

ISSN 0016-853X

*Российская академия наук*

# ТЕОТЕКТОНИКА

4

НАУКА · 1992

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА . «НАУКА»

№ 4, 1992

**Редакционная коллегия**

Главный редактор Ю. М. Пушаровский

Зам. главного редактора А. А. Моссаковский

Ответственный секретарь В. С. Буртман

М. Е. Артемьев, Ч. Б. Борукаев, А. Л. Книппер, В. И. Коваленко,  
Н. В. Короновский, Е. Е. Милановский, В. Д. Наливкин, А. С. Перфильев,  
А. В. Чекунов, В. И. Шолпо, А. Л. Яншин

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

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями «Союзпечати» (№ 70228 в каталоге). Цена годовой подписки — 12 руб. 60 коп.

Зав. редакцией *М. Н. Шуплецова*

Научные редакторы *Н. Б. Заборовская, С. Г. Самыгин, А. И. Кожурин*

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

Телефон 230-81-77

telex: 411848 GIN SU

телетайп: 114092 ТЕТИС

## СОДЕРЖАНИЕ

Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н. Изменения радиуса Земли в геологическом прошлом . . . . .	3
Пушаровский Ю. М., Пейве А. А. Вещественные неоднородности океанской литосферы и геодинамические следствия . . . . .	15
Крапивнер Р. Б. Новая концептуальная модель складчатости нагнетания . . . . .	27
Соборнов К. О., Бушуев А. С. Кинематика зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины . . . . .	39
Обыскалов А. К., Марков А. Н., Грабкин О. В. Надвиги в фундаменте Скифской плиты . . . . .	52
Лутц Б. Г., Фельдман М. С. Палеозойский магматизм хребта Султануиздаг (Узбекистан): геодинамическая интерпретация . . . . .	64
Гусев Г. С., Песков А. И. Протерозойские трахиандезиты и базиты Аkitканского хребта Северного Прибайкалья: геохимия и тектоническая природа . . . . .	75
Гасанов Т. Аб. Послеэоценовые тектонические покровы Тальшской зоны Малого Кавказа . . . . .	87
Зинкевич В. П., Цуканов Н. В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое — раннем кайнозое . . . . .	97
Казьмин В. Г., Борисова И. А. О механизмах образования рифтовых долин медленноспрединговых хребтов . . . . .	113

## Краткие сообщения

Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я., Тимушева В. Н., Уколова Е. Ю. Строение Лемвинской аллохтонной пластины (Полярный Урал) . . . . .	125
---	-----

## CONTENTS

Kropotkin P. N., Efremov V. N. The Earth's radius changes in the course of the geological evolution . . . . .	3
Pushcharovsky Yu. M., Peyve A. A. The oceanic lithosphere substance heterogeneities and their geodynamic effect . . . . .	15
Krapivner R. B. New conception of supercharge folding model . . . . .	27
Sobornov K. O., Bushuev A. S. Kinematics of the convergence zone between the northern Urals and the upper Pechora depression . . . . .	39
Obyskalov A. K., Markov A. N., Grabkin O. V. Overthrusts in the Scythian plate basement . . . . .	52
Luts B. G., Fel'dman M. S. Paleozoic magmatism of the Sultanuzdag range (Uzbekistan): geodynamic interpretation . . . . .	64
Gusev G. S., Peskov A. I. The Akitkan ridge Proterozoic trachyandesites and mafites (Baikal region northern part): their geochemistry and origin . . . . .	75
Gasarov T. Ab. Post-Eocene tectonic nappes of the Talysh zone (Lesser Caucasus) . . . . .	87
Zinkevich V. P., Tsukanov N. V. The formation of an accretionary structure in Eastern Kamchatka in the late Mesozoic — Early Cenozoic . . . . .	97
Kaz'min V. G., Borisova I. A. Mechanisms of rift valleys formation in slow-spreading ridges . . . . .	113

## In Brief

<b>Belyakov L. N.</b> , Dembovsky B. Ya., Timusheva V. N., Ukolova Ye. Yu. The structure of the Lemvin allochthonous sheet (Polar Urals) . . . . .	125
--	-----

УДК 551.11

© 1992 г. КРОПОТКИН П. Н., ЕФРЕМОВ В. Н.

## ИЗМЕНЕНИЯ РАДИУСА ЗЕМЛИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ

Рассматриваются различные представления о расширении и сжатии (контракции) Земли, в частности о том, что в раннем докембрии она имела значительно меньшие размеры. Астрономические данные указывают на небольшое сокращение радиуса Земли в современную эпоху, палеомагнитные — на его близость к современной величине на протяжении 400 млн. лет с возможными отклонениями в ту и другую сторону до 6%. Намечается сокращение радиуса в течение герцинского и альпийского циклов орогенеза, увеличение — в течение мезозоя. Рассматриваются возможные причины изменения радиуса Земли — вариации величины гравитационной постоянной, тепловое расширение, фазовые переходы с изменением объема на различных уровнях в мантии и ядре Земли.

Kropotkin P. N., Efremov V. N. The Earth's Radius Changes in the Course of the Geological Evolution. *Geotectonics*. 1992. № 4. The paper discusses various conceptions of expansion and contraction of the Earth. It was pointed out in particular, that in the Early Precambrian the Earth's dimensions were much smaller. Astronomical data indicate slight decreasing of the Earth's radius in recent time, the paleomagnetic data suggest that it has been close to the present-day size in the course of 400 mln years with possible deviations up to 6%. The radius decrease is believed to have occurred in the Hercynian and Alpine orogenic cycles, whereas its increase is recorded in the Mesozoic. Possible causes of the Earth's radius alteration are considered, such as variations of the gravitational constant, thermal expansion, phase transformations accompanied by the matter volume changes at different levels of the Earth mantle and the core.

## I

Теория тектоники литосферных плит недавно получила веские подтверждения. Во-первых, выполненные за пять лет (1984—1988) точнейшие измерения расстояний между определенными пунктами на поверхности Земли с помощью лазерной геодезии с использованием спутников и по методу интерферометричного со сверхдлинной базой показали взаимные перемещения плит, которые отлично совпадают по направлению и скорости горизонтального смещения с моделью NUVEL-1, разработанной на основе этой теории [45]. Эта модель движения 12 крупных плит учитывает 277 определений скорости спрединга за последние 3 млн. лет, сделанных по данным о ширине полос магнитных аномалий в океанах, 121 азимут трансформных разломов и 724 вектора смещения в очагах землетрясений [35]. Как и ожидалось, обнаружено сокращение расстояний между Северной Америкой и Японией, Австралией и Японией. Расстояния между Южной и Северной Америкой, с одной стороны, и Европой — с другой, напротив, увеличиваются. Максимальная скорость сближения, около 10 см в год, отмечена между Австралией и Гавайскими островами [37].

Во-вторых, на глобусах диаметром в 20 см была с большой точностью построена реконструкция взаимного расположения материков и литосферных плит за 180 млн. лет, прошедших с начала распада Пангеи. Были использованы данные о ширине полосовых магнитных аномалий в океанах (спрединг), трансформные разломы и другие геологические данные. Построения сделаны для эпох, отстоящих от современного периода на 20, 65, 95, 140 и 180 (ранняя юра) млн.

лет. Учитывались как спрединг (со средней скоростью около 3 см в год), так и субдукция (со скоростью 4—6 см/год). При этом обнаружилось отличное соответствие с моделями плит на Земле, имеющей постоянный радиус, и несогласие с моделями быстро расширяющейся Земли [60]. Имеются и другие, в том числе палеомагнитные, доказательства кинематики литосферных плит [13].

Тем не менее за последние годы опубликован ряд работ, авторы которых отвергают теорию тектоники плит, предлагая вместо нее теорию расширяющейся Земли [5, 15, 28, 29, 32, 50, 56].

Разнообразные гипотезы об изменениях радиуса Земли можно объединить в четыре группы, которые различаются по своим основным положениям.

1. Во-первых, это упомянутые геодинамические модели в теории литосферных плит. Горизонтальное перемещение плит и связанное с ним образование структур сжатия (складчатость) и растяжения (грабены, рифты, зоны спрединга) рассматриваются в них как результат тепловой конвекции или конвекции, связанной с гравитационной дифференциацией вещества в мантии [10, 16, 20]. В некоторых вариантах в качестве основных сил, движущих плиты, принимается затягивание краев плит в зоны субдукции под действием их собственного веса и отталкивание от срединно-океанических хребтов, создающих дополнительную нагрузку [13].

Все эти теоретические построения не отводят изменениям радиуса Земли сколько-нибудь существенной роли, считая его приблизительно постоянным. Однако механизмы, предлагаемые в известных моделях тектоники литосферных плит, не объясняют наблюдаемую картину напряженного состояния земной коры. Эти механизмы могли бы создать напряжения сжатия, не превышающие нескольких десятков бар, и то только по краям литосферных плит [1]. Между тем, судя по землетрясениям, происходящим во внутренних частях литосферных плит, земная кора почти повсеместно охвачена тангенциальными сжимающими напряжениями, которые в зонах скалывания достигают сотен и тысяч бар, до 20 000 бар, по сейсмологическим данным, в подкорковых слоях [53]. Анализ нарушений изостазии в зонах гравитационных аномалий, связанных с глубокими желобами и островными дугами, приводит к выводу о горизонтальном сжатии, равном 1000—2000 бар [14]. Непосредственные измерения в рудниках Урала, Скандинавии и Аппалач обнаруживают сжимающие напряжения до 600 бар. При этом механизмы очагов землетрясений и другие данные, недавно обобщенные при составлении карты напряженного состояния земной коры, указывают на несомненную связь ориентировки напряжений с кинематикой литосферных плит [62].

2. Вторую группу составляют геотектонические гипотезы, в которых предполагается, что происходит чередование фаз расширения и сжатия Земли, но в среднем ее радиус остается приблизительно постоянным. Эту группу гипотез можно разделить на две подгруппы. В одной из них предполагается длительность фаз сжатия и расширения, соизмеримая с продолжительностью геологических эпох или периодов, т. е. измеряемая миллионами лет. Это пульсационная геотектоническая гипотеза, предложенная В. Бэчером и В. А. Обручевым, получившая развитие в исследованиях Е. Е. Милановского, Р. Шеридана и других геологов [52]. В духе таких же представлений А. Д. Архангельский еще в 1929 г. писал, что «в жизни земной коры красной нитью проходит чередование эпох, в которые эта кора испытывает грандиозное сжатие, с эпохами, в которых ярко проявляются не менее мощные растягивающие усилия» [21, с. 17].

В другом варианте, предложенном Р. Дикке, на первый план выдвигается кратковременное чередование незначительного расширения и сжатия Земли, о котором, по-видимому, свидетельствуют так называемые «декадные» вариации скорости вращения Земли вокруг своей оси. Они происходят с периодом в 10—30 лет и обнаруживают корреляцию с изменением суммарной энергии землетрясений [8, 14].

3. Третью группу составляют гипотезы, в которых предполагается систематическое сокращение радиуса Земли на протяжении геологического времени.

В обновленном виде в них получает развитие основная идея контракционной гипотезы, господствовавшей в XIX и начале XX вв. С позиций контракции Земли объясняются высокие значения тангенциальных сжимающих напряжений, складчатость, надвиги и шарьяжи. Сторонниками контракционной гипотезы являлись в Советском Союзе А. Т. Асланян [2], в Англии — известный геофизик Г. Джеффрис и астроном Р. Литтлтон, который видит причину сокращения объема Земли в постепенном переходе вещества мантии на границе с ядром в более плотную, так называемую металлическую фазу. С. Соломон [55] связывает сокращение радиуса Земли с ее прогрессирующим охлаждением в течение 3—4 млрд. лет. В качестве аргумента в пользу контракции приводятся астрономические данные, которые указывают на сокращение радиуса в течение последних 2000 лет.

4. Наконец, четвертую группу составляют получившие широкое распространение гипотезы расширения Земли. Их можно в свою очередь разделить на три подгруппы. Это, во-первых, гипотезы, в которых предполагается очень медленное, монотонное расширение на протяжении почти всей истории Земли. Л. Эдвед [36] и Р. Вейермарс [59] принимают в качестве причины такого расширения постепенное перемещение сверху вниз фазовых границ в ядре и мантии, т. е. медленный процесс разуплотнения ядра.

Небольшие размеры Земли в раннем докембрии принимаются также в вариантах, разработанных К. Криром [34], А. Гликсоном [38] и А. И. Летавиным [21]. Они основаны на постулате, что первоначально, в архейскую эру, сплошная кора континентального типа образовалась на всей поверхности планеты. Зная суммарную площадь древних платформ (120 млн. км<sup>2</sup>) или континентов, можно определить размеры поверхности Земли этого времени. Ее радиус оказывается в этом случае равен 55% современной величины.

Другой вариант гипотезы расширения предложили П. Шмидт и Б. Эмблтон [51], основываясь на палеомагнитных данных. Они считают, что в раннем докембрии Земля имела такой же небольшой радиус, как и в модели Гликсона, а затем в интервале от 1600 до 600 млн. лет назад, в протерозое, испытала сравнительно быстрое расширение. В дальнейшем она сохраняла размеры, близкие к современным.

Наконец, к третьей подгруппе относятся те гипотезы, в которых предполагается значительное расширение Земли с начала мезозоя, в течение последних 200 млн. лет. Считается, что оно привело к образованию впадин Атлантического и Индийского океанов [5, 15, 28, 29, 32, 42, 46, 50, 56]. Однако определения радиуса Земли по палеомагнитным данным противоречат таким оценкам [44] или сильно ограничивают масштабы мезозойского расширения [39].

Рассмотрим теперь более подробно фактические данные астрономии, геологии и палеомагнетизма, позволяющие судить об изменениях радиуса Земли в геологическом прошлом и в недавнее время.

Наиболее достоверны астрономические данные об изменении радиуса Земли, основанные на оценках величины векового замедления вращения Земли. Они получены, опираясь на сведения о лунных и солнечных затмениях за 2 тыс. лет, содержащиеся в древнеегипетских и более поздних записях. Оценки приливных сил, тормозящих вращение Земли, показывают, что приливы должны были бы замедлять вращение в большей степени, чем это произошло в действительности. «Это значит, — указывает Н. Н. Парийский, — что кроме приливного механизма, замедляющего вращение Земли, существует еще механизм, ускоряющий ее вращение. По сводке К. Ламбека (1980 г.) это неприливное ускорение вращения Земли за последние два тысячелетия соответствует сокращению длины суток примерно на 0,01 мс/год. В этом случае Земля должна сжиматься в среднем на 1 мм в год» [21, с. 91]. В основе такого подсчета лежит закон сохранения момента количества движения Земли  $Q = I\omega$ , где  $I = 0,33 MR^2$  — момент инерции,  $M$  — масса,  $R$  — радиус Земли,  $\omega$  — угловая скорость ее вращения.

Аналогичные выводы делали Б. Мейерманн в 1928 г., М. В. Кузнецов в 1972 г., Р. Литтлтон и А. Т. Асланян [2]. При таком темпе сокращения радиуса его размеры на неотектоническом этапе эволюции Земли, т. е. за последние 10 млн. лет, должны были бы сократиться на 10 км, или на 0,16%. С вековым сокращением размеров Земли можно было бы связать интенсивные тангенциальные сжимающие напряжения, которые доминируют в земной коре [14, 62].

На том же постулате о сохранении момента количества движения основаны выводы Р. Дикке относительно изменений радиуса при декадных вариациях скорости вращения Земли, упомянутых выше [8]. Они сопровождаются значительными знакопеременными изменениями кинетической энергии вращения (до  $10^{28}$  эрг в год). Это изменения того же порядка, какой имеет суммарная генерация тепловой энергии внутри Земли за один год. Попытки Н. С. Сидоренкова и других исследователей объяснить декадные вариации, как результат передачи момента и кинетической энергии движения масс с атмосферы на твердую планету и обратно, слабо обоснованы фактическими данными и могут быть раскритикованы по существу. Дело в том, что если передача энергии ветров на твердую землю может быть представлена как правдоподобный механизм, то обратный процесс выглядит совершенно нереально. Для этого потребовалось бы, чтобы ничтожным изменением своей скорости вращения твердая Земля сообщала массам атмосферы вращение со скоростью, в миллион раз более значительной.

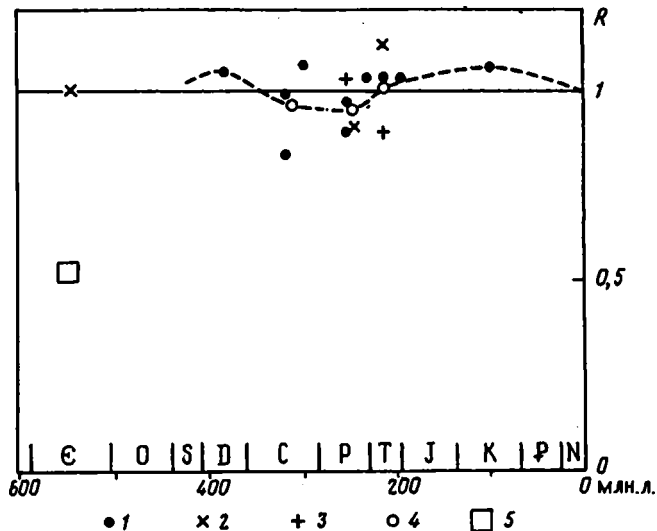
Корреляция декадных изменений скорости вращения с такими внутриземными процессами, как изменение суммарной энергии землетрясений, скорость западного дрейфа магнитного поля Земли (которая соответствует скорости проскальзывания оболочки по магнитному ядру Земли) и масштаб чэндлеровских колебаний полюса, говорит об эндогенных причинах вариаций угловой скорости. Скорее всего они связаны с изменением радиуса или взаимодействием между ядром и оболочкой Земли [14, 21, с. 24—33].

Проверка предположений об изменениях радиуса Земли при вариациях ее скорости вращения может быть сделана путем регистрации соответствующих изменений ускорения силы тяжести на стационарных гравиметрах. Наблюдаемые изменения ускорения силы тяжести обнаруживают, по Н. Н. Парийскому [21], некоторую корреляцию с изменениями скорости вращения (продолжительности суток).

Палеомагнитные данные позволяют дать наиболее обоснованные оценки размеров земного радиуса в геологическом прошлом [27, 44, 58]. Используются три метода таких определений, которые дают довольно близкие результаты (таблица, рисунок). Метод палеомеридиана в простейшем варианте сводится к тому, что по склонению и наклонению векторов остаточной намагниченности в породах одинакового возраста, взятых в различных пунктах вблизи линии меридиана рассматриваемой эпохи, определяется положение палеоширот, пересекающих этот меридиан. Если, например, при интервале в  $10^\circ$  между палеоширотами расстояние между ними окажется больше или меньше современного расстояния, составляющего 1111 км, то в такой же пропорции больше или меньше современной величины радиуса  $R_0$  должны быть размеры палеорадиуса. Этот метод был применен А. Н. Храмовым к палеомагнитным данным по породам Евразии пермского возраста. Он пришел к выводу, что «оценки радиуса Земли в позднем палеозое приводят к средней величине порядка 5300 км, свидетельствуя тем самым в пользу умеренного расширения Земли за счет океанов» [25, с. 107]. Величина 5300 км составляет 0,83  $R_0$ . Такие же оценки и выводы сделал Д. Ван Хилтен на основании обработки данных по другому методу, называемому методом триангуляции.

Более сложный метод основан на определении палеомагнитных полюсов пород, взятых во многих пунктах, при различных заданных значениях радиуса Земли. По этим многочисленным определениям находят такое значение  $R$ , которое соответствует наиболее согласованному, тесному положению палеополюсов. Этот





Размеры палеорадиуса Земли  $R$  по палеомагнитным данным; 1—3 — определения по методу: 1 — минимальной дисперсии, 2 — палеомеридиана, 3 — триангуляций; 4 — средние значения; 5 — оценки величины кембрийского палеорадиуса, по Ф. Ахмаду [29] и Дж. Скалера [50]. Пунктиром указаны возможные изменения радиуса Земли на протяжении 400 млн. лет. Современный радиус принят за единицу

метод был предложен М. Уордом и называется методом наименьшей дисперсии. Считается, что он дает наиболее надежные результаты потому, что позволяет использовать максимальное количество данных по разновозрастным породам, взятым из многих пунктов на обширном пространстве континента, например северной Евразии, не подвергавшегося значительным тектоническим деформациям после образования этих пород. Таким методом воспользовался М. Мак Элхинни, сделавший вывод о приблизительном постоянстве размеров Земли на протяжении последних 400 млн. лет, т. е. с начала девона [44].

Из данных, приведенных в таблице, можно заключить, что точность определений величины палеорадиусов Земли невелика и вполне возможны ошибки, составляющие до 2—5%  $R$ . По средним величинам, составляющим (при современном  $R_0 = 1$ ) около 1,05 в девоне, 0,96 в карбоне, 0,95 в перми, 1,01 в триасе и 1,06 в меловом периоде, намечается сокращение радиуса Земли на 10% в течение герцинского цикла складчатости, увеличение его на 11% в течение мезозоя и, затем опять сокращение на 6% в течение кайнозоя, во время альпийского цикла орогенеза. Расширению Земли до максимальных размеров в меловом периоде соответствуют данные о максимальной интенсивности процессов спрединга в океанах в это время [11].

При увеличении радиуса  $R$  на 5% поверхность земного шара  $S = 4\pi R^2$  должна возрасти на 11%, т. е. на 56 млн. км<sup>2</sup>. Площадь Атлантического (93 млн. км<sup>2</sup>) и Индийского (75 млн. км<sup>2</sup>) океанов составляет сейчас 33% всей поверхности Земли. Если в мезозое происходило такое расширение Земли, это могло бы частично объяснить возникновение Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов.

Не ясен вопрос о размерах кембрийского радиуса. По палеомагнитным данным, в кембрии южный полюс находился к западу от Африки. Северный полюс мог находиться вблизи противоположного края Гондваны, судя по присутствию ледниковых отложений в кембрийской системе о-ва Тасмания. Основываясь на этих данных Ф. Ахмад считает, что размеры кембрийского палеорадиуса составляли не более 0,55  $R_0$  [29]. К такому же выводу пришел Дж. Скалера, используя данные о позиции кембрийских палеомагнитных полюсов Африки и Южной Америки [50]. По кембрийским отложениям Сибирской платформы В. П. Родионов

Радиус Земли в геологическом прошлом, определенный по палеомагнитным данным (современный радиус принят за единицу)

Геологический период	Метод	Число определений	Палеорадиус	Источник сведений
К	Д.	28	1,06	[44]
Т—J	Д.	56	1,03	[44]
Т	Д.	58	1,03	[44]
Т	П.	14	1,12	[58]
Т	Т.	10	0,89	[58]
Р—Т	Д.	23	1,03	[44]
Р	Д.	77	0,97	[44]
Р	П.	27	0,90	[58]
Р	Т.	26	1,03	[58]
Р	Д.	—	0,89	[27]
С—Р	Д.	16	1,07	[44]
С	Д.	63	0,99	[44]
С	Д.	—	0,83	[27]
Д	Д.	30	1,05	[44]
Е	П.	—	0,7—1,3	[22]

*Примечание.* Методы, использованные при вычислениях: Д. — минимальной дисперсии (метод Уорда), П. — палеомеридиана, Т. — триангуляций.

определил размеры палеорадиуса как  $1,0 \pm 0,3$  современной величины [22]. Таким образом, оценки величины кембрийского радиуса лежат между  $0,5$  и  $1,3 R_0$ .

Палеомагнитологи П. Шмидт и Б. Эмблтон [51] обобщили данные по докембрийским породам Африки, Австралии, Северной Америки и Гренландии, используя реконструкцию в духе построений А. Гликсона. Все материки в такой реконструкции объединены вместе в суперконтинент, который охватывает поверхность Земли при радиусе, равном  $0,55R_0$ . При такой реконструкции обнаружилось, что палеомагнитные полюсы пород с возрастом от 2300 млн. лет (более древние полюсы не были известны) до 1600 млн. лет ложатся на единую, общую линию миграции полюса, с небольшими отклонениями от нее в ту или другую сторону. Определенная закономерность наблюдается в такой зоне миграции полюса в чередовании периодов нормальной (2300—2000 млн. лет назад, 1650—1600 млн. лет) и обратной (1900—1700 млн. лет) полярности магнитного поля Земли.

Хотя представление о существовании единого суперконтинента в докембрии разделяют В. Е. Хаин, Дж. Пайпер и другие геологи [12, 24, 34, 38, 47, 48], оно отнюдь не является доказанным. Э. Ирвинг раскритиковал построения Дж. Пайпера, подчеркивая, что палеомагнитные данные вполне согласуются и с представлением о нескольких крупных континентах, перемещавшихся независимо один от другого. Реконструкции Дж. Пайпера (с 2600 до 570 млн. лет) и охватывающие поздний докембрий реконструкции А. Н. Храмова [26], А. С. Моница и Л. П. Зоненшайна [19] построены по палеомагнитным данным для Земли с радиусом, равным современной величине  $R_0$ .

Л. Эдвэд [36] и А. Термье [57] обратили внимание на палеогеографические доказательства расширения Земли — тот факт, что, несмотря на систематическое возрастание общего объема воды в океанах за счет притока ювенильных вод по разломам дна океанов и при вулканических извержениях, не наблюдается тенденции к затоплению поверхности материков на протяжении фанерозоя. Отсюда был сделан вывод, что емкость и площадь океанических впадин возрастали в связи с расширением Земли. В дальнейшем этот вопрос рассматривали Дж. Когли и другие авторы [23, 33]. В. Питман [49] показал, что мировая трансгрессия мелового периода, когда уровень моря поднялся на 200—300 м по отношению к современному уровню, была вызвана возникновением обширных поднятий в зонах срединных океанических хребтов в связи с ростом

интенсивности процессов спрединга, при сохранении прежних размеров Земли и соответствующем уменьшении емкости океанических впадин [6, 11].

С полной определенностью можно утверждать, что меловая трансгрессия противоречит предположениям С. Кэри, Ф. Ахмада и других геологов, предполагавших быстрое расширение Земли в мезозое при образовании Атлантического и Индийского океанов. Такое увеличение площади и емкости океанических впадин привело бы, напротив, к понижению уровня моря и мировой регрессии [39].

Среди факторов, которые влияют на уровень океана, указываются утолщение коры на материках, образование глубоких желобов, конденсирование воды в полярных шапках во время ледниковых эпох. Циклы трансгрессий и регрессий обнаруживают связь с тектоническими циклами орогенеза — каледонским, герцинским и альпийским [23]. На кривых изменения уровня океана [6] видны кратковременные резкие понижения уровня на 100—200 м. Эти короткие фазы регрессии указывают на глобальные тектонические импульсы, сопровождавшиеся увеличением контраста между уровнями поверхности континентальных окраин и дна океана. Может быть, в эти эпохи возникал флексурный изгиб коры у краев материковых глыб под влиянием изменения радиуса Земли.

Отсутствие общей тенденции к повышению уровня океана на протяжении 800 млн. лет, по-видимому, указывает на некоторое увеличение емкости океанических впадин и размеров Земли. Оно может быть связано с тепловым расширением планеты.

## II

Закончив рассмотрение фактических данных, которые указывают на изменение радиуса Земли в геологическом прошлом, перейдем к анализу возможных причин таких изменений.

Тепловое расширение Земли, вызванное распадом радиоактивных элементов в недрах, привело, по расчетам Е. А. Любимовой, к увеличению ее радиуса на 1—2% на протяжении всей истории Земли и лишь на 0,2% на протяжении фанерозоя, за последние 600 млн. лет. Температура в недрах Земли за этот период постепенно возрастала. В настоящее время скорость нарастания радиуса за счет теплового расширения составляет 0,035 мм в год [17].

Гравитационная дифференциация, как, например, образование плотного ядра за счет опускания железа и других тяжелых компонентов к центру планеты, создает такое перераспределение масс, которое приводит к росту давления в нижних слоях, увеличению их плотности и уменьшению радиуса Земли. Такое сжатие планеты должно было в значительной мере компенсировать величину ее теплового расширения.

Изменения радиуса могут быть связаны с фазовыми переходами в веществе мантии и ядра Земли. В. Л. Барсуков и В. С. Урусов [3, 4] рассмотрели с позиций термодинамики фазовые превращения в системе  $MgO—FeO—SiO_2$  — превращение оливина в минералы типа шпинели и пр. Они пришли к выводу, что именно с такими изменениями минерального состава связаны скачки в нарастании плотности вещества и скорости прохождения сейсмических волн в мантии на глубине 400—650 км. Оценивая изменения плотности отдельных слоев Земли в ходе ее термической истории, они сделали вывод, что при этом происходило увеличение глубины уровня тех фазовых превращений, при которых происходит уменьшение плотности мантийного вещества. По их оценке (вероятно, завышенной) это могло привести к увеличению радиуса Земли на 3—5% за последние 2 млрд. лет.

Гипотеза Рамзея о том, что граница мантии и ядра Земли связана не с изменением химического состава — от силикатов мантии к железу ядра, а с фазовым переходом вещества мантии в более плотное состояние, оживленно обсуждалась в 1960-х годах [7]. Сущность предполагаемого фазового перехода силикатов и оксидов в более плотную фазу, так называемый металлоген, состоит в том, что при достаточно высоком всестороннем давлении электронные оболочки

атомов частично или полностью разрушаются. Из оторванных электронов образуется электронный газ, в который погружены ионизированные, в той или иной степени разрушенные атомы. Экспериментально такой переход в металлическую фазу доказан для водорода при давлениях, немного превышающих 2000 кбар, тогда как в железе он не происходит и при 3000 кбар [43]. Давление же на границе ядра и мантии достигает только 1354 кбар и лишь в центре ядра Земли доходит до 3640 кбар. Поэтому гипотеза Рамзая не может быть принята для объяснения резкого увеличения плотности при переходе от мантии к ядру.

По современным данным эта граница, несомненно, связана с изменением химического состава — мантия состоит из силикатов, а ядро из никелистого железа с примесью различных окислов [9, 40]. Но основная идея гипотезы Рамзая сохраняет значение для анализа возможности существования первоначального плотного состояния Земли (с  $R = 0,55 R_0$ ) и для объяснения тех изменений ее радиуса, на которые указывают геологические факты.

В этом отношении особенно интересны физические характеристики самого нижнего слоя мантии, называемого слоем  $D''$ . Этот слой толщиной около 150 км резко отличается как от вышележащих слоев мантии, так и от ядра по характерной для него величине производной  $\alpha = dK/dp$ . Здесь  $K$  — модуль сжатия,  $p$  — давление. В электронном газе величина  $\alpha$  должна быть равна 1,67. Почти такую же характеристику ( $\alpha = 1,642—1,644$ ) имеет слой  $D''$ , тогда как в мантии над ним  $\alpha = 3,2—3,5$ , а во внешней, жидкой части железного ядра, расположенной под этим слоем,  $\alpha = 3,34—3,35$  [40]. Кроме того, слой  $D''$  отличается высоким коэффициентом поглощения энергии сейсмических волн, проходящих через него.

Резкое изменение физических характеристик нижней мантии с переходом к слою  $D''$  указывает на то, что этот переход связан с фазовыми превращениями в ее веществе. В то же время давление в этом слое составляет только 1270—1360 кбар, что явно недостаточно для полного разрушения электронных оболочек атомов. Но не исключено, что здесь имеет место частичное разрушение электронных оболочек атомов некоторых элементов, распространенных в силикатном веществе, например кремния, алюминия, кислорода. Этому может способствовать ионизация атомов при господствующей там температуре порядка 4000°.

Другая область, в которой можно предполагать частичное разрушение электронных оболочек атомов, — это нижние слои внутреннего твердого ядра Земли, где давление достигает 3500—3640 кбар, а коэффициент  $\alpha$  уменьшается до значения 2,336, приближаясь к величине  $\alpha = 1,67$ , характерной для электронного газа [9].

При обсуждении моделей Земли с изменяющимися размерами и плотностью на первый план выступает зависимость давления в различных слоях и в центре Земли от величины ее радиуса  $R$ . В верхних слоях геостатическое давление пропорционально глубине залегания рассматриваемого слоя, средней плотности вышележащих слоев и величине ускорения силы тяжести  $g$ . У поверхности Земли  $g = GM/R^2$  ( $G$  — гравитационная постоянная,  $M$  и  $R$  — масса и радиус Земли). Таким образом, в первом приближении давление в верхних слоях обратно пропорционально квадрату радиуса. Но в нижних слоях зависимость давления от величины радиуса Земли становится гораздо более резкой. В центре планеты однородной плотности давление  $p_c = 3GM^2/8\pi R^4$ , т. е. обратно пропорционально четвертой степени радиуса. Подобная зависимость должна иметь место и в расслоенной, дифференцированной по плотностям планете, какой является Земля.

Эта обратная зависимость давления во всех, и особенно в нижних, слоях Земли от величины ее радиуса  $R$  должна приводить к механической неустойчивости. При уменьшении  $R$  давление и плотность во всех слоях возрастают, а это в свою очередь ведет к дальнейшему сокращению радиуса. Первоначальной причиной такой направленности процессов изменения  $R$  и  $p_c$  может быть гравитационная дифференциация в мантии или увеличение гравитационной постоянной  $G$ . Однажды начавшись, такие процессы, включая фазовые превращения

с уменьшением объема, должны продолжаться до тех пор, пока не наступит некоторое равновесие сил. И наоборот, если, например, вследствие теплового расширения плотность Земли несколько уменьшается и радиус возрастает, это должно привести к уменьшению давления во всех слоях и их дальнейшему разуплотнению. При этом может быть использована энергия (скрытая теплота образования плотных фаз, энергия всестороннего сжатия), которая была запасена во всех слоях в фазу сжатия за счет потенциальной гравитационной энергии Земли  $U = aM^2 G/R$ . В однородной по плотности сфере коэффициент  $a = -0,6$ ;  $U = -1,2\rho_c V$ , где  $V$  — объем сферы [30].

Таким образом, обратная связь между  $R$  и  $\rho_c$  может быть одной из причин неустойчивости, проявляющейся в знакопеременных изменениях радиуса — чередовании периодов расширения и сжатия Земли.

Если подтвердятся предположения о малом радиусе Земли в кембрии и докембрии, можно будет обсуждать следующий сценарий событий. На начальной стадии эволюции Земли, когда железное ядро еще не обособилось и центральная часть планеты, как и вся Земля, состояла главным образом из силикатного материала, давление в центре уже достигало 2500—3000 кбар. Такое давление, недостаточное для перехода железа в плотную фазу (металлоген), может быть, оказалось достаточным для разрушения электронных оболочек атомов кремния, алюминия и других элементов, содержащихся в силикатах. С образованием такой более плотной фазы в центральных частях планеты ее радиус должен был уменьшиться, и это привело к резкому возрастанию  $\rho_c$  в центре, согласно вышеприведенной формуле. Рост давления в свою очередь стимулировал фазовый переход с образованием металлогена и дальнейшим уплотнением планеты, вызывая своеобразный гравитационный коллапс Земли.

В такой среде, похожей на электронный газ в глубоких слоях Земли, легко могло произойти разделение ее вещества на силикатную оболочку и железное ядро Земли путем гравитационной дифференциации. Проблема образования сплошного железного ядра за счет мелких включений типа железных метеоритов, более или менее равномерно рассеянных среди преобладающей массы силикатов, является самой трудной в современных моделях аккреции и эволюции Земли [7].

Таким образом, не исключено, что в отличие от современного устойчивого состояния могло существовать в течение архейской эры другое состояние с малым радиусом Земли  $R = 0,55 R_0 = 3500$  км, средней плотностью около  $31,5$  г/см<sup>3</sup> (вместо современной плотности  $5,6$  г/см<sup>3</sup>) и давлением в центре, превышающим 30 000 кбар. Такое давление было бы вполне достаточно для перехода в плотную фазу (металлоген) не только силикатного, но и железного материала.

Однако все эти построения относительно начальной стадии эволюции нашей планеты остаются пока чисто гипотетическими. Определенное решение могут дать только результаты палеомагнитных исследований, если они подтвердят соображения К. Крира, П. Шмидта и Б. Эмблтона [34, 51] о малом радиусе Земли в докембрии, а также результаты экспериментального изучения фазовых превращений в силикатах при высоком давлении, т. е. если они подтвердят возможность образования плотной фазы при давлении порядка 3000 кбар.

Поскольку таких данных пока нет, следует считать более правдоподобными модели, в которых единый докембрийский суперконтинент предполагается на планете с радиусом, близким к современному. Такие построения, основанные на палеомагнитных данных, сделаны А. Н. Храмовым [26] и Дж. Пайпером [47, 48]. Предполагается, что единый суперконтинент в протерозое сформировала одноячейковая конвекция в мантии [19]. Геологические и палеомагнитные данные показывают, что материк Северной Америки образовался при коллизии двух кратонов почти 2 млрд. лет назад, т. е. механизм тектоники плит действовал уже в глубоком докембрии [41].

Резюмируя имеющиеся данные, можно прийти к выводу, что в истории Земли происходили изменения ее радиуса — чередование фаз сжатия и расширения. Вероятно, оно было связано с фазовыми превращениями вещества в недрах Земли (например, в слое  $D''$  нижней мантии) и с кратковременными вариациями величины гравитационной постоянной  $G$ , которые предполагаются в теории тяготения, разработанной Р. Дикке [8]. Однако следует иметь в виду, что по новейшим оценкам вековые изменения  $G$  не превышают  $10^{-12} G$  в год [54].

Как подчеркивали Э. Ирвинг, Д. Тарлинг, М. Мак Элхини и другие авторитеты в области палеомагнетизма, в течение последних 400 млн. лет размеры Земли изменились мало. Отклонения от современной величины не превышали 5—6% [39]. В среднем расширение Земли за это время было не больше 0,8%  $R_0$  [44]. Если рассчитать скорости расширения и сжатия Земли по палеомагнитным определениям размеров ее радиуса, приведенным в таблице, то окажется, что сокращение радиуса в герцинском цикле орогенеза составляло в среднем 4,9 мм в год, в альпийском цикле — 3,8 мм/год, а расширение Земли в мезозое — 4,7 мм/год. Это величины того же порядка, что и сокращение радиуса в течение последних 2 тыс. лет, подсчитанное по астрономическим данным (около 1 мм/год).

Важнейшим вопросом в любой гипотезе расширения Земли является вопрос об источниках энергии, необходимой для преодоления тяготения, когда средние и верхние слои поднимаются вверх, удаляясь от центра тяжести планеты. Для увеличения радиуса на 1 км при расширении Земли необходимо затратить энергию в количестве  $2,6 \cdot 10^{35}$  эрг [30]. Это эквивалентно количеству тепла, генерируемому внутри Земли за миллионы лет. Основным источником энергии, необходимой для увеличения радиуса в период расширения, может быть скрытая теплота образования более плотных фаз вещества в мантии и ядре; накопленная во время сжатия [31].

Результаты исследования неоднородностей в верхней мантии, выполненного методом сейсмической томографии и другими сейсмологическими методами, показывают, что материи перемещались в горизонтальном направлении вместе с охлажденными, уплотненными корнями кратонов в виде блоков толщиной до 200—400 км [61]. Под срединно-океаническими хребтами и под зоной Красного моря и Аденского залива до глубины 350—600 км прослеживаются области низкоскоростного, наименее плотного, наиболее нагретого и пластичного (вследствие более высокой температуры) мантийного материала. Таким образом, рифтогенные зоны тоже имеют свои глубокие корни [14, 18]. Астеносфера в противоположность прежним представлениям теперь не может рассматриваться как сплошной слой; она имеет прерывистое распространение.

Реальная картина движения масс в недрах Земли оказывается более сложной, чем это представлялось в известных моделях тектоники плит. Конвекция, охватывающая не только верхнюю мантию, но и более глубокие слои, по-видимому, сочетается с механическими эффектами, связанными с изменением радиуса Земли, а, может быть, и вызывается ими (механизм вынужденной конвекции; [14]). С сокращением радиуса на неотектоническом этапе можно связать те высокие напряжения тангенциального сжатия, которые известны по измерениям напряженного состояния в массивах горных пород не только в молодых складчатых областях, но и во внутренних частях литосферных плит.

Со сжатием Земли может быть связано внедрение глубинного мантийного материала и магматических выделок, поднимающихся снизу вверх по разломам в осевых частях рифтовых зон. Поднятие более нагретого материала стимулируется его пониженной плотностью и повышенной пластичностью. За счет выдавливания магмы в зонах спрединга образуются комплексы параллельных даек и интрузии, формирующие новообразованную кору океанического типа.

На такой механизм указывает тот факт, что рядом с рифтовыми зонами нередко наблюдается горизонтальное тектоническое сжатие. О сжатии свидетель-

ствуют надвиги в системе рифтов Восточной Африки, послужившие основанием для разработки теории рампа, Ангарский надвиг на западном берегу Байкала, землетрясения в режиме горизонтального сжатия на многих отрезках срединно-океанических хребтов [62]. Измерения напряженного состояния в породах Исландии показали интенсивное тектоническое сжатие по обе стороны от центрального рифта [14].

Таким образом, изменения радиуса Земли, хотя они и не были столь значительны, как предполагается в некоторых теориях расширения Земли, необходимо учитывать как существенный фактор в моделях геодинамики.

#### Список литературы

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
2. Асланян А. Т. К расчету скорости векового изменения радиуса Земли // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1978. № 5. С. 3—22.
3. Барсуков В. Л., Урусов В. С. Фазовые превращения в переходной зоне мантии и возможные изменения радиуса Земли // Геохимия. 1982. № 12. С. 1729—1743.
4. Барсуков В. Л., Урусов В. С. Фазовые превращения в мантии и расширение Земли // Природа. 1983. № 5. С. 16—25.
5. Блинов В. Ф. Расширение Земли или новая глобальная тектоника? // Геофиз. сб. АН УССР. 1977. Вып. 80. С. 76—85.
6. Вейл П. Р., Митчел Р. М. мл., Томпсон С. Глобальные циклы относительных изменений уровня моря // Сейсмическая стратиграфия. Т. I. М.: Мир, 1982. С. 160—183.
7. Витязев А. В., Лустих Е. Н., Николайчук В. В. Проблема образования ядра и мантии Земли // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1977. № 8. С. 3—14.
8. Гравитация и относительность / Ред. Цзю Х., Гоффман В. М. М.: Мир, 1965. 544 с.
9. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. Изд. 2-е. М.: Наука, 1983. 416 с.
10. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
11. Зоненшайн Л. П., Хаин В. В. Изменение тектонической активности Земли за последние 150 млн. лет // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 2. С. 402—405.
12. Ильин А. В. Протерозойский суперконтинент, его предкембрийский рифтинг и распад на множество континентов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 80—95.
13. Кокс А., Харт Р. Тектоника плит. М.: Мир, 1989. 430 с.
14. Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н., Макеев В. М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3—24.
15. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. История догм в науках о Земле. М.: Мир, 1991. 448 с.
16. Ле Пишон К., Франтико Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
17. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 280 с.
18. Милановский Е. Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезо-кайнозойской геодинамике // Геотектоника. 1991. № 1. С. 3—20.
19. Монин А. С., Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М., Казьмин В. Г., Кононов М. В., Назарова Е. А. Палеомагнетизм и предгондванский дрейф материков // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 6. С. 1355—1359.
20. Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика / Ред. Сорохтин О. Г. М.: Наука, 1979. 416 с.
21. Проблемы расширения и пульсаций Земли / Ред. Е. Е. Милановский. М.: Наука, 1984. 192 с.
22. Родионов В. П. Палеомагнитная корреляция красноцветных толщ нижнего палеозоя юга Сибирской платформы: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВНИГРИ, 1968. 192 с.
23. Сеславинский К. Б. Глобальные трансгрессии и регрессии в палеозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 71—79.
24. Хаин В. Е. О происхождении древних платформ (кратонов) // Вестн. МГУ. Сер. Геология. 1984. № 2. С. 32—36.
25. Храмов А. Н. Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных) // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1967. № 1. С. 86—108.
26. Храмов А. Н. Глобальные реконструкции положения древних кратонов в позднем докембрии // Палеомагнетизм верхнего докембрия СССР. Л.: ВНИГРИ, 1983. С. 127—137.
27. Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А., Писаревский С. А. и др. Палеомагнитология / Ред. Храмов А. Н. Л.: Недра, 1982. 312 с.
28. Чудинов Ю. В. Расширение Земли как альтернатива «новой глобальной тектоники» // Геотектоника. 1976. № 4. С. 16—36.
29. Ahmad F. Estimates of palaeodiameters of the Earth through geological time // J. Geol. Soc. India, 1988. V. 31. № 4. P. 386—397.
30. Beck A. E. Energy requirements of an expanding Earth // J. Geophys. Res. 1961. V. 66. № 5. P. 1485—1490.
31. Birch F. On the possibility of large changes in the Earth's volume // Phys. Earth Planet. Interiors. 1968. V. 1. № 3. P. 141—147.
32. Carey S. W. The expanding Earth. Amsterdam, Oxford; N. Y.: Elsevier, 1976. 488 p.

