевич В. С. Меловая палинофлора Приморья: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минер. наук. Владивосток: БПИ ДВНЦ АН СССР, 1982. 24 с.
24. Мацуда Т., Китакура Н. Северо-восточная Япония.— В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 2. М.: Мир, 1977, с. 184—192.
25. Мацумото Т., Кимура Ц. Юго-западная Япония.— В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 2. М.: Мир, 1977, с. 150—183.
26. Меланхолина Е. Н., Ковылин В. М. Тектоническое строение Японского моря.— Геотектоника, 1976, № 4, с. 72—87.
27. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.
28. Лейве А. В., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Федоровский В. С., Штрейс Н. А., Яншин А. Л. Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000). М.: Наука, 1980. 221 с.
29. Пучков В. Н. Происхождение рифтовых морей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 3, с. 52—68.
30. Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. М., Разницын Ю. Н., Шмидт О. А. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 83—94.

31. Резанов И. А. Происхождение глубоководных впадин Охотского и Японского морей.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 7, с. 3—14.
32. Рикитаке Т. Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 216—236.
33. Строев П. А., Максимова Т. Г. Гравиметрическая карта Япономорской переходной зоны.— В кн.: Комплексные исследования природы океана. Вып. 7. М.: Изд-во МГУ, 1980, с. 125—128.
34. Строение подводной возвышенности Ямато по геофизическим данным. М.: Изд-во МГУ, 1975. 98 с.
35. Структура континентов и океанов. М.: Недра, 1979, с. 96.
36. Туезов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.
37. Хведчук И. И., Ефременков А. Ф., Балабко Г. Ф. Современный структурный план и геологическое строение дна Татарского пролива.— В кн.: Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. Владивосток, 1981, с. 70—80.
38. Ходак Ю. А., Сунь Шу. Главнейшие структуры северо-восточного Китая и сопредельной территории Советского Дальнего Востока.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 10, с. 97—110.
39. Шевалдин Ю. В. Аномальное магнитное поле Японского моря. М.: Наука, 1978. 74 с.
40. Geological Investigation of the Okhotck and Japan Seas off Hokkaido.— GH 77 — 3 Cruise. Geol. Surv. Japan, 1977. 72 p.
41. Geological Map of Japan. Scale 1 : 2 000 000. Geol. Surv. Japan, 1964.
42. Geological Map of the Republic of China, Scale 1 : 4 000 000, supervised by dr. Chao — yi Meng, compiled by N. J. Li, 1970.
43. Gribidenko H. The tectonic of the Japan Sea.— Marine Geology, 1979, v. 32, p. 71—87.
44. Kawai N., Ito H., Kume S. Deformation of the Japanese Islands as inferred from rock magnetism.— Royal Astron. Soc. Geophys. J., 1961, v. 6, p. 124—129.
45. Kawai N., Nakajima T., Hirooka K. The evolution of the island arc of Japan and the formation of granites in the Circum-Pacific belt.— J. Geomagnetism and Geoelectricity, 1971, v. 23, p. 269—293.
46. Ludwig W. J., Murauchi S., Houtz R. E. Sediment and structure of the Japan Sea.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, N 5, p. 651—664.
47. Mogi A. Submarine Topography of the Philippine Sea.— J. Geogr., 1970, v. 70, N 5, p. 243—265.
48. Soloviev S. L., Touezov J. K., Vasiliev B. I. The structure and origin of the Okhotsk and Japan Sea abyssal depressions accordind to new geophysical and geological data.— Tectonophysics, 1977, v. 37, N 1—3, p. 153—166.
49. Tectonic Map of Japan Scale 1 : 2 000 000. Geol. Soc. Japan, 1968.
50. Uyeda S., Miyashiro A. Plate Tectonics and the Japanese Islands: A Synthesis.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, v. 85, N 7, p. 1159—1170.