33. Cogley J. G. Late phanerozoic extent of dry land // *Nature*. 1981. V. 291. № 5810. P. 56—58.
34. Creer K. V. An expanding Earth? // *Nature*. 1965. V. 205. № 4971. P. 539—544.
35. De Mets C., Gordon R. G., Argus D. F., Stein S. Current plate motions // *Geophys. J. Internat.* 1990. V. 101. № 2. P. 425—478.
36. Egyed L. A new dynamic conception of the internal constitution of the Earth // *Geol. Rundschau*. 1957. B. 46. № 1. S. 101—121.
37. Frey H. V., Bosworth J. M. Measuring contemporary crustal motions // *NASA's crustal dynamics project. Earthquake and Volcanoes*. 1988. V. 20. № 3. P. 96—113.
38. Glikson A. Y. Precambrian sial-sima relations: evidence for Earth expansion // *Tectonophysics*. 1980. V. 63. № 1—4. P. 193—234.
39. Hallam A. The unlikelihood of an expanding Earth // *Geol. Magazine*. 1984. V. 121. № 6. P. 653—655.
40. Jacobs J. A. The Earth's core. 2-d ed. L.; N. Y.: Acad. Press, 1987. 424 p.
41. Kerr R. A. Plate tectonics goes back 2 billion years // *Science*. 1985. V. 230. № 4732. P. 1364—1367.
42. King L. C. Wandering continents and spreading sea floors on an expanding Earth. N. Y.: Wiley, 1983. 232 p.
43. Mao H. K., Hemley R. J. Optical studies of hydrogen above 200 Gigapascals: Evidence for metallization by band overlap // *Science*. 1989. V. 244. № 4911. P. 1462—1465.
44. Mc Elhinny M. W., Taylor S. R., Stevenson D. J. Limits to the expansion of Earth, Moon, Mars and Mercury and to changes in the gravitational constants // *Nature*. 1978. V. 271. № 5643. P. 316—321.
45. Minster J.-B. New plates, rates and dates // *Nature*. 1990. V. 346. № 6281. P. 218—219.
46. Owen H. G. Continental displacement and expansion of the Earth during the Mesozoic and Cenozoic // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*: 1976. Ser. A. V. 281. № 1303. P. 223—291.
47. Piper J. D. A. Proterozoic crustal distribution, mobile belts and apparent polar movements // *Nature*. 1974. V. 251. № 5474. P. 381—384.
48. Piper J. D. A. The Precambrian palaeomagnetic record: the case for Proterozoic supercontinent // *Earth and Planet. Sci. Letters*. 1982. V. 59. № 1. P. 61—89.
49. Pitman W. C. Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1978. V. 89. № 9. P. 1389—1403.
50. Scalera G. Palaeopoles on an expanding Earth: a comparison between synthetic and real data sets // *Phys. Earth and Planet. Interiors*. 1990. V. 62. № 1—2. P. 126—140.
51. Schmidt P. W., Embleton B. J. J. A geotectonic paradox: Has the Earth expanded? // *J. Geophys.* 1981. V. 49. № 1. P. 20—25.
52. Sheridan R. E. Pulsation tectonics as the control of continental breakup // *Tectonophysics*. 1987. V. 143. № 1—3. P. 59—73.
53. Singh D. D. Strain deformation in the northern Indian ocean // *Marine Geol.* 1988. V. 79. № 1—2. P. 105—118.
54. Sisterna P., Vucetich H. Time variations of fundamental constants: Bounds from geophysical and astronomical data // *Phys. Rev. Ser. D*. 1990. V. 41. P. 1034—1046.
55. Solomon S. C. Secular cooling of the Earth as a source of intraplate stress // *Earth and Planet. Sci. Letters*. 1987. V. 83. № 1—4. P. 153—158.
56. Steiner J. An expanding Earth on the basis of seafloor spreading and subduction rates // *Geology*. 1977. V. 5. № 5. P. 313—318.
57. Termier H., Termier G. Global palaeogeography and Earth expansion // *The application of modern physics to the Earth and planetary interiors*. L.; N. Y.: Wiley — Interscience, 1969. P. 103—110.
58. Van Andel S. I., Hospers J. New determination of ancient Earth radii from palaeomagnetic data // *The application of modern physics to the Earth and planetary interiors*. L.; N. Y.: Wiley — Interscience, 1969. P. 113—124.
59. Weijermars R. Slow but not fast global expansion may explain the surface dichotomy of Earth // *Phys. Earth and Planet. Interiors*. 1986. V. 43. № 1. P. 67—89.
60. Weijermars R. Global tectonics since the breakup of Pangea 180 million years ago: evolution maps and lithospheric budget // *Earth-Science Reviews*. 1989. V. 26. № 2. P. 113—162.
61. Woodhouse J. H., Dziewonski A. M. Mapping the upper mantle: Three-dimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveforms // *J. Geophys. Res. Ser. B*. 1984. V. 89. № 7. P. 5953—5986.
62. Zoback M. L., Zoback M. D., Adams J. et al. Global patterns of tectonic stress // *Nature*. 1989. V. 341. № 6240. P. 291—298.

Геологический институт РАН,  
Москва, 109017

Поступила в редакцию  
21.X.1991



УДК 551.241.2

© 1992 г. ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М., ПЕЙВЕ А. А.

**ВЕЩЕСТВЕННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ  
И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

В соответствии с геохимическими и изотопными данными рассматриваются основные особенности базальтового магматизма в Мировом океане. К ним относятся разномасштабность породивших его мантийных источников, провинциальные особенности вещественного состава, неупорядоченность в пространственном положении неоднородностей, разноуровенность размещения последних. Из анализа соответствующих данных делаются геодинамические выводы, сводящиеся в конечном счете к важной роли в тектономагматическом развитии геосфер нелинейных процессов.

Pushcharovsky Yu. M., Peyve A. A. The oceanic lithosphere substance heterogeneities and their geodynamic effect. *Geotectonics*. 1992. № 4. The paper reviews main peculiarities of the basaltic magmatism in the World Ocean on the basis of geochemical and isotopic evidence. In particular among the issues discussed are various magmatism generating mantle sources, regional specific features of the substance composition, irregular spatial position of heterogeneities which are assigned to different levels. The analysis of corresponding geochemical data lead us to conclude that geospheres of the non-linear processes play an important role in the tectono-magmatic evolution.

**ВВЕДЕНИЕ**

Представление о латеральных вещественных неоднородностях океанской литосферы пришло на смену взгляду о постоянстве состава базальтов ложа всего Мирового океана. Доклад на эту тему был сделан одним из авторов этой статьи еще в 1980 г. — на совещании, специально посвященном проблемам петрологии и геохимии магматических и метаморфических пород океана, проведенном Комиссией по проблемам Мирового океана АН СССР, Петрографическим комитетом и Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР. Однако публикация доклада появилась только спустя 3 года [4]. В нем обращалось внимание на очевидную множественность автономных исходных магм и соответственно на необходимость оконтуривания базальтовых и, возможно, гипербазитовых петрохимических и геохимических провинций. Обособление соответствующих провинций (неоднородностей), как указывалось, должно привести к новым представлениям о глубинных тектономагматических и геодинамических процессах.

В 1987 г. авторами был опубликован обстоятельный обзор, посвященный океанским базальтам в связи с проблемой гетерогенности мантии [7]. В дальнейшем состоялось еще несколько публикаций, как конкретных, так и общих, написанных авторами либо совместно, либо порознь, из которых обратим внимание лишь на две, где в свете вещественных неоднородностей рассматривались геодинамические проблемы и в особенности глубинная конвекция [5, 6]. В них были сделаны принципиальные выводы по поводу разноуровенности, разномасштабности и нерегулярности проявления конвективных процессов, что в конечном счете позволило констатировать существование нелинейных геотектонических и геодинамических явлений. По всей видимости, эта идея скоро привлечет к себе должное внимание, что позволит внести большие изменения в общегеологическую

теорию. Но хотя это и так, никоим образом нельзя считать, что в петролого-геохимическом изучении кристаллических пород океанского дна сделано достаточно, чтобы строить полностью достоверные модели глубинных процессов. Поэтому мы вновь обращаемся к публикациям последнего периода в этом аспекте, отыскивая новые аргументы. В конце статьи будет предложен некоторый гипотетический вариант модели конвективных, магматических и кинематических процессов в верхних геосферах.

Детальное изучение океанической литосферы выявляет все более и более сложную картину ее строения, при этом новые факты во многих случаях не вписываются в рамки простых эволюционных моделей хорошо перемешиваемой конвекцией однородной мантии. Появляется все больше данных по изотопии, которые указывают на длительное существование (свыше миллиарда лет) обособленных участков в мантии. С другой стороны, сами процессы формирования коры в срединных зонах (включая образование и эволюцию расплавов) имеют различный характер в разных сегментах срединных хребтов.

Наиболее достоверно мантийные неоднородности выявляются при анализе составов базальтов. При этом в первую очередь определяют концентрации высоконеконгерентных литофильных элементов (Nb, Zr, Th, Ta, Hf и др.), отношения которых слабо изменяются в ходе фракционной кристаллизации, не сопровождаемой массовым образованием акцессорных минералов (апатита, сфена и др.), что позволяет судить об исходном составе источника этих базальтов. Другой метод, еще более информативный, — это определение изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , а также  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , которые не только указывают на различие в веществе, но и при определенных условиях позволяют оценить его происхождение, а также время существования неоднородности. Причем при смешивании разных расплавов или контаминации инородного материала в результирующем продукте сохраняются изотопные метки и того и другого вещества.

#### РАЗНОМАСШТАБНОСТЬ МАНТИЙНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Наиболее уверенно крупные мантийные неоднородности порядка 700—1000 км выделяются в пределах срединно-океанических хребтов, где они связаны с аномальными участками — плюмами, такими, как азорский или исландский [13, 14, 44, 45 и др.]. Базальты из этих районов обогащены литофильными элементами и радиогенными изотопами Sr и Rb. Региональные вариации такого масштаба видны также в составах перидотитов. Они сильнее деплетированы в плюмовых районах, чем где-либо еще, из-за различий в степени частичного плавления (степень частичного плавления в плюмовых районах в 2—3 раза превышает таковую нормальных сегментов [17, 37]).

Более детально в пределах срединно-океанических хребтов (COX) изучены мантийные неоднородности меньшего размера. Так, Ж.-Г. Шиллинг с соавт. на основании нормализованных отношений  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  в базальтах выделили в пределах Срединно-Атлантического хребта (САХ) (28—73° с. ш.) пять сегментов с нормальными базальтами  $(\text{La}/\text{Sm})_N < 0,7$ ; пять сегментов с обогащенными (плюмовыми) базальтами  $(\text{La}/\text{Sm})_N > 1,5$  и шесть сегментов с базальтами промежуточного состава [43]. Протяженность таких сегментов оценивается от 150 до 1000 км. При этом базальты «нормальных» сегментов достаточно разнородны, чего нельзя сказать о плюмовых. В дальнейшем сходная классификация была распространена на рифтовые базальты более широкой области САХ (0—79° с. ш.) [43]. Вариации составов базальтов островов Южной Атлантики обусловлены в первую очередь влиянием плюмовых участков. Это острова Гоф, Тристан-да-Кунья, Св. Елены, Вознесения, Св. Петра и Павла [45].

Выделение сходного количества провинций в мантии САХ, хотя и основанное на другом подходе, было сделано Л. В. Дмитриевым с коллегами [1]. Однако же с учетом данных по изотопии картина распределения в мантии участков различного состава выглядит гораздо более сложной. Сами плюмовые участки

как таковые не являются однородными. Так, изотопные отношения  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  —  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в ксенолитах и вулканических породах о-ва Вознесения дают два тренда, отвечающих различным верхнемантийным источникам, и убеждают в наличии мелких неоднородностей, сравнимых с размерами отдельных магматических камер [51].

Геохимия самой молодой лавовой серии о-ва Фернандо-ди-Норонья свидетельствует о смешении магм двух геохимически различных источников [26]. Один — с более радиогенным Pb и, возможно, близкий по составу к HIMU, другой — с менее радиогенным Sr и Pb из деплетированной мантии. Изотопия более нижней щелочно-базальтовой формации также отражает влияние изотопного компонента рециклированной океанической коры. Время излияний частично совпадало, при этом источники лав оставались изотопно неоднородными, что свидетельствует об их очень незначительном размере (первые километры) [26].

Базальты хребтов Колбенсей и Рейкьянис характеризуются повышенными значениями отношений  $^3\text{He}/^4\text{He}$  на всем их протяжении, что согласуется с существованием обогащенного мантийного источника с центром в Исландии. Однако к северу от хребта Колбенсей определены высокие содержания щелочей в хребте Монс и низкие, ниже, чем в MORB; отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$ . Это указывает на то, что в данном районе существует по крайней мере два отличающихся мантийных источника: Исландия и Ян Майен [39]. Есть также отличия между самими плюмовыми областями. Так, острова Южной Атлантики: Вознесения, Буве, Св. Елены, Гоф и Тристан-да-Кунья — имеют заметные отличия в значениях высоконеконгерентных элементов. Базальты и гавайиты островов Вознесения, Буве, Св. Елены характеризуются постоянными значениями отношений La/Nb, Ba/Nb, Ba/La, Ba/Th, Rb/Th в отличие от Тристан-да-Кунья и Гоф, а также Китового хребта, в которых лавы обеднены Nb и обогащены Ba по отношению к другим высоконеконгерентным элементам [50]. Их источники были отделены от других резервуаров в течение последних 1,5—2 млрд. лет.

Мелкомасштабные неоднородности встречаются в пределах САХ и вне всякой видимой связи с плюмовыми районами. Например, на участке САХ 13—14° ю. ш. среди N-MORB выявлены базальты, отвечающие различным мантийным источникам [22]. В районе 13—15° с. ш. имеется геохимическая аномалия, охарактеризованная обогащенными базальтами и сильно деплетированными перidotитами [2, 3, 13]. Интересны исследования изотопных соотношений базальтов в районе разлома Океанограф [46]. Чтобы объяснить изотопные вариации, наблюдаемые в этом районе, необходимо иметь три химически различных мантийных источника. Один — это N-MORB, другой — с высокими значениями отношений изотопов Pb и низкими — Nd, близкий к составу Азорского плюма, и третий — необычный. В нем низкие значения отношений Pb и Nd. Ранее такой источник не наблюдался в Северной Атлантике, в том числе и в плюмовых районах. Его состав можно получить, добавив 8—12% субконтинентальной мантии к мантии MORB. Это уменьшит изотопные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и увеличит  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Если исходить из изотопных соотношений, мантийный источник, содержащий фрагменты древней субконтинентальной коры, не смешивался с окружающей мантией как минимум в течение 600 млн. лет. Возраст коры, в которой обнаружена эта изотопная метка, составляет всего 1—5 млн. лет [46]. Расположение базальтов в пространстве свидетельствует о том, что мантийные неоднородности составляют в объеме первые десятки кубических километров. Отсутствует пространственная связь с разломом Океанограф как подтверждение тому, что химическое разнообразие первично по отношению к разломной структуре.

Долгое время срединно-океанические хребты с высокой скоростью спрединга, к которым относятся хребты Восточной Пацифики, считались сравнительно однородными из-за быстрого поступления базальтового вещества и хорошего перемешивания в крупных промежуточных магматических камерах. Детальное изучение участка Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) между 5°30' и 14°30'

с. ш. показало, что это не так [35]. Оценка характера обогащенности мантийного источника проводилась по  $Va/TiO_2$ -отношению и содержанию Sr в базальтовых стеклах. Отношение  $Va/TiO_2$  аналогично широко используемому  $(La/Sm)_N$ .

В изучавшемся районе встречены стекла нормального (N-MORB) и несколько более обогащенного или переходного (T-MORB) типа. Они занимают вполне определенное положение в структуре ВТП. N-MORB встречены на участках рифтовой долины между перекрывающимся спрединговым центром (ПСЦ) на  $5^{\circ}30'$  с. ш. и разломом Сикейрос,  $9^{\circ}03'$  ПСЦ и разломом Клиппертон и в 50 км к северу от этого разлома. От  $11^{\circ}45'$  ПСЦ и до  $12^{\circ}37'$  ПСЦ также резко преобладает этот тип базальтов. Второй тип базальтов (T-MORB) характерен для следующих участков: разлом Сикейрос.—  $11^{\circ}45'$  ПСЦ, районы  $12^{\circ}37'$  и  $13^{\circ}43'$  ПСЦ.

Интересным является сравнительно широкое распространение T-MORB в пределах осевой части ВТП [36], так как ранее считалось, что такие породы характерны только для подводных гор. Наблюдается отчетливое влияние даже самых незначительных осложняющих структур (типа ПСЦ, изгибов оси ВТП) на распределение N- и T-MORB. К ним приурочены более примитивные, более дифференцированные и даже более кремнеземистые вулканиты. Одновременно они являются границами между химически выраженными сегментами ВТП. Размер отчетливо наблюдаемых сегментов значительно меньше, чем спрединговых ячей, и составляет километры — первые десятки километров.

Ч. Лэнгмюр с соавт. [35] полагают, что наблюдаемые латеральные вещественные неоднородности могли возникнуть на уровне промежуточных магматических очагов, тесно связанных во времени и пространстве с поперечными осложняющими структурами, а возможно, и целиком контролируются последними. С другой стороны, признается возможным существование многочисленных мелких зон инъекции материала непосредственно из мантии в кору.

В двух сегментах рифтовой долины ВТП:  $12^{\circ}35'$ — $12^{\circ}51'$  и  $12^{\circ}26'$ — $11^{\circ}30'$  с. ш., а также на подводных горах в радиусе 30 км от оси ВТП изучались базальты, которые по соотношениям ряда некогерентных элементов разделены на три группы, соответствующие двум мантийным источникам (обедненному и необедненному) [32]. Третья группа базальтов является результатом смешения расплавов этих двух источников. Площадь распространения любого из этих типов базальтов не превышает  $40 \text{ км}^2$ .

Величины отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в базальтах центральной части Калифорнийского залива (скв. 477А, 478, 481А) выше, чем таковые в южной части залива и далее к югу [47]. Это согласуется с предположением А. Саундерса с соавт. [42] о том, что мантийный источник под заливом химически неоднороден.

Изотопные составы базальтов подводных гор хребтов Хуан-де-Фука и Кадьяк — Буве Северной Пацифики соответствуют неоднородной верхней мантии с присутствием сильно обедненного компонента N-MORB (горы Хекле и Паркс) и более обогащенного и изотопно неоднородного компонента (щелочные базальты цепи Кадьяк — Буве) [31]. Изотопные и химические вариации образцов подводных гор могут быть объяснены разной степенью плавления неоднородной верхней мантии и смешением различных по составу магм.

Свидетельством разномасштабных мантийных неоднородностей являются многочисленные подводные горы Северной Пацифики, например Ламонтские горы, расположенные на широте  $10^{\circ}$  с. ш. к северо-западу от ВТП. Несмотря на то что все горы сложены N-MORB (обедненными легкими редкими землями толеитовыми базальтами), вариации отношений изотопов свинца в них весьма значительные ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,95$ — $17,57$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,39$ — $15,77$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,30$ — $38,85$ ) и превышают эти отношения в базальтах ВТП, хребтах Хуан-де-Фука и Горда [24]. Самые высокие отношения известны для горы Саша. Изотопные отношения Pb в лавах гор Ламонт отражают значительные неоднородности мантии в очень ограниченном по площади районе. Кроме того, между лавами отсутствует корреляция в содержаниях некогерентных, породообразующих

и рассеянных элементов (например, между  $(La/Sm)_N$  и  $(Na_2O/Na_2O + CaO)$  или  $CaO/Al_2O_3$ . Для объяснения вулканизма как цепи подводных гор в целом, так и отдельных гор необходимы составные исходные источники [24]. По сравнению с близлежащим участком ВТП большинство лав гор Ламонт более примитивны, обеднены некогерентными элементами и более химически и изотопно неоднородны. Размер этих мантийных неоднородностей меньше диаметра любой из гор (<5 км).

Широкий разброс изотопных отношений Pb и Sr в базальтовых стеклах в пределах участка ВТП небольшой протяженности (~400 км, район «микроплиты» Пасхи), превышающий таковой для ВТП на всем его протяжении (от 35° ю. ш. до 45° с. ш.), был отмечен Д. Фонтини и Д.-Г. Шиллингом [23]. Изотопные соотношения Pb и Sr хорошо согласуются с La/Sm-отношениями. Вариации этих отношений объясняются смешением неоднородных участков в мантии.

Эти исходные компоненты представляют собой: 1 — радиогенный Pb и Sr, отвечающий влиянию плюмажного, обогащенного материала; 2 — слаборадиогенный, характерный для деплетированной астеносферы (к северу от «микроплиты» Пасха); 3 — умеренно радиогенный (преобладает к югу от «микроплиты»). Его происхождение не вполне ясно [23].

Молодые вулканы к востоку от ВТП между 10 и 15° с. ш., а также севернее 20° с. ш. сложены в основном базальтами N-MORB и в небольшом количестве нефелиннормативными щелочными базальтами и переходными разновидностями. Видимо, весь этот спектр составов образовался за счет смешения магм в ходе сегрегации расплавов в области плавления химически, изотопно и, возможно, минералогически гетерогенной мантии [11]. Толейты по изотопии неотличимы от MORB, в щелочных же базальтах присутствуют более радиогенные Pb и Sr ( $^{206}Pb/^{204}Pb = 18,8—19,2$ ;  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7029—0,7031$ ) и менее радиогенный Nd ( $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,51289—0,51301$ ). Вариации составов изотопов составляют 80% от тихоокеанских MORB из-за присутствия мелких неоднородностей в подстилающей мантии. Изотопия хорошо согласуется с отношениями некогерентных элементов, таких, как La/Sm [27, 28, 56]. Предполагается, что на ранних этапах островного вулканизма вблизи оси ВТП магма поступала из источника MORB. По мере удаления от оси и уменьшения величины частичного плавления стал более заметен вклад из обогащенных источников, так как в этом случае усреднение составов мелких неоднородностей при смешении расплавов затруднено.

Вулкан Шимада, расположенный на 17° с. ш., с возрастом 20 млн. лет, характеризуется изотопными составами, близкими базальтам плюмов Южного полушария. Относительно высокие отношения  $^{207}Pb/^{204}Pb$  (15,6—15,7) указывают на значительный возрастной интервал (>2 млрд лет), в течение которого этот источник, сходный с компонентом «DUPAL», был обособлен в верхней мантии.

Изотопные отношения Sr, Pb и Nd вулканитов о-ва Питкэрн (Французская Полинезия) относятся к EM I<sup>1</sup> и свидетельствуют о присутствии двух различных источников, связанных во времени и пространстве [56]. Амплитуды вариации изотопов очень значительны и составляют (по отношению к MORB и OIB) для Pb ~ 30%, Sr ~ 40% и Nd 50%, хотя возраст вулканитов не древнее 100 тыс. лет. Это почти перекрывает известные составы OIB и свидетельствует о том, что широкоамплитудные вариации составов изотопов могут быть сосредоточены на участке размером всего около 10 км. При этом отсутствует корреляция между изотопными и петро- и геохимическими составами. Последние являются более поздними. Предполагается примесь более древнего материала.

Для срединно-океанических хребтов Индийского океана также характерны мантийные неоднородности различного размера. В районе тройного сочленения Родригес и Юго-Восточного Индийского хребта в современных базальтах выделены три различных изотопных компонента, принимавших участие в формировании исходных расплавов [38]. Это: а) деплетированная мантия — источник MORB ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7028$ ;  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,51304$ ;  $^{206}Pb/^{204}Pb = 17,8$ ); б) обогащенный ис-

<sup>1</sup> См. ниже.

точник, характерный для островных базальтов, где эти отношения соответственно 0,7036, 0,5129, 18,7; в) необычный источник с достаточно высокими  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,4$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7031$  и низкими  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,4$ .

Центрально-Индийский хребет по изотопии отличается от тройного сочленения и части Юго-Восточного Индийского хребта. Характерны очень низкие отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и высокие  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Кроме того, в районе разлома Мария Целеста и к югу от него отмечена аномалия в базальтах с низким  $\epsilon \text{Nd}$  и высокими отношениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  [36]. Предполагается, что различным мантийным источникам отвечают различные участки Юго-Восточного Индийского хребта [18], и выделяются; а) «нормальные сегменты хребта»; б) сегменты хребта, находящиеся непосредственно к северу от островов Сант-Поль — Амстердам; в) участки между плато Кергелен и хребтом Брокен.

#### СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЕ В СОСТАВЕ И ХАРАКТЕРЕ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ БАЗАЛЬТОВ ОКЕАНОВ

Анализ всей совокупности опубликованных изотопных данных позволил выделить пять исходных мантийных источников базальтов [25, 30, 52, 56]. Это: 1) DM — деплетированная мантия, которой соответствуют базальты MORB и ряда островов. Характерна устойчивая корреляция изотопов Pb, Sr и Nd. Изотопные отношения Sr не превышают 0,704, а Nd — не ниже 0,5128; 2) HIMU — характеризуется радиогенным Pb ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 19,5$ ) и нерадиогенным Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7035$ ); 3) EM I — с радиогенным Sr и нерадиогенными Nb и Pb. По отношению к базальтам из DM в EM I выше отношения  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для одних и тех же отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ; 4) EM II. Здесь такие же соотношения изотопов Pb, как и в EM I. Существенное отличие в соотношении изотопов Sr и Nd. Корреляционная линия в координатах  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  значительно более пологая для базальтов EM II, чем EM I. Кроме того,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в EM II выше 18,6, а в EM I ниже 18,6. Последняя, пятая группа характеризуется отрицательной корреляцией  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и положительной  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Кроме того, тренд отношений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  к  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  значительно положе, чем для DM, хотя сами значения отношений попадают в поле DM.

Имеет место корреляция изотопных отношений и отношений ряда некогерентных элементов по крайней мере для базальтов островов [49]. Для HIMU характерно обогащение Nb и Ta по отношению к легким РЗЭ и крупноионным литофильным элементам. EM I отличаются от HIMU более высокими отношениями La/Nb, Ba/Th, Ba/La, K/Nb и др. Особенно заметно обогащение Ba, высокое содержание которого характерно для пелагических осадков. EM II отличается от HIMU более высокими отношениями La/Nb, Ba/Nb, K/Nb, а от EM I — более высокими Th/Nb и Th/La и более низкими Ba/Nb, Ba/La.

В последнее время для анализа неоднородностей наряду с базальтами используются составы минералов ультрабазитов и габброидов, хотя эти породы встречаются значительно реже.

Если иметь в виду океанские острова, то в первую группу входят базальты Исландии, Галапагос, Пасхи; во вторую — Святой Елены, Вознесения, в третью — Китового хребта, островов Гоф, Тристан-да-Кунья, Кергелен, в четвертую — острова Общества, Самоа, Маркизские и Сан-Мигель (Азоры). Гавайские базальты относятся к пятой группе. В данную классификацию, хотя и несколько менее уверенно, могут быть включены следующие структуры: в группу 1 — Азорские острова, за исключением Сан-Мигель; в группу 2 — Каморские острова и Гваделупа; в группу 4 — Реюньон, Родригес, Сант-Поль, Новый Амстердам, Крозе, Буве, Самоа [52].

Как видно, в каждом из океанов встречаются представители всех или почти всех групп и даже в пределах одного океана не удастся уловить какой-либо географической закономерности. Эти пять групп можно рассматривать как исходные компоненты, из которых были получены все промежуточные составы

путем простого смешения расплавов. Но более вероятно, что каждая из этих групп представляет определенный внутренне неоднородный резервуар. Необходимо, однако, заметить, что данную классификацию нельзя рассматривать как окончательную.

С. Хартом был сделан вывод, что компоненты EM I и EM II сосредоточены в основном в Южном полушарии, в поясе между экватором и 50° ю. ш. [30]. Это так называемая аномалия DUPAL. Но они присутствуют и в Северном полушарии: о-ва Сан-Мигель (39° с. ш.), Коолау, Оаху (21° с. ш.) и подводная гора Шимада (17° с. ш.). Интересно отсутствие признаков EM I и EM II в базальтах полярных регионов и систематическое уменьшение от экватора к северу их следов. Эта глобальная закономерность, видимо, связана с начальными этапами формирования Земли [30], что, на наш взгляд, очень логично.

Неоднократно предпринимались попытки найти принципиальные отличия в составе исходных мантийных источников различных океанов. Изотопные составы (Pb и Sr) свежих базальтов ВТП (между 20° с. ш. и 21° ю. ш.) и САХ (между 65 и 10° с. ш.) различаются тем, что в САХ они варьируют значительно шире [29]. Это объясняется тем, что при малой скорости спрединга влияние плюмов гораздо более отчетливо видно в изотопных отношениях, чем при высокой, где это влияние сглаживается из-за быстрого подъема материала из мантии. М. Холнес и Р. Рихтер [33] пришли к выводу, что с увеличением скорости спрединга значительно уменьшаются отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\text{La}/\text{Sm}$  и незначительно увеличиваются  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Отношения изотопов Pb не коррелируют со скоростью спрединга. Таким образом, скорость спрединга может влиять на геохимический состав MORB, получаемых из множества мелких неоднородных источников, усредняя их составы. Поэтому этот эффект надо учитывать при оценке реальных пространственных вариаций мантийных источников.

В отличие от Атлантического океана, где Т-MORB (*transitional MORB*) приурочены в подавляющем большинстве случаев к плюмажным участкам хребта, в пределах ВТП Т-MORB не имеют видимой связи с плюмами. Как выясняется, мантия здесь незакономерно пронизана жилами обогащенного материала.

Наибольшие отличия, видимо, существуют между MORB Индийского и других океанов. Базальты Юго-Восточного Индийского хребта характеризуются более высокими изотопными отношениями Sr и Nd, низкими Pb, также низкими  $\text{La}/\text{Sm}$ ,  $\text{Nb}/\text{Zr}$ ,  $\text{Pb}/\text{Sr}$  и высокими  $\text{Sm}/\text{Nd}$  [18]. Все нефелин- и гиперстен-нормативные базальты Юго-Западного Индийского хребта находятся за пределами полей изотопных составов MORB Атлантики и Тихого океана в параметрах  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  —  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . В них самые высокие отношения  $\text{Rb}/\text{Sr}$  и низкие  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  [40]. Кроме того, особенность изотопных составов базальтов MORB Индийского океана, отличающая их от аналогичных пород Атлантического и Тихого океана, — отсутствие положительной корреляции между  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Для каждого из хребтов Индийского океана характерно индивидуальное поле с изменяющимися значениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и практически неизменными  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  [40]. Так, например, поле базальтов Юго-Восточного Индийского хребта параллельно полю базальтов хребта Карлсберг. Хотя базальты каждого из хребтов Индийского океана выходят за пределы полей атлантических и тихоокеанских MORB, в них отсутствует тенденция к сходимости к какому-либо общему исходному источнику. Таким образом, деплетированный исходный материал MORB Индийского океана неоднороден в масштабе океана и был контаминирован различным количеством древнего компонента с относительно высокими отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и низкими  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  [40]. Все три срединно-океанических хребта Индийского океана представляют особую Sr-Nd-Pb-область, отличную от ВТП и САХ, с явным влиянием эффекта DUPAL, который сказывается не только на составе островных базальтов, но и на резервуаре MORB [29].

В целом: 1) в базальтах MORB ВТП ниже отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , чем в MORB САХ и срединно-индийских хребтов (СИХ); 2) отношения изотопов Sr в ВТП более однородны, чем в базальтах САХ и СИХ; 3) мантия Индийского океана

отличается от мантии Тихого и Атлантического более высокими значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и пониженными  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  [53].

### Неупорядоченность и разноразность неоднородностей

Несмотря на наличие отчетливо выделяемых мантийных неоднородностей разного размера, до настоящего времени трудно оконтурить эти неоднородности не только в объеме, но даже в плане. Пример тому — относительно хорошо изученное Азорское поднятие, где была пробурена серия скважин. В результате получилась очень сложная картина распределения базальтов с различными изотопными и геохимическими параметрами в районе самого поднятия и к югу от него (скв. 556—564) [14, 19].

Образцы из скв. 556, расположенной вблизи Азорского поднятия, являются обедненными с низкими  $\text{Nb}/\text{Zr}$  отношениями, но в то же время с высокими отношениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . В более южной скв. 558 базальты несколько более обогащенные с теми же свинцовыми отношениями. К югу от разлома Хесса (скв. 562—564) все базальты являются обедненными, с низкими  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и высокими  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  изотопными отношениями, хотя они и варьируют. К северу от разлома Хесса картина значительно более сложная. Объединяют данные базальты несколько повышенные изотопные отношения  $\text{Pb}$  и пониженные —  $\text{Nd}$ . В то же время наблюдаются существенные вариации концентраций литофильных элементов и самих изотопных отношений, указывающие на наличие здесь обедненных (скв. 556) и обогащенных (скв. 559, 557) базальтов, а также тех и других в пределах одной скважины (558, 568 и др.). В скважине 561 часть базальтов с высокими отношениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19,53$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,59$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39,25$  и низкими  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51298$ , а часть с низкими  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,83$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,53$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,35$  и высокими  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51310$  [14, 19]. Видимо, в формировании базальтов этой скважины принимали участие два различных мантийных источника. Такие базальты могли образоваться только в небольших изолированных недолгоживущих магматических камерах, питающихся из неоднородных участков мантии, размером в первые десятки метров. По всей видимости, обедненная мантия пронизана в ряде мест жилами обогащенного вещества. Они могут быть либо неотъемлемой частью исходной мантии с момента ее формирования, либо могли сформироваться позже, в результате подтока глубинных флюидов с больших глубин. Существует еще одна точка зрения, завоевывающая все большее число сторонников, согласно которой обогащенное мантийное вещество могло попасть в мантию в результате переработки (рециркуляции) корового вещества. Таким образом, оказалось практически невозможным очертить в пространстве и во времени Азорский плюмаж из-за чередования в поступлении материала различных источников в пограничных зонах, а также из-за его смешения.

Вопрос о соотношении разломных зон и мантийных неоднородностей также представляет большой интерес. Ряд разломных зон, вне сомнения, разделяет крупные неоднородности. К ним можно отнести разлом Кейн [15, 34] и разлом Зеленого мыса [8, 13]. На большинство же мантийных неоднородностей, как начинает выясняться, разломные зоны не оказывают значительного влияния.

Химическая неоднородность, возможно, заключена в твердых растворах сосуществующих фаз (минералов) и зависит от их пропорций. Так, например, клинопироксены и гранаты могут содержать весьма обширный набор элементов. С этой точки зрения изменение валового состава с глубиной в пределах литосферы является малозначительным по сравнению с возможными вариациями содержаний акцессорных минералов (слуды, апатит, шпинели) [55].

### ДИСКУССИЯ И ВЫВОДЫ

Приведенные материалы, отражающие преимущественно новейшие результаты петрогеохимических исследований базальтов океанского дна, позволяют с еще большей уверенностью защищать тезис о провинциальных различиях в химизме



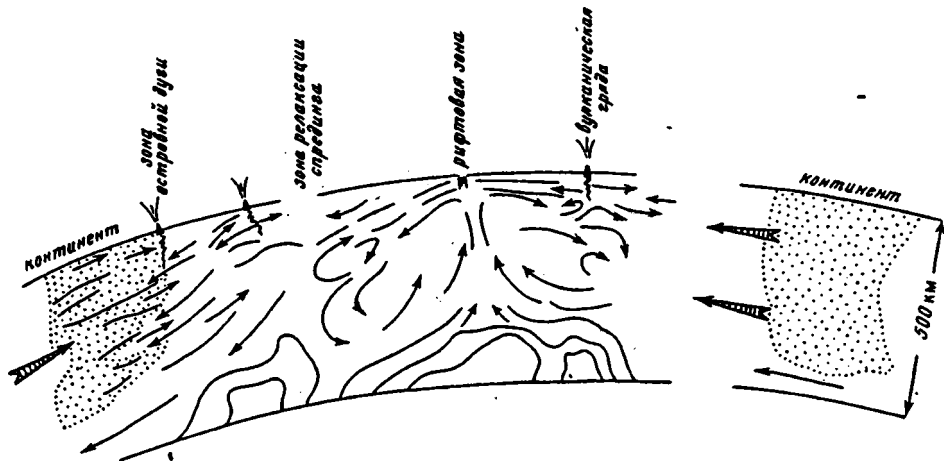


Рисунок. Модель геодинамических процессов в геосферах океана (конвекция и тектоническая расчлененность)

Тонкими стрелками и прерывистыми линиями показаны векторы субгоризонтальных тектонических стрессов и движений, а также конвективные потоки. Криволинейные контуры — глубинная конвекция. Заштрихованные стрелки — меняющиеся по интенсивности направления давления континентальных масс

и изотопном составе этих пород. Такие неоднородности могут быть обусловлены разными причинами, и на этот счет имеется обширная литература [9, 10, 12, 16, 20, 21, 30, 41, 45, 48, 54 и др.]. Главное что невозможно ныне отрицать, это — связь неоднородностей с латеральной изменчивостью состава мантийного материала. Можно уверенно говорить и об очень больших различиях в размерах неоднородностей, варьирующих от нескольких километров до нескольких тысяч километров. Если соотносить базальтовый вулканизм с мантийными конвективными потоками, то разномасштабность и сложность пространственного размещения последних представляются вполне очевидными. Несомненны и факты нерегулярности излияния и спорадичности генерации базальтовых магм, что отражает неравномерность теплопереноса из земных глубин. Ранее выполненный анализ размещения геофизических неоднородностей в земной коре и мантии с очевидностью показал их разномасштабность и разноуровневность расположения [5, 6]. Такой же вывод можно сделать и в отношении источников базальтового магматизма.

Тем самым мы получаем ряд важных отправных моментов для геодинамического моделирования.

К выводам о каскадной конвекции в мантии приводит математическое моделирование [5]. Это также существенное обстоятельство. Однако при разработке относительно многофакторной геодинамической схемы возникают большие трудности. Из-за воздействия всевозможных причин как эндогенного, так и внеземного происхождения линейность в ходе конвективных и тектономагматических процессов может отсутствовать, и в этом случае приходится вступать в область нелинейной геодинамики. Одним из таких факторов является проявление вулканизма на океанском ложе за пределами рифтовой зоны срединных хребтов. Да в сущности и в ее пределах линейность весьма условна. Более того, можно сказать, что сам факт образования Мировой рифтовой системы в ее нынешнем виде отражает нелинейный глобальный тектономагматический процесс.

Наши примеры и анализ не затрагивали тектономагматических явлений на тихоокеанских окраинах. На этот счет имеется огромная литература, притом в фокусе многих построений оказываются зоны субдукции. Однако представляется, что возможен более геологичный подход. Одним из авторов давно уже предлагается рассматривать взаимоотношение литосфер континентов и Тихого океана

в виде тектонически взаимопроникающих литопластин с общим наклоном зоны сочленения под континент. Нюанс тут в том, что в данном случае нет жесткой монолитной океанской литосферной плиты. В геологии вообще реологические свойства имеют множественные характеристики и потому построения, основанные лишь на правилах механики, малонадежны и не перспективны. Предлагаемая концепция, как кажется, открывает новые возможности для раскрытия особенностей окраинно-океанского вулканизма.

Существует еще одна важная сторона вопроса об океанском магматизме. Как свидетельствуют имеющиеся данные, спрединговый процесс не распространяется на весь океан и в сущности всюду можно обособить зоны боковой релаксации спрединга. Понятие это новое и, думается, необходимое. Подобные зоны отделяют магматические провинции срединного хребта от сопредельных провинций океанского ложа, каковых также может быть несколько.

В заключение приводим гипотетическую модель (рисунок), иллюстрирующую представления авторов о конвективных процессах на разных уровнях, зонах релаксации океанского спрединга, тектонических взаимоотношениях континентальной и океанической литосфер в переходной зоне западнотихоокеанского типа, давлениях со стороны континентальных масс. Силы сжатия, проявляющиеся нерегулярно, влияют на характер движения глубинного вещества, создавая условия для тектонического расслоения литосферных масс и их тектонического течения.

#### Список литературы

1. Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Рейснер М. Г., Мелсон В. Д. Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах//Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 43—108.
2. Пейве А. А., Разницин Ю. Н., Ляпунов С. М., Сколотнев С. Г. Неоднородности мантии в районе разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике по данным изучения базальтов//Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 1. С. 165—168.
3. Пейве А. А., Щербаков С. А. Ультраосновные породы//Строение разлома Зеленого Мыса, Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. С. 106—117.
4. Пуцаровский Ю. М. Тектоника и магматизм океанов//Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 13—17.
5. Пуцаровский Ю. М., Новиков В. Л., Савельев А. А., Фадеев В. Е. Гетерогенность мантии и конвекция//Геотектоника. 1989. № 5. С. 3—13.
6. Пуцаровский Ю. М., Новиков В. Л., Савельев А. А., Фадеев В. Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере//Геотектоника. 1990. № 5. С. 3—8.
7. Пуцаровский Ю. М., Пейве А. А. Базальты океанов и проблема гетерогенности мантий//Твердая кора океанов (проект «Литос»). М.: Наука, 1987. С. 5—19.
8. Пуцаровский Ю. М., Пейве А. А., Разницин Ю. Н. и др. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика)//Геотектоника. 1988. № 6. С. 18—31.
9. Allegre C. J., Hart S. R., Minster J.-F. Chemical structure and evolution of the mantle and continents determined by inversion of Nd and Sr isotopic data. II. Numerical experiments and discussion//Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 66. № 2. P. 191—213.
10. Allegre C. J., Turcotte D. L. Implications of a two-component marblecake mantle//Nature. 1986. V. 323. N 5. P. 123—127.
11. Batiza R., Vanco D. Petrology of young Pacific seamounts//J. Geophys. Res. 1984. V. 89. N B13. P. 11235—11260.
12. Bonatti E. Not so hot «hot spots» in the ocean mantle//Science. 1990. V. 250. N 4977. P. 107—111.
13. Bougault H., Dmitriev L., Schilling J. G., Sobolev A. et al. Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14° N//Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 88. № 1/2. P. 27—36.
14. Bougault H., Joron J. L., Treuil M., Maury R. Local versus regional mantle heterogeneities: evidence for hugromagmaphile elements//Init. Rep. DSDP. Wash. (D. C.). 1985. V. 82. P. 459—477.
15. Bryan W. B., Thompson G., Ludden J. N. Compositional variation in normal MORB from 22°—25° N: Mid-Atlantic Ridge and Kane Fracture Zone//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. № 11. P. 11815—11836.
16. Davies G. F. Earth neodymium budget and structure and evolution of the mantle//Nature. 1981. V. 290. N 4981. P. 208—213.
17. Dick H. J., Fisher R. L., Bryan W. S. Mineralogical variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges//Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 69. № 1. P. 88—106.
18. Dosso L., Bougault H., Beuzart P. et al. The geochemical structure of the South-East Indian Ridge//Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 88. N 1—2. P. 47—59.
19. Drake N. E., Rhodes J. M., Autjo L. K. Geochemistry of basalts from Deep Sea Drilling Project Holes 556—564//Init. Rep. DSDP. Wash. (D. C.). 1985. V. 82. P. 421—432.
20. Fisk M. P. Depth and temperatures of mid-ocean-ridge magma chambers and the composition of their source magmas. Spec. Publ. Geol. Soc. London. 1984. N 13. P. 17—23.

21. Flower M. F. Thermal and Kinematic control on ocean-ridge magma fractionation: contrasts between Atlantic and Pacific spreading axis//*J. Geol. Soc. London*. 1981. V. 138. N 6. P. 695—712.
22. Fodor R. V. Petrology of fresh and altered ridge-crest and seamount basalts, Southern Mid-Atlantic Ridge system, 13—14° S//*Chem. Erde*. 1989. V. 49. N 2. P. 105—117.
23. Fontignie D., Schilling J.-G.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and REE variations along the Easter Microplate boundaries (south Pacific): application of multivariate statistical analyses to ridge segmentation//*Chemical Geol.* 1991. V. 89. N 3—4. P. 209—241.
24. Fornari D. J., Perfit M. R., Allan J. F., Batiza R. Small-scale heterogeneities in depleted mantle sources: near-ridge seamount lava geochemistry and implications for mid-ocean-ridge magmatic processes//*Nature*. 1988. V. 331. P. 511—513.
25. Gerlach D. C. Eruption rates and isotopic systematics of ocean islands: further evidence for small-scale heterogeneity in the upper mantle//*Tectonophysics*. 1990. V. 172. N 3—4. P. 273—289.
26. Gerlach D. C., Störmer J. C., Mueller A. Isotopic geochemistry of Fernando de Noronha//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 85. N 1—3. P. 129—144.
27. Graham D. W., Zindler A., Kurz M. D. et al. He, Pb, Sr and Nd isotope constraints on magma genesis and mantle heterogeneity beneath young Pacific-seamounts//*Contrib. Miner. and Petrol.* 1988. V. 99. N 4. P. 446—463.
28. Hamelin B., Dupre B., Allegre C. J. Lead-strontium isotopic variations along the East Pacific rise and the Mid-Atlantic ridge: a comparative study//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. N 3. P. 340—350.
29. Hamelin B., Dupre B., Allegre C. J. Pb—Sr—Nd isotopic data of Indian ocean ridges: new evidence of large-scale mapping of mantle heterogeneities//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985/86. V. 76. N 3—4. P. 288—298.
30. Hart S. R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. N 3. P. 273—296.
31. Hegner E., Tatsumoto M. Pb, Sr and Nd isotopes in seamount basalts from the Juan de Fuca ridge and Kodiak-Bowie seamount chain, Northeast Pacific//*J. Geoph. Res.* 1989. V. 94. N B12. P. 17839—17846.
32. Hekinian R., Thompson G., Bidea D. Axial and off-axial heterogeneity of basaltic rocks from the East Pacific Rise at 12°35' N—12°51' N and 11°26' N—11°30' N//*J. Geoph. Res.* 1989. V. 94. N B12. P. 17437—17463.
33. Holness M. B., Richter F. M. Possible effects of spreading rate on MORB isotopic and Rare Earth composition arising from melting of a heterogeneous source//*J. Geology*. 1989. V. 97. N 3. P. 247—260.
34. Langmuir C. H., Bender J. F. The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of transform faults: observations and implications//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 69. N 1—2. P. 107—127.
35. Langmuir C. H., Bender J. F., Batiza R. Petrological and tectonic segmentation of the East Pacific rise, 5°30'—14°30' N//*Nature*. 1986. V. 322. N 6078. P. 138—141.
36. Mahoney J. J., Natland J. H., White W. M. et al. Isotopic and geochemical provinces of the Western Indian ocean spreading centers//*J. Geoph. Res.* 1989. V. 94. N B4. P. 4033—4052.
37. Michael P. J., Bonatti E. Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 73. N 1. P. 91—104.
38. Michard A., Montigny R., Schlich R. Geochemistry of the mantle beneath the Rodriguez triple junction and the South-East Indian ridge//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 78. N 1. P. 104—114.
39. Poreda R., Schilling J. G., Craig H. Helium and hydrogen isotopes in ocean-ridge basalts north and south of Iceland//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 78. N 1. P. 1—17.
40. Price R. C., Kennedy A. K., Riggs-Sneeringer M., Frey F. A. Geochemistry of basalts from the Indian triple junction: implications for the generation and evolution of Indian ocean ridge basalts//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 78. N 4. P. 379—396.
41. Ringwood A. E. Slab-mantle interactions. 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle//*Chemical Geology*. 1990. V. 82. N 3/4. P. 187—207.
42. Saunders A. D., Fornari D. L., Morrison M. A. The composition and emplacement of basaltic magmas produced during the development of continental-margin basins: the gulf of California, Mexico//*J. Geol. Soc. London*. 1982. V. 139. N 3. P. 335—346.
43. Schilling J.-G. Geochemical and isotopic variation along the Mid-Atlantic Ridge axis from 79° N to 0° N//*The geology of North America*. V. M. The Western North Atlantic region. The Geological Society of America. 1986. P. 137—152.
44. Schilling J. G., Thompson G., Kingsley R., Humpries S. Hotspot migration ridge interaction in the South Atlantic//*Nature*. 1985. V. 313. N 5999. P. 187—191.
45. Schilling J. G., Zajac M., Evans R. et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29° N to 73° N//*American J. of Science*. 1983. V. 283. N 6. P. 510—586.
46. Shirey S. B., Bender J. F., Langmuir C. H. Three-component isotopic heterogeneity near the Oceanographer transform, Mid-Atlantic Ridge//*Nature*. 1987. V. 325. N 6783. P. 217—223.
47. Verma S. P. Strontium and neodymium isotope geochemistry of igneous rocks from the North East Pacific and gulf of California//*Isotope Geoscience*. 1983. V. 1. N 4. P. 339—356.
48. Verma S. P., Schilling J. G., Waggoner D. C. Nd isotopic evidence for Galapagos hotspot spreading center evolution//*Nature*. 1983. V. 306. N 3294. P. 654—657.
49. Weaver B. L. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts//*Geology*. 1991. V. 19. N 2. P. 123—126.
50. Weaver B. L., Wood D. A., Tarney J., Joron J. L. Role of subducted sediment in the genesis of

- ocean-island basalts: geochemical evidence from South Atlantic ocean islands//*Geology*. 1986. V. 14. N 4. P. 275—278.
51. *Weis D.* Pb isotopes in Ascension Island rocks: oceanic origin for the gabbroic to granitic plutonic xenoliths//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 62. N 2. P. 273—282.
52. *White W. M.* Sources of ocean basalts: radiogenic isotopic evidence//*Geology*. 1985. V. 13. N 2. P. 115—118.
53. *White W. M., Hofman A. W., Puchelt H.* Isotope geochemistry of Pacific Mid-Ocean ridge basalts//*J. Geoph. Res.* 1987. V. 92. N B6. P. 4881—4893.
54. *Woodhead J. D., Mc Culloch M. T.* Ancient seafloor signals in Pitcairn Island lavas and evidence for large amplitude, small length-scale mantle heterogeneities//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 94. N 3—4. P. 257—273.
55. *Yoder H. S.* The great basaltic «floods»//*South African J. Geology*. 1988. V. 91. N 2. P. 139—156.
56. *Zindler A., Staudigel H., Batiza R.* Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 70. N 2. P. 175—195.