Тихоокеанский океанологический
институт ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
16.IV.1982



АЛЕКСАНДР ВОЛЬДЕМАРОВИЧ ПЕЙВЕ
(К 75-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

Академику Александру Вольдемаровичу Пейве исполнилось 75 лет. Полувек научная деятельность юбиляра была активна и существенно повлияла на развитие отечественной и мировой геологической науки. Его научное творчество многогранно. Александр Вольдемарович внес заметный вклад в развитие тектоники, стратиграфии, литологии, учения о полезных ископаемых. Велика его роль и в развитии минерально-сырьевой базы страны. Энергичная научно-организационная деятельность принесла Александру Вольдемаровичу не меньшую известность, чем научное творчество. Обладая прекрасно развитым чувством нового и научной прозорливостью, академик А. В. Пейве всегда поддерживал и стимулировал развитие новых плодотворных идей и направлений. У него много учеников и последователей. Особенно большие успехи достигнуты Александром Вольдемаровичем и его школой в области геотектоники. Именно они принесли ему всемирную известность и признание.

Александр Вольдемарович родился 9 февраля 1909 г. в селе Семенцево Псковской губернии. Детство и юность среди сельских забот и нетронутой природы этого края оказали большое влияние на всю его жизнь. Здесь он стал тем страстным натуралистом-естествоиспытателем, которым остается до настоящего времени, здесь встретился с незаурядными учителями Торопецкой средней школы, здесь научился ценить здравый смысл и добротность во всех их проявлениях. Московский университет дал ему основательные знания и свел с такими глубоко мыслящими и увлеченными геологами, как А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский и др. Первые самостоятельные работы Александра Вольдемаровича направлены на поиски агоруд (фосфоритов, калийных солей и др.), в которых так нуждалось сельское хозяйство молодой страны. И уже в этих работах проявился будущий ученый. Осуществляя поиски минерального сырья, он обращается к вопросам тектоники и стратиграфии, которые оказываются необходимыми для чисто практических выводов. Возможно, именно тогда к молодому ученому пришло то глубокое понимание исключительной практической ценности фундаментальных научных исследований, которое так характерно для всей последующей деятельности Александра Вольдемаровича.

Преподавание в вузе не увлекало Александра Вольдемаровича. Лишь несколько лет он преподавал геологию СССР в МГРИ, а потом целиком переключается на научно-исследовательскую работу в Геологическом институте АН СССР. У молодого ученого рано проявился организаторский талант. Он работает увлеченно, быстро, целеустремленно, умеет сосредоточить внимание на главных вопросах исследования и увлечь за собою других. Естественно, что он скоро становится не только известным ученым, но и организатором науки. В 27 лет он кандидат геолого-минералогических наук, в 28 — главный инженер Таджикско-Памирской экспедиции, в 37 — доктор наук, в 43 — заместитель директора института. В 1956 г. А. В. Пейве избирается членом-корреспондентом АН СССР, в 1960 — директором Геологического института, в 1964 — академиком.

Для научного творчества Александра Вольдемаровича характерно бережное и очень внимательное отношение к фактическому материалу, смелость в переоценке традиционных представлений и неразрывная связь теоретических достижений с практическими выводами. В военные годы поиски бокситов для алюминиевой промышленности Урала позволили ему заметить факты, необъяснимые теорией их происхождения за счет процессов в коре выветривания. Пришлось совместно с коллегами пересмотреть теорию. В результате наука обогатилась пониманием вулканогенно-осадочного процесса, а практика получила новые критерии поисков геосинклинальных бокситов. Вулканогенно-осадочный процесс оказался рудообразующим для многих полезных ископаемых, что сейчас общепризнано и широко используется при поисках руд. В те же годы А. В. Пейве ввел понятие «глубинные разломы» и показал их роль в формировании структуры земной коры и размещении полезных ископаемых. Сейчас учение о глубинных разломах широко используется в теоретической и практической геологии. В 60-е годы А. В. Пейве берется за изучение горизонтальных движений земной коры, так как господствовавшие в то время представления о примате вертикальных движений оказа-

лись бессильными в объяснении многих фактов. Он создает коллектив, целеустремленно изучающий горизонтальные движения, и в 1962 г. на большом новом фактическом материале доказывает их выдающуюся роль, возрождая незаслуженно забытый мобилизм. Тогда же Александр Вольдемарович обращает внимание на поразительное сходство строения древних офиолитовых комплексов с современной океанической корой и предлагает рассматривать их как реликты океанов прошлого. Снова напряженная исследовательская и организаторская работа, кропотливый сбор фактов о строении офиолитовых поясов, о шарьяжах, снова создание мощного коллектива целеустремленно работающих геологов, многочисленные экспедиции, выступления в печати и на совещаниях. Работы на континенте дополняются исследованиями дна океана, строения переходных зон, достигается глобальный масштаб исследования. Огромный фактический материал публикуется в серии монографий, изображается на нескольких по-новому составленных тектонических картах. Используются разнообразные методы исследований, разрабатываются новые. В результате — убедительная обоснованность выводов о глобальных закономерностях преобразования океанической коры в континентальную, о стадиях этого процесса, о зонах их проявления. Практическое значение этих выводов трудно переоценить, так как они характеризуют фундаментальнейшее геологическое явление, преобразующее структуру и состав земной коры, определяющее ход рудообразующих процессов.

Александр Вольдемарович считает, что крупный научный результат можно получить за 15—20 лет напряженной исследовательской работы. Но для этого нужно правильно выбрать направление исследований и создать деятельный коллектив энтузиастов. А это значит, что руководитель должен обладать даром научного предвидения и организаторским талантом. Именно такими способностями и обладает Александр Вольдемарович, ставший признанным лидером советской геотектоники.

Научно-организационная и научно-общественная деятельность Александра Вольдемаровича обширна. Она осуществляется и внутри института, и в Академии наук СССР, и во всесоюзном, и в международном масштабах. Более 20 лет он директор Геологического института АН СССР, является членом и руководителем многих научных комиссий, комитетов, редколлегий, обществ, конгрессов, совещаний, симпозиумов и т. д. Заслуги А. В. Пейве по достоинству оценены Советским правительством. Он — Герой Социалистического Труда, кавалер многих орденов и медалей, лауреат Государственных премий.

Сердечно поздравляя Александра Вольдемаровича с семидесятипятилетием, желаем ему дальнейших творческих успехов, новых замыслов и свершений на благо науки.

Междуведомственный тектонический комитет



ВИКТОР ЕФИМОВИЧ ХАИН
(К 70-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

26 февраля 1984 г. исполнилось семьдесят лет Виктору Ефимовичу Хаину, профессору геологического факультета МГУ, доктору геолого-минералогических наук, члену-корреспонденту Академии наук СССР. Талант выдающегося ученого, широта интересов, многогранная деятельность и активное участие в разработке и решении самых разнообразных научных и практических проблем геологии сделали Виктора Ефимовича одним из самых известных и авторитетных геологов в нашей стране и за ее пределами.

Виктор Ефимович Хаин родился в г. Баку. Там он окончил в 1935 г. Азербайджанский индустриальный институт и стал геологом. Уже в студенческие годы определились его творческие способности, когда Виктор Ефимович провел первые самостоятельные исследования, научные результаты которых он изложил в статье «Геологические исследования и поиски нефти в Лагичских горах». После окончания института в течение ряда лет Виктор Ефимович приобретал опыт полевых исследований. Он был начальником геолого-поисковой партии «Азнефтеразведки» и инженером геологического отдела Азербайджанского нефтяного научно-исследовательского института. В эти же годы сформировался фундамент его глубоких знаний в области теоретических проблем геотектоники. В ряде журналов он опубликовал статьи по таким общим проблемам, как соотношение орогенеза и эпейрогенеза, осцилляционный ритм земной коры и др. Обобщающий характер имело и его выступление на XVII сессии Международного геологического конгресса (1937 г.). Детальные экспедиционные исследования позволили Виктору Ефимовичу подготовить и успешно защитить в 1940 г. во ВСЕГЕИ кандидатскую диссертацию «Фации юры и мела и история геотектонического развития Юго-Восточного Кавказа в мезозое».

Во время Великой Отечественной войны он находился в рядах Советской Армии, но его рост как ученого не прерывался, он продолжал исследование тектоники Юго-Восточного Кавказа и разработку проблем общей теории геосинклиналей. В 1947 г. за эти работы Виктору Ефимовичу присвоена ученая степень доктора геолого-минералогических наук. Две фундаментальные книги В. Е. Хаина — «Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа» (1950 г.) и «Геотектонические основы поисков нефти» (1954 г.) суммировали его богатейшие регионально-геологические материалы, внесли очень большой вклад в развитие теории геосинклинального процесса и выдвинули автора в число ведущих специалистов в области геотектоники. Тонкость и точность разработки в этих книгах ряда общих и частных тектонических проблем остались непревзойденными. На этом этапе началась и педагогическая деятельность Виктора Ефимовича в Азербайджанском индустриальном институте, сочетавшаяся с его научной работой в качестве старшего научного сотрудника и затем заведующего отделом Института геологии Академии наук АЗССР.