Геологический институт РАН,  
Москва, 109017

Поступила в редакцию  
31.1.1992

УДК 551.243.

© 1992 г. КРАПИВНЕР Р. Б.

## НОВАЯ КОНЦЕПТУАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ СКЛАДЧАТОСТИ НАГНЕТАНИЯ

Рассмотрены примеры складчатости нагнетания, в которой роль активного слоя играют разные по составу или состоянию породы, залегающие на разных уровнях осадочного чехла — от приповерхностного до глубин, измеряемых километрами. Показано, что общим для всех этих пород свойством, определяющим их активную роль в складчатости, является способность к неограниченно долгому развитию деформации установившейся ползучести в сочетании с достаточно длительной прочностью на сжатие, позволяющей преодолевать сопротивление вышележащих пластов деформированию над ядрами нагнетания. Охарактеризованы динамические условия формирования складчатости нагнетания.

Krapivner R. B. New conception of supercharge folding model. *Geotectonics*. 1992. № 4. Examples of supercharge folding are discussed in which the rocks differing in composition and state and lying at various levels of the sedimentary mantle — from the surface to the depth measuring several km — serve as an active layer. The properties characteristic of all these rocks which determine their active role in folding, are the ability for a long unlimited development of the stable flow deformation in combination with durable compression strength accounting for the resistance of the overlying strata to the deformation above the supercharge nuclei. The dynamic conditions of the supercharge folding are also described in the paper.

### 1. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Среди различных гипотез происхождения складчатости нагнетания широко признаны две главные: изостатического всплывания пород активного слоя и его раздавливания в процессе общей тектонической или экзотектонической деформации. Первая из них принята большинством исследователей соляного и глиняного диапиризма. Она базируется на данных о пониженной по сравнению с породами покровного комплекса плотности отложений активного слоя и рассматривает складчатость нагнетания как реологический процесс, аналогичный поведению двух несмешивающихся вязких жидкостей, верхняя из которых тяжелее нижней. Вторая гипотеза чаще привлекается для объяснения природы приповерхностной складчатости нагнетания или структур течения в метаморфических породах. В соответствии с ней активный слой уподобляется пластичному телу, а подстилающие и перекрывающие толщи наделяются свойствами недеформируемого твердого тела. Сближение этих жестких толщ на отдельных участках вызывает раздавливание и компрессионное течение материала пластичного слоя (серии слоев) в зоны пониженного давления. Непосредственной причиной складчатости считаются дифференцированные тектонические движения субстрата активного слоя, различия в мощностях покровного комплекса на водоразделах и в речных долинах, дополнительная ледниковая нагрузка и т. п.

Ниже мы будем рассматривать только складчатость нагнетания, развитую в осадочных толщах. Помимо литературных источников предлагаемая концепция базируется на результатах полевых исследований автора в пределах Западно-Сибирской, Печорской и Баренцево-Карской плит. На разных площадях этих плит активный слой представлен разными в литологическом отношении породами, залегающими на разных глубинах, изменяющихся от нескольких километров до

первых десятков метров. Установленный факт не является принципиально новым [27], однако до сих пор на него не обращалось должного внимания. Между тем для выяснения природы изучаемого феномена чрезвычайно важно знать, какие же свойства выделяют те или иные породы в разрезе слоистого осадочного комплекса, позволяя им играть активную роль в складчатости нагнетания.

Представляется очевидным, что большая пластическая деформация, составляющая сущность складчатости нагнетания, возможна только за счет длительного развития установившейся ползучести [27, 28]. В противном случае деформация будет либо быстро затухать, либо, наоборот, переходить в стадию ускоряющегося течения с последующим вязким разрушением породы. Отсюда, кстати, следует, что складчатость нагнетания является реакцией на весьма слабые девиаторные напряжения, при которых только и возможна пластическая деформация, длительно (т. е. в масштабе геологического времени) развивающаяся с постоянной очень малой скоростью. Таковую пластическую деформацию можно рассматривать как течение вязкой ньютоновской жидкости ввиду того, что коэффициент вязкости в этом процессе остается постоянным.

Однако способность к длительному развитию деформации установившейся ползучести является необходимым, но не единственным свойством породы, определяющим ее активную роль в складчатости нагнетания. В этом легко убедиться, анализируя различные случаи проявления глиняного диапиризма.

## 2. ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ ГЛИНЯНОГО ДИАПИРИЗМА

Известно, что по мере погружения глинистые породы испытывают фильтрационную и вторичную (за счет ползучести частиц) консолидацию. На ранних стадиях литогенеза они характеризуются рыхлым структурным каркасом, в порах которого удерживается большое количество иммобилизованной воды. Сцепление частиц осуществляется по их углам и ребрам как наименее гидратированным участкам. В процессе погружения и гравитационного уплотнения пород происходит постепенное отжатие связанной воды, увеличение количества и изменение характера контактов между частицами. Оно заключается в утонении гидратной пленки, предотвращающей непосредственное (сухое) соприкосновение частиц. При некоторой величине давления в отдельных точках торцевого соприкосновения гидратные пленки прорываются и возникают так называемые переходные контакты. Дальнейшее повышение нагрузки ведет к постепенному преобразованию переходных контактов в фазовые, характеризующиеся сухим соприкосновением частиц, плотно прилегающих друг к другу. Глины, в которых структурные связи определяются исключительно фазовыми контактами, необратимо теряют водномеханические свойства, превращаясь в аргиллиты. По экспериментальным оценкам, при отсутствии осложняющих факторов (аномально высокие пластовые давления (АВПД), тектонический стресс) это происходит на глубинах порядка 1500 м [17].

Под воздействием постоянных напряжений деформация глин осуществляется с постоянной скоростью в том случае, если концентрация дисперсной фазы достаточна для синкинематического восстановления разрушающихся структурных связей, осуществляемого в процессе броуновского движения частиц. Такая концентрация достигается на ранних стадиях гравитационного уплотнения глинистых пород [3] и, следовательно, они могли бы играть активную роль в складчатости нагнетания уже в верхних горизонтах геологического разреза. Между тем в качестве активного слоя выступают как слабо (плотность 1,8—2,0 г/см<sup>3</sup>), так и сильно литифицированные глины, причем последние продуцируют складчатость не только на значительной глубине, но иногда и вблизи дневной поверхности, где активность, казалось бы, должны проявлять лишь молодые неплотные глины. Так, подобная складчатость довольно широко проявлена в молодых регрессивных осадочных сериях, в которых кайнозойские глины перекрыты толщей рыхлых песков мощностью десятки и первые сотни метров [21]. Примерами могут служить Малоатльмские дислокации, известные в бассейне Оби [9, 16], и

складки нагнетания верхнечетвертичных глин в дельте р. Миссисиппи [26]. Приповерхностная складчатость нагнетания широко распространена и на Баренцевском шельфе, где роль активного слоя чаще всего выполняет нижнесреднечетвертичный диамиктон — мореноподобная морская глина, содержащая заметную примесь песчанно-алевритовых фракций и небольшое количество рассеянного грубообломочного материала. Плохая гидродинамическая сортировка и в связи с этим компактная упаковка частиц является причиной высокой исходной плотности диамиктона ( $1,8—1,9 \text{ г/см}^3$ ), мало меняющейся по мере его погружения. Покровный комплекс, мощность которого измеряется десятками метров, представлен алеврито-глинистыми илами или иловатыми глинами. На записях непрерывного сейсмоакустического профилирования они отличаются тонкой полосчатостью, фиксирующей дискретное нарастание гравитационного уплотнения вниз по разрезу, благодаря чему видны малейшие постседиментационные нарушения горизонтального залегания толщи. В области дислокаций полосчатость остается субпараллельной поверхности подстилающего диамиктона, изогнутой антиклинально в ядрах нагнетания и синклиналию — в зонах выжимания. Этот факт подтверждает деформационную природу структур, нередко выраженных в донном рельефе.

Вместе с тем, если покровный комплекс сложен породами с развитыми структурными связями между составляющими их частицами, складчатость нагнетания при таких же глубинах залегания активного слоя (десятки и первые сотни метров) может развиваться лишь в весьма литифицированных плотных глинах. Таковы, например, верхнепермские глины, выступающие в ядрах мелких антиклинальных складок, широко развитых в бассейнах Средней Волги, Средней и Нижней Камы [2]. Показательным примером в этом отношении являются глины нижнекембрийской лонтовасской свиты, продуцирующие складчатость нагнетания на южных склонах Балтийского щита, где они перекрыты маломощной (десятки метров) толщей ордовикских известняков и песчаников [13, 14]. Глины характеризуются стабилизационными структурными связями, способствующими сохранению водномеханических свойств этих древних пород. Стабилизация обеспечивается содержанием поверхностно-активных органических коллоидов, которые в присутствии закисного железа (оно определяет характерную синеватую окраску глин) препятствуют коагуляции и агрегированию глинистых частиц. Гидратные пленки последних утоняются не путем отжатия воды под нагрузкой, а в результате длительного старения коллоидной системы. В конце концов толщина этих пленок уменьшается до молекулярных размеров ( $10^{-7}—10^{-8} \text{ см}$ ), оказывая расклинивающее давление, препятствующее дальнейшему увеличению плотности и вязкости глин [5]. Таким образом, сохранив свойство гидропластичности, эти отложения уже на глубине в несколько десятков метров приобретают значительную прочность, сопоставимую с прочностью полускальных пород [6].

Подобной или несколько большей степени литификации обычные терригенные глины достигают при погружении на 1—3 км. На этих уровнях чаще всего и развивается «настоящий» [15] глиняный диапиризм. Верхний предел здесь лимитируется величиной критической гравитационной нагрузки, превышение которой ведет к необратимой потере гидропластичности. На глубинах, близких к обеспечивающим эту критическую нагрузку (1200—1500 м), располагаются, например, нижнетриасовые глины восточной окраины Баренцевского шельфа, вдоль которой в них развиты явления диапиризма [8]. При более глубоком залегании глины должны были бы превратиться в аргиллиты. Сохранение ими водномеханических свойств объясняется наличием АВПД, под влиянием которых критическое эффективное напряжение достигается при погружениях, значительно превышающих теоретически и экспериментально обоснованную величину (диапиризм майкопских глин на периклинальных замыканиях Кавказского антиклинория и пр.). Таким образом, нижний предел вертикального интервала развития глиняного диапиризма лимитируется максимально возможными величинами АВПД.

Резюмируя вышеизложенное, мы можем предположить, что в определенной динамической обстановке глины начинают играть роль активного слоя в складчатости нагнетания в тех случаях, когда концентрация дисперсной фазы в них становится достаточной не только для поддержания деформации установившейся ползучести, но и для преодоления сопротивления вышележащих пластов скупиванию избыточного материала в ядрах нагнетания. Отсюда следует, что наряду со способностью к большой пластической деформации породы активного слоя должны обладать достаточной прочностью на сжатие, зависящей от состава и мощности пород покровного комплекса.

### 3. ТИПЫ ПОРОД, ВЫПОЛНЯЮЩИХ РОЛЬ АКТИВНОГО СЛОЯ ВО ВНУТРИЧЕХОЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ НАГНЕТАНИЯ

Для проверки высказанных соображений рассмотрим некоторые примеры складчатости нагнетания, в которых активную роль играют не глины и каменная соль, а другие породы. Ранее нами были детально охарактеризованы приповерхностные Тиутейяхинские дислокации, проявленные в разрезе позднечетвертичной морской террасы западного побережья п-ова Ямал [7]. Активным слоем здесь является пачка мелкозернистых аллювиальных песков исходной мощностью 10—12 м. В ядрах нагнетания, иногда представляющих собой криптодиапиры, пески вовлечены в интенсивные мелкие дислокации, а их мощность возрастает в 2—2,5 раза. Покровный комплекс представлен лиманными отложениями — пачкой ритмично-слоистых песков с пропластками алевритов (12—15 м) и перекрывающей ее пачкой бесструктурных «черных глин» (15—20 м). Первая из них собрана в симметричные складки поперечного изгиба амплитудой до 20—25 м, конформные ядрам нагнетания и зонам выжимания материала активного слоя, вторая отжимается со сводов антиклиналей в соседние синклинали, маскируя деформационный рельеф. Резкая дисгармоничность мелких внутренних дислокаций в ядрах нагнетания по отношению к простым складкам поперечного изгиба в основании покровного комплекса могла возникнуть лишь в результате вязкого компрессионного течения материала активного слоя. Вместе с тем структурные признаки (участие в складчатости пластов ископаемого льда и пр.) свидетельствуют о том, что дислокации подвергались мерзлые породы. Таким образом, роль активного слоя в Тиутейяхинских складках играет пачка мерзлых песков, фактически представляющих собой песчаники, сцементированные поровым льдом. Поскольку деформационное поведение сцементированных пород определяется реологическими свойствами их цемента [3], развитие большой пластической деформации в этом случае обеспечивается, с одной стороны, ползучестью порового льда, с другой — низкой сжимаемостью мерзлых песков, которая при существующих в них температурах ( $-5^{\circ}$ — $-6^{\circ}$  С) приближается к сжимаемости скальных пород [20]. Важно отметить, что подстилающие мерзлые глины, более пластичные из-за более высокой льдистости, не играют активной роли в складчатости нагнетания, так как благодаря наличию незамерзшей воды они обладают и гораздо большей сжимаемостью.

Весьма показательны деформационные структуры, образованные эоценовыми и сенон-датскими кремнесодержащими породами Западно-Сибирской плиты. Так, в северной ее части региональным распространением пользуется залегающий на палеоэоценовых глинах горизонт нижнеэоценовых опок (50—75 м), перекрытый столь же выдержанным по латерали пластом среднеэоценовых диатомитов (50—90 м), переходящих вверх по разрезу в диатомовые глины (45—80 м). Последние в свою очередь сменяются бескремнистыми эоцен-олигоценовыми глинами тавдинской серии (50—150 м). Выше залегают преимущественно песчаные олигоценовые и песчано-глинистые неоген-четвертичные образования. В районе Уренгойского мегавала, на площади Надым-Пурского междуречья, в бассейнах рек Полуи, Северная Сосьва и др. широко развит параллельно-грядовый рельеф, причем гряды представляют собой замковые части денудированных и в незначительной степени подновленных антиклинальных складок. Наиболее древними



породами, выступающими в их ядрах, являются нижнеэоценовые опоки. На крыльях, а иногда и в замках складок вскрываются среднеэоценовые диатомиты и более молодые слои. В ненарушенном залегании опоки в непосредственном соседстве с зонами дислокаций располагаются на выдержанных глубинах, изменяющихся на разных площадях от 200 до 350 м. Следовательно, примерно такими же величинами должны характеризоваться и амплитуды складок. Вместе с тем, более глубокие слои по данным сейсморазведки залегают весьма спокойно, а размах пологих локальных изгибов регионального отражающего горизонта «Г» (верхний мел) измеряется первыми десятками метров. Таким образом, складчатые дислокации эоценовых и более молодых пород являются бескорневыми. Бурением в бассейне р. Малая Сосьва было установлено, что они представляют собой линейные диапировые структуры, образованные нагнетанием нижнеэоценовых опок [9]. Интенсивная раздробленность и брекчированность последних на макро- и микроуровнях свидетельствует о том, что нагнетание материала активного слоя осуществлялось путем катакlastического течения.

Опоковый диапиризм — яркое проявление свойственной некоторым породам вязкоупругости. В лабораторных условиях и сухие, и водонасыщенные опоки деформируются как типично упругие тела во всем диапазоне прилагаемых нагрузок, причем максимальная величина относительной деформации, предшествующей хрупкому разрушению, составляет 3—4% [19]. Вместе с тем, оказывается, что в геологических процессах при продолжительном действии девиаторных напряжений, не превышающих длительной прочности этой породы на сжатие, она начнет испытывать очень большую (400—500%) остаточную деформацию без полного разрушения.

Подобное деформационное поведение опок объясняется особенностями их вещественного состава и структуры. Опока представляет собой массивную тонкопористую породу, состоящую из органогенного аморфного кремнезема, в котором, как в базальном цементе, распределены мельчайшие (1 мк и менее) глобулы и чешуйки раскристаллизованного опала и в небольшом количестве — зерна терригенных минералов. Породу характеризует жесткими цементационными структурными связями, вследствие чего при достижимых в лабораторных условиях продолжительностях экспериментов она деформируется упруго. Механизм ползучести опок не изучен. В общих чертах его можно представить следующим образом. Под влиянием внешней нагрузки в пласте опок возникает повышенное давление поровой воды, которое в сочетании с эффектом Ребиндера на отдельных участках достигает критической величины, вызывая локальный катаклиз породы и перевод аморфного кремнезема в гидрогель путем «растворения под давлением». Медленное течение в дезагрегированном состоянии сопровождается скольжением возникших обломков друг относительно друга, что способствует их истиранию и образованию сколов. Снижение напряжений благодаря переориентировке обломочных частиц вызывает быстрое схватывание геля кремнезема, являющегося прекрасным природным цементом. В некотором конечном объеме породы катаклиз и повторная цементация синкинематически уравновешены, вследствие чего общая деформация осуществляется с постоянной скоростью (установившаяся ползучесть). Продолжительность процесса в геологическом масштабе времени обеспечивает развитие большой остаточной деформации, что в сочетании с высокой прочностью опок и позволяет им выполнять роль активного слоя в складчатости нагнетания. Инверсия плотности здесь не имеет определяющего значения, поскольку вышележащие диатомиты обладают столь же низкой плотностью, как и опоки (1,5—1,6 г/см<sup>3</sup>), однако участвуют в складчатости лишь в составе покровного комплекса. Последнее обусловлено низкой прочностью диатомитов, временное сопротивление которых сжатию на два десятичных порядка ниже, чем у опок [19].

В центральных и южных районах Западной Сибири нижнеэоценовые опоки замещаются толщей опоквидных глин, в которых и производится складчатость нагнетания, на поверхности иногда фиксированная параллельно-грядовым релье-

ефом. К одному из проявлений этой складчатости относятся известные выходы брекчированных опоковидных глин у с. Самарово (устье р. Иртыш), где в ненарушенном состоянии они залегают на глубине 540 м [7]. В сходных литологических условиях развивается диапиризм на глубоководном плато Вёринг [24]. Активным слоем здесь являются средневерхнеэоценовые кремнистые глины, кровля которых фиксируется акустически жесткой отражающей границей, свидетельствующей о том, что эти отложения гораздо более компетентны, чем осадки покровного комплекса. Последний представлен 200—300-метровой толщей олигоцен-миоценовых диатомовых глин, диатомитов и т. п. и плиоцен-четвертичных терригенных илов.

В последние годы в бассейне Нижней Оби были обнаружены выходы фаунистически доказанных сенон-датских пород, представленных интенсивно брекчированными опоковидными песчаниками и алевролитами, экспонированными в 0,7—0,9 км выше уровня своего нормального залегания [9, 10]. Один из наиболее крупных выходов в устье р. Лямин-1 имеет площадь 1,1 км<sup>2</sup> и представляет собой ядро антиклинальной складки, на крыльях которой вскрыты эоценовые и более молодые слои. Повсеместное спокойное залегание досенонских пород в сочетании с приведенными данными делает возможным единственное правдоподобное объяснение указанного феномена: опоковидные породы верхнего мела выходят на поверхность в ядрах диапировых структур. Особенно очевиден этот факт в районе неглубокого залегания верхнего мела (р. Сыня и др.). Здесь в сенон-датских слоях проявлена интенсивная складчатость нагнетания с размером крыльев до 140 м и их крутизной до 60—75°, дисгармоничная по отношению к пологозалегающим более древним толщам [1]. Таким образом, не только в опоках, но и в опоковидных песчаниках, алевролитах и глинах органогенный кремнезем играет роль, аналогичную роли льда в мерзлых породах, обеспечивая возможность развития большой остаточной деформации.

За недостатком места мы не рассматриваем складчатость нагнетания, проявленную в турон-маастрихтском глинистом меле Белоруссии [12], миоценовых бурых углей Лейпцигского бассейна [25] и др. Однако, если включить их, а также каменную соль в охарактеризованный выше перечень пород, играющих активную роль в складчатости нагнетания, становится ясным, что свойством, объединяющим все эти породы, является отнюдь не пониженная плотность или высокая податливость, а способность образовывать под влиянием постоянных слабых нагрузок большую остаточную деформацию в сочетании с относительной (при данной глубине залегания) несжимаемостью, позволяющей преодолевать сопротивление деформированию со стороны вышележащих пород. Это положение не согласуется с постулатами гипотез изостатического всплывания и раздавливания активного слоя, позволяя рассматривать последний в медленно протекающих механических процессах как вязкое, а породы покровного комплекса как упруго- или пластично-вязкое тела.

Обеим господствующим гипотезам противоречат и два других вывода, вытекающих из наших исследований. Во-первых, между приповерхностными складками нагнетания и соляными или глиняными диапирами, развивающимися на глубинах, измеряемых километрами, нет сколько-нибудь существенного вертикального интервала геологического разреза, лишенного такой складчатости (таблица). Можно поэтому говорить о едином вертикальном ряде деформационных структур, который начинается приповерхностными складками нагнетания и заканчивается соляными диапирами. Во-вторых, независимо от глубины залегания и литологического состава активного слоя, а также от размера складок они обладают общими основными морфологическими признаками. Активный слой смят дисгармонично по отношению к структуре субстрата и повсеместно характеризуется сложной внутренней дислоцированностью, указывающей на то, что нагнетание материала осуществлялось путем связного и (или) катакластического течения. Отложения покровного комплекса дислоцированы конформно синклинальным зонам выжимания и антиклинальным ядрам нагнетания активного слоя.

Ориентировочные данные о продолжительности периодов роста структур нагнетания и величинах вязких напряжений в активном слое

Район развития дислокаций	Активный слой и его возраст	Мощность, м		$\rho_a, 10^3 \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$	$\epsilon_a, \text{д. е.}$	$\eta_a, \text{Па} \cdot \text{с}$	$t_b, \text{лет}$	Скорость деформации, $\epsilon_a \frac{1}{\text{с}}$	$\tau, \text{Па}$
		активного слоя	покровного комплекса						
Баренцевский шельф	Каменная соль $P_1$	2000	5000	2,2	2,0	$10^{17}$	$10,0 \cdot 10^6$	$1,25 \cdot 10^{-14}$	$1,25 \cdot 10^3$
Октябрьская структура	Глины $T_1$	300	1200	2,4	4,0	$10^{16}$	$2,6 \cdot 10^6$	$4,9 \cdot 10^{-14}$	$4,9 \cdot 10^2$
То же, Восточно-Колгуевская структура	Опоковидные песчаники $K_2$	120	720	2,1	6,0	$10^{16}$	$5,0 \cdot 10^6$	$3,8 \cdot 10^{-14}$	$3,8 \cdot 10^2$
Западная Сибирь, устье р. Лямин-1	Опоковидные глины $P_2$	130	520	1,6	4,0	$5 \cdot 10^{14}$	$0,45 \cdot 10^6$	$2,8 \cdot 10^{-13}$	$1,4 \cdot 10^2$
То же, р. Обь, р-н устья р. Иртыш	Опоки $P_2$	60	300	1,6	5,0	$10^{15}$	$1,6 \cdot 10^6$	$1,0 \cdot 10^{-13}$	$1,0 \cdot 10^2$
То же, бассейн р. Малая Сосьва	Глины $P_{2-3}$	140	200	1,9	0,7	$5 \cdot 10^{13}$	$0,2 \cdot 10^6$	$0,6 \cdot 10^{-13}$	5,5
То же, р. Обь, р-н пос. Малый Атлым	Глинистый писчий мел $K_2$	100	120	2,0	1,2	$10^{14}$	$0,3 \cdot 10^6$	$1,2 \cdot 10^{-13}$	12,0
Р-н Гродно, Меловые горы	Мореноподобные глины $Q_{1-II}$	15	58	2,0	1,0	$5 \cdot 10^{12}$	$0,1 \cdot 10^6$	$0,3 \cdot 10^{-12}$	1,5
Баренцевский шельф, р-н о. Колгуев	Глины	120	40	2,2	0,8	$10^{14}$	$0,35 \cdot 10^6$	$0,70 \cdot 10^{-13}$	7,0
Р-н г. Ленинград, Дундергофские высоты	Мерзлые пески $Q_{III}$	10	25	2,0	2,5	$10^{12}$	$0,15 \cdot 10^5$	$0,5 \cdot 10^{-11}$	5,0
П-ов Ямал к югу от устья р. Тиутей-Яха									

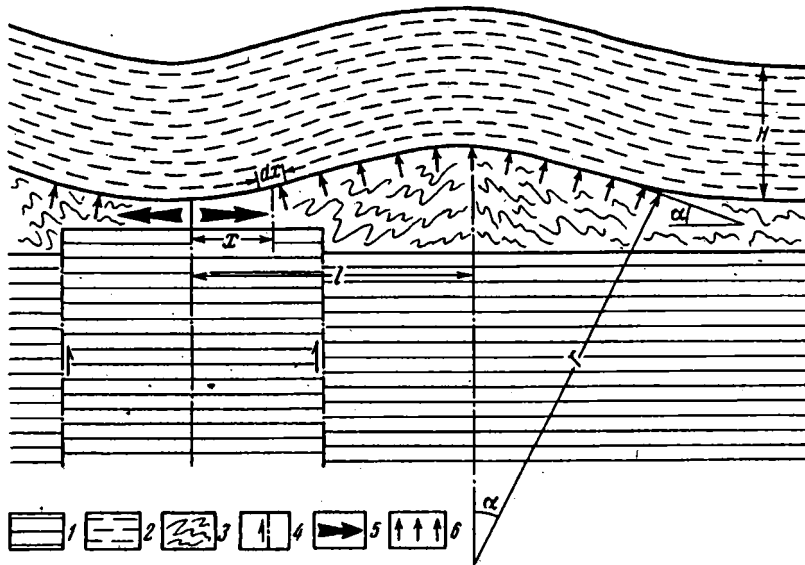


Схема начальной стадии развития складки нагнетания  
 1 — ложе активного слоя, 2 — покровный комплекс, 3 — активный слой, 4 — разрывное нарушение, 5 — направление течения материала активного слоя, 6 — силы, действующие на подошву покровного комплекса

Вполне правомерен поэтому и третий главный вывод, заключающийся в том, что физический механизм формирования складчатости не зависит от литологического состава активного слоя и глубины его залегания, а является единым для всего вертикального ряда рассматриваемых структур. Последнее подтверждается общностью деформационного поведения различных по составу и структуре пород активного слоя в поле слабых девиаторных напряжений.

#### 4. ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТОСТИ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОБРАЗУЮЩИХСЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР

Поскольку вес пород покровного комплекса действует на активный слой и в зонах выжимания, и в ядрах нагнетания, рост последних должен преодолеть лишь сопротивление этих пород деформированию. Если активный слой реагирует на внешнее воздействие как вязкое тело, в нем из-за невозможности оттока нагнетаемого материала начинает расти напряжение  $\sigma$ , аналогичное пьезометрическому напору жидкости. В плоской задаче при упруго-вязком деформационном поведении покровного комплекса на элементарную площадку его подошвы  $dx$ , расположенную на расстоянии  $x$  от зачаточной зоны выжимания, действует сила  $\sigma dx$ , создающая изгибающий момент  $M = x\sigma dx$  (рисунок). Зачаточное ядро нагнетания обособится на расстоянии  $l$  от зоны выжимания, обеспечивающем величину  $M$ , достаточную для поперечного изгиба покровных пластов. Отсюда

$$M = \int_0^l x\sigma dx = \sigma l^2/2 \quad (1)$$

Указанный момент уравнивается упругим сопротивлением пород покровного комплекса, т. е. в соответствии с [23]

$$M \geq EJ/r, \quad J = H^3/3,$$

откуда

$$\sigma l^2/2 \geq EH^3/3r, \quad (2)$$

где  $H$  — мощность пород покровного комплекса,  $J$  — момент инерции его еди-

ничного продольного сечения (плоская задача), относительно подошвы,  $E$  — модуль упругости при растяжении,  $r$  — радиус поперечного изгиба. Учитывая, что  $r = l/2 \sin \alpha$ , где  $\alpha$  — угол наклона пластов на флангах складки поперечного изгиба, напряжение в активном слое, необходимое для того, чтобы изогнуть покровные слои над ядром нагнетания в симметричную складку шириной  $2l$  с углами падения крыльев  $\alpha$ , можно найти из выражения

$$\sigma_{\alpha,l} = \frac{4EH^3 \sin \alpha}{3\beta^3} \quad \text{или} \quad \sigma_{\alpha,l} = \frac{4 \sin \alpha}{3\beta^3} \sum_{i=1}^{i=n} E_i H_i^3, \quad (3)$$

где  $n$  — число пластов в покровном комплексе. Отсюда следует, что начальным условием развития складчатости нагнетания является

$$\sigma_{\alpha,l} < \sigma_c; \quad \sigma_{\alpha,l} < \tau_n, \quad (4)$$

где  $\sigma_c$  — длительная прочность пород активного слоя на сжатие при отсутствии возможности бокового растяжения,  $\tau_n$  — условный статический предел текучести пород покровного комплекса. Этот критерий и лимитирует возможность различных пород играть роль активного слоя в складчатости нагнетания. Поскольку процесс нагнетания осуществляется путем деформации установившейся ползучести,  $\sigma_c$  и  $E$  представляют собой длительную прочность и длительный модуль упругости соответствующих пород. Естественное, что и время действия нагрузки  $t$  должно существенно превышать время релаксации напряжений  $T$  в активном слое. В соответствии с концепцией реидной тектоники деформационное поведение породы можно считать вполне вязким при  $t \geq T \cdot 10^3$ . Реидность льда составляет 1—2 нед, каменной соли — до 10 лет [18]. Принятая нами модель развития складчатости нагнетания предполагает, что реидность материала активного слоя всегда ниже реидности пород покровного комплекса.

Оценка по формулам (3), (4) показывает, что напряжения, обеспечивающие на начальной стадии ( $\alpha \approx 3^\circ$ ) развитие соляного и глиняного диапиризма, измеряются соответственно мегапаскалями и десятками долями мегапаскалей. Для роста складок нагнетания в слаболитифицированных глинах, залегающих на глубинах 100—200 м, и для возникновения диамиктоновых ядер нагнетания на Баренцевском шельфе необходимы напряжения порядка первых сотен и десятков паскалей.

Что же заставляет деформироваться материал активного слоя? Ответ, по нашему мнению, вытекает из установленной многими исследователями связи проявлений соляного и глиняного диапиризма с тектоническими структурами субстрата активного слоя, чаще всего с разломами. Такая связь отмечается и многими авторами, изучавшими приповерхностную складчатость нагнетания. Она установлена во всех упомянутых выше примерах этой складчатости независимо от глубины залегания и состава активного слоя. Указанное обстоятельство служит еще одним подтверждением общности происхождения складок нагнетания, формирующихся на разных уровнях осадочного чехла, и позволяет рассматривать значительную, если не основную их часть как один из кинематических типов вторичных структур областей динамического влияния разломов [22].

Учитывая приведенные выше данные о реидности горных пород, мы неизбежно приходим к выводу о том, что энергетическим источником складчатости в этих случаях является тектонический крип пород на крыльях разломов фундамента, иногда проникающих и в нижнюю наиболее жесткую часть осадочного чехла. Непрерывное перемещение масс вдоль разломов вызывает возникновение в вышележащих менее литифицированных породах полосы развития вторичных структур — складок продольного или поперечного изгиба и разнообразных по кинематике разрывов. Если скорость дифференцированных тектонических смещений достаточно мала и в разрезе присутствует потенциальный активный слой, он реагирует на приложенное усиление как вязкая жидкость. В результате проявленное ниже по разрезу поле упругих напряжений преобразуется в поле давлений, характер которого обусловлен распределением внешней нагрузки. Весьма разнообразные варианты такого распределения можно свести к двум главным схемам.

В первой задается локальное поднятие подошвы активного слоя. Оно может осуществляться вдоль вторичного разрыва любого кинематического типа, обладающего компонентой вертикального смещения, быть результатом роста складки поперечного изгиба над ядром нагнетания, развивающимся ниже по разрезу и т. п. Вторая схема предполагает продольное по отношению к активному слою приложение усилий, реализуемое, например, в эшелонированных надсдвиговых складках волочения, на пологих склонах, где невозможно гравитационное скольжение пород, и пр. Во всех случаях возникают градиенты давления и (или) гравитационного потенциала, вызывающие медленное течение материала активного слоя. Поскольку перемещающиеся друг относительно друга частицы имеют разные размеры и плотность, а синкинематическое восстановление разрушающихся структурных связей между ними осуществимо лишь в более или менее крупных объемах породы, это течение неизбежно становится неоднородным, что и нашло отражение в мелкой дислоцированности активного слоя внутри зон выжимания и ядер нагнетания.

Как правило, положение зон выжимания структурно предопределено — они располагаются в местах наибольшего внешнего воздействия на активный слой. В некоторых случаях, например при наличии в покровном комплексе локальных ослабленных зон, при действии на подошву активного слоя значительного по ширине вертикального штампа и т. п., материал активного слоя мобилизуется с обширной площади, вследствие чего зоны выжимания не имеют отчетливого структурного выражения.

Локализация ядер нагнетания, т. е. величина  $l$ , в соответствии с формулами (1), (2) в значительной степени зависит от деформационных свойств пород покровного комплекса. Из формул (2)—(4) следует, что при большой изгибной жесткости ( $El$ ) этих пород и (или) малой мощности активного слоя на первых порах механически выгодно образование широких пологих ядер нагнетания и конформных им складок поперечного изгиба перекрывающих слоев. Упругие напряжения внутри этих складок перераспределяются, вследствие чего возникают локальные зоны их концентрации [4]. По мере релаксации напряжений все большую и наконец решающую роль (прежде всего в зонах их локальной концентрации) начинает играть вязкая компонента деформации пород покровного комплекса (снижается величина  $\tau_n$ ). В результате в активном слое напряжения также постепенно снижаются (таблица), стабилизируются, и складчатость продолжает развиваться как установившийся релогический процесс, но на гораздо более узких локальных участках. На таких участках покровные слои продолжают деформироваться уже за счет установившейся ползучести. В конце концов в отдельных местах они протыкаются и пологие линейные структуры нагнетания первой стадии осложняются растущими с их поверхности диапировыми «штоками». Округлая в плане форма последних энергетически наиболее выгодна, так как обеспечивает наименьшее сопротивление трению.

Для подобного развития событий необходимо, чтобы при

$$t \gg T, \sigma_{a,l} \geq \tau_n \quad (6)$$

Не исключено, что если активный слой представлен каменной солью, опокой и т. п., на этой стадии развития складчатости некоторую роль начинает играть и инверсия плотности, вследствие чего возникает система субпараллельных складок с доминирующей длиной волны, определяемой расстоянием между наиболее быстро растущими ядрами нагнетания.

Предложенная схема находит подтверждение в известной стадийности роста многих структур нагнетания каменной соли [30]. Сначала образуются крупные, выпуклые кверху скопления (пологие «соляные подушки», «массивы» и т. п.), вытянутые в соответствии с тектонической структурой подсолевого ложа, а затем над их кровлей в виде апофиз, приобретающих в плане округлую форму, растут диапировые купола. Подобным двухъярусным строением нередко отличаются и структуры, созданные нагнетанием глин [11, 13], опок [9] и др. Иногда, по-видимому, при неблагоприятном соотношении мощностей активного слоя и покровного комплекса в сочетании с высокой изгибной жесткостью последнего

условие (б) не выполняется, вследствие чего вторая стадия развития складчатости так и не наступает. В разрезе сохраняется выпуклый кверху линзообразный раздув мощности активного слоя с полого изогнутыми над ним пластами перекрывающих пород. Таково происхождение многих навешенных (по терминологии В. Д. Наливкина) или так называемых инверсионных антиклинальных валов Восточно-Европейской платформы и Предуральяского кряжевого прогиба. Они характеризуются протяженностью в десятки (изредка первые сотни) километров. Крутизна их крыльев не превышает 3—5°, причем крыло, сопряженное с зоной выжимания, обычно положе противоположного. К числу таких валов, например, относится ряд антиклинальных структур Татарского свода, в которых активным слоем являются глины франского яруса, а в составе вышележащих пород преобладают известняки верхнего девона и карбона.

В приповерхностных складках нагнетания покровный комплекс чаще всего обладает низкой изгибной жесткостью, так что иногда его упругостью можно пренебречь, рассматривая толщу пород, деформируемую над активным слоем, как пластично-вязкое тело. В подобных случаях отсутствует первая стадия развития складчатости нагнетания, а образующиеся структуры имеют одноярусное строение. Как правило, эти структуры линейны и концентрируются в протяженные пояса, ориентированные в соответствии с простиранием разломов фундамента.

При достаточно высокой прочности пород активного слоя и покровного комплекса ( $\sigma_c$  и  $\tau_c$  значительны по величине) в процессе роста ядра нагнетания над ним может возникнуть сравнительно узкая и крутая складка поперечного изгиба, так что  $H \geq 2l$ . В этом случае возникает лишь одна зона локальной концентрации напряжений, располагающаяся над осевой частью ядра нагнетания [4]. В результате вторая стадия развития структуры является непосредственным продолжением первой: происходит последовательное возрастание углов наклона крыльев складки поперечного изгиба до тех пор, пока она не будет прорвана ядром диапира. Естественно, что стадийность развития такой структуры слабо отражается на ее морфологии и может быть полностью затуманена.

Общность механизма формирования складок рассматриваемого типа независимо от глубины залегания и состава активного слоя позволяет ориентировочно оценить длительность периодов развития вязкой деформации  $t_b$ , используя принцип геологического подобия [22]:

$$K = \frac{\eta_a}{\rho_a g H_a \epsilon_a t_b} = \text{const}, \quad (7)$$

где  $\eta_a$  — коэффициент вязкости,  $\rho_a$  — плотность,  $H_a$  — мощность,  $\epsilon_a$  — относительная деформация пород активного слоя. Коэффициент геологического подобия  $K$  вычислен для тиутейяхинских дислокаций, время формирования которых известно с достаточной точностью благодаря радиоуглеродным датировкам. Подставив величину  $K$  в выражение (7), можно найти значение  $t_b$ , скоростей деформации ( $\dot{\epsilon}_a = \epsilon_a/t_b$ ), а также величин сопровождающих их касательных напряжений ( $\tau = \eta \dot{\epsilon}_a$ ) для других исследованных деформационных структур (таблица).

Результаты этого натурального моделирования носят ориентировочный характер из-за неполного кинематического и динамического подобия условий формирования изученных структур в сочетании с некоторой неопределенностью параметров  $\epsilon_a$  и  $\eta_a$ . Первый из них условно оценивался как отношение максимального прироста мощности активного слоя в ядре нагнетания к ее исходной величине, в качестве второго приняты максимальные значения коэффициентов вязкости, известные по лабораторным данным, а при отсутствии таких сведений (опоки, опокovidные породы, писчий мел) — значения, представляющиеся правдоподобными в сравнении с экспериментальными оценками этого параметра для других пород. Тем не менее, приведенные в таблице продолжительности роста структур нагнетания хорошо согласуются с геолого-геоморфологическими данными, а скорости деформации соответствуют таковым для складок пластического течения уплотненных

пород по классификации Н. Прайса [29]. Можно поэтому предполагать, что порядки величин  $\dot{\epsilon}_b$  и  $\dot{\epsilon}_d$  для второй главной по продолжительности (а иногда и единственной) стадии развития складок нагнетания приведенная таблица отражает правильно.

#### Список литературы

1. Брагин П. Е. Дислокации верхнемеловых отложений и их отражение в ландшафте (бассейн р. Сыни)//Минералогия кайнозой Зап. Сибири: Тр. Зап. СибНИГНИ. Тюмень: 1985. С. 74—77.
2. Бронгулеев В. В. Мелкая складчатость платформ. Опыт структурного анализа. М.: Изд-во МОИП. Нов. сер. 1951. Вып. 14(18). 151 с.
3. Вялов С. С. Реологические основы механики грунтов. М.: Высш. шк., 1978. 447 с.
4. Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III, IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
5. Горькова И. М. Структурные и деформационные особенности осадочных пород. М.: Наука, 1965.
6. Грейсер Е. Л., Дашко Р. Э., Котлукова И. В., Малаховский Д. Б. Строение и происхождение Дудергофских высот (окрестности Ленинграда)//Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1980. Т. 112. Вып. 2.
7. Крапивнер Р. Б. Бескормые неотектонические структуры: М.: Недра, 1986. 204 с.
8. Крапивнер Р. Б., Прокудин С. К. О проявлениях складчатости нагнетания на Баренцевском шельфе//Результ., метод. и техн. морских геолого-геофиз. исслед. контин. окраин. Рига: ВНИИМоргео, 1988. С. 31—37.
9. Крапивнер Р. Б., Смирнов И. И. Надсдвиговая приповерхностная складчатость нагнетания на севере Западной Сибири//Критерии пропюза минер. сырья в приповерхн. образованиях севера Зап. Сибири и Урала. Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1989. С. 136—150.
10. Кузин И. Л., Матвеев И. Ф. Породы верхнего мела в обнажениях Нижнего Приобья//Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1973. Вып. 73. С. 60—66.
11. Лебедева Н. Б. Условия и некоторые вопросы механизма образования глиняных диапиров Керченско-Таманской области//Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 219—239.
12. Левков Э. А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 280 с.
13. Лобанов И. Н. О природе дислокаций Дудергофских высот в окрестностях Ленинграда//Геотектоника. 1976. № 6. С. 1—17.
14. Лобанов И. Н. О природе дислокаций района г. Павловска//Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1979. Т. III. Вып. 4. С. 334—342.
15. Магара Н. Уплотнение пород и миграция флюидов. Прикладная геология нефти. М.: Недра, 1982. 296 с.
16. Наливкин В. Д. Малоатльмские дислокации на р. Оби//Тр. ВНИГРИ. 1960. Вып. 158. С. 256—266.
17. Осипов В. И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М.: Изд-во МГУ, 1979. 232 с.
18. Спенсер Э. У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 366 с.
19. Трофимов Б. Т. Закономерности формирования инженерно-геологических свойств кремнистых грунтов Зауралья. М.: Наука, 1985. 86 с.
20. Цытович Н. А. Механика мерзлых грунтов. М.: Высш. шк., 1983. 288 с.
21. Чепмен Р. Е. Геология и вода. Л.: Недра, 1983. 160 с.
22. Шерман С. И., Борняков С. А., Буддо В. Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
23. Эз В. В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985. 240 с.
24. Caston V. N. D., Lane M. Tertiary sediments of the Vøring plateau, Norwegian Sea, recovered by leg. 38 of the deep sea drilling project//Initial reports of the deep sea drilling project 1974. V. 38.
25. Eisman L. Periglaciäre prozesse und permafroststrukturen aus sechs ealtseiten des quartärs-Altenburg: Altenburger naturwissen. Fchrsch.: 1981. B. 1. S. 171.
26. Morgan J. P., Coleman J. M. and Gagliano S. M. Mudlumps: diapiric structures in Mississippi delta sediments//Diapirism and diapirs: A symposium/Amer. Assoc. Petrol. geol. Tulsa. Oklach.: 1968. Mem. 8. P. 145—161.
27. O'Brien G. D. Survey of diapirs and diapirism//Diapirism and diapirs: A symposium/Amer. Assoc. Petrol. geol. Tulsa, Oklach.: 1968. Mem. 8. P. 1—9.
28. Odé H. Review of mechanical properties of salt relating to salt dome genesis//Diapirism and diapirs: A symposium//Amer. Assoc. Petrol. geol. Tulsa, Oklach.: 1968. Mem. 8. P. 53—78.
29. Price N. J. Rates of deformation//J. Geol. Soc. 1975. V. 131. P. 553—575.
30. Trusheim F. Mechanism of salt migration in northern Germany//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1960. V. 44. P. 1519—1540.

Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии, Московская обл.

Поступила в редакцию  
12.V.1991



УДК 551. 24(234.85)

© 1992 г. СОБОРНОВ К. О., БУШУЕВ А. С.

## КИНЕМАТИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СЕВЕРНОГО УРАЛА И ВЕРХНЕПЕЧОРСКОЙ ВПАДИНЫ

Новые геолого-геофизические данные, освещающие строение зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины, свидетельствуют о существовании на этой территории структур клиновидного вдвига. Вдвиговые пластины, состоящие из девонско-артинских отложений, расщепляют разрез впадины на уровне артинской глинистой пачки, залегающей в основании молассовой толщи. В составе вдвигового комплекса выделяется массивное «ядро», сложенное пластинами преимущественно компетентных карбонатных пород, и внешняя тонкочешуйчатая «оболочка», образованная терригенными артинскими отложениями. Вышележащие молассы слагают взброшенную над вдвиговым аллохтоном моноклиаль, маскирующую глубинную структуру. Девонско-сакмарские толщи ложа впадины полого погружаются под аллохтонный комплекс Урала. Анализ внутреннего строения вдвиговой зоны позволяет оценить величину ее сокращения при тектоническом сжатии не менее чем в 60 км.

Sobornov K. O., Bushuev A. S. Kinematics of the convergence zone between the northern Urals and the upper Pechora depression. *Geotectonics*. 1992. № 4. New geologo-geophysical data on the structure of the convergence zone between the northern Urals and the upper Pechora depression suggest the existence of wedge-shaped thrust structures in the area. The depression section is split by plates composed of Devonian-Artinskian deposits, precisely at the level of the Artinskian clayey unit lying at the base of the molasse sequence. The thrust complex comprises a massive «nucleus» mostly made up of competent carbonate rock sheets, and the outer fine-scaled «cover» built up of terrigenous Artinskian deposits. The overlying molasses form a monocline overthrust nappe above the thrust allochthon concealing the deeper-seated structure. The Devonian-Sakmarian strata of the depression bed dip gently under the allochthonous complex of the Urals. The analysis of the inner structure of the thrust zone enable us to conclude that under tectonic compression the zone decreased by no less than 60 km.

Изучению строения Северного Урала и прилегающих районов Верхнепечорской впадины посвящены работы многих геологов и геофизиков. Основные данные по стратиграфии, тектонике и нефтегазоносности этого обширного региона обобщены в публикациях В. И. Богацкого, В. А. Дедеева, Ю. В. Казанцева, М. А. Камалетдинова, Н. А. Малышева, В. Р. Родыгина, В. Б. Ростовщикова, Б. И. Тарбаева, В. В. Юдина [1—4, 7—8, 14—18 и др.] Выполненные геолого-съёмочные, буровые и геофизические работы показали, что структурный план этого обширного региона определяется многочисленными надвигами, вдоль которых тектонические пластины Урала перемещены к западу в сторону передового прогиба. К сожалению, крайняя ограниченность данных бурения и низкая информативность геофизических материалов затруднили расшифровку глубинного строения этой территории. Поэтому структурные построения, основанные на немногочисленных фактах, носили в значительной мере гипотетический характер. Весьма противоречивы представления различных исследователей о строении фронта надвигового пояса — перспективного района для поисков нефти и газа. Общим для большинства исследователей было признание того, что складчато-надвиговые деформации Урала ограничены зоной обнаженных на поверхности разрывов, за пределами которой развиты мощные молассовые толщи Верхнепечорской впадины.

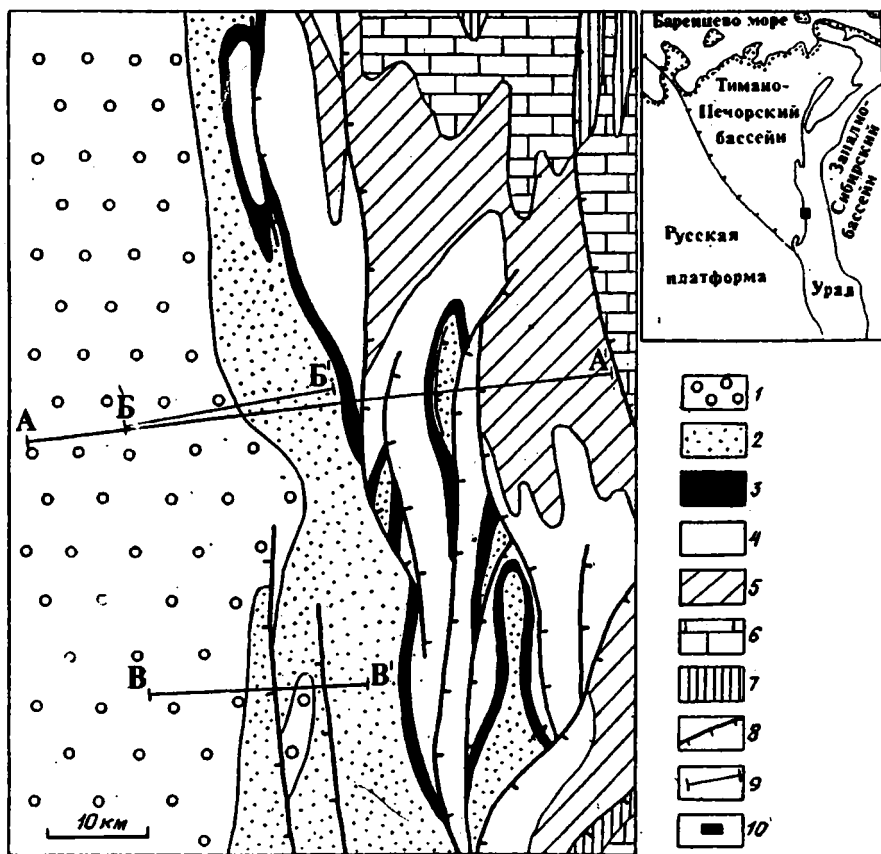


Рис. 1. Схематизированная геологическая карта центральной части зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины. Составлена с использованием данных А. С. Воинова и В. В. Юдина 1—7 — стратиграфические комплексы: 1 — верхнепермский, 2 — артинский, 3 — ассельско-сакмарский, 4 — каменноугольный, 5 — девонский, 6 — силурийский, 7 — ордовикский; 8 — надвиги (зубцы обращены в сторону висячего крыла); 9 — линии разрезов (см. рис. 3—5)

Новые геолого-геофизические данные позволяют иначе интерпретировать строение и условия формирования этой тектонической зоны. Они свидетельствуют о том, что пластины Уральского пояса надвигов в ее центральной части протягиваются на 15—20 км западнее. На протяжении около 200 км они располагаются внутри осадочного чехла, не имея при этом непосредственного выражения в приповерхностных слоях. Рассмотрим строение этих структур в районе Гудырвожской и Кырташорской антиклиналей.

#### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Рассматриваемая территория расположена на северо-востоке европейской части России (рис. 1). Ее осадочный чехол сложен отложениями ордовика-перми, суммарная мощность которых достигает 15 км [3]. Ордовикско-сакмарские отложения представлены преимущественно карбонатными образованиями, переслаивающимися с пачками аргиллитов и песчаников (рис. 2). Их накопление происходило в пределах обширного шельфа, существовавшего в раннем и среднем палеозое на большей части Печорской плиты, к востоку от которой находился Уральский палеоокеан. Артинско-верхнепермский комплекс сложен песчано-глинистыми толщами суммарной мощностью до 4,5 км. В его основании залегает выдержанная пачка глинистых сланцев артинского яруса, нормальная мощность

которой составляет 200—300 м. В составе кунгурского яруса развиты прослой и линзы гипсов и ангидритов. Накопление артинско-верхнепермского комплекса происходило в Предуральском передовом прогибе. Важную роль в поступлении обломочного материала в это время играло воздымающееся горное сооружение [18].

Возникновение складчато-надвигового сооружения Северного Урала было вызвано столкновением Печорской и Западно-Сибирской литосферных плит в конце палеозоя — начале мезозоя [5, 9, 16]. При этом мощная толща протерозойских и палеозойских отложений окраины Печорской плиты и образований, накопившихся в Палеоуральском океане, была разбита на пластины, которые надвинулись к западу, сформировав пояс надвигов (рис. 3). Точной оценке величина покровно-надвиговых перемещений в пределах этого пояса не поддается, так как имеющиеся фактические данные освещают строение главным образом лишь фронта зоны деформаций. Однако даже они дают основание полагать, что амплитуды крупных надвигов измеряются десятками, а суммарная величина сжатия всего пояса достигает нескольких сотен километров [16].

Складки и надвиги зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины в плане образуют линейную систему дислокаций, выпуклую к западу. Геофизические данные, а также материалы бурения на Вуктыльской, Югид-Вуктыльской, Патраковской, Еджид-Кыртинской и других складках свидетельствуют о том, что крупные антиклинальные зоны представляют собой головные (фронтальные) части отдельных тектонических пластин. Их размещение в некоторых случаях определяется существованием поднятий в поднадвиговом комплексе, которые служили своеобразными барьерами, препятствовавшими перемещению пластин к западу.

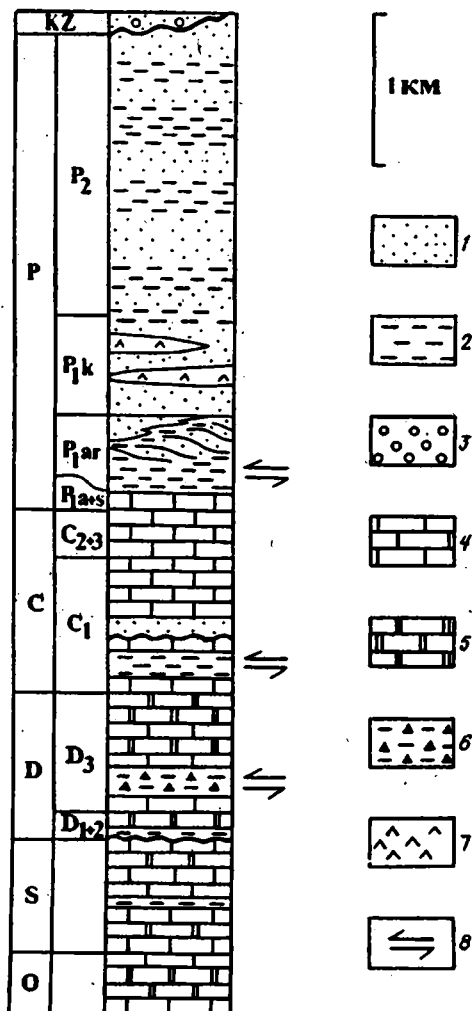


Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины  
1 — песчаники; 2 — глины и аргиллиты; 3 — конгломераты; 4 — мергели и известняки; 5 — доломиты; 6 — битуминозные сланцы (доманиковские отложения); 7 — ангидриты; 8 — зоны расчленения

#### НОВЫЕ ДАННЫЕ

В последние годы в связи с расширением поисковых работ на нефть и газ в предгорьях Северного Урала производственным объединением «Печорагеофизика» было получено много новых геофизических данных о строении этого региона. Наибольшей геологической информативностью среди них обладают данные сейсморазведки МОГТ, характеризующие строение зоны сочленения пояса надвигов и предгорной впадины до глубин 7—8 км. Целый ряд сейсмических разрезов

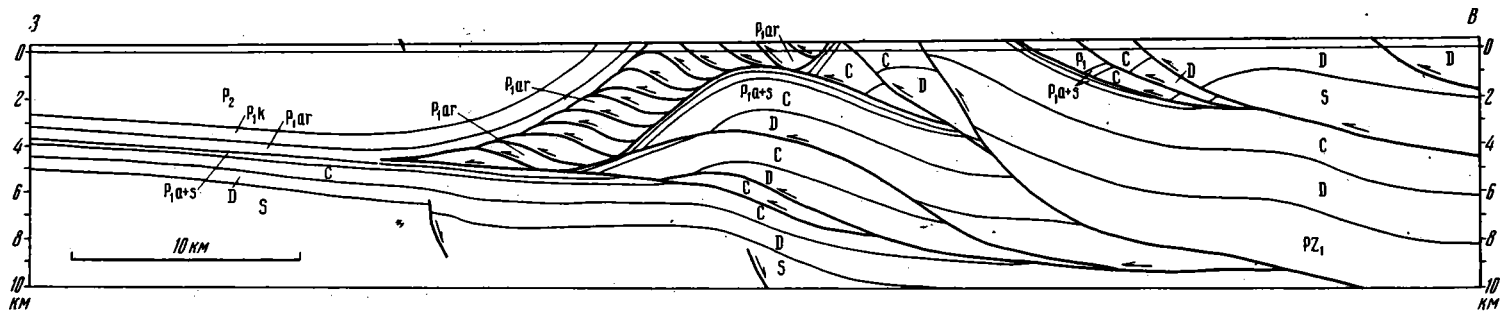


Рис. 3. Геологический разрез по линии А—А' (положение разреза см. рис. 1)

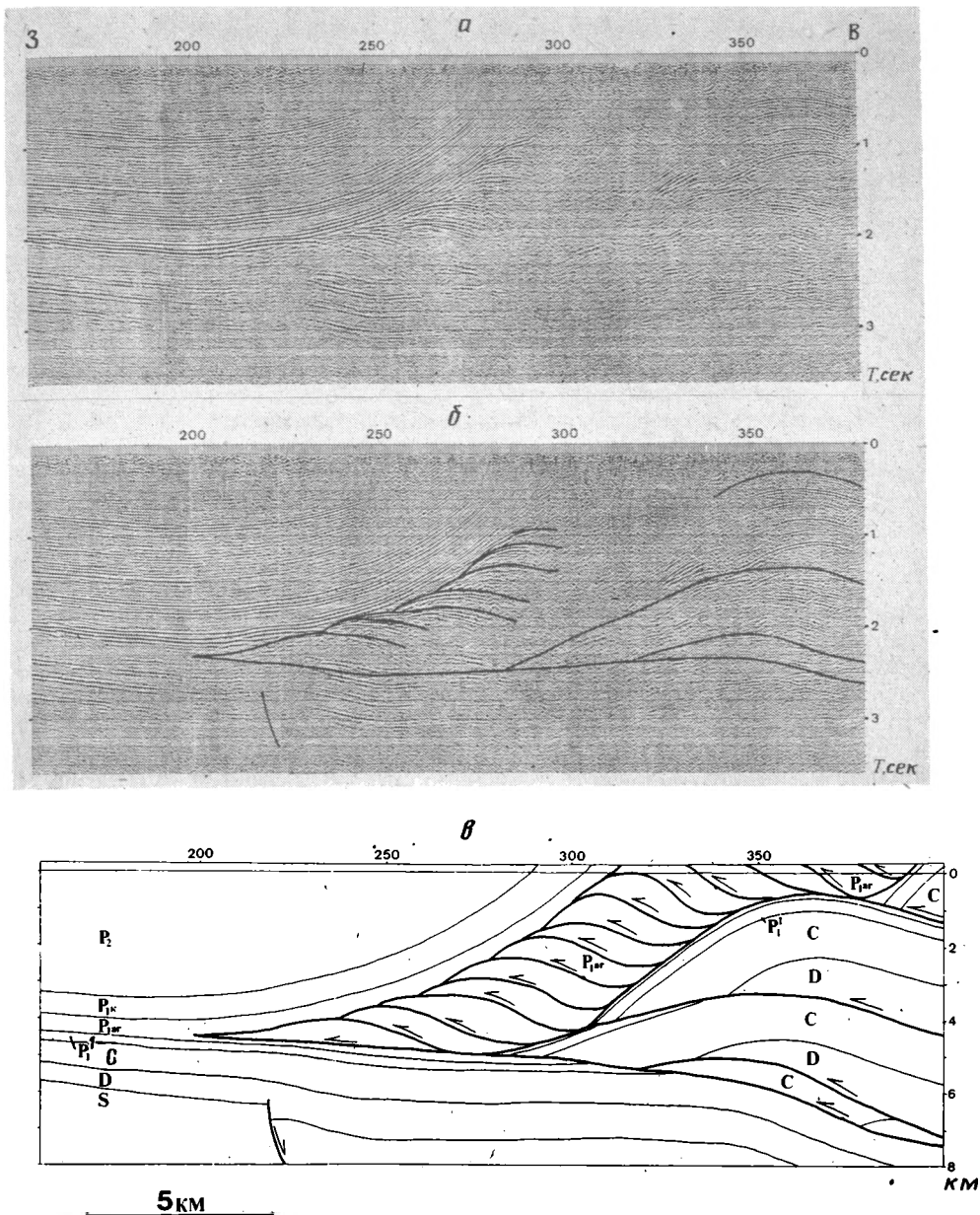


Рис. 4. Разрезы по линии Б—Б' (их положение см. рис. 1) а — мигрированный разрез МОГТ, б — он же с геолого-структурной интерпретацией, в — геологический разрез

наглядно показывает, что структура этой зоны существенно отлична от традиционной геологической модели «простого» надвигового сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины. Примеры таких разрезов, пересекающих с запада на восток осевую зону впадины и достигающих передовых складок Урала — Гудырвожскую и Кырташорскую, — приведены на рис. 4 и 5. На них достаточно определенно видно, что складчато-надвиговые дислокации развиты далеко за пределами зоны надвигов, обнаженных на поверхности. За счет этого фронт

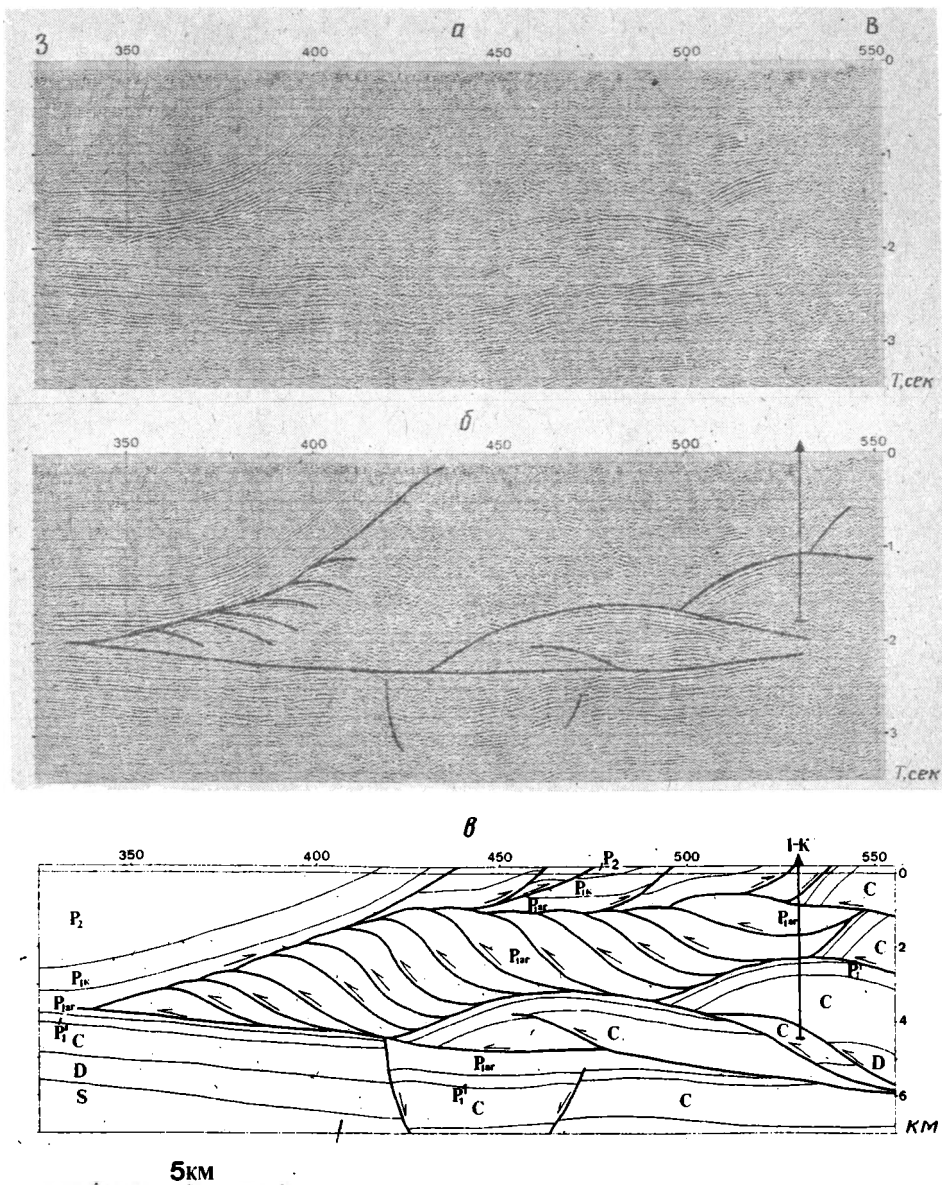


Рис. 5. Разрезы по линии В—В' (их положение см. на рис. 1)  
 а — мигрированный разрез МОГТ, б — он же с геолого-структурной интерпретацией, в — геологический разрез

уральских деформаций располагается на 15—20 км к западу, где он скрыт под молассовым покровом предгорного прогиба.

Общим для сейсмических разрезов является то, что с приближением к Уралу «нормальная» сейсмоволновая картина, характерная для Верхнепечорской впадины, распадается на три сейсмоструктурных комплекса: верхний, средний и нижний.

Верхний и нижний комплексы залегают моноклинально, облекая расщепляющий их средний комплекс. Последний имеет в разрезе клиновидную форму с острием, обращенным к западу. Данные бурения, геологической съемки и сейсмостратиграфической корреляции позволяют достаточно надежно определить,

каким литолого-стратиграфическим подразделениям соответствуют эти комплексы.

Верхний сейсмоструктурный комплекс отождествляется с толщей артинско-верхнепермских моласс. В пределах осевой зоны Верхнепечорской впадины эти отложения залегают полого, погружаясь в сторону Урала под углом в первые градусы. На восточном внутреннем борту впадины они образуют крутую моноклинали, падающую к западу под углом до  $40^\circ$ . В составе этого комплекса фиксируется целый ряд протяженных, четко динамически выраженных отражающих горизонтов, простирающихся субпараллельно друг другу.

Нижнему комплексу отвечает палеозойское карбонатное ложе передового прогиба. Данные сейсморазведки, согласующиеся с результатами интерпретации гравитационного и магнитного полей, показывают, что эта толща образует пологозалегающее автохтонное основание, продолжающееся на несколько десятков километров к востоку от фронта деформаций. Локально оно осложнено малоамплитудными разломами сбросового типа (см. рис. 4, 5).

В пределах складчатого Урала нижний комплекс вскрыт севернее рассматриваемых разрезов в скважине Верхняя Сочь-1, расположенной в своде Сочьинской антиклинали. Этой скважиной была пройдена мощная толща сидурийско-каменноугольных отложений, смятых в складки и нарушенных надвигами, а на глубине (около 4,5 км) были встречены пологозалегающие известняки раннепермского возраста (данные объединения «Севгазпром», 1991 г.), отвечающие, вероятно, кровле нижнего комплекса.

Средний сейсмоструктурный комплекс на сейсмических разрезах выражен в виде расширяющейся к востоку зоны распространения хаотических и прерывистых отражающих горизонтов и площадок, как правило, изогнутых и обращенных выпуклостью вверх. Утоняясь к западу, он переходит в акустически «прозрачный» сейсмический слой, расположенный между верхним и нижним комплексами, временной мощностью около 0,2 с. Этот слой залегают в основании пермского терригенного разреза и отождествляется с артинской глинистой толщей.

Примечательно, что внутреннее строение среднего комплекса неоднородно. По характеру сейсмической записи в нем различаются две зоны — восточная и западная. Первая образована относительно протяженными отражающими горизонтами, которые подчеркивают крупную антиформную складку, сложенную палеозойскими карбонатами. В составе второй прослеживается большое количество более коротких изогнутых отражающих площадок, группирующихся в обобленные волновые пакеты.

Фронтальная часть среднего сейсмоструктурного комплекса в магнитном поле трассируется протяженной линейной аномалией, подобной тем, которые прослеживаются вдоль разломов, ограничивающих с запада Вуктыльскую, Еджид-Кыртинскую, Югид-Вуктыльскую и другие аллохтонные пластины зоны сочленения Урала и Верхнепечорской впадины. Особенностью рассматриваемой структурной зоны является то, что в ее пределах интенсивная магнитная аномалия расположена в пределах распространения мощного моноклиналино залегающего молассового покрова. В то же время другие подобные аномалии приурочены к разломам, достигающим поверхности.

### СТРУКТУРНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Накопленные геолого-геофизические данные, освещающие строение центральной части зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины, позволяют сделать вывод о том, что она имеет вдвиговую структуру [12, 13]. Характерными являются остроугольные аллохтонные пластины, заключенные внутри осадочного чехла и не имеющие прямого отражения в моноклиналино залегающих выше- и нижележащих автохтонных толщах. Снизу и сверху они ограничены поверхностями срыва, падающими навстречу друг другу и сливающимися перед их фронтом, образуя единую взаимосвязанную систему разрывов [21, 24]. Согласно такой интерпретации, под молассовым покровом внутреннего

борта впадины располагается клиновидный тектонический аллохтон, который расщепляет осадочный чехол вдоль наиболее пластичных отложений разреза — артинских глинистых сланцев.

В пользу этого утверждения свидетельствует прежде всего общий дисгармоничный характер деформаций различных комплексов осадочного чехла, при котором сложнодислоцированный средний «клин» перекрывается и подстилается моноклинально залегающими толщами. Нижнее разломное ограничение «клина» доказываемыми данными бурения скважины Верхняя Сошь-1, а также достаточно определенно фиксируется на временных разрезах, где отмечается удвоение отражающих горизонтов девонско-нижнепермских отложений (см. рис. 5). Еще более наглядно сейсмические данные показывают существование разрывов между молассами впадины и вдвиговым комплексом. Эти разрывы достигают дневной поверхности и устанавливаются геологической съемкой. Отсутствие деформаций к западу от фронта вдвига свидетельствует о замкнутости системы разломов.

Внедрение аллохтонного клина в осадочный чехол следует также из того факта, что мощность перекрывающей его пермской терригенной толщи не обнаруживает никаких заметных изменений по восстанию моноклинали. Это подчеркивается субпараллельным простираем отражающих горизонтов в пределах соответствующего ей сейсмоструктурного комплекса (см. рис. 4, 5). При этом высота моноклинали, сложенной молассой, примерно равна толщине подстилающего ее вдвигового клина. Следовательно, образование моноклинали происходило в конце перми и/или в мезозое после накопления молассовой толщи и было обусловлено пододвиганием под нее тектонической пластины. Если бы это было не так и формирование складчато-надвиговой структуры силурийско-артинских толщ либо предшествовало, либо было одновременным с образованием молассового комплекса, то соответственно в основании последнего или внутри него фиксировались бы крупные угловые несогласия, а его мощность уменьшалась бы к востоку. Однако, как видно на временных разрезах, никаких признаков таких несогласий в зоне рассматриваемых деформаций нет.

Предлагаемая модель строения фронта Северного Урала дает логичное объяснение тому, что крупные глубинные надвиги, вскрытые в скважинах Южная Еджид-Кырта-1 и 4, Верхняя Сошь-1 и некоторых других, не имеют соответствующего выражения на поверхности. Иными словами, эти разрывные деформации «теряются» где-то на глубине, не достигнув поверхности, что в данных условиях необъяснимо с точки зрения традиционной надвиговой модели. В то же время в условиях развития вдвигов подобная ситуация представляется вполне закономерной. В этом случае надвиги, установленные бурением, не выходят на поверхность, а продолжают к западу под покровом моласс, ограничивая тектонические «клинья» (см. рис. 4, в; 5, в).

Рассматривая фронтальные деформации Урала, было бы уместно отметить, что подобный вдвиговый стиль строения не является чем-либо уникальным. В последние годы появляется все больше и больше доказательств того, что эти структуры имеют весьма широкое распространение. Их существование установлено вдоль фронта Кордильер Канады, Анд, Аппалачей, Альп, Пиренеев, Кавказа, на о-ве Тайвань, в Таримском бассейне Китая и в ряде других районов мира, (6, 10—11, 19—24, 26—30 и др.) (рис. 6). Многочисленность этих примеров косвенно подтверждает реальность предполагаемой структурной интерпретации и для Северного Урала, так как его строение и условия формирования во многом сходны с некоторыми из названных складчато-надвиговых поясов, например с Аппалачами [9, 25].

Отмеченная неоднородность волнового поля в составе клиновидного сейсмоструктурного комплекса объясняется наличием в составе вдвигового аллохтона внешней дуплексной «оболочки», сложенной артинскими глинистыми отложениями, и внутреннего «ядра», образованного массивными пластинами девонско-сакмарских карбонатов. В составе артинской «оболочки» фиксируется целая система последовательно надвинутых друг на друга маломощных чешуй, ограниченных



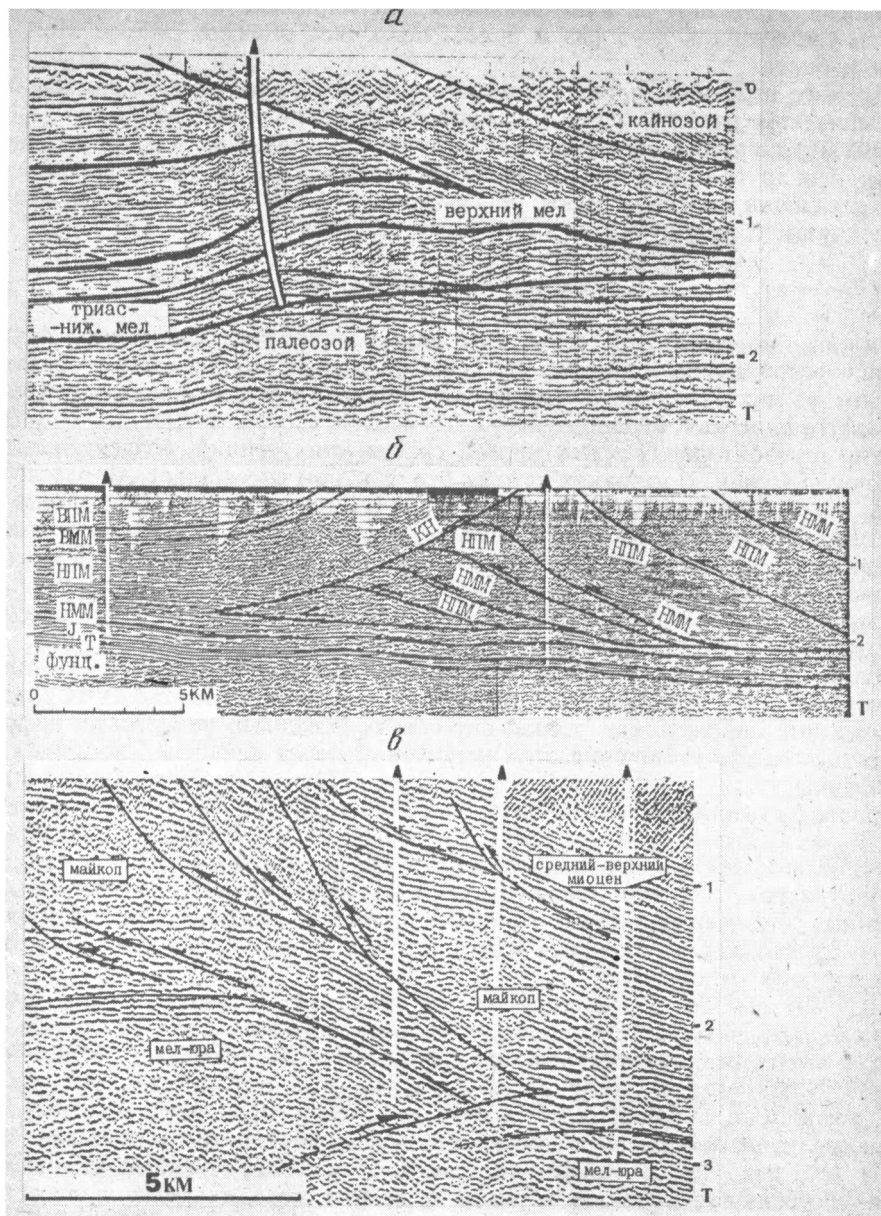


Рис. 6. Сейсмические разрезы вдвиговых зон  
 а — Кордильер Канады (из [21]); б — Баварских Альп (из [22]): ВПМ — верхняя пресноводная моласса, ВММ — верхняя морская моласса, НПМ — нижняя пресноводная моласса, НММ — нижняя морская моласса, КН — кровельный надвиг; в — Дагестанского клина (из [11])

сигмовидно изогнутыми разрывами. В предгорьях Северного Урала этот стиль строения артинских толщ отмечался В. В. Юдиным в естественных обнажениях [14]. Многократное увеличение мощности артинских отложений (до 2,5 км) и их высокая тектоническая дислоцированность, связанная, по-видимому, с тектоническими перекрытиями — последовательным сдвиганием и страиванием разреза, — установлены в разрезах скважин на Кырташорской антиклинали (см. рис. 5, в). Тот факт, что артинские отложения в полосе шириной около 20 км

тектонически утолщены за счет покровных перекрытий, в результате чего их мощность увеличена в 3—5 раз и более, позволяет оценить сжатие этой зоны в 60 км и более.

Внутреннее строение «ядра» вдвигового комплекса наиболее четко выражено на сейсмическом разрезе через Гудырвожскую антиклиналь (см. рис. 4), где вырисовывается крупная антиформная структура, состоящая из каскада надвинутых друг на друга тектонических пластин толщиной в 2—4 км. Примечательно, что нижележащие пластины менее деформированы, чем вышележащие, которые на поверхности образуют крутые линейные складки.

#### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Формирование вдвиговой структуры зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины явилось результатом совпадения нескольких факторов. Основными из них являются, по-видимому, большая мощность осадочного чехла, его стратиграфическая неоднородность по реологическим свойствам и преимущественно горизонтальная ориентировка сжимающих усилий, действовавших на осадочную толщу. В условиях сжатия эти факторы способствовали расслоению чехла на автономно дислоцированные тектонические пластины. Пластичные глинистые отложения артинского яруса играли роль буферного раздела между выше- и нижележащими толщами. Они гасили хрупкие сосредоточенные деформации надвигавшегося силурийско-нижнепермского комплекса, предохраняя от деформаций вышележащие молассы. Последние при этом испытывали лишь пассивное воздымание над пододвигающимся под них вдвиговым «клином».

Невозможность передачи сосредоточенных сколовых напряжений на значительные расстояния в пластичных глинистых артинских отложениях обусловила развитие в них наблюдаемых тонкочешуйчатых складчато-надвиговых деформаций. Тектоническое утолщение этих отложений перед фронтом массивных карбонатных пластин — образование тектонической «тени» надвигающегося покрова — делало вдвиговый аллохтон более обтекаемым, что облегчало его продвижение. К числу причин, по которым аллохтонные пластины Урала внедрялись в осадочное выполнение Верхнепечорской впадины, расщепляя его в основании молассовой толщи, но не прорывая ее, вероятно, относится и различие плотностей терригенных отложений перми и преимущественно карбонатных образований девона — ранней перми. Большая плотность последних вынуждала их «тонуть» в вышележащих отложениях.

Последовательность деформаций рассматриваемой структурной зоны в целом представлена на рис. 7. Тектоническое сжатие, действовавшее на пологозалегающую толщу осадочных отложений, вызвало ее расслоение на тектонические пластины. Наклонные и субгоризонтальные разрывы, ограничивающие эти пластины, возникли в зонах наибольшего градиента прочности пород и были приурочены главным образом к артинским глинам, турнейским и нижнефранским сланцам (см. рис. 2), а также, возможно, и к более древним отложениям. Каждая обособившаяся таким образом пластина компетентных палеозойских отложений перемещалась к западу вдоль относительно пологих разрывных плоскостей снизу и сверху (см. рис. 7, б). По мере продвижения в ее фронтальной части росла рамповая антиклиналь. Одновременно искривлялись и плоскости ограничивающих разрывов. Это постепенно затрудняло дальнейшее перемещение пластины вдоль них из-за увеличения трения в кровле и подошве и способствовало возникновению тектонических напряжений перед ее фронтом. Они в свою очередь разряжались за счет выкалывания новой пластины, которая деформировалась аналогично первой, и так далее (см. рис. 7, в—д). Естественно, что возникновение каждой новой пластины оказывало влияние на пластины, образовавшиеся ранее, так как смятие новых вызывало деформации в надвинутых на них более древних пластинах. Подобным постепенным «накапливанием» деформаций объясняется наблюдаемое усложнение складчатой структуры пластин вдвигового комплекса снизу вверх и с запада на восток.

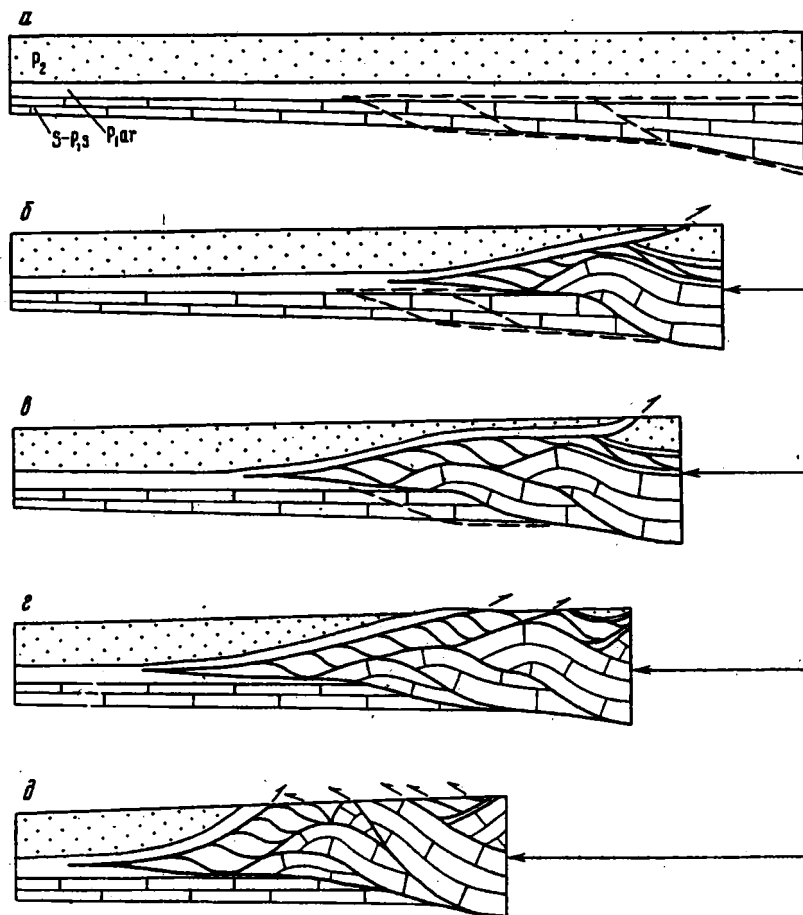


Рис. 7. Гипотетическая схема формирования вдвиговой структуры зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины  
*a* — начальное додеформационное состояние осадочного чехла, *б—д* — стадии структурной эволюции в условиях сжатия Уральского складчато-надвигового пояса: постепенное зарождение и развитие разрывов, внедрение аллохтонных пластин в основание пермских моласс, усложнение их внутренней структуры и эрозия связанного с зоной вдвига поднятия. Пунктиром обозначены места заложения будущих разломов силурийско — нижепермского комплекса отложений. Стрелки справа указывают направление сжатия и величину сокращения протяженности пояса надвигов в ходе деформаций

Таким образом, вдвиговые структуры зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины были обусловлены расслоением осадочного чехла на автономно деформируемые тектонические пластины и вклиниванием девонско-артинских пластин в основание моласс предгорной впадины.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ геолого-геофизических данных, освещающих строение центральной части зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины, показывает существование вдвиговых тектонических пластин, расщепляющих осадочный чехол впадины на уровне артинских глинистых отложений. В состав вдвигового «клина» входят девонско-артинские отложения. Компетентные девонско-сакмарские толщи разбиты на массивные тектонические пластины, последовательно

надвинутые друг на друга и образующие «ядро» вдвигового комплекса. Пластичные артинские породы образуют его тонкочешуйчатую складчато-надвиговую «оболочку». Амплитуда горизонтальных перемещений в этой структурной зоне составляет не менее 60 км. Предполагаемая структурная модель позволяет прогнозировать новые объекты поисков нефти и газа в пределах каскада складок вдвигового комплекса, не имеющих отражения в приповерхностных слоях.

Авторы выражают глубокую благодарность А. С. Воинову, В. Е. Зиньковскому, Н. В. Короновскому, В. Б. Ростовщикову, В. С. Славкину, О. Т. Суровой, П. П. Тарасову, В. С. Шеину за большую помощь в сборе материалов и обсуждении данной статьи.

#### Список литературы

1. *Богацкий В. И., Богданов Б. П., Данилевский С. А., Мотузов С. И., Романов И. Е.* Газоносность надвиговых зон северных впадин Предуралья прогиба//Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон. М.: Наука, 1990. С. 132—142.
2. Геология и перспективы нефтегазоносности Урала. М.: Наука, 1988. 240 с.
3. *Дедеев В. А., Запорожцева И. В.* Геолого-геофизическая модель земной коры Европейского Северо-Востока СССР//Проблемы геологии Европейского Севера СССР. Сыктывкар, 1983. С. 93—111.
4. *Дедеев В. А., Тимонин Н. И., Юдин В. В., Елисеев А. И.* Тектонические аспекты прогноза нефтегазоносности севера Урала и Пай-Хоя//Тектоника и нефтегазоносность складчатых поясов. Фрунзе: Кыргызстан, 1984. С. 245—252.
5. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М.* Фанерозойские палинспастические реконструкции территории СССР//Геотектоника. 1987. № 6. С. 3—19.
6. *Короновский Н. В., Панина Л. В., Стор М. А.* Тектонические предпосылки выявления залежей нефти и газа в центральной части Терско-Каспийского прогиба//Геолого-геофизические проблемы выявления месторождений нефти и газа в районах с высокой освоенностью недр. М.: Наука, 1988. С. 90—98.
7. Перспективы нефтегазоносности надвиго-складчатого пояса севера Урала//Обзор. инф. ВНИИЭгазпром. Сер. геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. 1985. Вып. 5. 45 с.
8. *Ростовщиков В. Б., Прохоров С. А., Бушуев А. С.* Особенности нового этапа в региональном изучении строения Тимано-Печорской провинции геолого-геофизическими методами//Геотектоника Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1988. С. 86—89.
9. *Самыгин С. Г., Лейтес А. М.* Тектоническое развитие Урала и Алпалачей в палеозое//Закономерности формирования структуры континентов в неогене. М.: Наука, 1986. С. 67—84.
10. *Соборнов К. О.* Поднадвиговые зоны нефтегазоаккумуляции — новый объект поисков нефти и газа в Предгорном Дагестане//Геология нефти и газа. 1988. № 2. С. 8—12.
11. *Соборнов К. О.* Клиновидные надвиги северо-восточного склона Кавказа//Сов. геология. 1990. № 2. С. 79—87.
12. *Соборнов К. О.* Строение и формирование вдвигового аллохтона Гудырвожской антиклинали Северного Урала//Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1991. № 1. С. 78—84.
13. *Соборнов К. О., Бушуев А. С.* Структуры клиновидного вдвига зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины: строение и перспективы нефтегазоносности//Геология и геодинамика нефтегазоносных бассейнов СССР. М.: ВНИГНИ, 1990. С. 59—72.
14. *Юдин В. В.* Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 1983. 173 с.
15. *Юдин В. В.* Послойные срывы в чехле востока Печорской плиты — возможный объект поисков углеводородов//Тр. Ин-та геологии КомиФАН СССР. Сыктывкар, 1985. Вып. 52. С. 29—37.
16. *Юдин В. В.* Палинспастические реконструкции сложнорасчлененных областей (на примере Урала, Приуралья и Пай-Хоя)//Препринт. Сер. новые науч. методики. Вып. 33. Сыктывкар: Коми АН СССР, 1990. 24 с.
17. *Юдин В. В., Дедеев В. А., Малышев Н. А.* Прогноз нефтегазоносности принадвиговых структур севера Урала и Приуралья//Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон. М.: Наука, 1990. С. 149—156.
18. *Юдин В. В., Малышева Е. О., Ниязметова Р. М.* Состав орогенных псефитов и аккреционная модель эволюции Палеоурала//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 6. С. 116—127.
19. *Bally A. W., Gordy P. L., Stewart C. A.* Structure, seismic data and orogenic evolution of the southern Canadian Rockies//Can. Soc. of Petrol. Geol. Bull. 1966. v. 14, n. 3, P. 337—381.
20. *Cook F. A., Coffin K. C.* Reactivation tectonics in the Arctic of Western Canada//Marine Geol. 1990. V. 93. № 1/4. P. 303—316.
21. *Jones P. B.* Oil and gas beneath east-dipping underthrust faults in the Alberta foothills//Geologic studies of Cordilleran thrust belt. Rocky Mnt. Ass. geol. 1982. V. 1. P. 61—74.
22. *Muller M., Nieberding F., Wanninger A.* Tectonic style and pressure distribution at the northern margin of the Alps between Lake Constance and the River Inn//Geol. Rundschau. 1988. V. 77. № 3. P. 787—796.
23. *Nishidai T., Berry J. L.* Structure and hydrocarbon potential of the Tarim basin (N. W. China) from satellite imagery//J. Petrol. Geol. 1990. V. 13. № 1. P. 35—58.

24. *Price R. A.* The southern Canadian Cordillera: thrust faulting, tectonic wedging, and delamination of the lithosphere//*J. Struct. Geol.* 1986. V. 8. № 3/4. P. 239—254.
25. *Rodgers J.* Fold- and-thrust belts in sedimentary rocks. Part 1: Typical examples//*Amer. J. Sci.* 1990. V. 290. № 4. P. 321—359.
26. *Stockmal G. S., Waldron J. W. F.* Structure of the Appalachian deformation front in western Newfoundland: implications of multichannel seismic reflection data//*Geology.* 1990. V. 18. № 8. P. 765—768.
27. *Teal P. R.* The triangle zone an Cabin Creek, Alberta//*Seismic expression of structural styles. AAPG Studies in Geology.* 1983. V. 15. № 3. P. 3. 4. 1—48—53.
28. *Torrini R. J., Speed R. C.* Tectonic wedging in the forearc basin — accretionary prism transition, Lesser Antilles forearc//*J. Geophys. Res.* 1989. V. 04. № B8. P. 10549—10584.
29. *Trincardi F., Argnani A.* Gela submarine slide: a major basin-wide event in the Plio-Quaternary foredeep of Sicily//*Geomarine Let.* 1990. V. 10. № 1. P. 13—21.
30. *Vann I. R., Graham R. H., Hayward A. B.* The structure of mountain fronts//*J. Struct. Geol.* 1986. V. 8. № 3/4, P. 215—227.

Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт, Москва, 105819;  
 ПГО «Печорагеофизика», Ухта, 169400

Поступила в редакцию  
 15.IV.1991

УДК 551.243.4(47)

©1992 г. ОБЫСКАЛОВ А. К., МАРКОВ А. Н., ГРАБКИН О. В.

**НАДВИГИ В ФУНДАМЕНТЕ СКИФСКОЙ ПЛИТЫ**

Геолого-петрографическое изучение керна трех глубоких параметрических скважин, вскрывающих палеозойский фундамент Скифской молодой платформы на значительную глубину, позволило выделить среди сланцев и кварцитов зоны, сложенные милонитами, ультрамилонитами и филлонитами. Пологая или горизонтальная ориентировка милонитовой сланцеватости свидетельствует о надвиговом характере тектонических движений по зонам сместителей. Приуроченность к зоне Северо-Нагутского надвига нефтепроявления указывает на возможность миграции углеводородов по зонам сместителей надвигов, сложенных интенсивно трещиноватыми милонитами.

Obyskalov A. K., Markov A. N., Grabkin O. V. Overthrusts in the Scythian plate basement. *Geotectonics*. 1992. № 4. Geologopetrographic studies of the core in three deep parameter boreholes which have exposed the Paleozoic basement of the Scythian young platform to a considerable depth, has made it possible to identify among shales and quartzites, zones composed of mylonites, ultramylonites and phyllonites. Gently dipping or horizontal mylonite schistosity suggest the overthrust nature of tectonic movements along fault fissure zones. The oil occurrence assigned to the North Nagut overthrust zone leads us to believe in the possible hydrocarbon migration along the overthrust fissure zones, composed of intensely fractures mylonites.

Палеозойские отложения Предкавказья, подстилающие плитный и так называемый переходный комплексы Скифской плиты, в последние годы все чаще рассматриваются как новый объект, подлежащий региональному геолого-геофизическому изучению, оценке и возможному вовлечению в сферу поисково-разведочных работ на нефть и газ. Однако новые достоверные данные о составе и структуре палеозойских отложений весьма немногочисленны, и получение их связано с большими трудовыми и материальными затратами. Слабая изученность комплекса обусловлена значительными глубинами его залегания во многих районах Предкавказья, а также традиционно сложившимися представлениями о его заведомой бесперспективности на нефть и газ.

Представления о стратиграфии и тектонике палеозойского комплекса, лежащие в основе известных моделей многих авторов, базируются на данных глубокого бурения главным образом тех скважин, где эти отложения вскрыты на значительную глубину — от 300—400 до 1800 м (например, Песчанокопская, Джанайская, Северо-Ставропольские 161 и 200, Красногвардейская 5, Величаевская 13 и др.).

В самое последнее время на Ставрополье и в Равнинном Дагестане палеозойский комплекс вскрыт параметрическими и разведочными скважинами, принесшими новую существенную информацию о разрезе и структурных взаимоотношениях пород. Это прежде всего Кунаковская 1, Достлукская 1 и Маньчская 2 — параметрические скважины, специально ориентированные на изучение палеозойского разреза (рис. 1). Обобщение и геологическая интерпретация новых материалов, полученных производственными нефтедобывающими объединениями Предкавказья, и является основной целью данной статьи.

Создание модели тектонического строения палеозойской толщи Предкавказья, глубоко залегающей, слабо изученной бурением и геофизическими методами,

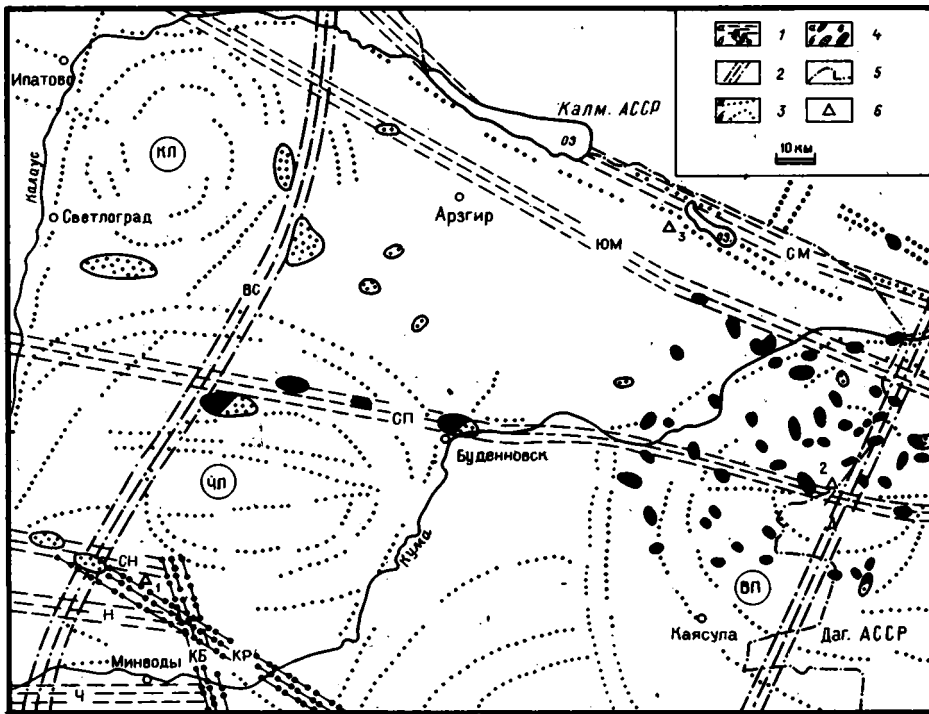


Рис. 1. Схема главнейших разломов и расположения параметрических скважин

1 — зоны разломов: а — надвиги и взбросы продольной (субкавказской) системы (СМ — Северо-Маньчская, ЮМ — Южно-Маньчская, СП — Срединно-Предкавказская, СН — Северо-Нагутская, Н — Нагутская, Ч — Черкесская зоны), б — сдвиги диагональной системы (ЖР — Краевая, КБ — Кабардинская зона); 2 — зоны разломов (преимущественно сбросы со сдвиговой составляющей) поперечной (антикавказской) системы (ВС — Восточно-Ставропольская, А — Ардонская); 3 — структурные элементы, дешифрируемые по космическим снимкам (с использованием материалов Данилевской Д. М. и др., 1990 г.): а — линейные (предположительно локальные разломы), б — дуговые (КЛ — Калауская, ЧЛ — Черноморская, ВП — Восточно-Предкавказская кольцевые структуры); 4 — месторождения: а — нефтяные, б — газовые, в — газонефтяные, нефтегазовые, газоконденсатные; 5 — граница Ставропольского края; 6 — глубокие параметрические скважины: 1 — Кунаковская 1, 2 — Достлукская 1, 3 — Маньчская 2

предполагает учет результатов исследования палеозоя в открытом залегании, в зонах Передового хребта, Бечасынской, Главного хребта. Как известно, крупным достижением последних десятилетий явилось установление покровно-складчатой структуры палеозойских и более древних образований этих зон и постепенное все более надежное обоснование надвиговой концепции их строения [1, 2]. Эпоха герцинского надвигообразования датируется поздним турне — ранним визе. В дальнейшем, на позднепалеозойском и альпийском этапах, покровные структуры карбона были смыты с образованием анти- и синформ и усложнены горизонтальными перекрытиями. В Передовом хребте известно до шести надвиговых пластин (покровных систем). Самостоятельные наборы их стратиграфических элементов были детально изучены Л. Д. Чегодаевым, и покровная структура получила в ряде случаев палеонтологическое обоснование. В зоне Главного хребта внутри кристаллического ядра Большого Кавказа, для части разреза которого доказан палеозойский возраст и единый план герцинских и альпийских структур, выявлены пологие надвиги и поддвиги с интенсивно милонитизированными породами в плоскостях сместителей. Тектонические пластины и линзы имеют сложное внутреннее строение с частым развитием изоклинальных и лежащих складок южной вергенции. На границах толщ разного состава часто наблюдаются согласные с напластованием или согласно-секущие сместители с милонитами и

УДК 551.243.4(47)

©1992 г. ОБЫСКАЛОВ А. К., МАРКОВ А. Н., ГРАБКИН О. В.

## НАДВИГИ В ФУНДАМЕНТЕ СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

Геолого-петрографическое изучение керна трех глубоких параметрических скважин, вскрывающих палеозойский фундамент Скифской молодой платформы на значительную глубину, позволило выделить среди сланцев и кварцитов зоны, сложенные милонитами, ультрамилонитами и филлонитами. Пологая или горизонтальная ориентировка милонитовой сланцеватости свидетельствует о надвиговом характере тектонических движений по зонам сместителей. Приуроченность к зоне Северо-Нагутского надвига нефтепроявления указывает на возможность миграции углеводородов по зонам сместителей надвигов, сложенных интенсивно трещиноватыми милонитами.

Obyskalov A. K., Markov A. N., Grabkin O. V. Overthrusts in the Scythian plate basement. *Geotectonics*. 1992. № 4. Geologopetrographic studies of the core in three deep parameter boreholes which have exposed the Paleozoic basement of the Scythian young platform to a considerable depth, has made it possible to identify among shales and quartzites, zones composed of mylonites, ultramylonites and phyllonites. Gently dipping or horizontal mylonite schistosity suggest the overthrust nature of tectonic movements along fault fissure zones. The oil occurrence assigned to the North Nagut overthrust zone leads us to believe in the possible hydrocarbon migration along the overthrust fissure zones, composed of intensely fractures mylonites.

Палеозойские отложения Предкавказья, подстилающие плитный и так называемый переходный комплексы Скифской плиты, в последние годы все чаще рассматриваются как новый объект, подлежащий региональному геолого-геофизическому изучению, оценке и возможному вовлечению в сферу поисково-разведочных работ на нефть и газ. Однако новые достоверные данные о составе и структуре палеозойских отложений весьма немногочисленны, и получение их связано с большими трудовыми и материальными затратами. Слабая изученность комплекса обусловлена значительными глубинами его залегания во многих районах Предкавказья, а также традиционно сложившимися представлениями о его заведомой бесперспективности на нефть и газ.

Представления о стратиграфии и тектонике палеозойского комплекса, лежащие в основе известных моделей многих авторов, базируются на данных глубокого бурения главным образом тех скважин, где эти отложения вскрыты на значительную глубину — от 300—400 до 1800 м (например, Песчанокопская, Джанайская, Северо-Ставропольские 161 и 200, Красногвардейская 5, Величаевская 13 и др.).

В самое последнее время на Ставрополье и в Равнинном Дагестане палеозойский комплекс вскрыт параметрическими и разведочными скважинами, принесшими новую существенную информацию о разрезе и структурных взаимоотношениях пород. Это прежде всего Кунаковская 1, Достлукская 1 и Манычская 2 — параметрические скважины, специально ориентированные на изучение палеозойского разреза (рис. 1). Обобщение и геологическая интерпретация новых материалов, полученных производственными нефтедобывающими объединениями Предкавказья, и является основной целью данной статьи.

Создание модели тектонического строения палеозойской толщи Предкавказья, глубоко залегающей, слабо изученной бурением и геофизическими методами,



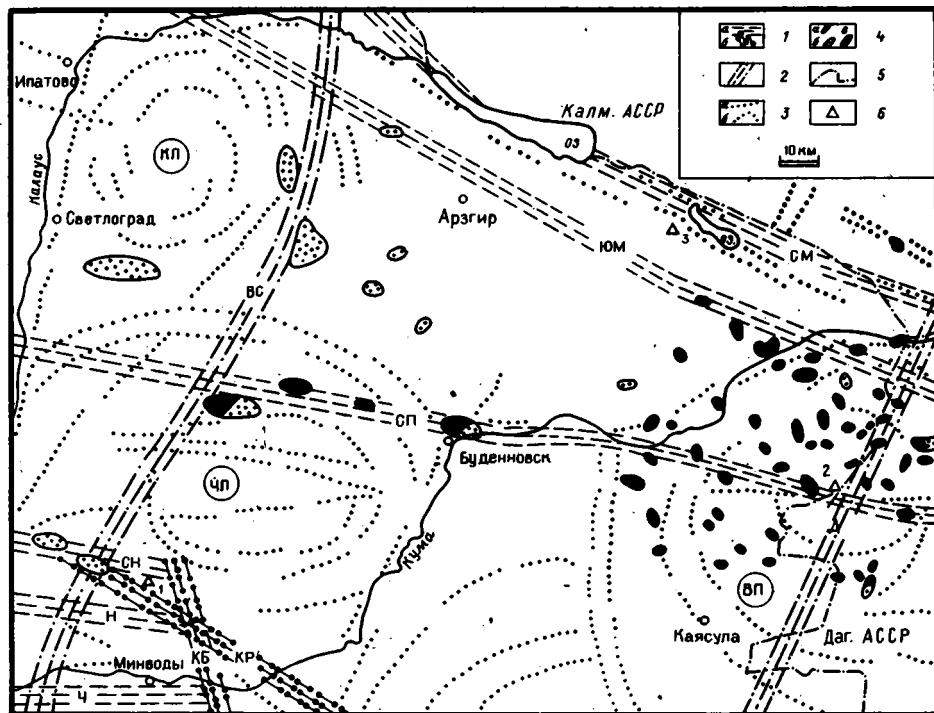


Рис. 1. Схема главнейших разломов и расположения параметрических скважин

1 — зоны разломов: а — надвиги и взбросы продольной (субкавказской) системы (СМ — Северо-Маньчская, ЮМ — Южно-Маньчская, СП — Срединно-Предкавказская, СН — Северо-Нагутская, Н — Нагутская, Ч — Черкесская зоны), б — сдвиги диагональной системы (КР — Краевая, КБ — Кабардинская зоны); 2 — зоны разломов (преимущественно сбросы со сдвиговой составляющей) поперечной (антикавказской) системы (ВС — Восточно-Ставропольская, А — Ардонская); 3 — структурные элементы, дешифрируемые по космическим снимкам (с использованием материалов Данилевской Д. М. и др., 1990 г.): а — линейные (предположительно локальные разломы), б — дуговые (КЛ — Калаусская, ЧЛ — Черноресская, ВП — Восточно-Предкавказская кольцевые структуры); 4 — месторождения: а — нефтяные, б — газовые, в — газонефтяные, нефтегазовые, газоконденсатные; 5 — граница Ставропольского края; 6 — глубокие параметрические скважины: 1 — Кунаковская 1, 2 — Достлукская 1, 3 — Маньчская 2

предполагает учет результатов исследования палеозоя в открытом залегании, в зонах Передового хребта, Бечасынской, Главного хребта. Как известно, крупным достижением последних десятилетий явилось установление покровно-складчатой структуры палеозойских и более древних образований этих зон и постепенное все более надежное обоснование надвиговой концепции их строения [1, 2]. Эпоха герцинского надвигообразования датируется поздним турне — ранним визе. В дальнейшем, на позднепалеозойском и альпийском этапах, покровные структуры карбона были смяты с образованием анти- и синформ и усложнены горизонтальными перекрытиями. В Передовом хребте известно до шести надвиговых пластин (покровных систем). Самостоятельные наборы их стратиграфических элементов были детально изучены Л. Д. Чегодаевым, и покровная структура получила в ряде случаев палеонтологическое обоснование. В зоне Главного хребта внутри кристаллического ядра Большого Кавказа, для части разреза которого доказан палеозойский возраст и единый план герцинских и альпийских структур, выявлены пологие надвиги и поддвиги с интенсивно милонитизированными породами в плоскостях сместителей. Тектонические пластины и линзы имеют сложное внутреннее строение с частым развитием изоклинальных и лежащих складок южной vergence. На границах толщ разного состава часто наблюдаются согласные с напластованием или согласно-секущие сместители с милонитами и

бластомилонитами. Доюрские метаморфические породы и гранитоиды участвуют в альпийской складчатости [1, 2, 7].

В Бечасынской зоне существование чешуйчато-надвиговой структуры более проблематично. Г. И. Баранов отнес большую часть развитых здесь чегемской и хасаутской серий к среднему палеозою, отделенному от вышележащих толщ тектоническим контактом [2], тогда как Ю. Я. Потапенко и другие исследователи считают эти серии докембрийскими [11]. Развитые в них складки субширотного простирания, согласно одной точке зрения, представляют собой догерцинские простые пологие антиклинали и синклинали, согласно другой (Г. И. Баранов) — в складки смяты несколько аллохтонных пластин, разделенных поверхностями шарьирования.

Итак, в последние десятилетия многими исследователями показано, что в доюрском этапе всех структурных зон Северного Кавказа широко развиты надвиги, ограничивающие тектонические покровы. Предполагается перемещение покровов с юга на север в середине раннего карбона (судетская фаза герцинского цикла).

Кроме материалов по палеозойским отложениям Кавказа, доступным непосредственному наблюдению, для суждения о стиле деформаций глубоких горизонтов Скифской плиты необходимо учесть новые данные о надвигово-чешуйчатом строении средневерхнепалеозойских отложений северного склона кряжа Карпинского в зоне его сочленения с Прикаспийской впадиной Русской платформы. Работами В. П. Климашина, а также И. Н. Капустина и других исследователей [4, 5] для этой зоны на материалах глубокого бурения доказано аллохтонное залегание верхнекаменноугольно-нижнепермских и частично московских отложений, под которыми вскрыты платформенные мелководные карбонатные отложения турнейско-нижнебашкирского возраста. Таким образом, Русская платформа прослеживается здесь под нагромождением шарьяжей намного южнее принятой сейчас ее границы со Скифской плитой, возможно, — до широты города Элиста. Особенно уверенно надвиг подтвержден данными глубокой скв. 1 Краснохудукской площади. Пластины верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений перемещены с юга на север, и при их нагромождении образовались валы вдоль фронта надвигов, трассируемых цепочками локальных поднятий (Сухотинский, Алексеевский, Каракульский, Смушковский, Высоковский и др.). Эпоха надвигообразования датируется концом поздней перми (позднегерцинская фаза) и связывается со значительными тангенциальными напряжениями и горизонтальным перемещением масс.

Как уже отмечалось [7], открытие шарьяжей в пределах кряжа Карпинского в сопоставлении с покровным строением герцинского комплекса обнаженной части Северного склона Кавказа позволяет предполагать присутствие шарьяжей и в промежуточной области. Теперь, когда в Южном и Северо-Восточном Предкавказье пробурены глубокие параметрические скважины для изучения палеозойского комплекса, становится ясно, что предположения эти находят подтверждение.

Перейдем к описанию разрезов скважин — от южных районов к северным.

Параметрическая скважина Кунаковская 1 пробурена ПО «Кавказтрансгаз» в северном обрамлении Минераловодского выступа, на восточной периклинали Северо-Нагутско-Веселовской антиклинальной зоны. В результате геолого-петрографического изучения керна построен разрез скважины (рис. 2). До глубины 3632 м скважина вскрывает платформенный чехол, подошвенная часть которого сложена аркозовыми песчаниками, песчанистыми доломитами и конгломератами пермо-триасового возраста; ниже залегают метаморфические породы фундамента. В разрезе этой скважины можно выделить следующие петрографические разновидности метаморфических пород: тектонические брекчии, кварциты, сланцы, филлониты, милониты.

Тектонические брекчии на 95—98% сложены обломками кварц-серицитовых, кварц-хлорит-серицитовых, гранат-кварц-серицитовых сланцев, кварц-хлорит-серицитовых филлонитов, кварцитов. Обломки, чаще всего удлиненной остроуголь-

ной формы, вдавлены друг в друга так, что цемента почти не наблюдается, хотя в некоторых случаях роль цементирующей массы (2—3%) выполняют перетертый милонитизированный кварц и графит. Структура пород разнотекстурная, размеры составляющих обломков от 0,4 до 50—70 мм. Текстура беспорядочная.

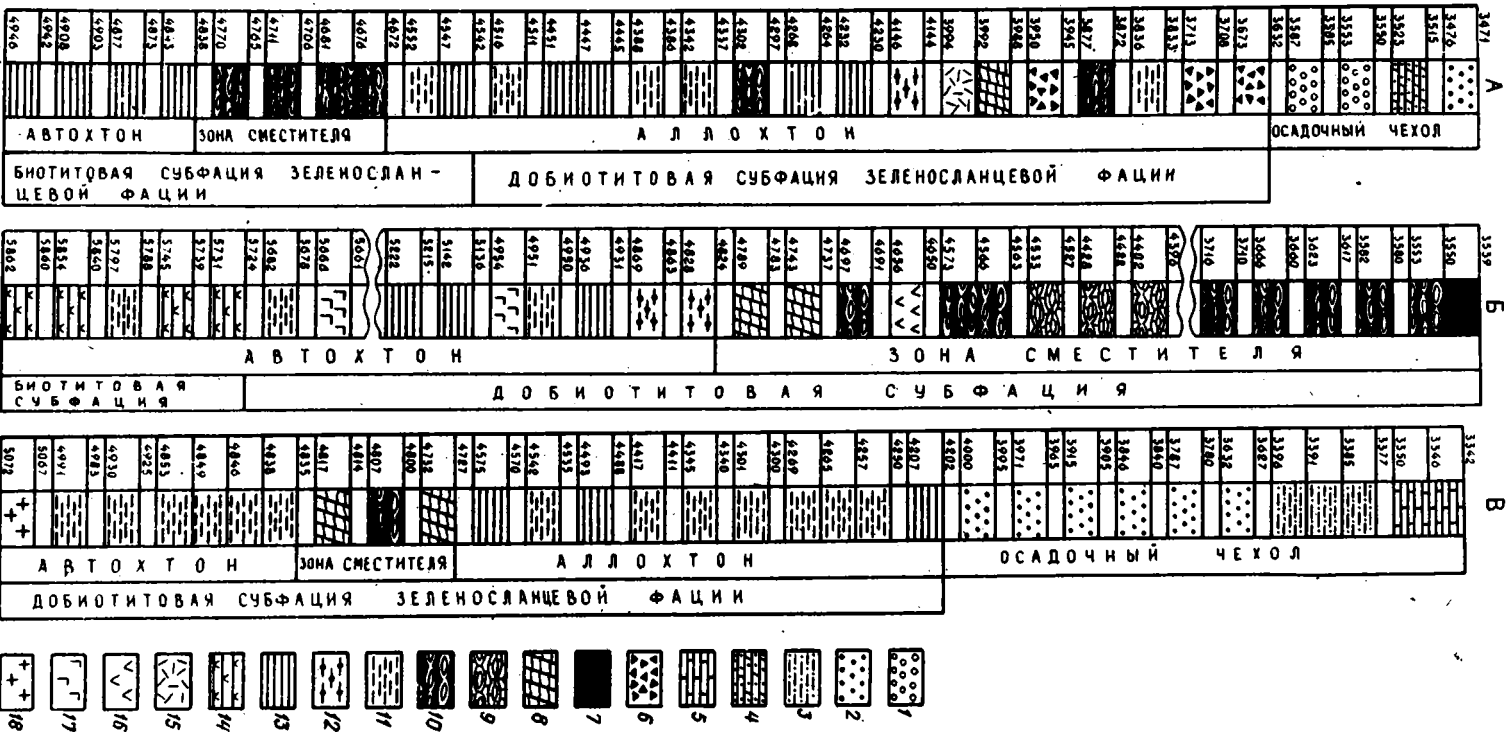
Кварциты сложены кварцем (60—90%), хлоритом (0—10%), серицитом (5—20%), биотитом (0—15%). Кварц представлен мелкими изометричными зернами размером от 0,08 до 0,5 мм. Чешуйки хлорита, серицита или биотита размером от 0,03 до 0,1 мм располагаются параллельно и равномерно распределены в объеме породы. Структура лепидогранобластовая, текстура однородная. Акцессорные минералы: турмалин, рудный. Иногда в кварцитах наблюдается (до 25—30%) вторичный кальцит.

Сланцы сложены кварцем (25—30%), хлоритом (0—20%), серицитом (50—60%), биотитом (0—60%), в некоторых разностях присутствует гранат (до 15%). Кварцевые зерна, размером от 0,05 до 0,15 мм, равномерно распределены в объеме породы, но иногда концентрируются в мономинеральные полосовидные скопления. Чешуйки хлорита, серицита или биотита своим удлинением располагаются вдоль сланцеватости породы и образуют полосчатую текстуру, количественно преобладая над кварцем в одних полосках и разубоживаясь в других. Структура пород лепидогранобластовая, в гранатсодержащих разностях лепидопорфиногранобластовая. Акцессорные минералы: турмалин, рудный. Иногда в сланцах наблюдаются интенсивные процессы окварцевания и карбонатизации.

Филлонит (интервал 3988—3992 м) сложен серицитом (75—80%), хлоритом (около 5%) и кварцем (15—20%). Серицит и хлорит представлены чешуйками размером от 0,02 до 0,1 мм, кварц образует эллипсообразные очки размером от 0,15 до 0,3 мм. От сланцев филлонит отличается наличием двух систем сланцеватости. Первая, более ранняя, образована параллельным расположением чешуек серицита и хлорита и вытянутыми вдоль нее эллипсообразными очками кварца. Вторая, более поздняя, вдоль которой происходит S-образное изгибание чешуек серицита и кварцевых очков, сечет первую под углом в 40—45° (рис. 3, а). Вероятно, с образованием второй системы сланцеватости связан процесс серицитизации кварцевых очков. Структура породы лепидогранобластовая, текстура очковая. Акцессорные минералы: турмалин и рудный.

Милониты сложены серицитом и биотитом (50—60%), кварцем (30—40%), рудным веществом (0—10%). Основная мелкозернистая масса представлена чешуйками серицита и биотита, кварцем и распыленным рудным веществом. На ее фоне наблюдаются сравнительно крупные порфинокласты кварца и, редко, плагиоклаза размером от 0,1 до 1,0 мм. Порфинокласты кварца и плагиоклаза имеют вытянутую, развальцованную, эллипсообразную форму и своим удлинением ориентируются вдоль милонитовой сланцеватости (рис 3, б). Основная мелкозернистая масса обтекает порфинокласты, и составляющие ее чешуйки серицита и биотита также располагаются вдоль милонитовой сланцеватости. Процесс окварцевания в милонитах развит до такой степени, что иногда в обширном поле развития вновь образованного кварца наблюдаются лишь небольшие реликты кварц-биотит-серицитового субстрата. Кроме того, милониты часто разбиты многочисленными трещинами, которые заполнены кварцем, кальцитом и рудным веществом. Структура милонитовая, текстура очковая. Акцессорные минералы: турмалин и рудный.

Метаморфические породы фундамента в разрезе скважины Кунаковская 1 можно разделить по степени метаморфизма на две субфации. До глубины 4542 м в породах наблюдаются хлорит и серицит, характерные для добиотитовой субфации зеленосланцевой фации. Железомagneзиальные гранаты в условиях этой субфации не образуются, однако в породах с повышенным содержанием марганца возникают гранаты, состоящие на 85—95% из спессартина [6]. По-видимому, именно такую породу с повышенным содержанием марганца, в которой



устойчив гранат-серицит-кварцевый парагенезис, мы наблюдаем в интервале 4144—4146 м. Ниже глубины 4542 м в сланцах, кварцитах, милонитах присутствует биотит, что характеризует переход к биотитовой субфации зеленосланцевой фации.

Породы фундамента в разрезе скважины Кунаковская 1 начинаются мощной (~350 м) толщей тектонических брекчий, к подошве которой приурочено внедрение андезитов, далее, до глубины 4672 м, наблюдается в основном переслаивание нетектонизированных сланцев и кварцитов. В интервале 4672—4838 м распространены милониты, а ниже, до забоя, прослеживаются нетектонизированные биотитовые сланцы. В керне с глубины 4706—4711 м четко видна милонитовая сланцеватость, выраженная линзообразными обособлениями кварца и вытянутыми в цепочки кристаллами пирита, которая ориентирована под углом 30° к горизонту. Эти факты приводят к мысли о том, что скважина Кунаковская 1 вскрывает надвиг со следующими структурными элементами: 3632—4672 м — аллохтон, 4672—4838 м — зона сместителя, ниже — автохтон. Маломощные зоны милонитов и филлонитов внутри аллохтонной пластины образовались, вероятно, в результате межслоевых срывов во время движения аллохтона.

Северное обрамление Минераловодского выстула, где пробурена скважина Кунаковская 1, характеризуется сложным разломно-блоковым строением (рис. 1). Ранее здесь были выделены два скрытых под чехлом взбросо-надвига субширотного простириания: Черкесский и Нагутский [10]. Севернее Нагутского взбросо-надвига геологической съемкой и сейсморазведкой установлены два, вероятно, более молодых вертикальных разлома, которые прослеживаются в осадочном чехле и обрамляют с юга и севера Нагутскую синклиналь [9]. Восточным ограничением Минераловодского выстула является скрытая под чехлом Кабардинская система сдвиговых нарушений северо-западного простириания [3]. Наши данные по скважине Кунаковская 1 позволяют говорить о существовании еще одного надвига субширотного простириания, который до сих пор никем еще не выделялся и который мы называем Северо-Нагутским. Такая довольно частая сетка надвигов субширотного простириания разбивает фундамент рассматриваемого района на пластины, которые надвинуты одна на другую с юга на север.

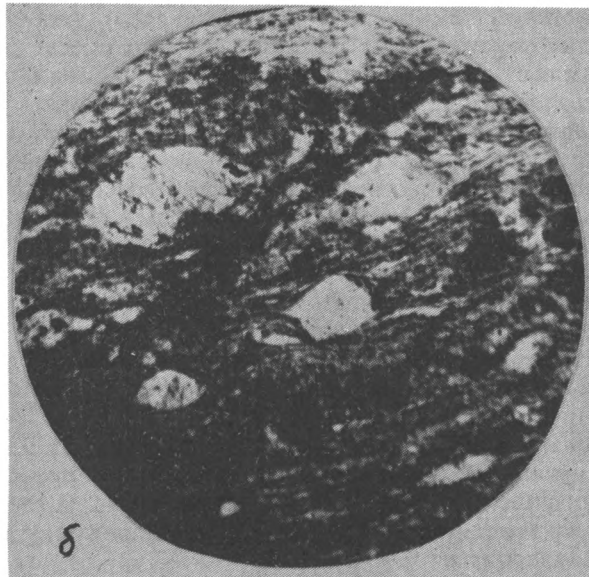
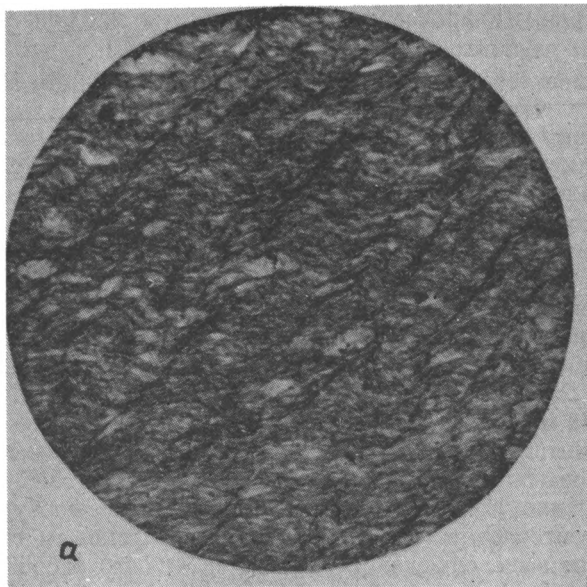
Северо-восточнее скважины Кунаковская 1 ПО «Ставропольнефтегаз» пробурена одна из самых глубоких в Предкавказье параметрическая скважина Достлукская 1, которая в тектоническом отношении приурочена к юго-восточному склону Озек-Суатского поднятия Прикумской системы поднятий на границе Ставропольского края и Дагестана (рис. 1).

В разрезе скважины Достлукская 1 (рис. 2) до глубины 3539 м вскрываются породы осадочного чехла, представленные аргиллитами и песчаниками. Ниже наблюдаются метаморфические породы фундамента, среди которых можно выделить следующие петрографические разновидности: милониты, ультрамилониты, филлониты, сланцы, кварциты.

В милонитах присутствуют порфиорокласты кварца и плагиоклаза размером до 1—1,5 мм, имеющие удлинённую, развальцованную, эллипсообразную форму. Порфиорокласты кварца и плагиоклаза часто замещены серицитом, хлоритом, кальцитом и своим удлинением ориентируются вдоль милонитовой сланцеватости. Основная мелкозернистая масса, обтекающая кварцевые и плагиоклазовые порфиорокласты, представлена чешуйками серицита, хлорита и мелкозернистым квар-

Рис. 2. Разрезы глубоких параметрических скважин (А — Кунаковская 1, Б — Достлукская 1, В — Маньчская 2)

1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — глинистые сланцы, 4 — песчаные доломиты, 5 — известняки, 6 — тектонические брекчи, 7 — ультрамилониты, 8 — филлониты, 9 — милонитизированные известняки, 10 — милониты, 11 — кварциты, 12 — гранат-кварц-серицитовые сланцы, 13 — сланцы хлорит-серицитовые, серицитовые, биотитовые, 14 — сланцы кварц-эпидот-биотит-амфиболовые, 15 — андезиты, 16 — базальты, 17 — габбро, 18 — граниты

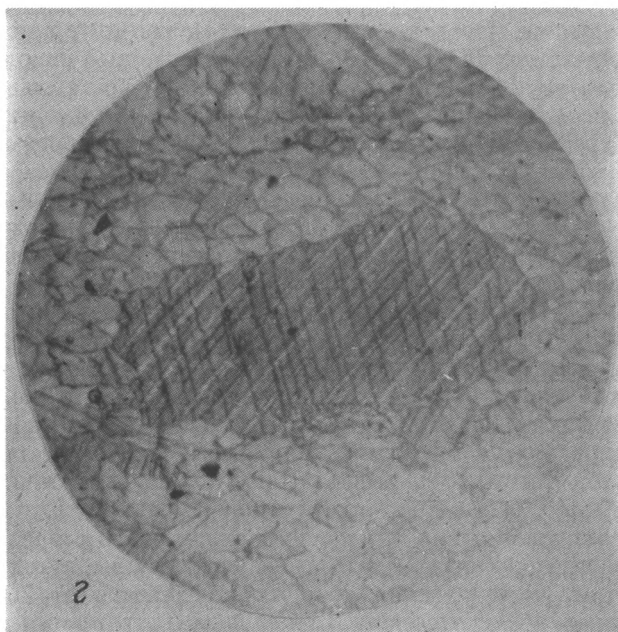
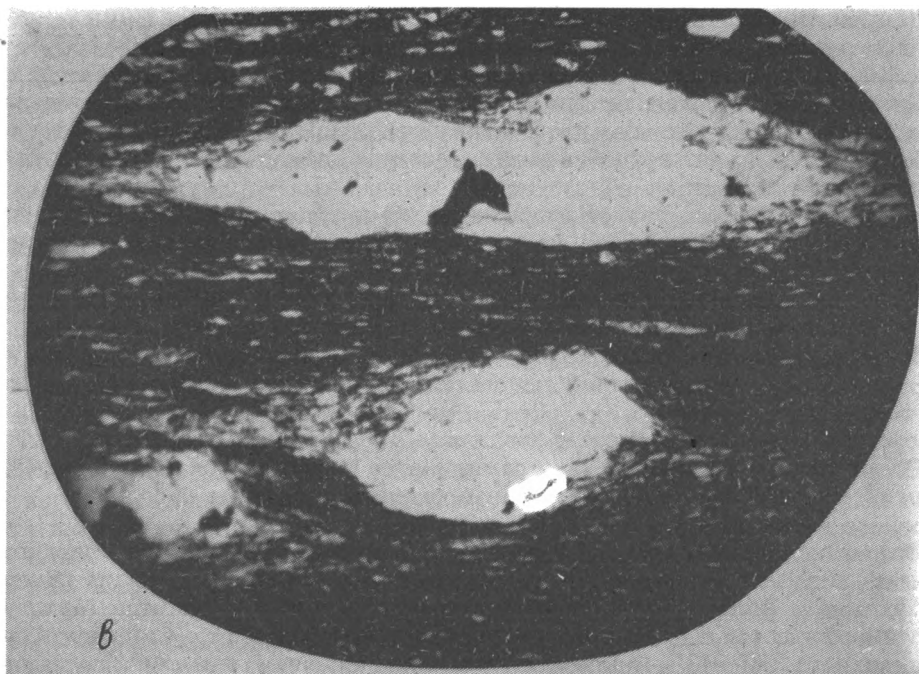


цем. Структура мylonитовая, текстура очковая (рис. 3, в). Акцессорные минералы: турмалин, пиркон, рудный.

В интервале 4316—4533 м в разрезе скважины наблюдается пласт мylonитизированных известняков. Известняки состоят из крупных, размером от 0,5 до 1,0 мм, зерен кальцита удлиненной эллипсообразной формы, которые окружены мелкими кальцитовыми зернами (рис. 3, г).

Ультрамylonиты отличаются от мylonитов меньшими размерами составных частей, что свидетельствует о большей степени перетирания исходных пород.

Филлониты Достлукской скважины аналогичны филлонитам, встречающимся в разрезе скважины Кунаковская 1.



**Рис. 3.** Филлониты и милониты из зон сместителей надвигов, вскрытых скважинами Кунаковской 1 и Достлукской 1

*a, б* — скважина Кунаковская 1: *a* — филлонит (интервал 3988—3992 м), увел. 50, без анализатора; *б* — милонит (интервал 4765—4770 м), увел. 30, без анализатора; *в, г* — скважина Достлукская 1: *в* — милонит (интервал 4280—4286 м), увел. 35, без анализатора; *г* — милонитизированный известняк (интервал 4375—4364 м), увел. 30, без анализатора

В нижней части разреза скважины наблюдаются серицит-кварцевые, гранат-хлорит-серицит-кварцевые, кварц-эпидот-биотит-амфиболовые сланцы.

Кварц-эпидот-биотит-амфиболовые сланцы сложены кварцем (10—15%), эпидотом (10—15%), биотитом (30—35%), амфиболом (30—35%). Чешуйки биотита коричневого цвета вытянуты вдоль сланцеватости породы. Узкие игольчатые кристаллы амфибола зеленого цвета также ориентированы вдоль сланцеватости. Структура лепидонематогранобластовая, текстура сланцеватая. Акцессорные минералы: апатит и рудный.

Серицит-кварцевые, гранат-хлорит-серицит-кварцевые сланцы и кварциты Достлукской скважины ничем не отличаются от подобных пород скважины Кунаковская 1.

В разрезе скважины Достлукская 1 до глубины 5724 м в милонитах, сланцах, кварцитах наблюдаются хлорит и серицит, которые характеризуют условия добиотитовой субфации зеленосланцевой фации. В нижележащих породах присутствует биотит, указывающий на достижение условий биотитовой субфации зеленосланцевой фации.

Породы фундамента в разрезе скважины Достлукская 1 начинаются мощной (~1300 м) толщей милонитов, ультрамилонитов и филлонитов. С глубины 4824 м до забоя прослеживаются нетектонизированные кварциты и сланцы.

Анализ керна показывает, что милонитовая сланцеватость верхней толщи ориентирована горизонтально. Следовательно, можно предположить надвиговый характер движений по разлому, зону сместителя которого вскрывает скважина Достлукская 1. В толще нетектонизированных сланцев и кварцитов (ниже 4824 м) метаморфическая сланцеватость меняет свое положение от субгоризонтального до наклонного (30—40°), причем в прилегающих снизу к милонитам сланцах наблюдается плейчатая текстура, которая является приразломной складчатостью автохтона.

Приведенные данные по Достлукской скважине можно интерпретировать следующим образом: до глубины 3539 м распространен осадочный чехол, в интервале 3539—4824 м вскрыта зона сместителя, ниже 4824 м и до забоя — автохтон.

Отсутствие в разрезе Достлукской скважины аллохтона объясняется тем, что эта скважина пробурена в пределах Прикумской системы поднятий, которая неоднократно испытывала (в частности, в предкуманское время) интенсивные восходящие тектонические движения, в результате чего аллохтон был эродирован.

На схеме разломов (рис. 1) скважина Достлукская 1 расположена в районе пересечения двух разломов — Срединно-Предкавказского субширотного и Ардонского субмеридионального. Поле напряжения в Предкавказье характеризуется устойчивым во времени сжатием субмеридионального направления. В таком поле напряжения образуются ортогональная и диагональная системы разломов. Разломы субширотного простирания характеризуются как надвиги и взбросы, а северо-восточного и северо-западного — как сдвиги, соответственно левые и правые. [12]. Исходя из таких теоретических предпосылок, Срединно-Предкавказский разлом субширотного простирания является, вероятно, надвигом, зону сместителя и автохтон которого вскрывает Достлукская скважина.

В керне Достлукской скважины, пробуренной в зоне влияния Ардонского разлома, кроме милонитовой сланцеватости в верхней части разреза фундамента и метаморфической сланцеватости — в нижней части наблюдается система крутозалегающих трещин, углы падения которых колеблются от 75 до 90°. Эти близко расположенные узкие (ширина менее 1 мм) трещинки, заполненные кварцем, кальцитом и пиритом, являются, по-видимому, кливажом, связанным с дислокациями в зоне Ардонского разлома.

Таким образом, устанавливается, что Срединно-Предкавказский надвиг субширотного простирания проявляется в фундаменте образованием мощной милонитовой толщи, сформированной в зоне его сместителя. Воздействие Ардонского разлома субмеридионального простирания на породы фундамента характеризуется образованием крутозалегающего кливажа.



Северо-западнее Достлукской скважины в зоне Манычских прогибов ПО «Ставропольнефтегаз» пробурена параметрическая скважина Манычская 2 (рис. 1). В разрезе этой скважины до глубины 4200 м распространены осадочные породы платформенного чехла, представленные в нижней его части известняками, брекчированными глинистыми сланцами и песчаниками с кальцитовым цементом. Ниже указанной глубины залегают породы фундамента, среди которых можно выделить сланцы, кварциты, филлониты, милониты и граниты.

Кварц-хлорит-серицитовые сланцы, кварциты, филлониты и милониты Манычской скважины похожи на аналогичные породы, наблюдающиеся в разрезах скважин Кунаковская 1 и Достлукская 1.

Граниты, вскрытые в призабойной части разреза скважины Манычская 2, сложены кварцем (30—40%), плагиоклазом (40—50%), биотитом (10—15%). Вторичные минералы: эпидот, хлорит, серицит. Акцессорные минералы: апатит, рудный. Структура гранитная, текстура массивная.

В разрезе скважины фундамент начинается переслаиванием нетектонизированных кварц-хлорит-серицитовых сланцев и кварцитов. В интервале 4727—4835 м наблюдаются филлониты и милониты, а ниже — нетектонизированные кварциты, залегающие на гранитах (рис. 2).

В керне с глубины 4727—4732 м на горизонтальной, слабоволнистой поверхности наблюдаются борозды скольжения, что является прямым и неоспоримым доказательством тектонических движений в горизонтальной плоскости.

Таким образом, скважина Манычская 2 вскрывает надвиг, структурные элементы которого расположены на глубинах: 4202—4727 м — аллохтон, 4727—4835 м — зона сместителя, ниже — автохтон.

Скважина Манычская 2 расположена примерно посередине между Южно-Манычским и Северо-Манычским разломами (рис. 1). В связи с тем, что керн скважин невозможно сориентировать относительно сторон горизонта, нельзя определить направление горизонтальных тектонических движений по надвику, вскрытому этой скважиной. В равной мере это могут быть движения с севера на юг по Южно-Манычскому надвику или с юга на север по Северо-Манычскому.

При анализе разрезов трех изученных скважин (рис. 2) обращает на себя внимание тот факт, что выделенные метаморфические субфации не согласуются со структурными элементами надвигов. По нашему мнению, это объясняется тем, что региональный метаморфизм и динамометаморфизм — это два не зависящих друг от друга процесса. Первым по времени проявления был региональный метаморфизм, в результате которого сформировались разнообразные сланцы, кварциты и известняки. Позже, в результате тектонического движения аллохтона, на регионально метаморфизованные породы наложился процесс динамометаморфизма, фиксирующийся образованием тектонических брекчий, филлонитов и милонитов. Глубина залегания зоны сместителя, ее мощность целиком и полностью зависят не от степени регионального метаморфизма пород, по которым развиваются милониты, а от того, на какой глубине произошло отслаивание аллохтонной пластины и от ее мощности, т. е. от конкретных тектонических условий.

Таким образом, все три глубокие параметрические скважины — Кунаковская 1, Достлукская 1 и Манычская 2, расположенные соответственно в южной, центральной и северной частях Скифской плиты, вскрывают надвиги. Можно предположить, что в фундаменте Скифской платформы регионально распространена поверхность шарьирования, сложенная милонитами, ультрамилонитами и филлонитами, по которой происходили горизонтальные перемещения аллохтонных пластин. По-видимому, с этой поверхностью сливаются, выполаживаясь с глубиной, известные взбросы и взбросо-надвиги продольной (субкавказской) системы. Они переходят в глубинные надвиги фундамента, реальность которых подкреплена гравиметрическими исследованиями [13]. Известно, что разрывы этой системы, как правило, сопровождаются линейными валлообразными поднятиями в породах платформенного чехла. Под валами картируются приподнятые

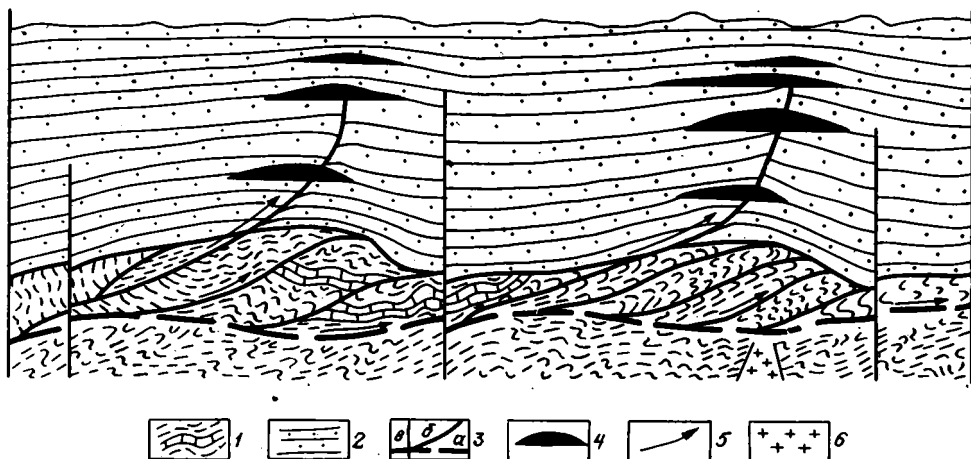


Рис. 4. Схема соотношения структуры фундамента и чехла Скифской плиты

1 — палеозойский комплекс фундамента: сланцы и кварциты с прослоями известняков; 2 — мезо-кайнозойский осадочный комплекс чехла; 3 — разрывные нарушения: а — предполагаемая региональная поверхность шарьирования, б — взбросы и глубинные надвиги, трассируемые зонами трещиноватых тектонитов, в — сбросы, секущие чешуйчато-надвиговую структуру; 4 — залежи углеводородов; 5 — направление движения пластин, блоков пород и флюидов; 6 — граниты.