С 1954 г. Виктор Ефимович работает в Московском университете на геологическом факультете и в Музее землеведения. Здесь особенно полно раскрылось его многостороннее дарование ученого и педагога. Он преподает геотектонику и руководит аспирантами. Как воспитателя его отличают уважение к научным взглядам и интересам своих подопечных, предоставление им широкой самостоятельности, стремление выработать у будущих исследователей способность к всестороннему анализу тектонических процессов, и, кроме того, большое значение имеет его личный пример самоотверженного служения науке. Виктор Ефимович осуществляет научное руководство экспедициями геологического факультета на Кавказе, в Карпатах, на Енисейском кряже, он ежегодно проводит многочисленные геологические маршруты и в этих, и во многих других регионах нашей страны, а также в ряде стран Европы, Азии, Северной и Центральной Америки, Африки. В результате в круг его регионально-тектонических исследований вошла едва ли не вся поверхность Земли.

В этот период Виктор Ефимович создает серию важных обобщающих работ по таким главным научным направлениям геотектоники, как глубинная геология, эволюция тектоносферы, учение о геосинклиналях, формационный анализ и др. В сфере его инте-

ресов, судя по публикациям, находятся и многие другие вопросы геологии — региональной и нефтяной, неотектоники, геоморфологии и истории науки. В многочисленных докладах на научных совещаниях, конференциях, конгрессах, в научных дискуссиях он проявляет себя как блестящий оратор и мастер научной полемики. Особенно важным событием была публикация в 1964 г. его «Общей геотектоники» (второе издание в 1973 г.), по которой учились тысячи советских геологов. Это был замечательный вклад в отечественную геологическую науку, и книга широко известна за рубежом. Среди последующих работ Виктора Ефимовича выдающимся следует признать фундаментальный четырехтомный труд «Региональная геотектоника», работа над которым заняла более 10 лет. Это первое в мире систематическое тектоническое исследование поверхности всей планеты. Объединение с учеными Института геохимии и аналитической химии АН СССР им. В. И. Вернадского позволило подготовить и издать «Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления» (1961 г.) и четырехтомный «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР» (1968—1969 гг.). Совместно с Л. Э. Левиным Виктор Ефимович составил «Тектоническую карту Мира масштаба 1 : 25 000 000» (1982 г.), а в соавторстве с А. Б. Роновым и К. Б. Сеславинским — «Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов» (1984 г.). Под руководством и при непосредственном участии Виктора Ефимовича в последние годы создана «Международная тектоническая карта мира».

Виктора Ефимовича как ученого отличает одна важная черта. Часто исследователь, начав развивать какое-то научное направление, со временем может превратиться в консерватора — очень трудно пересматривать свои взгляды. У Виктора Ефимовича этой консервативной жилки нет. Он с симпатией встречает новые идеи и гипотезы и способен к переоценке собственных представлений.

В 1966 г. Виктор Ефимович Хаин избран членом-корреспондентом АН СССР по специальности «Геология и геофизика». В 1971 г. он назначен заместителем председателя Комиссии по международным тектоническим картам Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР, в 1972 г. на XXIV сессии Международного геологического конгресса в Канаде избран Генеральным секретарем подкомиссии по тектонической карте мира, которая координирует международные исследования по составлению тектонических карт.

В свой юбилей Виктор Ефимович — один из ведущих ученых в области геотектоники и региональной геологии, автор более 500 печатных работ, в том числе нескольких монографий, имеющих широкую известность в СССР и за рубежом. Он обладает огромным объемом информации, имеет широкую эрудицию и прекрасную память. К нему испытывают глубокую признательность и благодарность несколько поколений воспитанных им геологов, кандидатов и докторов наук. Виктор Ефимович ведет также большую организационную и общественную работу: он почетный доктор Парижского университета им. М. и П. Кюри, член многих научных обществ, ученых советов, комиссий и редакционных коллегий геологических журналов.

В свое 70-летие Виктор Ефимович полон творческих планов и как всегда увлечен работой. Он по-прежнему активный «полевик» и ежегодный энергичный участник экспедиций и экскурсий. Желаем дорогому Виктору Ефимовичу полного осуществления всех его замыслов, крепкого здоровья и новых творческих успехов.