блоки пород карбона, а вдоль их осей — цепочки локальных поднятий, иногда вмещающие залежи нефти и газа. По аналогии с северным склоном кряжа Карпинского, где бурением и сейсморазведкой доказана принадвиговая природа валов с цепочками локальных поднятий [4, 5], можно полагать, что во внутренних районах Скифской плиты и Южном Предкавказье сходные по морфологии валы с цепочками структур и месторождений также маркируют надвиги или взбросы, переходящие в глубинные надвиги.

С учетом изложенных выше геодинамических представлений возможна переоценка общепринятых взглядов на перспективы нефтегазоносности палеозойского комплекса отложений: их бесперспективность должна быть поставлена под сомнение, тем более, что поиски залежей нефти и газа под надвинутыми пластинами фундамента в нашей стране и за рубежом выделяются в новое нетрадиционное поисковое направление [8]. С зонами сместителей надвигов связаны мощные толщы милонитов, обладающих повышенной трещиноватостью, в то время, как вне зон разломов метаморфические породы фундамента характеризуются массивным и плотным сложением. Интенсивно трещиноватые толщы милонитов представляют собой потенциальные породы-коллекторы. С другой стороны, при отсутствии экранов и при соответствующих структурных условиях надвиговые поверхности могут служить фильтрационными каналами для притока углеводородных и гидротермальных флюидов из более глубоких горизонтов. Подтверждением сказанному служит тот факт, что в скважине Кунаковская 1 в интервале 4754—4759 м обнаружено нефтепроявление. Оно приурочено к зоне дробления и милонитизации метаморфических сланцев, развитых вдоль поверхности сместителя Северо-Нагутского надвига. Нефть, отобранная в желобной системе и проанализированная в институте СевКавНИИгаз, имеет следующие физические параметры: плотность — 0,8782 г/см<sup>3</sup>, вязкость — > 50 мПа·с, температура начала кипения — 338° С, выход фракций — 52%, остаток — 46%. Нефть дегазированная, окисленная, что в данном случае можно объяснить недостаточными герметизационными свойствами покрывки, а также расположением скважины на периферии предполагаемой залежи. Возможные соотношения чешуйчато-надвиговой структуры фундамента, строения чехла и нефтегазоносности в условной, гипотетической форме показаны на рис. 4.

Остро дискуссионным является вопрос о возможностях сейсморазведки ОГТ

при расшифровке внутренней структуры палеозойской толщи и о геологической природе отражающих горизонтов, маркирующих внутри этой толщи очень пологие обширные поднятия. Анализ всех материалов приводит к выводу, что картируются в данном случае не поднятия нормально-слоистой толщи, а пологие деформации надвиговых пластин и разделяющих их сместителей с разуплотненными породами. Таким образом, внутренняя структура палеозойской толщи оказывается намного сложнее, чем это представлялось до сих пор.

#### Выводы

1. Геолого-петрографическое исследование керна трех глубоких параметрических скважин (Кунаковской 1, Достлукской 1 и Манычской 2), расположенных в южной, центральной и северной частях Скифской плиты, показало, что в фундаменте последней широко развиты надвиги.

2. Приуроченность цепочек локальных поднятий, нефтяных и газовых месторождений к надвигам и взбросам субкавказского простирания, обнаружение в зоне сместителя Северо-Нагутского надвига нефтепроявления позволяют предположить, что интенсивно трещиноватые милониты, трассирующие зоны сместителей надвигов являются путями миграции углеводородов. Установление надвигового строения палеозойского комплекса может привести к переоценке перспектив его нефтегазоносности и обоснованию нового поискового направления в Предкавказье.

#### Список литературы

1. Баранов Г. И., Греков И. И. Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 162—171.
2. Геология Северного Кавказа / Под ред. Аджирея Г. Д. М.: Недра, 1976. 258 с.
3. Дотдугев С. И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94—106.
4. Капустин И. Н. Структура и перспективы нефтегазоносности зоны сочленения Прикаспийской впадины и Скифско-Туранской плиты // Тр. ВНИГНИ. 1983. Вып. 248. С. 31—42.
5. Климашин В. П. Прогноз нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений зоны сочленения Прикаспийской впадины и кража Карпинского: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Саратов: Саратовский гос. ун-т, 1986. 18 с.
6. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 264 с.
7. Короновский Н. В., Белов А. А. Геология Большого Кавказа и Предкавказья: достижения и проблемы // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 5—21.
8. Кучерук Е. В. Поиски залежей нефти и газа под надвинутыми пластинами фундамента — нетрадиционное перспективное направление // Геол. нефти и газа. 1989. № 8. С. 58—59.
9. Марков А. Н., Косарев В. С. Перспективы нефтегазоносности северного обрамления Минераловодского выступа // Геология и нефтегазоносность Северо-Восточного Кавказа. Тр. СевКавНИПИнефть. Вып. 41. Грозный, 1984. С. 85—91.
10. Милановский Е. Е., Расцветаев Л. М., Кухмазов С. У., Бирман А. С., Курдин Н. Н., Симако В. Г., Тверитинов Т. Ю. Новейшая геодинамика Эльбурско-Минераловодской зоны Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 99—105.
11. Потапенко Ю. Я. Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси, 1981. 169 с.
12. Расцветаев Л. М. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 69—96.
13. Шемпелев А. Г. Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геол. журн. 1982. Т. 42. № 4. С. 97—108.

УДК 551.24(575.172)

© 1992 г. ЛУТЦ Б. Г., ФЕЛЬДМАН М. С.

## ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ХРЕБТА СУЛТАНУИЗДАГ (УЗБЕКИСТАН): ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Обсуждаются петрохимические особенности и формационная принадлежность палеозойских вулканических свит хребта Султануиздаг, а также офиолитового гипербазит-пироксенит-габбрового комплекса. Вулканические образования принадлежат к типичной спилит-кератофировой формации с непрерывными и гомодромными сериями известковистого и щелочно-известковистого состава, в которых малотитановые базальты сочетаются с большими массами средних и кислых вулканитов. Их состав не похож на океанические вулканиты, но может быть сопоставлен с внутри- или окраинно-континентальными щелочно-известковыми вулканитами, развивающимися на континентальной коре. Офиолитовый комплекс также не является океаническим. В разрезах отсутствует дайковый комплекс и базальтовая покрывка с океаническими базальтами. Габбро и гипербазиты по петрохимическим особенностям не соответствуют океаническим аналогам. Формационные особенности вулканических, плутонических и осадочных пород свидетельствует об обстановке ограниченных эпиконтинентальных или окраинно-континентальных морей с пестрой фациальной обстановкой.

Luts B. G., Fel'dman M. S. Paleozoic magmatism of the Sultanuizdag range (Uzbekistan): geodynamic interpretation. *Geotectonics*. 1992. № 4. The paper is devoted to petrochemical features and structural characteristics of Paleozoic volcanic formations of the Sultanuizdag range and of the ophiolite pyroxenite-gabbro ultramafic assemblage. The volcanic formations are typical spilitte-keratophyre sequences with continuous and homodrome series having calcareous and calcalkalic composition in which low-titanium basalts are associated with large masses of medium and acid volcanics. Their composition differs from that of the oceanic volcanics though it might be correlated with intracontinental and marginal calcalkalic volcanics developed on the continental crust. The ophiolite assemblage is non-oceanic either. The sections are devoid of the dike complex and of the basaltic roof with oceanic basalts. Petrochemically gabbro and ultramafics do not correspond to their oceanic analogues. The formational peculiarities of volcanics, igneous and sedimentary rocks suggest that the conditions are characterised by limited epicontinental or marginal seas with the varied facial setting.

Султануиздагский геоблок в Средней Азии является частью Южно-Тяньшаньского вариссийского складчатого пояса, протягивающегося субширотно. На крайнем западе этого пояса, а именно в горах Султануиздаг, происходит разворачивание складчатых структур с субширотного на меридиональное направление, которое трассируется под Аральскими палеозоидами.

В вариссийской структуре Южно-Тяньшаньского складчатого пояса выделяются зоны, которые в системе традиционных представлений относятся к эвгеосинклинальным, миогеосинклинальным и орогенным комплексам. Султануиздагский геоблок из-за обилия в разрезах основных вулканитов спилит-кератофировой формации и серпентинитов всегда считался типичной эвгеосинклинальной зоной. В современной литературе нередко речь идет об океаническом происхождении осадочно-вулканогенных комплексов хребта Султануиздаг. К океаническим относятся габбро-гипербазитовый офиолитовый комплекс, а также мощные толщи вулканитов, претерпевших зеленокаменное изменение [10]. Предполагается, что Урало-Тяньшаньская вариссийская складчатая область сформировалась в процессе

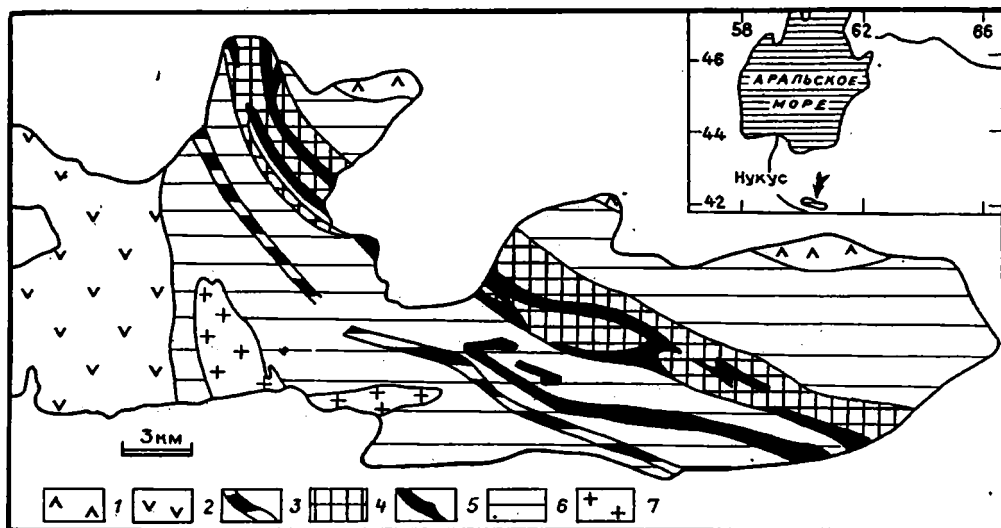


Рис. 1. Общая геологическая схема хребта Султануиздаг  
 1—4 — свиты: 1 — ашенинтауская, 2 — шейджейлинская, 3 — джамансайская, 4 — каракудукская, 5 — офиолитовый комплекс, 6 — осадочные толщи главным образом султануиздагской свиты, 7 — плутоны раннепермских гранитов

замыкания океанического бассейна, этот процесс сопровождался скупиванием тектонических пластин и блоков океанической коры. На геодинамических схемах через хребет Султануиздаг проводится сутура Туркестанского палеоокеана [1]. По-видимому, в настоящее время утвердилось убеждение, которое ставит знак равенства между современными структурами океанического дна и эвгеосинклинальными спилит-кератофировыми комплексами геологического прошлого, что, с нашей точки зрения, представляется неправомерным.

Вулканические комплексы океанических структур по своей природе являются рифтогенными и несут на себе целый ряд специфических особенностей состава. Для них характерны особые серии базальтов — от высокотитановых толеитов типа MORB к субщелочным оливиновым базальтам и, наконец, к высокощелочным

Таблица 1

Средний химический состав вулканических пород Султануиздага, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>n</i>	54	22	3	5	25	7	7	2	3	2	7	4
SiO <sub>2</sub>	48,61	56,24	65,33	73,57	48,43	45,80	55,56	65,90	71,08	51,45	57,35	68,85
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,58	0,47	0,23	1,55	0,78	0,67	0,55	0,48	0,62	0,65	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,92	15,89	15,56	12,43	14,63	17,78	16,46	15,97	14,00	17,62	15,20	14,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,67	1,70	1,82	0,62	1,90	3,65	3,78	2,27	1,92	5,64	5,56	2,79
FeO	7,53	5,36	1,65	2,29	9,03	5,10	3,98	2,76	1,47	4,13	2,10	1,40
MnO	0,14	0,10	0,07	0,05	0,15	0,16	0,11	0,06	0,05	0,15	0,20	0,10
MgO	8,35	4,94	1,24	1,57	6,66	6,84	4,12	2,02	0,94	5,55	2,06	1,18
CaO	11,30	8,09	3,60	2,17	10,03	11,02	6,50	1,01	1,41	8,52	5,00	1,65
Na <sub>2</sub> O	2,57	3,63	6,06	3,26	2,55	2,20	3,99	6,96	6,06	4,04	6,18	5,04
K <sub>2</sub> O	0,17	0,35	0,11	0,29	0,30	0,23	0,22	0,25	0,64	0,20	1,04	2,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,08	0,10	0,06	0,16	0,12	0,12	0,15	0,13	0,16	0,19	0,16
п.п.п.	2,51	2,71	1,18	1,65	3,45	5,95	4,10	1,90	1,42	4,33	4,48	1,80

Примечание. *n* — число анализов; 1—4 — базальты, андезиты, дациты, риолиты каракудукской свиты; 5 — базальты джамансайской свиты; 6—9 — базальты, андезиты, дациты, риолиты шейджейлинской свиты; 10—12 — базальты, андезиты, дациты ашенинтауской свиты.

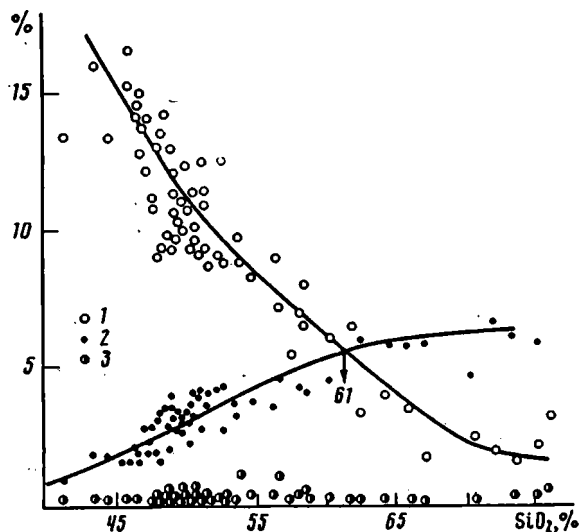


Рис. 2. Вариационная диаграмма Харкера для вулканических пород каракудукской свиты  
1 — CaO; 2 — Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O; 3 — K<sub>2</sub>O

базальтам пониженной кремнеземистости, в которых с ростом щелочей еще больше возрастает содержание титана и всех других тугоплавких когерентных элементов. Высокое содержание титана и недосыщенность кремнеземом — главная особенность океанических базальтов, они также обычно содержат то или иное количество нормативного нефелина и оливина.

Наоборот, для внутри- или окраинно-континентальных вулканических образований, развивающихся на континентальной коре, характерно развитие известковых и известково-щелочных серий вулканитов. Их критериями считаются: отсутствие недосыщенных кремнеземом алмосиликатов — нефелина, лейцита по нормативным пересчетам, широкое присутствие пород среднего и кислого состава, нередко повышенная глиноземистость базальтов, пониженное содержание тугоплавких когерентных элементов — Ti, Zr, Cr, Co, Ni. Имеются петрохимические и геохимические критерии [5], которые позволяют отличать вулканические образования открытого океана от вулканических пород континентальных окраин и внутриконтинентальных поясов. Под этим углом зрения интересно рассмотреть палеозойские вулканические образования хребта Султануиздаг и определить их формационную принадлежность. Относительно офиолитовых гипербазит-габбровых комплексов надо сказать, что не всегда они являются реликтами океанического дна. Существует большое разнообразие формационных типов офиолитов, которые различаются по своим петрохимическим и геохимическим особенностям [6].

Палеозойский комплекс, обнажающийся на хребте Султануиздаг, представлен осадочными и вулканогенными образованиями, неоднократно и сильно деформированными. Имеющиеся данные по возрасту свидетельствуют о позднесилурийском и главным образом девонском возрасте осадочно-вулканогенного разреза. Раннепермские граниты их прорывают. Толщи метаморфизованы очень неоднородно и неоднократно. Ранний региональный метаморфизм зеленосланцевой фации сменяется зональным метаморфизмом, достигающим в высокотемпературной зоне амфиболитовой фации.

На рис. 1 схематически обособлены вулканогенные свиты традиционной стратиграфической схемы по С. С. Шульцу [10]. Это каракудукская, джамансайская, шейхджейлинская и ащенинтауская свита, а также габбро-серпентинитовый офиолитовый комплекс, приуроченный к центральной части хребта. Как видно из схемы, территориально свиты разобщены. Перечислены они в стратиграфической последовательности, т. е. от нижних к верхним, хотя, учитывая сложную

покровно-складчатую структуру региона, такая последовательность остается недоказанной. Особенно возникают сомнения относительно стратиграфического положения шейхджейлинской свиты, которая отделена региональным сдвигом, прослеживаемым, по геофизическим данным, на многие сотни километров, на что указал авторам А. С. Перфильев. Не исключено, что эта свита не относится к султануиздагскому разрезу. Однако исключать ее из рассмотрения было бы неверно ввиду территориальной приуроченности к рассматриваемому региону, схожей метаморфической истории и общности магматических образований.

### 1. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КАРАКУДУКСКОЙ СВИТЫ

Породы каракудукской свиты протягиваются с юго-востока на северо-запад непрерывной и широкой полосой примерно по осевой линии хребта. Свите свойственна отчетливая слоистость или полосчатость, когда чередуются полосы полнокристаллической панидиоморфно-зернистой или гранобластовой структуры с таковыми офитовой, порфировой до афанитовой. Преобладают основные породы, превращенные в амфиболиты, с которыми согласно залегают разности средних и кислых пород, типа андезитов, дацитов и липаритов. Породы метаморфизованы, из минералов присутствуют плагиоклаз, роговая обманка, тремолит — актинолит, цоизит, гранат, хлорит, кварц, карбонаты.

Средние химические анализы вулканических пород каракудукской свиты представлены в табл. 1. Кроме наших анализов использовался большой блок анализов, собранных из опубликованных работ [2, 3], а также список анализов из отчетов Геологического управления, любезно предоставленных нам А. К. Бухариным и И. А. Масленниковой, в том числе анализы О. И. Кима, всего свыше 80 анализов. В этой серии, бесспорно, преобладают разности базальтового состава в интервале содержаний  $\text{SiO}_2$  от 45 до 52%, в нашем списке 54 анализа. В подчиненном количестве находятся средние породы — андезиты с  $\text{SiO}_2$  от 52 до 63% — 22 анализа. Более кислые разности находятся в резко подчиненном количестве — 8 анализов. Мы полагаем, что это отражает природные соотношения основных, средних и кислых пород в каракудукской свите и всю серию вулканитов можно определить как андезит-базальтовую.

По химическим анализам на рис. 2 построена вариационная диаграмма Харкера, которая демонстрирует закономерные изменения таких химических компонентов, как щелочи и кальций. Это в общем важное обстоятельство, косвенно свидетельствующее о том, что региональный метаморфизм мало влияет на химический состав пород и в значительной мере может считаться изохимическим, иначе не сохранились бы вариационные закономерности, свойственные вулканическим сериям. Вулканиты каракудукской свиты относятся к сугубо известковистой толеитовой серии с высоким содержанием известки, малым содержанием

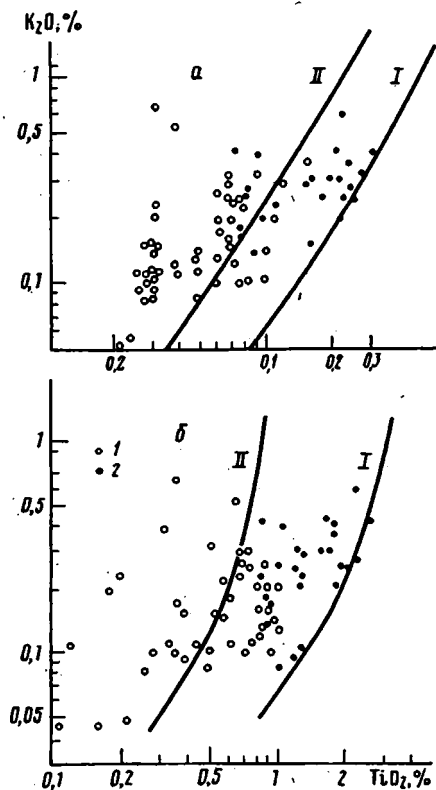


Рис. 3. Диагностические диаграммы  $\text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5$  (а) и  $\text{K}_2\text{O} - \text{TiO}_2$  (б) для базальтов. Базальты свит: 1 — каракудукской; 2 — джамансайской. Римские цифры — тренды базальтов: I — океанических, II — островных дуг [5]

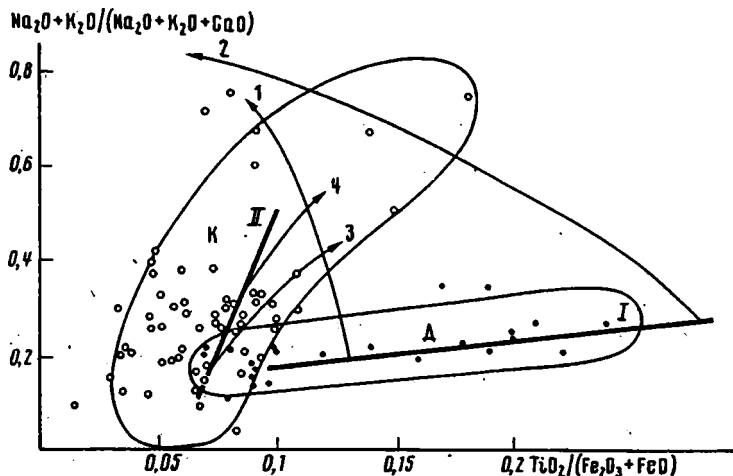


Рис. 4. Диагностическая диаграмма общей щелочности и титанистости для вулканических пород I — тренд рифтогенных океанических базальтов, 1 и 2 — частные тренды дифференциации толеитов (I) и щелочных оливиновых базальтов (2); II — тренд базальтов островных дуг, 3 и 4 — частные тренды дифференциации; К — поле вулканических пород каракудукской свиты, Д — то же джамансайской свиты

суммы щелочей, с очень низким содержанием калия при очень высоком щелочно-известковом индексе Пикока, равном 61.

Можно ли считать каракудукские толеиты химическими аналогами океанических толеитов? Прежде всего этому противоречит низкое содержание  $TiO_2$ , среднее содержание которого составляет всего 0,7%, тогда как океанические толеиты отличаются повышенной титанистостью — свыше 1,5%. Противоречит этому также низкое содержание  $P_2O_5$ . При нанесении аналитических данных на диагностические диаграммы (рис. 3) оказывается, что точки каракудукских базальтов далеко отстоят от океанических трендов и группируются вокруг трендов базальтов островных дуг. Есть еще одна показательная диаграмма (рис. 4), где не только различаются тренды базальтов, но и характер дифференциации средних и кислых членов. В океанических сериях базальты характеризуются высоким отношением  $TiO_2 / (Fe_2O_3 + FeO)$ , а от базальтов к андезитам и дацитам это отношение сильно и резко падает. В вулканических сериях островных дуг это отношение к базальтам низкое, а к кислым разностям оно не только не падает, но даже несколько возрастает. Наконец, в вулканических сериях континентальных поясов, например Охотско-Чукотского, отношение  $TiO_2 / (Fe_2O_3 + FeO)$  в базальтах оказывается низким, а к кислым вулканитам это отношение слабо падает. На рис. 4 видно, что каракудукские базальты отличаются низким отношением титана к железу, а к кислым вулканитам это отношение не падает, а возрастает, значит, исследованная серия не является океанической.

Таким образом, по целому ряду петрохимических признаков можно прийти к выводу, что андезит-базальтовая серия каракудукской свиты не может считаться океанической, ее химические параметры не соответствуют параметрам океанических вулканических пород.

## 2. ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Ультраосновные породы Султануиздага приурочены главным образом к полосе распространения каракудукской свиты, местами выходя за ее пределы. В основном это серпентиниты, среди которых по петрохимическим данным и реликтам первичных минералов могут быть выделены разности аподунитов, гарцбургитов, лерцолитов, верлитов. Вместе с серпентинитами встречаются пироксениты и редкие прослои основных полнокристаллических пород типа габбро. Морфология тел серпентинитов разнообразна, чаще всего это пластовые тела и цепочки линз,



Средний химический состав офиолитовых пород Султануиздага

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
<i>n</i>	7	8	4	3	5	10	15
SiO <sub>2</sub>	38,25	41,82	42,00	38,08	35,54	45,91	44,10
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,09	0,13	0,15	0,04	0,14	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,85	3,42	3,89	3,46	8,27	6,93	17,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,24	2,96	2,32	1,88	4,73	1,96	1,11
FeO	3,79	5,36	4,32	4,70	3,51	3,92	0,42
MnO	0,16	0,16	0,14	0,15	0,14	0,13	0,08
MgO	36,57	33,42	31,08	30,98	32,40	21,41	11,73
CaO	0,82	0,95	3,18	7,56	3,03	13,24	16,13
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,12	0,08	0,20	0,10	0,26	0,83
K <sub>2</sub> O	0,05	0,06	0,07	0,10	0,05	0,07	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,04	0,06	0,02	0,05	0,06
п.п.п	13,37	10,88	10,93	12,60	11,58	5,48	4,62

Примечание. *n* — число анализов; 1 — дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — лерцолиты; 4 — верлиты; 5 — гипербазиты с высоким содержанием глинозема; 6 — пироксениты; 7 — габбро.

протягивающиеся на большие расстояния. Нередко они располагаются на границах пластов резко различающегося состава и, по-видимому, внедрились в межпластовые пространства после того, как осадочно-вулканогенный разрез каракудукской свиты был полностью сформирован. Некоторые тела серпентинитов представляют собой типичный меланж. По серпентинитам как наиболее пластичным породам проходили поверхности срыва, скалывания и скольжения тектонических пластин и блоков.

Серпентиниты представлены большей частью антигоритовыми разновидностями, встречаются хризотилвые, серпофитовые и баститовые разновидности. Позднейшая переработка серпентинитов приводит к образованию тальковых и хлорит-тальковых пород с тремолитом и карбонатами.

Один из авторов, М. С. Фельдман, считает, что есть признаки, позволяющие говорить о первично-вулканическом происхождении по крайней мере части гипербазитов. Он полагает, что участками теневые структуры в серпентинитах похожи на первично-порфиновые. Кроме того, наблюдаются концентрические текстуры, слагающие овоиды и подушки диаметром до нескольких метров. В таких эллипсоидальных обособлениях намечается повторяющаяся зональность от крупнозернистого ядра к габровой, порфировой и афировой зонам, заканчивающаяся коркой ячеисто-выветрелой породы, предположительно шлаковой природы. Ритмичная текстурная неоднородность шаров и подушек носит первичный характер и связывается с кристаллизацией в близкоповерхностных условиях при излиянии ультраосновной магмы.

Поскольку ультраосновные породы серпентинизированы и первичные минералы почти не сохранились, то для классификации пород воспользуемся не минералогическими, а химическими критериями. Определяющим здесь является содержание CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Очевидно, что породы с максимальным содержанием MgO = 40—35% и очень низким содержанием CaO < 1% должны отвечать аподунитовым разновидностям. Менее магнезиальные (MgO = 35—30%), но также с низким содержанием кальция и алюминия — гарцбургитам. Породы с несколько повышенным содержанием кальция и алюминия (до 2—4%) отвечают лерцолитам, а с сильно повышенным кальцием — верлитам. Разграничение гипербазитов и пироксенитов проводится по MgO = 25%. Согласно таким химическим критериям и проведена группировка анализов в табл. 2.

На рис. 5 построена вариационная диаграмма составов офиолитов относительно содержания в них MgO. На диаграмме можно видеть, что все гипербазиты представляют собой сообщество близкородственных пород. В начале диаграммы

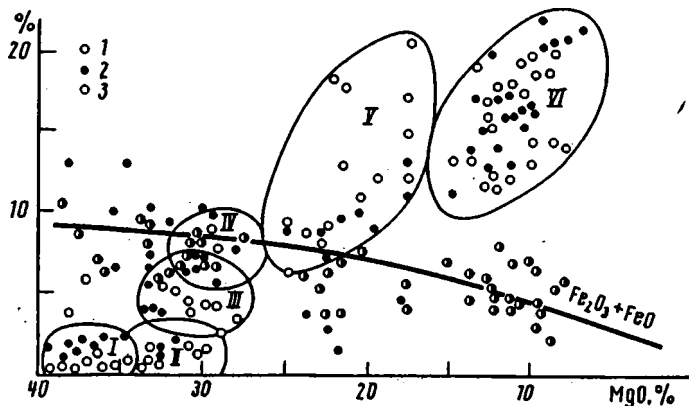


Рис. 5. Вариационная диаграмма для офиолитового комплекса Султануиздага  
 1 — CaO; 2 — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 3 — Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO. Римские цифры — поля: I — дунитов, II — гарцбургитов, III — лерцолитов, IV — верлитов, V — пироксенитов, VI — габбро

концентрируются точки дунитов с низким содержанием кальция и алюминия, правее располагаются точки гарцбургитов, чуть выше точки лерцолитов, наконец, верлитов и высокоглиноземистых гипербазитов. Можно сделать вывод, что гипербазитовая часть разреза была сильно дифференцирована, дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и верлиты образуют сложную и в общем непрерывную серию ультраосновных пород.

На эту же диаграмму нанесены составы пироксенитов (MgO = 25—17%) и габбро (MgO = 15—8%). Удивительно, что намечается в общем непрерывная серия пород от дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, верлитов к пироксенитам и габбро. И в обнажениях все эти породы теснейшим образом переслаиваются. Как известно, в офиолитовых комплексах габброиды обычно оторваны по составу от гипербазитов и образуют расслоенный комплекс. Они дифференцируются самостоятельно, давая, с одной стороны, собственные ультрамафиты повышенной железистости, а с другой — кислые породы — плагиограниты; выделяются дискретные члены офиолитовых разрезов: 1) гипербазиты, 2) слоистое габбро, 3) дайки и покровы базальтов. В данном случае это не так, присутствует единая серия дифференциатов от дунитов до лейкократового габбро. Отличия султануиздагского серпентинит-пироксенит-габброидного разреза от океанических офиолитов очень велики.

Как известно, в океанах, в срединно-океанических хребтах дифференциация гипербазитов очень слабая, выделяются только гарцбургитовые и лерцолитовые различия, почти идентичные по распределению редких элементов. Габброиды оторваны по составу от гипербазитов, и их средний состав близок к составу океанических базальтов. В океанических разрезах габбро является более глубокой полнокристаллической фацией тех же базальтов, испытавших некоторую кристаллизационную дифференциацию. В хребте Султануиздаг гипербазиты сильно дифференцированы и образуют единую серию пород с пироксенитами и габбро. Габброиды отличаются от типичных океанических габбро низкой железистостью, очень низким содержанием натрия и титана. Отличаются они и от каракудукских базальтов своей высокой магнезиальностью, более высоким уровнем кальция и алюминия, низким содержанием железа, титана, натрия. Ни габброиды, ни каракудукские базальты не являются химическими эквивалентами океанических аналогов.

Как известно, главные структуры океанического дна не ограничиваются только обстановкой срединно-океанического хребта. В переходных зонах к континенту появляются и другие субокеанические офиолитовые разрезы: трансформных разломов, океанических островов, предостроводужных и заостроводужных впадин [6]. В этих типах офиолитовых разрезов степень дифференциации гипербазитовой

и габбровой частей бывает различна. Но во всех современных океанических и субокеанических офиолитовых разрезах гипербазиты и габбро не образуют непрерывных серий и с ними обязательно присутствуют океанические базальты типа MORB или океанические щелочные оливиновые базальты повышенной титанистости. В данном случае это не так, поэтому султануиздагские офиолиты нельзя считать океаническими породами, реликтами океанической коры геологического прошлого.

### 3. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ДЖАМАНСАЙСКОЙ СВИТЫ

Джамансайская свита по составу слагающих ее пород относится к вулканогенно-кремнистой. Маломощные радиоларитовые известняки перекрываются толщами кремнистых сланцев с мощными прослоями и линзами основных вулканитов.

Вулканиты, входящие в состав джамансайской свиты, относятся к базальтам. Это однородные меланократовые породы. В недеформированных участках можно наблюдать смену разновидностей, отличающихся особенностями первичной микроструктуры. Вкрест простирания разности пород с афировыми структурами сменяются порфиоровыми, среднезернистыми офитовыми и крупнозернистыми габбровыми. Эти разновидности прослеживаются на значительные расстояния, образуя линзы и полосы. Минеральный состав пород включает плагиоклаз, роговую обманку с различной примесью эпидота, хлорита, актинолита и рудного минерала.

Судя по химическим анализам, все базальты джамансайской свиты относятся к высокоизвестковистым разностям, т. е. к толеитам с низким содержанием калия (см. табл. 1). Однако это не такие толеиты, как в предыдущей каракудукской свите. В джамансайских базальтах повышено содержание  $TiO_2$  и  $P_2O_5$ . На диагностической диаграмме (см. рис. 3) точки джамансайских базальтов тяготеют к трендам рифтогенных базальтов. Еще более выразительной оказывается другая диаграмма (см. рис. 4), где точки джамансайских базальтов группируются на рифтогенном тренде. Таким образом, в отличие от вулканитов каракудукской свиты, которые никак не могут считаться океаническими или рифтогенными, базальты джамансайской свиты, наоборот, относятся к рифтогенным.

Учитывая сложную шарьяжную тектонику региона, можно предположить, что современное положение джамансайской свиты не отвечает исходному. Однако то обстоятельство, что эта выдержанная по мощности полоса пород нигде не прерывается, говорит о том, что общий объем этой свиты близок к первичному. Наличие узкой полосы рифтогенных базальтов среди широкого пространства с известковистыми и щелочно-известковистыми вулканическими сериями напоминает обстановку континентальной окраины с эпиконтинентальными окраинными морями, когда в тылу островных дуг могут формироваться узкие рифтовые впадины.

### 4. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ШЕЙХДЖЕЙЛИНСКОЙ И АЩЕНЫНТАУСКОЙ СВИТ

Шейхджейлинская свита слагает западную часть хребта. Слабый метаморфизм и относительно незначительные деформации мало изменили минеральный состав и микростроения вулканических пород, слагающих эту свиту. Здесь отчетливо выделяются диабазы, андезиты, диабазовые и дацитовые порфириты, кварцевые порфиры, альбитофиры, которые в целом можно отнести к андезит-альбитофировой группе с преобладанием андезитов и подчиненным количеством вулканитов основного состава. В породах широко развита сосюритизация плагиоклазов и наложенная карбонатизация. Из вторичных минералов надо отметить эпидот, актинолит, хлорит, мусковит.

Ащенынтауская свита развита на крайней северо-восточной периферии палеозойских толщ, в ней преобладающим развитием пользуются кислые вулканиты.

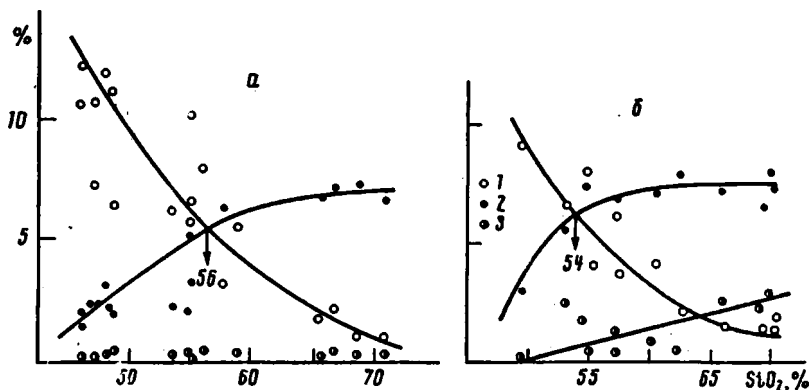


Рис. 6. Вариационные диаграммы Харкера для вулканических пород шейхджейлинской (а) и ащеньнтауской свит (б)  
1 — CaO; 2 — Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O; 3 — K<sub>2</sub>O

Они претерпели региональный метаморфизм зеленосланцевой фации. По внешнему виду они чрезвычайно разнообразны как по крупности зерна, так и по окраске и строению. Встречаются как совершенно светлые лейкократовые породы, сложенные кислым плагиоклазом (альбитом), так и мезократовые разности с существенной добавкой роговой обманки. Между крайними типами существуют все переходные ступени с всевозможными оттенками серого и зеленоватого цвета. Лейкократовые разности большей частью бывают среднезернистые, меланократовые — нередко очень мелкозернистые. Массивные породы переходят в рассланцованные, особенно в меланократовых прослоях. Главными минералами эти породы являются средний и кислый плагиоклаз, в том числе альбит, синеватозеленый амфибол — тремолит, темная роговая обманка, клиноцонзит, хлорит.

По химическим анализам вулканических пород шейхджейлинской и ащеньнтауской свит для каждой свиты построены вариационные диаграммы Харкера (рис. 6). Петрохимический анализ показывает, что обе свиты представлены непрерывными сериями вулканитов основного, среднего и кислого состава (см. табл. 1). Однако в отличие от сугубо известковистой толеитовой серии каракудукской свиты здесь развиты вулканиты щелочно-известкового ряда, в которых несколько снижается известковистость и возрастает общая щелочность, а щелочно-известковый индекс Пикока снижается от 61 в каракудукской свите до 56 в шейхджейлинской и до 54 в ащеньнтауской. В вулканитах последней свиты существенно увеличивается содержание калия, и всю серию можно определить как известково-щелочную.

Вулканические образования исследованных свит относятся к щелочно-известковым и известково-щелочным сериям, которые не свойственны океанам. Возможно, что эти вулканические толщи наращивают собой разрез каракудукской свиты. Тогда следует говорить о гомодромной последовательности — от малотитановых толеитовых серий к известково-щелочным сериям с прогрессивным раскислением вулканитов вверх по разрезу. Важно подчеркнуть, что такие вулканические разрезы ни в коем случае не могут считаться океаническими. Для океанических вулканитов характерны прямо противоположные качества, а именно недосыщенность кремнеземом с нормативным нефелином и оливином, повышенное содержание таких тугоплавких элементов, как Ti, Zr, Cr, Co, Ni, а титановая последовательность при контрастном или бимодальном вещественном составе.

Наиболее близким аналогом вулканических формаций хребта Султануиздаг могут служить палеозойские вулканические толщи Магнитогорского синклинали Среднего Урала или Сакмарской зоны Южного Урала. Судя по исчерпывающим исследованиям Т. И. Фроловой и И. А. Буриковой [8], вулканические толщи

Магнитогорского синклинория отнесены к эвгеосинклинальным образованиям и среди них не обнаружено океанических базальтов. Аналогичным образом в Сакмарской зоне также нет химических аналогов океанических базальтов [7]. В небольшом количестве океанические толеиты появляются в Южных Мугоджарах на р. Шулдак [4]. Учитывая очень ограниченное распространение рифтогенных базальтов в Южных Мугоджарах, их также необходимо считать узкими зонами локального рифтинга, а не срединно-океаническими хребтами большого океана.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В начале статьи был сформулирован принципиальный вопрос: можно ли считать магматические породы хребта Султануиздаг океаническими образованиями, свидетелями остатков океанической коры палеозойского Туркестанского палеоокеана? После рассмотрения фактического материала мы должны ответить на вопрос отрицательно. При этом важно подчеркнуть следующие выводы.

Вулканические комплексы хребта Султануиздаг принадлежат к типичным спилит-кератофировым вулканическим формациям. Для них характерен существенно известковистый и щелочно-известковистый состав с малым количеством калия и титана и широким развитием помимо базальтов средних и кислых вулканитов. В наиболее мощных вулканических толщах каракудукской, шейхджейлинской, ащенинтауской свит нет базальтов типа MORB, нет нефелиннормативных базальтов, так же, как нет субщелочных и щелочных базальтов, характерных для океанического дна. Наоборот, присутствуют малотитановые толеиты и малотитановые щелочно-известковистые базальты, сочетающиеся с большими массами средних и кислых вулканитов. В стратиграфическом разрезе толеитовая низкотитановая серия вулканитов сменяется на щелочно-известковистую и, наконец, известково-щелочную с преобладанием средних и кислых пород. Вулканические серии непрерывны и гомогонны, что определенно противоречит их океанической трактовке.

Только базальты джамансайской свиты могут рассматриваться как близкие аналоги рифтогенных толеитов. Авторы считают, что эта свита формируется в локальной зоне рифтинга среди широких пространств континентального известковистого и щелочно-известковистого вулканизма.

Офиолитовый гипербазит-пироксенит-габбровый комплекс Султануиздага не является океаническим. Гипербазиты образуют единую дифференцированную серию пород от дунитов до пироксенитов и габбро. Это единый магматический комплекс, внедрившийся в уже сформированную слоистую толщу каракудукской свиты. Средний состав габбро не отвечает среднему океаническому габбро, в разрезах отсутствует дайковый комплекс и базальтовая покрывка с океаническими базальтами.

Необходимо отметить, что и осадочные комплексы, развитые в разрезах хребта Султануиздаг, тоже никак не могут быть отнесены к океаническим. Здесь надо повторить доводы, высказанные И. В. Хворовой [9]. Согласно принятой стратиграфической схеме [10], в разрезах хребта Султануиздаг мощные толщи терригенно-кремнистых пород, в том числе углеродсодержащих — фтанитовых, сменяются терригенно-карбонатными и карбонатными толщами. Эта последовательность обратна океанической. На срединно-океанических хребтах осадки начинаются с карбонатных пород, которые сменяются вверх кремнистыми осадками, при этом не образуются углеродистые (фтанитовые) и железистые (яшмовые) разности. Одновременно для океана очень характерны обширные толщи однообразных пелагических илов и красных глин с железомарганцевыми конкрециями и металлоносными осадками. Аналогов таких образований в султануиздагских разрезах нет. Пестрота пород, их резкая фациальная изменчивость, существенно терригенный с ближним сносом характер осадков не позволяют считать такие разрезы океаническими.

Таким образом, петрохимический анализ не обнаруживает среди палеозойских образований хребта Султануиздаг магматических пород, которые развиты в современных океанах. Формационные особенности вулканических, плутонических

и осадочных образований хребта Султануиздаг говорят о существовании здесь в палеозое пестрой фациальной обстановки ограниченных эпиконтинентальных или окраинно-континентальных морей.

Авторы выражают благодарность и признательность В. Н. Шолпо, Ю. А. Морозову и А. И. Смутьской, взявших на себя труд ознакомиться со статьей и сделавших ценные замечания, а также В. В. Эзу — научному руководителю работ на хребте Султануиздаг. Авторы благодарят А. С. Перфильева за благожелательную рецензию, учет сделанных им замечаний позволил улучшить статью и уточнить выводы.

#### Список литературы

1. Бакиров А. Б., Буртман В. С. Путеводитель экскурсии 032 «Тектоника варисцид Тянь-Шаня». 27-я сессия Международного геологического конгресса. Фрунзе. М.: Наука, 1984. 76 с.
2. Виленский А. М. Основные и ультраосновные породы центральной части хребта Султануиздаг. Ленинград: Изд-во ЛГУ, 1958. 31 с.
3. Висьневский Я. С. Петрография основных и ультраосновных пород Султануиздага. Ташкент: 1940. 122 с.
4. Кузьмин М. К., Альмухамедов А. И. Химический редкоэлементный состав базальтоидов реки Шулдак (Южные Мугоджары)//История развития Уральского палеоокеана. М.: Наука, 1984. С. 126—139.
5. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
6. Лутц Б. Г. Формационные типы офиолитовых разрезов//Геодинамические исследования. № 13. Результаты исследований по Международным геофизическим проектам. Москва: Наука, 1989. С. 69—93.
7. Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал)//М.: Наука, 1978. 231 с.
8. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Ю. Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.
9. Хворова И. В. Основные черты седиментации в палеозойских геосинклинальных бассейнах и ее сравнение с седиментацией в современных океанах//Геология Мирового океана. 27 Международный геологический конгресс. Москва, 1984. М.: Наука, 1984. С. 3—8.
10. Шудыц С. С. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М.: Недра, 1972. 208 с.

Институт физика Земли РАН,  
Москва, 123810

Поступила в редакцию  
28.II.1991

УДК 551.24:551.21 (571.53)

© 1992 г. ГУСЕВ Г. С., ПЕСКОВ А. И.

## ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ТРАХИАНДЕЗИТЫ И БАЗИТЫ АКИТКАНСКОГО ХРЕБТА СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ: ГЕОХИМИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

Акитканский вулканоплутонический пояс сформирован слабдеформированными субщелочными среднекислыми лавами с небольшим количеством базальтовых порфиритов, а также толщами континентальных терригенных пород. По геологическим особенностям пояс трактуется как структура тектономагматической активизации платформы, как активная континентальная окраина или континентальный рифт. Новые прецизионные геохимические данные (редкие и редкоземельные элементы) свидетельствуют о сходстве изверженных пород Аkitканского пояса с породами интратриплических геодинамических обстановок и активных континентальных окраин.

Gusev G. S., Peskov A. I. The Akitcan ridge Proterozoic trachyandesites and mafites (Baikal region northern part): their geochemistry and origin. *Geotectonics*. 1992. № 4. The Akitcan volcano-plutonic belt is formed by slightly deformed subalkaline medium-acid volcanics with addition of basaltic porphyrites and by the sequences of continental terrigenous rocks. The belt geological features enable us to interpret it as being a result of tectonic and magmatic reactivation of a platform, or as active continental margin of continental rift. Latest precised geochemical data (trace elements and REE distribution) suggest that the Akitcan volcanics are similar to the magmatic rocks found in intraplate geodynamic setting and active continental margins.

Самостоятельные вулканоплутонические пояса, не входящие в состав складчатых сооружений, широко распространены на всех континентах. Ч. Б. Борукаев [2] выделяет особый, акитканский тип докембрийских вулканических поясов. А. А. Бухаров [4] развивает представления о самостоятельном типе геотектонических структур — зонах протоактивизации древних платформ. Оба исследователя при разных теоретических подходах в качестве эталона подобных структур принимают Акитканский (Прибайкальский, Северо-Байкальский) пояс Северо-Западного Прибайкалья.