Межведомственный тектонический комитет

ХРОНИКА

УДК 551.24

ОПЫТ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

С 23 по 27 апреля в Симферополе состоялось рабочее совещание с экскурсиями по теме «Опыт составления карт геологических формаций», организованное Институтом минеральных ресурсов Мингео УССР, секцией геологических формаций Междудомственного тектонического комитета СССР и секцией геологии Московского общества испытателей природы в соответствии с решением семинара «Тектонический анализ геологических формаций», проведенного в 1979 г. во ВСЕГЕИ.

В работе совещания рабочей группы участвовали 27 специалистов из научно-исследовательских организаций и вузов Москвы, Ленинграда, Хабаровска, Киева, Ташкента, Тбилиси, Фрунзе, Харькова и Симферополя.

Во время заседания были заслушаны сообщения В. И. Попова — «Трансформация палеофацциальных карт в палеоформационные», В. И. Драгунова — «Теоретические аспекты формациологии и формационной картографии», Джумалиева Т. Д. с соавторами — «Карта геологических формаций Киргизии» масштаба 1 : 500 000, В. Ю. Запрометова — «Структурно-формационное картирование геосинклинальных образований на примере Южного Тянь-Шаня», А. В. Турова с соавторами — «Триасово-юрские геологические формации на палеотектонических картах Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии», Э. В. Тамушунаса — «Формации Восточно-Украинского нефтегазоносного бассейна», Т. И. Добровольской — «Карта геологических формаций Крыма», Г. Л. Кирилловой с соавторами — «Ранги ассоциаций вулканогенно-осадочных пород при разных масштабах исследований», Ю. С. Лебедева — «Железисто-кремнистые формации докембрия Украинского щита», З. Д. Сапроновой с соавторами — «Бокситоносные формации Средиземноморского пояса», И. В. Плешенко с соавторами — «Формационные карты девона западной части Южного и Среднего Тянь-Шаня и прогнозирование на их основе стратиформных месторождений свинца и цинка», Е. Г. Тихоненковой — «Закономерности локализации гидротермально-метасоматической аргилитизитовой формации Доно-Днепровского прогиба», Э. Н. Янова — «Карта геологических формаций СССР масштаба 1 : 2 500 000», В. М. Цейслера — «Геологические формации Горного Крыма».

На заседании были продемонстрированы карты с изображенными на них геологическими формациями на территории СССР (м-6 1 : 10 000 000 — 1 : 2 500 000), Казахстана, Средней Азии и Западной Сибири (1 : 5 000 000), Северной Киргизии (1 : 500 000), Крымского полуострова (1 : 200 000 — 1 : 2 500 000), Южного Тянь-Шаня (1 : 500 000 и 1 : 200 000) и др.

Во время экскурсии по юго-западному Крыму (руководитель В. М. Цейслер) и по восточному Крыму (руководители Т. И. Добровольская и З. Д. Сапронова) участники совещания познакомились с основными геологическими формациями, выделяющимися в разрезе таврической серии и средней юры, верхней юры, мела, палеогена и неогена в окрестностях Симферополя, Бахчисарая, сел. Куйбышево, Богатого Ущелья, Орлиного, Байдарских ворот, г. Белокаменска, сел. Тополевки, Планерского, Богатовки, Нового Света, г. Судака.

После обмена мнениями участниками совещания было отмечено:

За последнее время возросло значение формационных карт как основы для карт прогнозно-металлогенических, тектонических, палеогеографических инженерно-геологических.

Большинство представленных для рассмотрения формационных карт нацелено на решение практических задач в связи с оценкой перспектив территорий на определенные типы полезных ископаемых, на реконструкцию палеотектонических и палеогеографических обстановок.

На формационных картах изображаются отдельные геологические формации и их части, группы формаций, ассоциации (комплексы) формаций, а также ряды формаций соответствующего стратиграфического интервала. Степень обобщения формационных подразделений зависит от масштаба карт и изученности разреза земной коры. При сходстве состава или строения формации следует объединять в группы, ассоциации; при необходимости группирования формаций, различных по составу и строению, — выделять ряды формаций.

Изучение вещественного состава и строения толщ позволяет обособить однородные по этим признакам ассоциации горных пород — формаций, а изучение их генетической природы позволяет осуществлять палеотектонические, палеогеографические реконструкции на их основе.

Участники совещания обратились ко всем группам, занимающимся составлением карт геологических формаций, с просьбой о своевременной информации о проделанной

работе и обмене результатами этой работы. Все мероприятия по изучению геологических формаций в разных аспектах должны концентрироваться у руководителей комиссий секций геологических формаций Междуведомственного тектонического комитета: В. И. Драгунова (ВСЕГЕИ) — комиссия систематики и классификации формаций; В. И. Попова (ТашГУ) — комиссия формации и палеогеографии; Д. В. Рундквиста (ВСЕГЕИ) — комиссия формации и минерагении; В. М. Цейслера (МГРИ) — комиссия формации и тектоники и секция в целом.

Очередное рабочее заседание секции геологических формаций организует комиссия палеогеографии — В. И. Попов совместно с Междуведомственным литологическим комитетом в Ташкенте, в октябре 1983 г.

Участниками совещания отмечено, что его работа проходила в деловой и доброжелательной обстановке. Они выразили благодарность руководству и сотрудникам Института минеральных ресурсов за активное участие в организации совещания и экскурсий.

В. М. Цейслер

Редакционная коллегия:

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
Ответственный секретарь М. С. МАРКОВ
В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, А. А. МОССАКОВСКИЙ,
Н. А. ШТРЕЙС

Адрес редакции

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

Телефон 233-00-47, доб. 3-77

Зав. редакцией Б. Д. Гриль

Технический редактор Е. А. Проценко

Сдано в набор 6.01.84 Подписано к печати 21.02.84 Т-00266 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 9,8 Усл. кр.-отт. 17,0 тыс. Уч.-изд. л. 11,5 Бум. л. 3,5
Тираж 1708 экз. Зак. 4832

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

ИСПРАВЛЕНИЕ: В таблицу на стр. 43 журнала «Геотектоника», № 6, 1983 вкрались неточности. Ниже публикуется исправленная таблица.

Основные этапы надвиго- и покровообразования в северо-западном обрамлении Тихого океана

Районы		Время																						
		Юра			Мел													Палеоген						
		J ₁	J ₂	J ₃	неоком				сенон				палеоцен		эоцен			олигоцен						
					br	v	h	b	ap	al	cm	t	cp	st	cp	m	Pg ₁ ¹	Pg ₁ ²	Pg ₂ ¹	Pg ₂ ²	Pg ₂ ³	Pg ₃ ¹	Pg ₃ ²	Pg ₃ ³
Сихотэ-Алинь	Западно-Сихотэ-Алинская зона				—————																			
	Прибрежная зона								—————															
Сахалин	Осевая зона								—————															
	П-ов Шмидта												—————											
	Восточная часть Восточно-Сахалинских гор												—————											
Камчатка	П-ов Озерный																				—————			
	П-ов Кроноцкий																				—————			
	Хр. Валагинский																				—————			
Корякский хребет	Северная часть	——							——				——				—————				——			
	Южная часть	——							——				——				—————				——			
					I				II													III		

В-485

ВОЛГИНА 15-72

ХВРАСКОВОЙ Г Н

70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

В магазинах «Академкнига»

имеются в продаже:

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ. 1977. 112 с. 1 р. 02 к.

В сборнике рассматриваются разнообразные тектонические структуры Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Затрагиваются вопросы, касающиеся механизма развития тектонических структур, особенностей строения природы энергетического источника тектонических деформаций.

Книга рассчитана на исследователей, работающих в области региональной и теоретической геотектоники, тектонофизики, а также интересующихся вопросами методики тектонических исследований.

СЕЙСМОГЕОЛОГИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ. [Труды Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Вып. 399]. 1978. 104 с. 1 р. 45 к.

В сборнике обобщаются материалы по сейсмогеологическим и неотектоническим исследованиям Алтае-Саянской горной области и ее сейсмическому районированию. Описаны многочисленные сейсмодислокации в Туве, Западном и Восточном Саянах, определен их абсолютный или относительный возраст, рассмотрены теоретические вопросы (понятия о сейсмогене, сейсмическом геоцикле) и методические приемы количественной характеристики новейших и современных тектонических движений земной коры.

Книга предназначена для геологов-тектоников, геоморфологов, сейсмологов и специалистов по сейсмостойкому строительству.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:

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



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»