Подавляющее большинство структур акитканского типа сформировалось 1950—1450 млн. лет назад [2]. К числу главных особенностей вулканических поясов этого типа относятся: линейная форма и глобальные масштабы; преимущественно кислый состав вулканитов при подчиненной роли пород среднего и основного состава; тесная связь с субвулканическими телами кварцевых порфиров и массивами гранитов-рапакиви; континентальный характер, как правило, высокозрелых обломочных пород; нескладчатый характер вулканогенно-осадочных толщ [2, 4, 12]. Эти особенности, по мнению Ч. Б. Борукаева [2] и некоторых других исследователей, указывают на определенное сходство поясов акитканского типа с активными континентальными окраинами. Вместе с тем существуют и совершенно иные точки зрения. Л. И. Салоп [8] рассматривал Акитканский пояс в качестве краевого прогиба Байкало-Патомской области. А. А. Бухаров [3] считал, что пояс формировался на завершающей (орогенной) стадии развития раннепротерозойской геосинклинали. Позднее Л. И. Салоп [9] и А. А. Бухаров [4] приходят к выводам, в принципе совпадающим с представлениями П. М. Хренова [12] о том, что рассматриваемый пояс принадлежит к самостоятельным

структурам протоактивизации древних платформ. По мнению А. К. Башарина [1], Аkitканский вулканический пояс представляет собой структуру рифтогенного происхождения. В. Г. Кушев [6] предлагает интерпретировать Аkitканский пояс как активный окраинный бассейн растяжения в тылу Байкало-Витимской вулканической дуги.

Авторы далеки от претензий на окончательное решение проблемы тектонической природы Аkitканского вулканического пояса и, тем более, других структур этого типа. Цель настоящей работы мы видим, во-первых, в обсуждении проблемы происхождения данного сооружения с позиций тектоники плит и, во-вторых, в попытке геодинамической интерпретации пока немногочисленных, но важных геохимических материалов.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Аkitканский, или Прибайкальский, вулканоплутонический пояс протягивается вдоль западного побережья оз. Байкал (от истока р. Ангары) и далее, изгибаясь на северо-восток, до бассейна р. Малая Чуя на расстояние более 1000 км. Детально его строение рассматривается в работах В. В. Буддыгерова, А. А. Бухарова, М. П. Лобанова, В. Д. Маца, Л. И. Салопа, П. М. Хренова и других геологов. Ширина пояса, по А. А. Бухарову, изменяется от 5—7 км в южной части (Байкальский хребет) до 60 км в северной (Аkitканский хребет). Ч. Б. Борукаев [2] со ссылкой на материалы ВСНИИГГиМС отмечает, что значительная часть пояса скрыта под осадочным чехлом Иркутского амфитеатра Сибирской платформы.

Аkitканский вулканический пояс приурочен к системе разломов краевого шва, разделяющего Иркутский блок Сибирской платформы и складчатые сооружения протерозойской Байкальской горной области. В строении пояса принимают участие пестроцветные континентальные терригенно-вулканогенные отложения, объединяемые в аkitканскую серию, и интрузии гранитоидов иреальского и приморского комплексов. Возрастное положение аkitканской серии определяется тем, что ее отложения несогласно перекрывают образования иликтинской и чуйской толщ нижнего протерозоя и в свою очередь перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями байкальской серии рифейского возраста [4]. Наиболее вероятный возраст формирования Аkitканского вулканического пояса с учетом радиологических данных оценивается в  $1700 \pm 20$  млн. лет [4].

В истории развития Аkitканского вулканического пояса можно выделить два крупных этапа — первый соответствует эпохе формирования домугдинской свиты, второй охватывает период образования хибеленской (чайской) свит.

Домугдинская свита, с несогласием и конгломератами в основании залегающая на сложно дислоцированных отложениях нижнего протерозоя, представлена трахитовыми, трахиандезитовыми и трахидацитовыми порфирами. В подчиненном количестве присутствуют трахибазальты, андезитовые порфириты (преимущественно в нижней части разреза), фельзитовые и кварцевые порфиты (в верхних частях), а также прослойки терригенных пород и туфов. Мощность отложений свиты достигает 4000 м. Характерная особенность эффузивов домугдинской свиты заключается в том, что они образуют мощные и протяженные пластообразные тела, в строении которых очень трудно выделить отдельные покровы, в связи с чем можно предположить линейно-трещинный характер их излияний. Эффузивный магматизм сопровождался формированием субвулканических и гипабиссальных граносиенит-гранодиоритовых интрузий первой фазы ирельского комплекса.

После некоторого перерыва процессами вулканической деятельности охватывается южная (хибеленская свита Байкальского хребта) и в меньшей степени северная (чайская свита Аkitканского хребта) части Аkitканского пояса. В целом вулканогенно-терригенные отложения данного стратиграфического уровня



характеризуются очень резкой фациальной неоднородностью. Выделяется ряд формационных комплексов и градаций разрезов — от существенно вулканогенных до практически полностью терригенных. В составе вулканитов преобладают кварцевые порфиры, риолиты, игнимбриты, кислые туфы, редко встречаются покровы мидалекаменных базальтовых порфиритов. Осадочные породы представлены в основном пестроцветными песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, часто с примесью туфового материала. Мощность отложений чайской свиты достигает 3,5 км, хибеленской — 4,5 км. Рассматриваемые отложения прорваны субвулканическими и гипабиссальными интрузиями второй и третьей фаз ирельского комплекса [10]. Палеотектонические условия формирования чайской и хибеленской свит, по мнению А. А. Бухарова [3, 4], можно охарактеризовать как обстановку предгорных аллювиальных равнин с пролювиальными конусами выноса, озерными отложениями и эффузивно-эксплозивной деятельностью вулканов центрального типа.

Завершился магматизм Аkitканского пояса внедрением габбро-диабазового дайкового комплекса [7]. Метаморфизм образований пояса проявлен очень неоднородно [3, 7]: вулканогенно-осадочные отложения, расположенные вблизи зоны краевого шва, метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях, а в западном направлении степень преобразований быстро снижается вплоть до самых низкотемпературных фаций. Сооружения Аkitканского пояса очень слабо деформированы: характерны межразломные моноклинали, пологие флексуобразные и коробчатые складки. Чешуи отложений аkitканской серии надвинуты на раннепалеозойские образования Иркутского амфитеатра [2].

#### ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ

В статье использованы восемь ранее не публиковавшихся анализов изверженных пород из северной части Аkitканского вулканического пояса по профилю вдоль р. Чая (рис. 1): из них шесть образцов представляют эффузивы домугдинской свиты (четыре по составу соответствуют трахиандезитам и трахидацитам, один — андезиту, один — базальту) и два относятся к габброидам позднего дайкового комплекса (табл. 1). Силикатные анализы выполнены химическим методом в ИМГРЭ (аналитик А. В. Мартынова), микроэлементы определены количественным спектральным (Ni и V), рентгеноспектральным (Rb, Th, U, Y, Zr), флуоресцентным рентгенорадиометрическим (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb), инструментальным нейтронно-активационным (PЗЭ, Th, Hf, Ta, Sc, Co, Cr) в Бронницкой ГГЭ (аналитики С. М. Ляпунов, Б. В. Ермолаев, В. Е. Чудинов и др.).

Трахиандезиты и андезиты по петрографическому составу довольно однородны. Некоторые различия заключаются только в степени вторичных преобразований: степень метаморфизма изученных образцов изменяется от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций. Трахиандезиты обладают порфировой структурой. Фенокристы, размер которых, как правило, более 5 мм, представлены короткопризматическим сдвойникованным основным андезином ( $Al_2 = 47-48$ ), реже — калиевым полевым шпатом. Структура основной массы ортофировая (микрогранобластовая). Минералы основной массы: ортоклаз, кислый плагиоклаз, кварц, из темноцветных в менее метаморфизованных разностях присутствуют хлорит и эпидот, в более высокометаморфизованных — сине-зеленая роговая обманка, эпидот и биотит. Аксессуары представлены магнетитом, апатитом, лейкоксеном.

В верхней части разреза домугдинской свиты по р. Чая в составе монотонной толщи трахиандезитов отмечается несколько тел, которые, судя по морфологическим особенностям, с определенной степенью вероятности интерпретируются как покровы базальтов. Другие тела близкого состава, но лучшей раскристаллизованности однозначно определяются как силлы. Структура метабазальта из опробованного покрова афировая микролеподогранобластовая, минералы — хло-

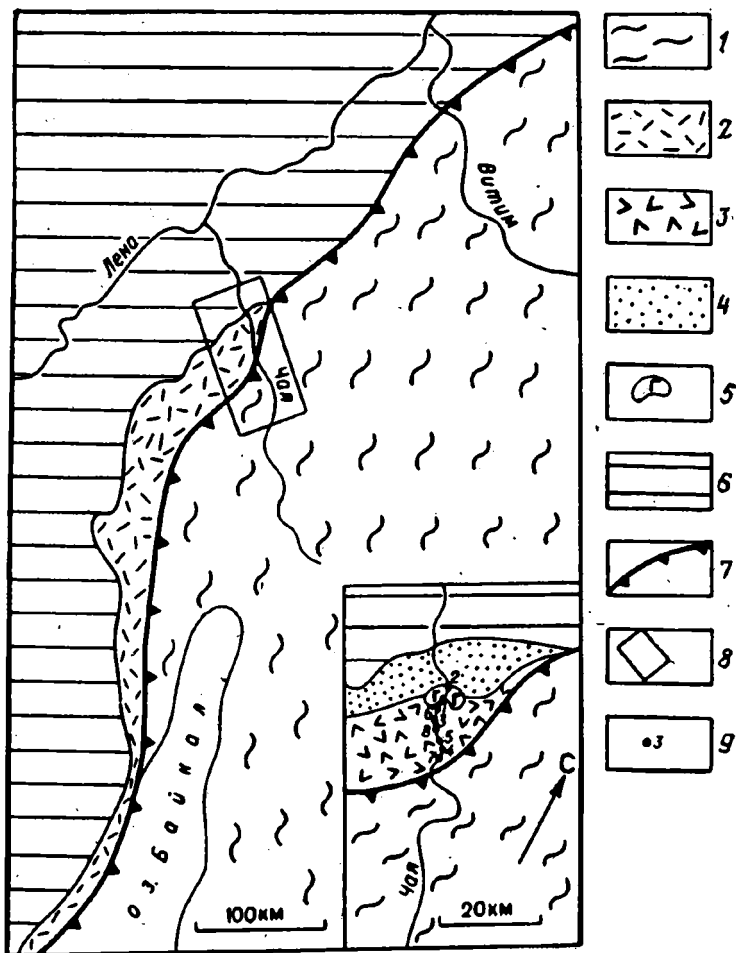


Рис. 1. Геолого-структурная схема Северо-Западного Прибайкалья 1 — протерозойские покровно-складчатые сооружения Байкало-Патомской области, шарьированные в среднем палеозое на Сибирскую платформу; 2—4 — вулканоплутонические и терригенные образования Аkitканского пояса (возраст около 1700 млн. лет): 2 — нерасчлененные, 3 — домугдинская свита, 4 — чайская свита; 5 — габброиды дайкового комплекса; 6 — рифейско-раннепалеозойский чехол Сибирской платформы; 7 — фронтальная часть зоны среднепозднепалеозойского шарьирования сооружений Байкало-Патомской области на структуры Сибирской платформы; 8 — положение района работ на мелкомасштабной схеме; 9 — точки опробования (номера точек 1—8 соответствуют порядковым номерам в табл. 1)

рит, актинолит, эпидот, альбит, мусковит, апатит, рудный, судя по всему, представляют собой продукт перекристаллизации основного стекла.

Два образца габброидов отобраны из крупного тела, прорывающего эффузивы домугдинской свиты, вдоль контакта последней с конгломератами чайской свиты. Контакт массива с чайской свитой тектонизирован, однако отметим, что в гальке конгломератов пород, аналогичных габброидам массива, не обнаружено. Норит 2098 представляет собой полнокристаллическую меланократовую породу с типично габбровой структурой. Основными минералами являются хлоритизированный и серпентинизированный клиногиперстен (зерна размером 1—2×3—4 мм — до 60% объема породы) и сильно эпидотизированный основной плагиоклаз ( $Al = 85—87$ ), а также крупные ксеноморфные зерна рудного минерала. Оливиновый норит 2096 отличается меньшей зернистостью и хорошо проявленной диабазовой структурой. Промежутки между почти полностью соскоритизированными идиоморфными призмами основ-

Химический состав (мас. %) и содержание редких элементов (г/т) в изверженных породах Аkitканского хребта

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ пробы	2096	2098	2089	2081	2083	2094	2077	2087
SiO <sub>2</sub>	46,96	49,84	51,25	62,45	63,40	64,70	64,87	65,46
TiO <sub>2</sub>	0,83	1,28	0,98	0,84	0,75	0,70	0,70	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,57	11,76	12,85	14,83	14,26	13,52	14,63	15,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,80	4,12	3,01	1,95	3,75	2,53	2,46	3,58
FeO	6,50	10,06	7,20	4,27	2,91	3,41	3,15	2,64
MnO	0,16	0,23	0,16	0,11	0,12	0,10	0,11	0,11
MgO	7,20	6,60	7,40	3,05	1,13	He опр.	0,38	1,81
CaO	10,77	9,09	10,20	3,50	4,08	3,45	3,56	3,55
Na <sub>2</sub> O	1,75	2,56	2,00	3,30	3,30	4,00	3,65	2,90
K <sub>2</sub> O	1,38	1,86	1,68	4,20	3,96	5,20	4,68	2,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,25	0,13	0,19	0,18	0,18	0,18	0,24
H <sub>2</sub> O*	3,65	1,92	2,65	1,15	1,21	1,17	1,20	0,69
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,10	He опр.	He опр.
CO <sub>2</sub>	0,58	0,59	*	0,46	0,80	0,67	*	0,06
Сумма	100,30	100,16	99,51	100,30	99,85	99,63	99,57	99,50
Rb	53	55	110	165	210	202	214	200
Ba	260	400	450	1200	1200	1500	1600	1300
Sr	220	205	185	150	92	96	120	94
Th	1,8	2,8	6,1	25	28	33	26	31
U	1,1	1,0	1,6	4,3	5,5	6,2	3,6	5,8
Zr	46	103	170	640	680	830	700	630
Hf	1,5	3,6	4,5	23	21	24	20	23
Nb	<10	11	13	38	42	46	34	32
Ta	<0,5	0,68	0,76	2,5	2,6	2,9	3,1	3,2
Y	17	31	23	49	42	52	46	51
Sc	36	55	42	12	13	9,0	23	12
V	290	390	350	110	78	18	30	110
Cr	190	210	280	27	25	25	23	16
Ni	13	62	80	49	10	5,5	5,0	8,5
Co	51	53	39	14	12	5,0	5,9	7,5
La	11	22	24	79	95	120	110	94
Ce	22	42	44	150	180	200	188	190
Sm	2,2	4,0	4,1	11	13	21	18	15
Eu	0,92	1,3	1,2	2,3	2,3	2,9	3,3	2,7
Tb	0,51	0,75	1,1	1,9	3,0	2,5	2,2	2,7
Yb	2,6	3,3	3,8	7,9	8,6	8,4	7,2	9,6
Lu	0,39	0,62	0,66	1,3	1,3	1,3	1,2	1,4

Примечание. 1,2 — габброиды: 1 — оливиновый норит, 2 — норит; 3—8 — метаэффузивы домугдинской свиты: 3 — метабазаит, 4—7 — трахиандезиты и трахидациты, 8 — дацит. Точки опробования см. на рис. 1.

ного плагиоклаза заполнены ксеноморфными зернами хлоритизированного клинопиперстена и талька, вероятно, замещающего оливин.

Изученные базальты и габброиды имеют характерный геохимический облик. При нормальном для базальтов уровне содержаний SiO<sub>2</sub>, MgO, CaO, FeO\* они характеризуются низкой глиноземистостью и титанистостью (см. табл. 1). По сумме щелочей они располагаются вблизи линии раздела нормальных и субщелочных пород (рис. 2) при отношении K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O, близком к 0,75.

Наряду с низкой титанистостью базальты характеризуются умеренными концентрациями Zr, Hf, Y, Nb, Ta при низких отношениях Ti/Zr и Y/Nb. В габброидах содержания высокозарядных микроэлементов несколько ниже. Все базальты отличаются невысокими концентрациями когерентных микроэлементов,

а также Sr и Ba при относительно высоких содержаниях других крупноионных литофилов: Rb, Th, U. Спектры РЗЭ характеризуются обогащением легкими лантаноидами относительно средних ( $La/Sm \approx 4$ ) и субгоризонтальным трендом от средних до тяжелых РЗЭ (рис. 3).

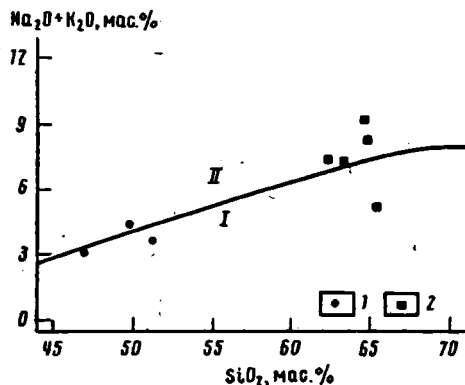


Рис. 2. Диаграмма кремнезем — щелочи для изверженных пород Аkitканского пояса 1 — метабазиты; 2 — трахиандезиты и трахидациты Римские цифры: I — породы нормальной щелочности, II — повышенной щелочности

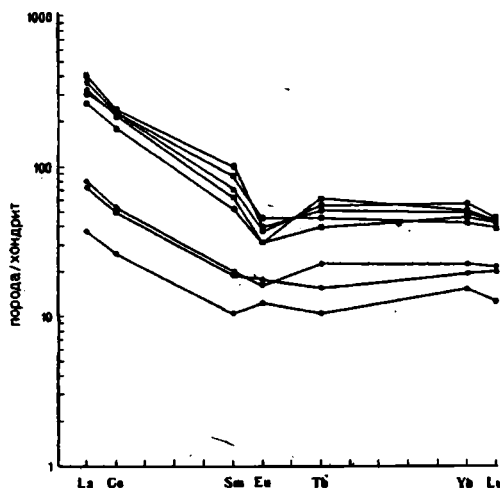


Рис. 3. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ в изверженных породах Аkitканского пояса Усл. обозначения см. на рис. 2

Насколько можно судить по литературным данным по петрохимии изверженных пород региона, охарактеризованные нами образцы вполне соответствуют по составу базитам позднего дайкового комплекса Аkitканского пояса (табл. 2). Вместе с тем остается открытым вопрос о том, каким образом связаны между собой составы габбро-диабазов дайкового комплекса и эффузивов базальтовых порфиритов ранних стадий развития пояса, в связи с отсутствием в литературе каких-либо данных по химическому составу последних. Принципиальная важность этого вопроса при решении проблемы происхождения и путей эволюции магм очевидна. В связи с этим еще раз подчеркнем неоднозначность полевого определения тел метабазальтового состава (обр. 2089) как покровов: вполне возможно, что они представляют собой близповерхностные силлы того же позднего дайкового комплекса. Из имеющихся в нашем распоряжении материалов можно сделать два вывода: 1) о принадлежности изученных разновидностей основных пород к единому магматическому комплексу и 2) о слабом проявлении процессов близповерхностной дифференциации расплавов.

Еще более специфическим геохимическим спектром отличаются трахиандезиты. На диаграмме кремнезем — щелочи (см. рис. 2) большая часть фигуративных точек расположена в поле субщелочных пород вблизи границы трахиандезиты — трахидациты и только один образец попадает в поле пород нормальной щелочности — дацитов (в основном за счет более низкого содержания окиси калия). Однако по другим элементам, в том числе Rb, Sr, Ba, ЛРЗЭ, он ничем не отличается от остальных. В такой ситуации не исключено, что относительный дефицит калия может иметь метасоматическое происхождение. В связи с этим данный образец рассматривается в общей группе трахиандезитов.

Для трахиандезитов характерны высокие содержания  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и щелочей при преобладании калия над натрием и широкие вариации  $MgO$  (от пределов обнаружения до 3,05%) при наличии и прямой его корреляции с Ni, Co, Cr и

Средние составы базитов Аkitканского пояса и базальтов эталонных геодинамических обстановок

Компонент	Аkitканский пояс		Внутриплитные обстановки			Активные окраины				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	50,31	51,25	48,74	45,82	47,04	49,51	49,40	49,43	48,58	52,60
TiO <sub>2</sub>	1,20	0,98	2,46	2,53	2,24	0,52	0,83	1,00	0,58	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,84	12,85	16,38	13,99	14,69	15,05	19,16	15,82	12,19	17,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,71	3,01	4,71	4,94	3,15	3,90	5,05	5,92	4,65	9,80*
FeO	7,71	7,20	6,64	8,13	8,69	5,03	4,43	4,50	5,06	5,06
MgO	8,56	7,40	5,49	7,99	7,87	7,40	5,45	5,77	10,46	4,47
CaO	6,68	10,20	7,38	10,88	10,82	7,10	10,36	10,08	11,54	9,90
Na <sub>2</sub> O	2,49	2,00	3,71	2,87	2,71	3,29	2,91	2,89	2,70	2,77
K <sub>2</sub> O	1,11	1,68	1,20	1,15	0,84	3,25	1,77	2,71	1,64	1,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,13	0,53	0,45	0,35	0,47	0,34	0,38	0,37	0,18
Rb	—	110	23	33	18	54	41	30	41	29
Ba	—	450	302	440	347	953	357	456	652	818
Sr	—	185	547	735	404	563	658	1281	872	469
Th	—	6,1	3,6	3,8	3,5	1,03	1,81	1,02	1,01	—
U	—	1,6	—	0,8	0,8	0,82	1,05	0,49	0,39	—
Zr	—	170	228	300**	160	54	77	64	44	93
Hf	—	4,5	—	—	5	1,1	1,8	—	0,8	—
Nb	—	13	34	57	—	2,7	5,8	—	—	2,4
Y	—	23	31	—	—	16	22,6	23	14	24,1
Ni	—	80	81	135	46	140	24	17	101	16
Co	—	39	—	51	44	34	24	32	44	—
Cr	—	280	79	322	330	395	36	9	290	15
V	—	350	123	263	—	257	306	360	455	302
Sc	—	42	—	23	27	23,5	29	29	35	29
La	—	24	—	31	25	9,6	13,5	—	14,0	7,0
Ce	—	44	52	61	47,4	21,3	31,3	—	29,0	17,7
Sm	—	4,1	—	6,3	6	2,5	5,1	—	3,2	2,64
Eu	—	1,2	—	1,7	1,9	0,8	1,4	—	1,1	0,92
Tb	—	1,1	—	—	0,8	0,42	0,65	—	0,36	—
Yb	—	3,8	—	2,0	2,3	1,40	2,02	—	1,0	2,41
Lu	—	0,66	—	—	0,3	0,21	0,29	—	—	—
n	—	1	10	29	3	9(8)	8(31)	1	2(1)	1

Примечание. \* — суммарное железо в пересчете на FeO; \*\* — суммарное содержание Zr + Hf; знак тире — нет данных; n — количество анализов, в скобках — минимальное количество анализов редких элементов; 1 — диабазы, габбро-диабазы дайкового комплекса Байкальского хребта [4]; 2 — метабазаит (см. табл. 1); 3 — гавайиты и толеитовые андезиты Восточной Австралии [16]; 4, 5 — оливиновые базальты Восточно-Африканской рифтовой системы: 4 — Восточной рифтовой зоны [5], 5 — Афарского рифта [14]; 6 — меланократовые шошониты Курило-Камчатской островной дуги [11]; 7 — лейкократовые базальты вулкана Алаид той же дуги [11]; 8 — шошониты и 9 — щелочные оливиновые базальты островной дуги Фиджи [11]; 10 — трахиандезитобазальт Телика, Никарагуа [15].

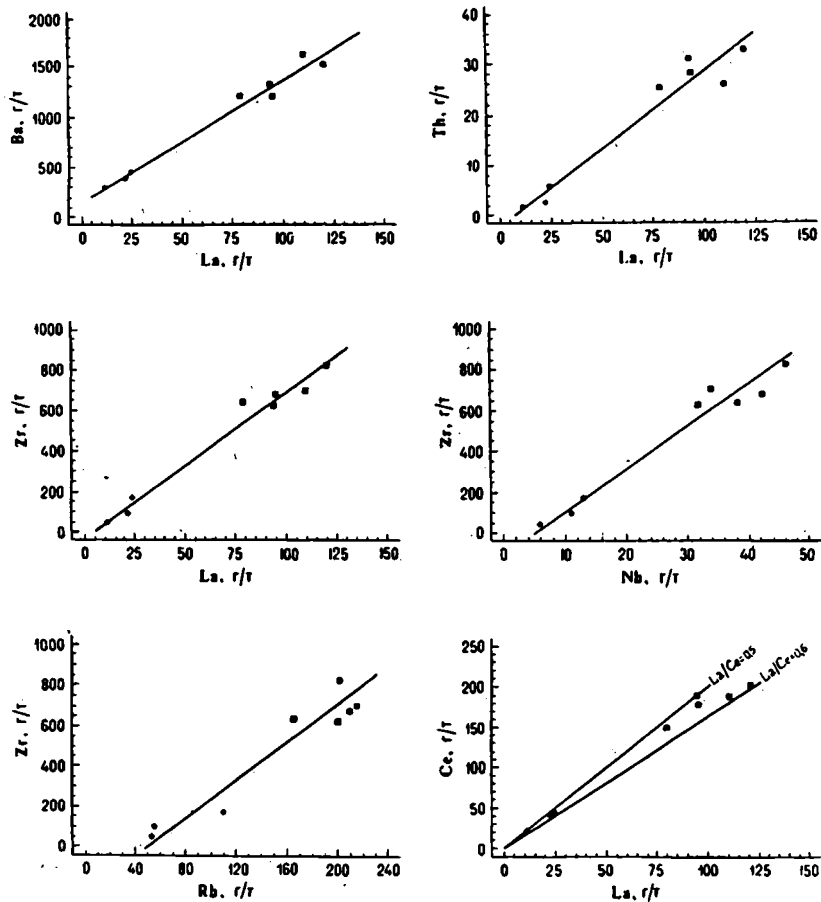


Рис. 4. Диаграммы парных корреляций между редкими элементами в изверженных породах Аkitканского пояса а — Ba—La, б — Th—La, в — Zr—La, г — Zr—Nb, д — Zr—Rb, е — Ce—La. Условные обозначения см. на рис. 2

V. Важная геохимическая особенность изученных трахиандезитов — высокие содержания крупноионных литофильных элементов Th, U, Rb и Ba при низких концентрациях Sr и как следствие — очень высокие отношения Ba/Sr (8—15,6) и Rb/Sr (1,1—2,3). Столь же характерны чрезвычайно высокие концентрации Zr и Hf, в меньшей степени — Nb и Ta, при очень низких отношениях Ti/Zr (5,1—7,8), Y/Nb (1,0—1,6). В распределении РЗЭ, так же как и в базитах, отмечается резко обогащенный тренд от легких лантаноидов к средним ( $La/Sm = 4,0—5,3$ ) и практически недифференцированный — от средних к тяжелым при небольшом европиевом минимуме (см. рис. 3).

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Полученный геохимический материал представляет интерес прежде всего для обсуждения проблемы генезиса основных и среднекислых магм. Эта проблема, естественно, поднималась исследователями, но на основе явно недостаточных для ее освещения петрохимических данных решалась неоднозначно. Так, К. В. Флерова с соавт. [9] в результате изучения химического состава гранитоидов ирельского комплекса приходят к выводу о палингенном происхождении кислых магм, допуская возможность их смешения с базальтовой магмой, явившейся причиной анатектического плавления корового вещества. А. А. Бухаров [4], напротив, считает, что средние и кислые эффузивы домуг-

динской и хибеленской свит являются производными базальтовой магмы и только лавы чайской свиты имеют признаки частичной контаминации сиалического материала.

Анализ геохимии изученных базальтов и трахиандезитов склоняет авторов в пользу второй точки зрения. Широкие вариации составов Rb, Ba, Th, Nb, Ta, Hf, Zr, PЗЭ и отчетливая линейная корреляция содержаний этих элементов (рис. 4) свидетельствуют о происхождении основных и кислых пород из единого магматического источника при ведущей роли процессов фракционной кристаллизации плагиоклаза, пироксена и оливина. Хотя нельзя отрицать возможности того, что дифференциация происходила в не полностью закрытой системе, а также и присутствия действительно палингенных гранитов. Накопление Ba при одновременном удалении из расплава Sr может быть объяснено фракционированием плагиоклаза, что подтверждается проявлением в редкоземельном тренде трахиандезитов европиевого минимума. Обычное для подобных серий резкое падение концентраций Ba в более кислых разностях (комендитах) связывается с началом фракционирования калиевого полевого шпата.

Важным признаком геохимического родства основных и кислых магм может служить подобие редкоземельных трендов тех и других (см. рис. 3). Как известно, соотношения между легкими и тяжелыми редкими землями отражают особенности фракционной кристаллизации, в то время как отношения наиболее родственных легких лантаноидов (таких, как La и Ce), поведение которых в процессах магматической дифференциации практически одинаково, характеризуют состав материнской магмы. В этом аспекте весьма характерно постоянное отношение La/Ce для базитов и трахиандезитов (см. рис. 4, e).

Другая проблема, которую с появлением новых, хотя и немногочисленных, геохимических данных, несомненно, следует попытаться рассмотреть, это проблема происхождения Аkitканского вулканического пояса. В последние годы геохимия как инструмент геодинамических реконструкций благодаря развитию прецизионных методов геохимического анализа и накоплению громадного количества данных по эталонным геодинамическим обстановкам достигла значительного прогресса. Как показано во многих работах советских и зарубежных геологов, геохимический метод палеорекоkonструкций дает неплохие результаты даже, когда традиционные методы оказываются малоэффективными.

Именно такая ситуация, по-видимому, складывается в отношении Аkitканского вулканического пояса. Краткий обзор противоречащих друг другу представлений о происхождении пояса приведен в вводной части. С позиции тектоники плит модели происхождения интересующего нас пояса могут быть сведены к двум вариантам: модели активной континентальной окраины и модели внутриплитных структур типа континентального рифта или горячей точки.

Линейный характер структуры, палеотектоническая обстановка седиментации и формационный состав вулканогенно-терригенных отложений, петрохимические особенности магматических образований, структурно-геологические и другие признаки с одинаковым успехом могут свидетельствовать в пользу обеих моделей. С одной стороны, расположение Аkitканского вулканического пояса, а также других подобных ему структур вдоль границ древних платформ вряд ли может быть случайным, что вынуждает отдавать предпочтение модели активной континентальной окраины. С другой стороны, если Байкало-Витимский островодужный пояс имеет раннепротерозойский возраст, то рассматриваемый Аkitканский вулканический пояс, безусловно, оказывается внутриконтинентальной структурой. В случае рифейского возраста Байкало-Витимского пояса (Г. Л. Митрофанов) и прилегающего к нему Олоkitского прогиба (Г. В. Риле, М. М. Мануйлова), а также раннепалеозойского возраста метаморфических толщ Пиольхонья (новые данные В. С. Федоровского) Аkitканский пояс может рассматриваться в качестве окраинно-континентального. Однако в этом случае необходимо преодолеть следующую трудность. Как отмечают все исследователи региона [3, 8, 12 и др.], Аkitканский вулканический пояс имеет форму асимметричного прогиба

с более крутым восточным бортом, сложенным более грубообломочным терригенным материалом, что свидетельствует о существовании горного массива как основного источника сноса к востоку от рассматриваемого сооружения, т. е. там, где, согласно модели активной окраины, должен быть океан. Перечисление аргументов в пользу или против названных моделей можно продолжить. Таким образом, однозначно отдать предпочтение одной из альтернативных моделей не просто.

Что же показывает в данном аспекте сравнительный геохимический анализ? В табл. 2 приведены средние составы базитов Аkitканского пояса, а также базальтов субщелочных калий-натриевых серий различных геодинамических обстановок: палеоген-неогеновых гавайитов Восточной Австралии, оливиновых базальтов Восточного и Афарского рифтов Восточно-Африканской рифтовой системы, с одной стороны, и шошонитов и щелочных оливиновых базальтов Никарагуа, Фиджи и Курило-Камчатской островной дуги — с другой.

При сравнении базитов Аkitканского вулканического пояса с базальтами эталонных геодинамических обстановок прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что базиты Аkitканского хребта, так же как и базальты активных окраин и островных дуг, характеризуются низкой титанистостью. Однако содержания остальных высокозарядных несовместимых элементов, в особенности Nb и Hf, при этом значительно выше, чем в базальтах активных окраин, хотя и не достигают уровня базальтов континентальных рифтов. Базиты Аkitканского пояса приближаются к последним благодаря относительно низким концентрациям Sr, Ba и Th и высокому суммарному содержанию редких земель. Остальные элементы малоинформативны, поскольку их содержания в субщелочных базальтах в различных эталонных геодинамических обстановках практически не отличаются. Таким образом, можно заключить, что составы изученных базитов Аkitканского хребта практически не дают никакой дополнительной информации для решения поставленной проблемы, поскольку они не обнаруживают геохимического сходства с базальтами как активных окраин, так и континентальных рифтов. Возможно, это обусловлено проблематичностью тектонического положения самих базитов дайкового комплекса и принципиально иные результаты могут быть получены при геохимическом изучении покровов базальтовых порфиритов низов аkitканской серии.

Значительно более информативными в этом отношении неожиданно оказались трахиандезиты. В табл. 3 наряду со средними составами трахиандезитов аkitканской серии приведены средние составы трахитов дифференцированных субщелочных серий внутриплитных обстановок и активных континентальных окраин. Принцип подбора — сходство содержаний кремнезема и щелочей. Как можно видеть в таблице, трахиты активных окраин и внутриплитные довольно резко различаются по целому ряду компонентов: прежде всего это очень высокие содержания Zr, Nb, Ta, Hf, Y при крайне низких отношениях Ti/Zr, Y/Nb и повышенных Zr/Y в трахитах внутриплитных по сравнению с таковыми активных окраин. Кроме того, следует отметить относительно высокие концентрации редких земель, в особенности тяжелых, а также очень высокие отношения Ba/Sr и Ba/La в составе трахитов внутриплитного происхождения. Перечисленные различия чрезвычайно контрастны, что исключает возможность неоднозначной интерпретации, и, как видим, трахиандезиты и трахидациты аkitканской серии очень близки по своему составу к трахитам континентальных рифтов и горячих точек.

В качестве наиболее близкого аналога Аkitканского вулканического пояса по структурному положению, формационному составу и геохимическим особенностям пород, вероятно, можно считать палеоген-неогеновый анорогенный вулканический пояс Восточной Австралии [16, 17], который, как считают его исследователи, представляет собой след прохождения Австралии над горячей точкой. Восточно-Австралийский пояс протягивается на расстояние около 3000 км от Северного Квинсленда до острова Тасмания. В плане сравнения с Аkitканским поясом очень примечательно его расположение вдоль восточной



Средние составы кислых и средних пород Аkitканского пояса и эталонных геодинамических обстановок

Компоненты	Аkitканский пояс		Внутриплитные обстановки				Активные окраины			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	66,17	64,18	64,91	65,02	57,89	62,04	65,70	65,79	65,44	65,36
TiO <sub>2</sub>	0,65	0,76	0,38	0,36	0,82	0,78	0,69	0,63	0,61	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,44	14,51	15,66	14,88	17,43	13,91	16,04	16,56	16,56	16,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,96	2,85	2,26	1,75	4,05	5,42	2,58	2,13	1,88	2,44
FeO	3,43	3,28	2,40	3,48	3,36	3,02	1,91	2,16	2,51	2,20
MgO	0,71	1,27	0,28	0,04	0,73	0,30	1,86	1,81	1,98	1,64
CaO	2,12	3,63	1,60	1,34	2,38	1,18	4,00	4,03	4,53	4,25
Na <sub>2</sub> O	3,43	3,43	5,26	5,90	6,08	6,28	3,63	4,26	4,28	3,80
K <sub>2</sub> O	5,44	4,08	5,39	4,30	5,40	5,05	3,28	2,39	1,93	3,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,19	0,08	0,04	0,15	0,08	0,22	0,14	0,17	0,21
Rb	—	198	129	106	—	88	145	53	62	109
Ba	—	1360	871	736	300	208	649	549	646	831
Sr	—	110	123	60	1180	14	361	475	866	330
Th	—	28,6	11,8	20,3	13,4	—	—	—	—	—
U	—	5,1	2,1	—	4,1	—	—	—	—	—
Zr	—	696	689	902	1335*	392	120	172	179	170
Hf	—	22,2	15,7	27	—	—	—	—	—	3,4
Nb	—	38	61	—	190	127	—	—	6	21
Ta	—	2,9	3,7	—	14	—	—	—	—	—
Y	—	48	58	—	—	—	6	—	33	28
Ni	—	16	4	2	13	—	14	26	30	11
Co	—	9	—	—	18	—	10	—	14	10
Cr	—	23	2	—	32	—	25	58	40	13
Y	—	69	4	56	19	—	106	—	89	72
Sc	—	11	8,2	1,4	6,3	—	—	—	—	—
La	—	100	75	112	36	94	—	—	21	23
Ce	—	182	154	—	71	163	46	140	60	55
Sm	—	15,6	14,0	17,4	8,8	—	—	—	—	—
Eu	—	2,7	2,6	3,3	1,7	—	—	—	—	—
Tb	—	2,46	1,89	2,7	—	—	—	—	—	—
Yb	—	8,34	4,73	10,3	2,4	—	1,4	—	1,7	1,5
Lu	—	1,3	0,7	—	—	—	—	—	—	—
n	33	5	5	1	1	1	64(5)	69(2)	84(2)	124(2)

*Примечание.* \* — суммарное содержание Zr + Hf; n — количество анализов, в скобках — минимальное количество анализов редких элементов; знак тире — нет данных, 1, 2 — эффузивы домугдинской свиты Аkitканского хребта; 1 — порфиры [4], 2 — трахиандезиты и трахидациты (см. табл. 1); 3 — трахиты Восточно-Австралийского вулканического пояса [16, 17]; 4—6 — трахиты Восточно-Африканской рифтовой системы: 4 — Афарского рифта [14], 5 — Восточной рифтовой зоны [5], 6 — Кенийского рифта [18]; 7—10 — дациты: 7 — запада Южной Америки (Анды) [13], 8 — Центральной Америки [13], 9 — Высоких Каскад, Аляски, Алеутской дуги [13], 10 — Средиземноморья [13].

окраины Австралийского континента. Вулканы Восточно-Австралийского пояса контрастно дифференцированы: в их составе преобладают гавайиты, базальты, андезитобазальты, трахибазальты, трахиты, трахиандезиты, риолиты, комендиты, фonoлиты. С эффузивными ассоциируют субвулканические тела, дайки и силлы того же состава, а также интрузии сиенитов, габбро-сиенитов и гранофиров.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологические особенности строения Аkitканского вулканического пояса, расположенного вдоль границы Сибирской платформы и докембрийской Байкало-Патомской области, практически с равным успехом вписываются в рамки двух альтернативных моделей: активной окраины и континентально-рифтовой. Имеющиеся геологические материалы указывают на возможность формирования Аkitканского пояса как в окраинно-континентальных, так и внутриконтинентальных обстановках. Геохимические особенности основного магматизма (низкие содержания титана) указывают на возможность формирования их в условиях активной континентальной окраины. Однако параметры ниобия и гафния в них значительно выше, чем в базальтах активных окраин, но меньше, чем в базальтах континентальных рифтов. Геохимические параметры трахиандезитов аkitканской серии обнаруживают значительно большее их сходство с породами внутриплитовых обстановок, чем активных континентальных окраин.

#### Список литературы

1. Башарин А. К. Деструктивные комплексы в структуре материков: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: Ин-т геол. и геофиз. АН СССР. 1989. 31 с.
2. Борукаев Ч. Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
3. Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 139 с.
4. Бухаров А. А. Протоактивизированные зоны древних платформ. Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.
5. Восточно-Африканская рифтовая система. Т. III. Геохимия. Сейсмология. Основные результаты/Под ред. Белоусов В. В., Герасимовский В. И., Горячев А. В. и др. М.: Наука, 1974.
6. Кушев В. Г. Докембрийский вулканоплутонический пояс Северного Прибайкалья, интерпретированный по модели тектоники плит, и некоторые металлогенические выводы//Глобальные палеовулканические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1979. С. 50—57.
7. Лобанов М. П. Вулканоплутонические и метаморфические комплексы Прибайкальского вулканического пояса и их рудоносность//Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей (петрография, метаморфизм, литология, стратиграфия, геоморфология). Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во 1971. Вып. 5. С. 207—225.
8. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1, 2. М.: Недра, 1964. 1967. 516 с., 700 с.
9. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 309 с.
10. Флерова К. В., Матвеева Л. Н., Павлинский Г. В. Петрохимические особенности и некоторые вопросы генезиса магм ирельского интрузивного комплекса (Северо-Западное Прибайкалье)//Геология и геофизика. 1969. № 8. С. 41—54.
11. Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
12. Хренов П. М. Негеосинклинальные вулканоплутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 223 с.
13. Эварт А. Минералогия и химизм третичных и современных дацитовых, латитовых, риолитовых и родственных саллических вулканитов//Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 19—98.
14. Barbery F., Ferrara G., Santacrouce R. et al. A transitional basalt-pantellerit sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar rift, Ethiopia)//J. Petrol. 1975. V. 16. № 1. P. 22—56.
15. Carr M. J., Feigenson M. D., Bennett E. A. Incompatible element and isotopic evidence for tectonic control of source mixing and melt extraction along the Central American Arc//Contribs. Miner. Petrol. 1990. V. 105. № 4. P. 369—380.
16. Ewart A. Petrogenesis of the Tertiary anorogenic volcanic series of the Southern Queensland, Australia, in the light of trace element geochemistry and O, Sr and Pb isotopes//J. Petrol. 1982. V. 23. № 3.
17. Ewart A., Chappel B. W., Le Maitre R. W. Aspects of mineralogy and chemistry of the intermediate-silicic Cainozoic volcanic rocks of Eastern Australia. Pt. I: Introduction and geochemistry//Austral. J. Earth Sci. 1985. V. 32. № 4. P. 359—382.
18. Weaver S. D., Seal J. S. C., Gibson J. L. Trace-element data relevant to the origin of trachitic and pantelleritic lavas in the East African rift system//Contribs. Mineral. and Petrol. 1972. V. 36. № 3.

Институт минералогии, геохимии  
и кристаллохимии редких элементов,  
Москва

Поступила в редакцию  
2.VII.1991

УДК 551.243.4.(479.24)

© 1992 г. ГАСАНОВ Т. АБ.

ПОСЛЕЭОЦЕНОВЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ ТАЛЫШСКОЙ  
ЗОНЫ МАЛОГО КAVКАЗА

В Талышской зоне породы аллохтона представлены габбро-перидотитовым комплексом, слагающим Гамаратский тектонический покров (56 км<sup>2</sup>), который формировался в послезоцен-олигоценую фазу складчатости. Перидотиты были выжаты и шарьированы с юго-запада на северо-восток (изредка на юг) на расстояние 10 км. Первичное становление габбро-перидотитового комплекса произошло в докембрии — раннем палеозое. Предполагается, что на месте Талышской зоны в начале мезозоя (триас — юра) существовал эвгеосинклиальный прогиб в виде системы трогов с корой океанического типа — Талышский рифт. Растяжение этого рифта связано с общей складчатостью Альпийско-Гималайского пояса Евразии.

*Gasarov T. Ab. Post-Eocene tectonic nappes of the Talysh zone (Lesser Caucasus). Geotectonics. 1992. № 4. Allochthonous rocks of the Talysh zone are represented by the gabbro-peridotite complex which makes up the Gamarat tectonic nappe (56 km<sup>2</sup>) to have been formed in the post-Eocene-Oligocene phase of folding. Peridotites were squeezed out and thrust from south-west towards north-east (in a few cases — to south) for a distance of 10 km. The initial emplacement of the gabbro-peridotite complex took place in the Precambrian — Early Paleozoic.*

An eugeosynclinal subsidence represented by a system of troughs with the oceanic crust — the Talysh rift — is supposed to have existed at the place of the Talysh zone at the beginning of the Mesozoic (Triassic-Jurassic). The extension of the rift was connected with the general folding of the Alpine-Himalayan belt of Eurasia.

Талышская зона расположена в юго-восточной части Азербайджана (рис. 1) и отличается широким развитием эоценовых щелочно-базальтовых вулканитов и незначительным распространением пород габбро-перидотитового комплекса, занимая определенное место в Альпийской складчатой системе.

В Талышской зоне, по мнению ряда исследователей [1, 2], габбро-перидотитовый комплекс рассматривается как автохтонный интрузивный, внедрение которого произошло в конце позднего эоцена. Однако нашими исследованиями выяснено, что породы этого комплекса являются аллохтонными и слагают тектонические покровы и пластины, характеристика которых приводится ниже.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ТАЛЫШСКОЙ ЗОНЫ

Тектоническое строение Талыша в 1949—1953 гг. рассмотрено в работах В. Е. Хаина, Ш. Ф. Мехтиева, А. С. Байрамова, а в 1979 г. — Ш. А. Азизбекова, А. З. Багирова, А. Д. Исмаил-Заде, М. М. Велиева и др. Автор проводил исследования в 1981, 1983 и 1989—1990 гг. В Талышской зоне выделяются следующие основные структуры второго порядка: Астаринский антиклинорий, Лерикский синклиний, Буроварское поднятие и Астраханбазарский межгорный, или красной прогиб. В современной структуре юго-западный борт Буроварского поднятия отделен от Астаринского антиклинория по Алчалыкскому глубинному разлому северо-западного простирания, который часто совпадает с границей отложений среднего и верхнего эоцена. Габбро-перидотитовый комплекс приурочен к этой полосе (рис. 2).

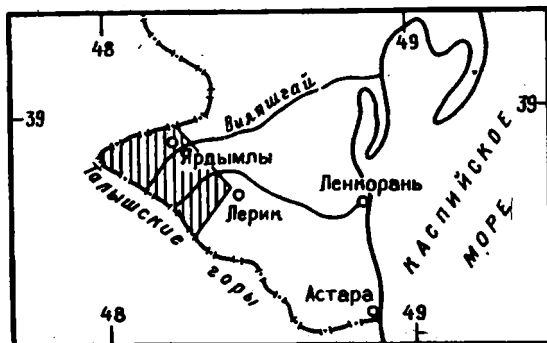


Рис. 1. Схема расположения района работ

В строении Талышской зоны принимают участие отложения мезозоя — кайнозоя, которые делятся на автохтон, аллохтон и неавтохтон (рис. 3, а).

Разрез отложений автохтона начинается сантоном — маастрихтом и завершается поздним эоценом. Сантон — маастрихт представлен пелитоморфными известняками (симская свита, 80—100 м), обнажающимися в юго-восточной приподнятой части Астаринского антиклинория, в верховьях рек Истисучай и Тенгерю, севернее с. Сим [3]. Известняки трансгрессивно с базальным конгломератом в основании перекрываются туфогенно-осадочными отложениями *данья* — палеоцена. Последние обнажаются в верховьях рек Астарачай и Лякарчай и достигают мощностей 1670 м, составляя нижнюю часть астаринской свиты. Эти отложения расчленены (снизу вверх) на три горизонта [4]: туфогравелитовый, туфопесчаный и туфоалевролитовый. Туфоалевролиты повсюду с базальным конгломератом в основании перекрываются туфами андезитов нижнего эоцена.

Отложения эоцена по литолого-палеонтологическим особенностям делятся на нижний, средний и верхний эоцен [1, 3, 12]. Для эоценовой эпохи характерна щелочная базальтоидная формация с двумя субформациями: трахиандезитобазальтовая (нижний и средний эоцен) и трахибазальтовая (верхний эоцен).

*Нижний эоцен* (верхняя часть астаринской свиты, мощность 1400 м, представлен пирокластоосадочными образованиями и выступает в приподнятой части Космальянского прогиба Астаринского антиклинория. Снизу вверх выделяются [1]: лейцит-санидиновые туфы трахиандезитов (480 м), вулканические брекчии и конгломераты андезитобазальтов и базальтов (470 м), лавы, пирокласты пикрит-трахибазальтов и лейцитовых базанитов (450 м). Возраст указанных отложений определяется находками фораминифер [3, 12], обнаруженных в мергелях и аргиллитах в самой нижней части разреза.

Пикрит-трахибазальтовая серия нижнего эоцена с базальным конгломератом в основании перекрывается автокластовыми лавами и вулканическими конгломератами трахиандезитов среднего эоцена.

К *среднему эоцену* относятся породы космальянской осадочно-туфогенной свиты (2332 м), которые развиты в одноименном прогибе и в виде узкой полосы прослеживаются от горы Кейбан-Лекит и с. Пирасора на северо-западе до с. Мистан на юго-востоке. Космальянская свита делится снизу вверх Ф. А. Мустафаевым и А. Г. Мамедовым на три подсвиты: нимакешскую (957 м), мистанскую (394 м) и дыздылхскую (981 м). Из них нижняя и верхняя подсвиты характеризуются вулканогенным, а средняя — туфогенно-осадочным составом.

Нижняя подсвита (нимакешская состоит из лав, брекчиевых лав, туфов андезитобазальтов, трахиандезитов и трахиандезитобазальтов, вулканомиктовых песчаников и туфопесчаников. Причем, как правило, повсюду в Талышской зоне в основании нимакешской подсвиты выделяются грубозернистые туфопесчаники и туфогравелиты светло-зеленоватого и голубоватого цветов, которые содержат фораминиферы среднего эоцена [12]. Вверху туфы трахиандезитобазальтов со-

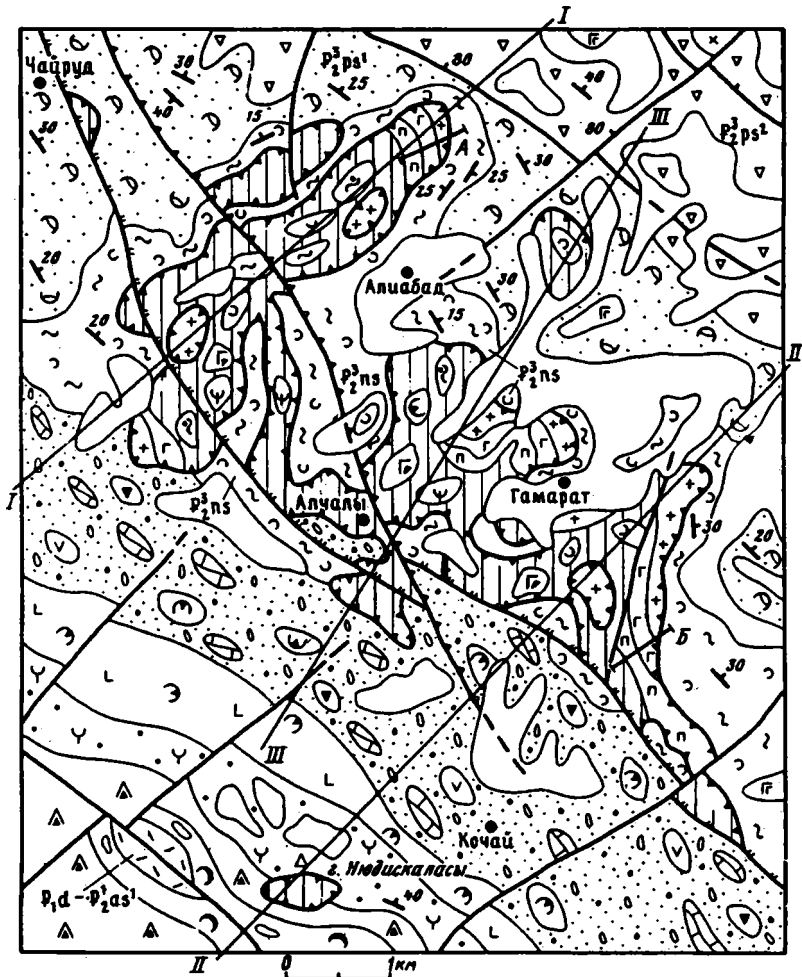


Рис. 2 (первая часть)

гласно перекрываются отложениями мистанской подсвиты. Последние представлены туфогенно-вулканомиктовыми песчаниками, туффитами, туфами трахиандезитобазальтов и конгломератами. Мощность конгломератов резко уменьшается с северо-запада, от с. Джони, на юго-восток при одновременном увеличении мощности туфов трахиандезитобазальтов. В верхней части разреза преобладают туфогенные песчаники и псаммитовые туффиты, которые согласно перекрываются лавами и туфами трахиандезитобазальтов и трахибазальтов дыздылхской подсвиты. Эти туфы в свою очередь чередуются с вулканомиктовыми конгломератами.

Начиная со средней части разреза дыздылхской подсвиты вулканомиктовые конгломераты чередуются с алевролитами, туфогравелитами и аргиллитами. Именно в таких отложениях появляются многочисленные обломки, глыбы и утесы известняков сантона — маастрихта протяженностью до 1000 и шириной до 600 м, также трахидолеритов, спекшихся агломератовых туфов, трахибазальтов нижнего эоцена (?), роговиков палеоцена (?) и т. п.

Все указанные включения хаотически захоронены в алевролитно-аргиллитовом, изредка в туфогравелитовом цементе среднеэоценового возраста. Эти включения имеют северо-западную (300—320°) ориентировку. Они прослеживаются в полосе шириной 2—4 км на расстоянии 35 км от горы Болабэнд на северо-западе через

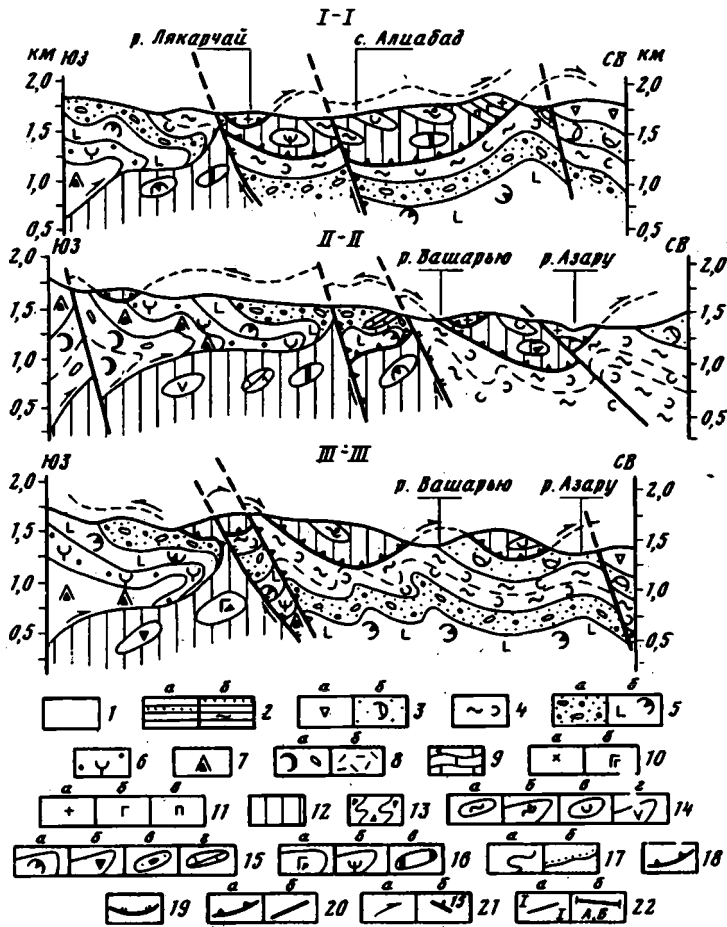


Рис. 2 (вторая часть).

Рис. 2. Геологическая карта и профили района с. Гамарат Талышской зоны Малого Кавказа

1 — современные отложения; 2 — средний — поздний миоцен: глины и песчаники (а), верхний олигоцен — нижний миоцен, майкопская серия: песчаники, глины и аргиллиты (б); 3, 4 — верхний эоцен: 3 — пештасарская свита, разнообломочные лапиллиевые и агломератовые туфы, потоки трахиандезитов, андезитобазальты с шаровыми и подушечными разностями, пачки аргиллитов и песчаников верхней подсвиты (а), трахиандезитобазальты, базальты, агломератовые туфы, вулканические брекчии, туфопесчаники, алевролиты, глины и мергели нижней подсвиты (б), 4 — неслинская свита, осадочно-туфогенная толща; 5—7 — средний эоцен, космаянская свита: 5 — дыздыльхская подсвита, верхний олигостромовый комплекс (а), нижняя — вулканогенная толща трахиандезит-базальтового ряда (б), б — мистанская подсвита, туфогенно-осадочная толща, 7 — нимакешская подсвита, вулканогенная толща андезитобазальтового и трахиандезитобазальтового состава, 8 — астаринская свита: а — нижний эоцен, лейцит-сандиновые туфы, лавы, вулканические брекчии и пирокласты трахибазальтового, трахиандезитового и базальтового состава, б — даний — нижний палеоцен, туфогенно-осадочные образования, 9 — сантон — маастрихт, симская свита: известняки пелитоморфные, 10 — послеоцен-доолигоценные образования: а — габбро-диориты, б — трахибазальты, 11—12 — фрагменты офиолитовой ассоциации, в том числе аллохтонные: 11 — габбро-сиениты (а), габбро и габбро-нориты (б), габбро-перидотиты (в); 12 — перидотиты, плагиоклазовые перидотиты и серпентинизированный перидотитовый меланж; 13 — рассланцованные и брекчированные породы; 14—16 средне- и позднеэоценовые обломки, глыбы и линзы в меланже и олигостроме: 14 — аргиллиты и алевролиты (а), роговики (б), туффиты и туфопесчаники (в), туфы андезитобазальтов (г), 15 — трахиандезитобазальты (а), трахибазальты (б), олигостромы (в), известняки кампана — маастрихта (г), 16 — габбро и габбро-сиениты (а), габбро-перидотиты (б), плагиоклазовые перидотиты (в); 17 — стратиграфические границы согласные (а) и несогласные (б); 18 — разрывы в основании аллохтона; 19 — Алчальский взброс глубокого заложения; 20 — Алчабадский сбрососдвиг (а), разломы недифференцированные (б); 21 — направление движения масс (а), элементы залегания слоев (б); 22 — линии геологических профилей (а) и разрезов ненарушенной последовательности габбро-перидотитов

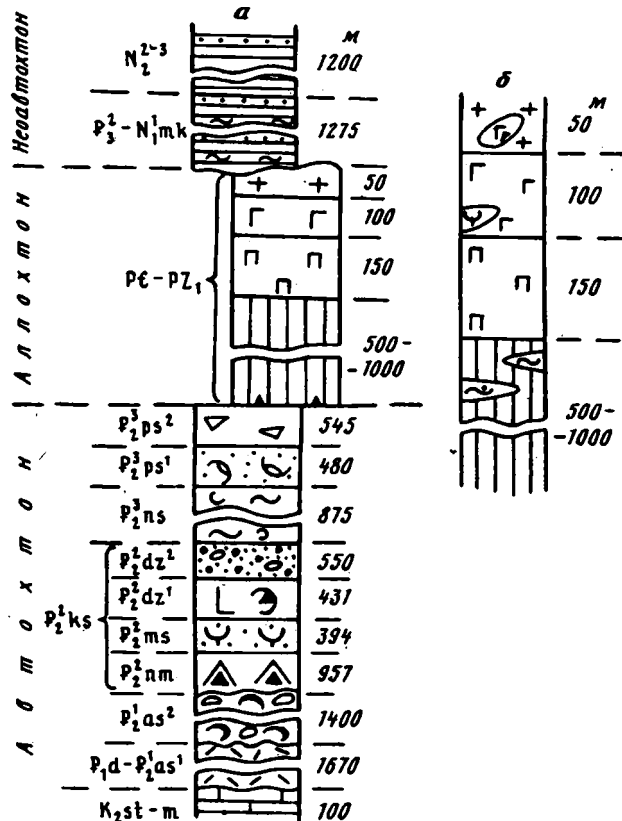


Рис. 3. Сводный геологический разрез Талышской зоны (а) и фрагмент ненарушенного разреза габбро-перидотитов между селами Гамарат и Дыздыпек (б). Условные обозначения см. на рис. 2

села Качай и Бурсуют до с. Дыздылыг на юго-востоке, переходя далее к юго-востоку на территорию Ирана. Хаотически нагроможденные отложения являются олистостромом; их более подробной характеристике будет посвящена специальная работа.

Олистостром космальянской свиты согласно перекрывается туфоалевролитами *верхнего эоцена*. Породы этого возраста занимают значительную площадь и входят в состав трахибазальтовой субформации [1]. К этой субформации общей мощностью 1900 м относятся две толщи: флишоидная осадочно-туфогенная (нелинская свита, 875 м) и туфогенно-осадочная (пештасарская свита). Они обнажаются в Лерикском прогибе и на Буроварском поднятии, возраст их обоснован палеонтологически [3, 12].

Туфогенно-осадочная толща позднего эоцена трансгрессивно с базальным конгломератом в основании перекрывается песчаниками и глинами *позднего олигоцена* — раннего *миоцена* (майкопская серия). Именно с них начинается разрез *неоаллохтона* Талышской зоны, который завершается глинисто-песчаными отложениями *среднего — позднего миоцена* (см. рис. 3, а).

#### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ, ИХ СТРОЕНИЕ И ХАРАКТЕР ЗАЛЕГАНИЯ

До настоящего времени все предыдущие исследователи считали [1—3, 12], что в Талышской зоне все породы находятся в автохтонном залегании, и никакие аллохтоны даже не упоминались.

Автором впервые установлено, что известные в Талышской зоне породы

габбро-перидотитового комплекса слагают тектонический покров, названный Гамаратским, который рассматривается как фрагмент меланократового фундамента существовавшей некогда структуры.

Гамаратский тектонический покров габбро-перидотитов при ширине 0,2—7,5 км прослеживается с северо-запада на юго-восток на расстоянии 14 км. Его площадь составляет 56 км<sup>2</sup>, а мощность достигает 1300 м (см. рис. 2). Покров распространен в основном в северо-восточной части Алчалыкского глубинного разлома в пределах Буроварского поднятия Лерикского синклиниория. Алчалыкский глубинный разлом имеет северо-западное (300—320°) простирание и под углом 80° падает на северо-восток.

Габбро-перидотиты, слагающие тектонический покров, обнажаются в районах сел Гамарат, Алибад, Алчалы, Дыздипок, Дастер и горы Нюдис-Галасы. В современной структуре они слагают синформы северо-западного простирания или образуют тектонические пластины и чешуи. Контакт между плагиоклазовыми перидотитами и габброидами часто сорван, нормальное взаимоотношение их сохранилось лишь на трех участках в северо-восточной части покрова (см. рис. 3, б). Ниже приводится обобщенный разрез, составленный в 1 км к западу от с. Гамарат до с. Дыздипок по азимуту СВ 50° (снизу вверх):

1. Серпентинизированный перидотитовый меланж темно-серого и темно-зеленого цветов, в состав которого включены обломки, глыбы (диаметр в поперечнике от 10 см до 5 м) и блоки (300—800 м<sup>3</sup>), состоящие из известняков кампана — маастрихта, олистострома среднего эоцена, туфогенно-осадочных отложений и туфов трахибазальтов позднего эоцена, перидотитов, габброидов и габбро-сиенитов с дайками лампрофира. Среди указанных включений широко распространены плагиоклазовые перидотиты и туфогенно-осадочные породы позднего эоцена (села Алчалы, Гамарат и Алибад), сравнительно меньше — обломки габброидов в северо-восточной части покрова (между селами Дастер и Алчалы). Все эти включения хаотически смешаны.

В самой верхней части разреза выделяется немеланжированная полоса мощностью 250—300 м плагиоклазовых перидотитов темно-серого и черного цветов, которые постепенно переходят в габбро-перидотиты. Общая мощность этой части разреза равна 500—1000 м.

2. Габбро-перидотиты темно-серого цвета (150 м), слаботрещиноватые, местами прорванные жилами кварца и дайками лампрофиров.

3. Габбро и габбро-нориты серого и темно-серого цветов (100 м).

4. Габбро-сиениты серого и светло-серого цветов (50 м). Габбро-сиениты мелко- и среднезернистые, местами брекчированные и содержат шпильки перидотитов и габбро-перидотитов. Они часто прорезаны дайками пикритов, лампрофиров и редко — сиенит-диоритов.

Гамаратский покров состоит из двух тектонических пластин: собственно Гамаратской (нижняя) и Дастерской (верхняя). Нижняя пластина сложена перидотитами, плагиоклазовыми перидотитами и серпентинизированным перидотитовым меланжем, суммарная мощность которых достигает 800—1000 м. Верхняя пластина представлена габбро и габбро-сиенитами общей мощностью 50—150 м.

Собственно Гамаратская тектоническая пластина занимает 98% общей площади Гамаратского покрова и в большинстве случаев сложена мономиктовым серпентинизированным перидотитовым меланжем. Породы покрова повсюду под пологими углами (5—20°, реже 25—35°) перекрывают толщи олистострома (кос-мальянская свита) среднего эоцена и позднеэоценовые осадочно-туфогенные и туфогенно-осадочные отложения (неслинская и пештасарская свиты соответственно), входящие в трахибазальтовую субформацию. Сравнительно крутые углы (30—45°) залегания пород наблюдаются в пределах Астаринского поднятия в 2 км к юго-юго-востоку от с. Алчалы и в 1 км к востоку от горы Билябенда, где распространены лейцит-санидиновые туфы, их лавы и пирокластиты среднего эоцена.



Гамаратский тектонический покров, а также Алчалыкский взброс глубокого заложения смещены и разделены Алибадским сбрососдвигом на два блока: приподнятый юго-западный и сравнительно опущенный северо-восточный (см. рис. 2). Алибадский сбрососдвиг простирается по азимуту СЗ 330—340° и падает на северо-восток под углом 70—80°. Он прослеживается примерно от с. Качай до с. Чайруд на расстоянии 11 км; в месте пересечения с Алчалыкским взбросом, в 2 км к юго-востоку от с. Алчалы, перидотитовый меланж Гамаратского покрова сильно раздроблен, развальцован и превращен в песок. Здесь местами видно, что брекчированные перидотиты поставлены на голову, в результате чего с породами подстилающего олистострома они составляют углы 40—60°. Указанные факты свидетельствуют о том, что Алибадский сбрососдвиг образовался после формирования Гамаратского покрова, по всей вероятности, на завершающем этапе позднеэоцен-олигоценовой складчатости.

В основании Гамаратского покрова и вдоль Алчалыкского взброса глубокого заложения наблюдаются зоны рассланцевания и брекчирования пород мощностью до 1 м. Степень рассланцевания пород увеличивается по направлению с юго-запада на северо-восток вдоль границы в основании покрова. Здесь в позднеэоценовых аргиллитах, алевролитах, туффитах, туфогравелитах и туфопесчаниках выделяются микроскладки, которые опрокинуты на юго-запад. Эти микроскладки вблизи Алибадского сбрососдвига раздроблены и повторно гофрированы.

На северной окраине сел Гамарат, Дыздипок и Алибад вдоль северо-восточной границы в основании покрова встречаются мелкообломочные тектонические брекчии мощностью 5—45 см, содержащие глыбы подстилающих автохтонных вулканогенно-осадочных пород среднего и позднего эоцена. Редко выделяются динамометаморфизованные сланцы по перидотитам и амфиболитизированные габбро-сиениты и габбро-нориты. Важно, что цементом таких брекчий служит чешуеподобно рассланцованные и перетертые серпентизированные перидотиты.

В русле ручья Годылан, возле сел Алибад, Алчалы и Дастер в основании покрова в тектоническом окне на площади 30—200 м<sup>2</sup> обнажаются автохтонные туфогенно-осадочные и осадочно-туфогенные отложения позднего эоцена (пештасарская и неслинская свиты); здесь углы падения пород покрова равны 5—10°, и пород автохтона — 10—15° (рис. 4, III), что свидетельствует о пологом характере подошва Гамаратского покрова.

Внутри собственно Гамаратской тектонической пластины можно выделить ряд чешуй, сложенных перидотитами, плагиоклазовыми перидотитами, аргиллитами и роговиками. Пакеты этих чешуй далеко не прослеживаются, но по ним можно судить о внутреннем строении Гамаратского покрова в целом (см. рис. 4).

Между селами Гамарат и Дыздипок, в ручье Годылан выделяется так называемая Годыланская группа чешуй, сложенных плагиоклазовыми перидотитами и ороговикованными аргиллитами (см. рис. 4, I, II), которые прослеживаются на расстоянии до 80 м и полого, под углом 5° перекрывают перидотитовый меланж (снизу вверх): 1) аргиллиты и алевролиты мощностью 14 м; 2) габбро-перидотиты (0,5 м); 3) алевролиты с прослоями туфопесчаников (7,5 м), последние по простиранию фашиально переходят в алевротуффиты; 4) плагиоклазовые перидотиты (2—2/5 м); 5) роговики светло-зеленоватого цвета (6,5 м); 6) плагиоклазовые перидотиты (3,5 м); 7) роговики и окремненные аргиллиты позднего эоцена (8,5 м), залегающие очень полого (0—2°). Общая мощность Годыланской группы чешуй равна 43 м.

Породы Годыланской группы чешуй в целом выполняют мульды пологой синклиналиеподобной складки северо-западного простирания. В районе сел Гамарат, Алчалы и Алибад фрагменты пологих синклиналей наблюдаются в глыбах, состоящих из туфогенно-осадочных или же пирокластических отложений среднего и позднего эоцена и — редко — габбро-сиенитов, находящихся в меланже (см. рис. 4, IV).

Алибадская группа чешуй представлена перидотитами и габброидами (см.

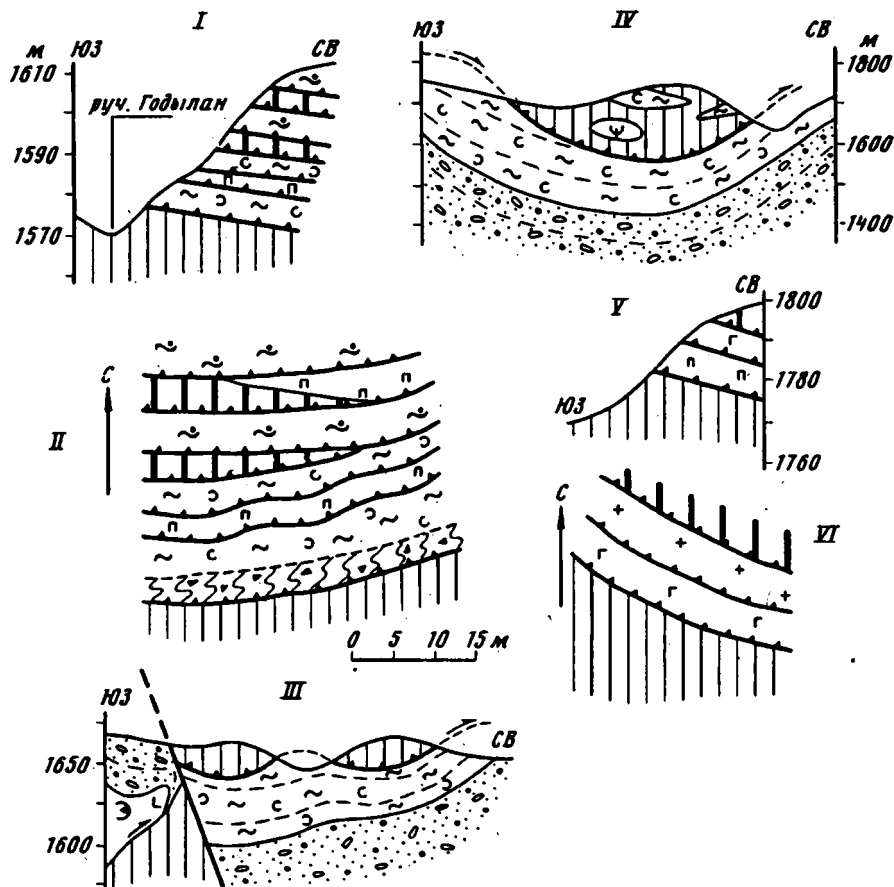


Рис. 4. Детали строения Гамаратского покрова  
 I — руч. Годылан; II — между селами Алчалы и Дыздипок (руч. Годылан); III — в 2,5 км к северо-западу от с. Алчалы; IV — юго-восточнее с. Гамарат; V — в 2,5 км к северо-западу от с. Алиабад; VI — у с. Дыздипок. Условные обозначения см. на рис. 2

рис. 4, V, VI), где серпентинизированный плагиоклаз-перидотитовый меланж тектонически перекрыт (снизу вверх): 1) габбро-перидотитами (11 м), 2) габбро-сиенитами (7,5 м), 3) перидотитами серого цвета (2,5 м). Общая мощность Алиабадской группы чешуй составляет 21 м; все они падают по азимуту СВ 20° под углом 10° и прослеживаются на расстояние до 60 м. Эти чешуи также образуют единый пакет, который в плане напоминает останец пологой синклинали северо-западного простирання.

Итак, наличие чешуй в Гамаратском покрове наводит на мысль о том, что Гамаратский покров имеет сложное строение; его движение началось почти горизонтально после формирования позднеэоценовых отложений. Движение происходило с юго-запада на северо-восток с общим падением пород как в самом покрове, так и в его подошве, направленным к осевой линии покрова. Подобный покров, по классификации В. Е. Хаина [10], относится к покровам первого рода. Аналогичные тектонические покровы известны в Малокавказско-Иранской складчатой геосинклинальной области [11], среди офиолитового пояса Малого Кавказа [4, 5, 8, 9], на Урале [6, 7], в горах Загрос и Эльбурс в Иране [11, 13].

Верхняя — Дастерская — тектоническая пластина сложена габбро и габбро-сиенитами, имеет ограниченное распространение и занимает лишь около 2% общей площади Гамаратского покрова. Небольшие выходы пород Дастерской тектонической

пластины выделяются в 1 км южнее одноименного села, севернее и юго-западнее с. Алибад, где они тектонически перекрывают серпентинизированный перидотитовый меланж нижней пластины. Углы залегания пород в основании Дастерской пластины очень пологие и не превышают 10°. Здесь выделяются рассланцованные, притертые и микробрекчированные разности мощностью до 0,5 м. В подстилающих перидотитах степень дроблености больше, нежели в габброидах.

Габброиды в Дастерской пластине образуют пологие синформы, согласные с подстилающими структурами (см. профили на рис. 2). Разрез пластины всюду представлен габбро и габбро-норитами серого цвета мощностью 40—100 м, которые постепенно переходят в мелкозернистые габбро-сиениты светло-розового цвета (20—50 м). Отсутствующие в этом разрезе габбро-перидотиты, возможно, истерлись во время формирования Дастерской тектонической пластины, а сохранились литологически более устойчивые породы. Верхняя пластина образовалась в очень короткий промежуток времени после становления нижней перидотитовой пластины в конце позднего эоцена.

На площади развития пород Гамаратского покрова отсутствуют песчано-глинистые отложения майкопской серии, относящиеся к неоавтохтону. За пределами покрова в основании неоавтохтона имеются многочисленные окатанные гальки габбро-перидотитов, это свидетельствует о формировании Гамаратского покрова в период пиренейской фазы складчатости (конец эоцена — олигоцен).

### МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ПОКРОВОВ

Как следует из приведенного материала, в становлении Гамаратского тектонического покрова в Талышской зоне Малого Кавказа главную роль сыграла пиренейская фаза тектогенеза. Перидотиты и плагиоклазовые перидотиты выжимались в холодном состоянии вдоль Алчалыкского глубинного разлома, причем значительная часть их оторвалась от своих корней и под действием силы тяжести надвинулась в гипсометрически наиболее пониженные участки, образовав синформы. Образовавшиеся таким путем аллохтонные массы относятся к покровным пластинкам.

Перидотиты в ходе холодного выжимания и сползания были сильно раздроблены, развальцованы, серпентинизированы и образовали тектонический мономиктовый меланж. Присутствие в последнем неизмененных глыб ультрабазитов было отмечено достаточно давно [2] и объяснялось взрывной обстановкой и быстрым падением температуры и давления при внедрении магматического расплава в близповерхностных условиях. По мнению автора, нахождение таких глыб связано прежде всего с формированием меланжа, что было отмечено выше.

Важно также отметить, что в отдельных блоках сохранились фрагменты ненарушенного разреза габбро-перидотитов, начинающегося плагиоклазовыми перидотитами, которые сменяются габбро, а затем габбро-сиенитами. Переход повсюду происходит постепенно, весь этот комплекс прорван кварцевыми жилами, дайками пикрит-базальтов и лампрофиров, что свидетельствует о магматической дифференциации и принадлежности пород, вероятно, к кумулятам. Однако данный вопрос в настоящее время до конца не решен и требует дальнейших детальных петролого-петрохимических исследований. Что касается первичного становления ультраосновных образований, то оно происходило, видимо, до мезозоя, возможно, даже в конце докембрия — раннем палеозое. Об этом свидетельствует абсолютный возраст амфиболитизированных габбро-перидотитов, равный в среднем  $418 \pm 2$  млн. лет (2 образца по полевому шпату) и соответствующий позднему силуру (определение производилось ПО «Уралгеология» А. И. Степановым). В этом аспекте ультраосновные породы Талышской зоны идентичны аналогичным образованиям в другой тектонической зоне Малого Кавказа — Севано-Акеринской.

Итак, структурное положение ультраосновных образований и их взаимоотношения с вмещающими породами среднего и позднего эоцена, среди которых резко преобладают основные с щелочным уклоном вулканисты (оливиновые и анальцимовые базальты) и встречаются кислые разности, дают основание считать, что на месте Талышской зоны в начале мезозоя (триас — юра) существовал

эвгеосинклинальный прогиб, объединявший систему трогов с корой океанического типа, т. е. Талышский рифт. Растяжение этого рифта связано с общей складчатостью Альпийско-Гималайского пояса Евразии.

Поскольку автор придерживается троговой концепции формирования габбро-перидотитовых образований Талышской зоны, то он считает, что в этой зоне обширного океанического бассейна не было.

#### ВЫВОДЫ

1. Гамаратский габбро-перидотитовый тектонический покров площадью 56 км<sup>2</sup> формировался в послезоцен-олигоценую фазу складчатости; перидотиты выжимались вдоль Алчалыкского глубинного разлома, меланжировались и были шарьированы с юго-запада на северо-восток (изредка на юг) на расстояние 10 км.

Покров везде слагает синформу и делится на две тектонические пластины: нижнюю — собственно Гамаратскую и верхнюю — Дастерскую, образованную габбро и габбро-сиенитами.

2. Гамаратский покров в пределах Буроварского поднятия очень полого перекрывает туфогенно-осадочные отложения среднего и позднего эоцена. Продукты размыва покрова — гальки габбро-перидотитов — имеются в основании глинисто-песчаной фации майкопской серии, что датирует верхний возрастной предел становления покрова как послезоцен-допозднеолигocenовый.

3. Среди серпентинитового меланжа в отдельных блоках сохранились фрагменты первичного ненарушенного разреза габбро-перидотитов, где снизу вверх выделяются плагиоклазовые перидотиты, габбро-перидотиты, габбро, габбро-нориты и габбро-сиениты.

4. На месте Талышской зоны в начале мезозоя (триас — юра) существовал эвгеосинклинальный прогиб в виде системы трогов с корой океанического типа — Талышский рифт.

#### Список литературы

1. Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э., Велиев М. М., Исмаил-Заде А. Д., Нижерадзе Н. Ш., Емельянова Е. И., Мамедов М. Н. и др. Геология и вулканизм Талыша. Баку: Элм, 1979. 246 с.
2. Азизбеков Ш. А., Исмаил-Заде А. Д., Мамедов М. Н. Условия формирования щелочных ультраосновных интрузивов Талыша (Малый Кавказ)//Геотектоника. 1978. № 1. С. 106—111.
3. Багманов М. А. Палеогеновые отложения Горного Талыша. Баку: Изд-во АН АзССР, 1963. 215 с.
4. Гасанов Т. Аб. Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра, 1985. 240 с.
5. Гасанов Т. Аб. Геодинамика тектонических покровов в офиолитовом поясе Малого Кавказа//Сов. геол. 1986. № 5. С. 59—68.
6. Казанцева Т. Т. Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1987. 158 с.
7. Камелетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
8. Книппер А. Л., Соколов С. Д. Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа//Геотектоника. 1974. № 6. С. 74—80.
9. Соколов С. Д. Олигостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 94 с.
10. Хашин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
11. Хашин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
12. Халилов Д. М. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1962. 326 с.
13. Штоклин И. Древняя континентальная окраина в Иране//Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979. С. 230—247.

Государственный комитет  
Азербайджанской Республики по  
геологии и минеральным ресурсам,  
Поисково-съёмочная экспедиция  
Баку, 370032

Поступила в редакцию  
9.VII.1991

УДК 551.243.4(571.66)

© 1992 г. ЗИНКЕВИЧ В. П., ЦУКАНОВ Н. В.

**ФОРМИРОВАНИЕ АККРЕЦИОННОЙ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ  
КАМЧАТКИ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ — РАННЕМ КАЙНОЗОЕ**

Комплексное изучение пород основания Восточно-Камчатского вулканического пояса позволило дать взаимосвязанную картину тектонических событий, происходивших в мелу и раннем палеогене на северо-западной периферии Тихого океана. Предлагаемая модель развития Восточной Камчатки основана на анализе большого количества новых данных по стратиграфии, литологии и геохимии мел-нижнепалеогеновых комплексов. Типизация этих комплексов показала, что в позднем мелу и раннем палеогене существовал сложный ансамбль структур, включающий Озерновско-Валагинскую и Кроноцкую островные вулканические дуги, задуговой ирунейский и преддуговой ветловский бассейны. В целом обстановка этого времени напоминала строение современного Филиппинского региона.

Изложенные в статье данные о тектоническом строении Восточной Камчатки показывают, что континентальная земная кора здесь формировалась длительно. Начиная с позднего мела, наращивание коры происходило за счет приращения различных структур со стороны Тихого океана, причем процесс аккреции был прерывистым во времени. На фоне общего сжатия коры Восточной Камчатки проявились процессы ее деструкции.

Zinkevich V. P., Tsukanov N. V. The formation of an accretionary structure in Eastern Kamchatka in the late Mesozoic — early Cenozoic. *Geotectonics*. 1992. № 4. The complex studying of basement rocks in the Eastern Kamchatka volcanic belt has enabled us to get an integrated picture of tectonic events which occurred in the Cretaceous and early Paleogene in the north-western periphery of the Pacific Ocean. The presented model of the Eastern Kamchatka development is based on the analysis of a large amount of new data on stratigraphy, lithology and geochemistry of Cretaceous — lower Paleogene complexes. Typization of these complexes has indicated that a complicated structural ensemble existed in the late Cretaceous — early Paleogene, which included Ozernovsk-Valagin and Kronotsk volcanic island arcs, back-arc Irunej and newly formed Vetlovs basins. On the whole the geological setting at that time was similar to the present-day structure of the Philippine region.

The data on the Eastern Kamchatka tectonic structure given in the article suggest that the Earth continental crust formed here for a long period of time beginning with the late Cretaceous, and the crust accretion resulted from joining different structures from the Pacific Ocean side, the accretion process being interrupted. Against general compression of the crust in Eastern Kamchatka the crust deconsolidation processes also were marked.

**ВВЕДЕНИЕ**

Изучение островных дуг на периферии Тихого океана показывает, что нередко вулканические пояса в них накладываются на сложно построенный фундамент, различные сегменты которого отличаются друг от друга своим строением. Задача состоит в том, чтобы выяснить как строение, так и историю формирования таких сегментов, без чего нельзя реконструировать тектонические процессы и геодинамические обстановки в зоне перехода океан — континент. В этом смысле изучение Восточной Камчатки представляет особый интерес, так как ранние стадии ее геологической истории до недавнего времени были практически не изучены, причем изучение этой единственной в нашей стране современной

активной континентальной окраины дает материал для выявления структурных соотношений континента и океана на протяжении довольно длительного геологического времени.

В тектоническом развитии Восточной Камчатки могут быть выделены два крупных этапа: доолигоценый и олигоцен-четвертичный.

Первый из этих этапов ранее был плохо освещен потому, что соответствующие породы весьма сложно дислоцированы и практически полностью лишены остатков макрофауны. Он восстанавливается при изучении фрагментарных выходов среди кайнозойских пород мел-нижнепалеогеновых образований, типизация которых показывает их сходство с породами островных дуг, задуговых и преддуговых бассейнов, реже океанических комплексов. Полученные в последнее время микропалеонтологические и геохимические данные в совокупности с результатами геологического картирования и специального литологического изучения меловых — нижнепалеогеновых толщ позволили реконструировать сложную тектоническую обстановку этого времени, напоминающую современное строение таких, например, районов, как Филиппинский. К олигоцену эти образования уже подверглись ряду интенсивных тектонических деформаций, сформировав основные черты аккреционной структуры допозднекайнозойского основания Восточной Камчатки.

Второй, позднекайнозойский, этап отражает ту стадию развития Восточной Камчатки, когда структура уже сформированного фундамента вулканического пояса претерпевала лишь общее усложнение. Этому этапу посвящены многочисленные публикации и нами он рассматривается менее подробно.

Анализ новых данных, позволяющий восстановить ранние стадии формирования аккреционной структуры Восточной Камчатки, и является основной целью данной статьи.

#### ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В современной структуре Восточной Камчатки выделяются протяженный Восточно-Камчатский вулканический пояс ( $N_2 - Q$ ), поднятия раннепалеогенового фундамента, разделенные линейным Тюшевским прогибом, и прослеживающийся через всю Камчатку позднекайнозойский Центрально-Камчатский грабен (рис. 1).

Сложное геологическое строение Восточной Камчатки породило многообразие точек зрения на ее структуру. Общепринятым является лишь представление о том, что в современном виде она была создана в конце кайнозоя — начале четвертичного периода. Именно в это время уже существовавшая покровно-складчатая структура была нарушена рядом протяженных разломов, по которым происходили крупноамплитудные дифференцированные перемещения блоков земной коры. В результате этих блоковых подвижек и возникли крупные поднятия, где вскрываются породы основания Восточно-Камчатского вулканического пояса (рис. 2).

Детальное изучение поднятий показало, что они образованы главным образом вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами позднего мела — раннего палеогена ( $K_2 - P_1$ ), слагающими покровы и чешуи [1, 9, 19—21, 26, 29, 45, 46]. Более древние, среднемеловые ( $K_1a - K_2s - t$ ) породы встречаются в виде глыб и блоков в серпентинитовых меланжах, и только на п-ове Камчатский Мыс они слагают самостоятельные тектонические пластины, блоки и клинья [17, 38].

Верхнемеловые — нижнепалеогеновые комплексы на всем протяжении восточных хребтов Камчатки сохраняют свои главные структурно-вещественные особенности, что позволяет считать их образовавшимися в пределах единой тектонической структуры (Восточно-Камчатская зона). В то же время, мел-нижнепалеогеновые комплексы восточных полуостровов Камчатки (Камчатского Мыса и Кроноцкого), как показали исследования последних лет, заметно отличаются не только от основной части Камчатки, но и от полуострова к полуострову, что

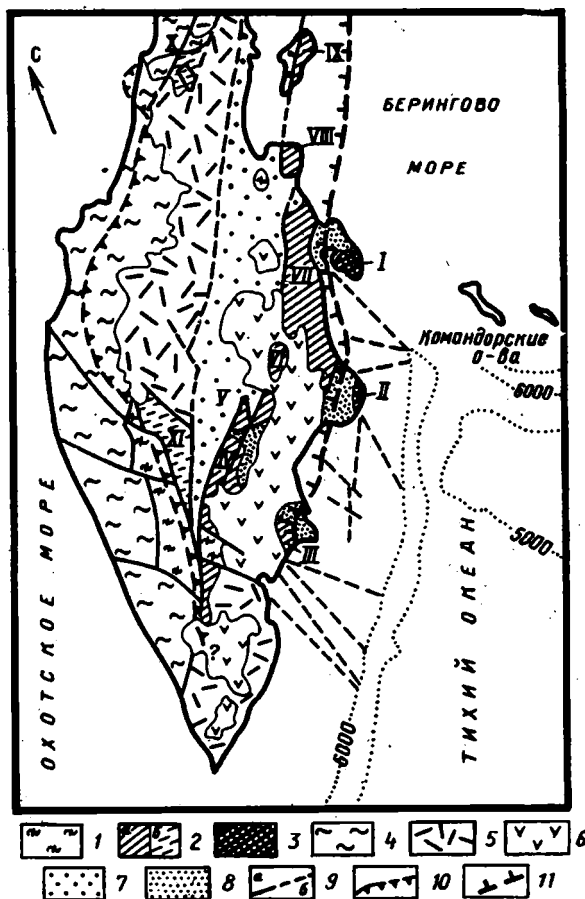


Рис. 1. Схема тектонического районирования Камчатки

1 — метаморфические образования докампанского и раннепалеогенового возраста, нерасчлененные; 2 — мел-нижнепалеогеновые образования: а — Восточной Камчатки, б — Центральной Камчатки; 3 — сложные террейны восточных полуостровов Камчатки; 4 — кайнозойские образования Западной Камчатки; 5 — Центрально-Камчатский вулканический пояс ( $P_3 - Q$ ); 6 — Восточно-Камчатский вулканический пояс ( $N_2 - Q$ ); 7—8 — кайнозойские терригенные отложения: 7 — Центрально-Камчатского грабена, 8 — Тюшевского прогиба; 9 — основные разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — предполагаемое положение под кайнозойскими отложениями контакта (надвига) между меловыми осадочно-вулканогенными и терригенными комплексами; 11 — коллизионный шов. Римскими цифрами обозначены блоковые поднятия мелового фундамента Восточной Камчатки: I — Камчатского Мыса; II — Кроноцкое; III — Вахильское; IV — Южно-Валагинское; V — Северо-Валагинское; VI — Тумрок; VII — Кумроч; VIII — Озерновское; IX — Карагинское; X—XI — покровные зоны Центральной Камчатки: X — Камчатского перешейка, XI — восточного обрамления срединнокамчатского массива метаморфид

не позволяет объединять их в единую тектоническую зону, как это делалось ранее [13]. Скорее всего, мел-нижнепалеогеновые образования каждого из полуостровов представляют собой фрагменты самостоятельных структур — чужеродных по отношению к остальной части Камчатки сложнопостроенных террейнов. Последние отделяются от Восточно-Камчатской зоны выполненными терригенными отложениями ( $P_3 - N_1$ ) Тюшевским прогибом, структуры которого перекрыты на юге вулканитами Восточно-Камчатского пояса. Кайнозойские образования Тюшевского прогиба перекрывают устанавливаемую геофизическими исследованиями мощную разломную зону [31, 32] — вероятно, доолигоценый

колизийный шов, разделяющий Восточно-Камчатскую зону и террейны восточных полуостровов.

На западе рассматриваемого района вся структура расчленена позднекайнозойским Центрально-Камчатским грабеном, с которым связаны оперяющие его более мелкие структуры.

Восточно-Камчатская зона сложена вулканогенными, вулканогенно-осадочными и терригенными комплексами ( $K_2-P_1$ ) (см. рис. 2). Детальное картирование узловых участков в сочетании с изучением опорных разрезов и новыми микрофаунистическими данными показало, что выделяемые прежде [8, 10, 13] единые серии меловых пород расчленяются на близкие по возрасту, но разнофациальные верхнемеловые — нижнепалеогеновые(?) образования, тектонически совмещенные в современной покровной и чешуйчатой структуре района.

Среди сенонских толщ, слагающих тектонические пластины и чешуи, выделяются комплексы вулканической островной дуги, задугового и преддугового бассейнов.

Инициальный островодужный магматизм представлен ассоциацией преимущественно примитивных дифференцированных серий толеитового, высокоглиноземистого и известково-щелочного типов, характерных для начальных этапов формирования энсиматических островных дуг. Образования, сопоставимые с вулканической частью островной дуги, представлены базальтами, андезитами, пикритами, их лаво- и туфобрекчиями, туфами основного, среднего и ультраосновного состава, значительно реже — туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфосилицитами. Близкие к ним по возрасту комплексы задугового и преддугового бассейнов сложены фациально изменчивыми туфогенно-осадочными образованиями.

Наиболее древние, средне-меловые образования (блоки в серпентинитовых меланжах, изредка тектонические чешуи) сравнимы с океаническими породами и представлены плутоническими ультраосновными и основными образованиями и их метаморфизованными аналогами, блоками эффузивов разных геохимических типов, глубоководными осадками (яшмы, радиоляриты, силициты, известняки).

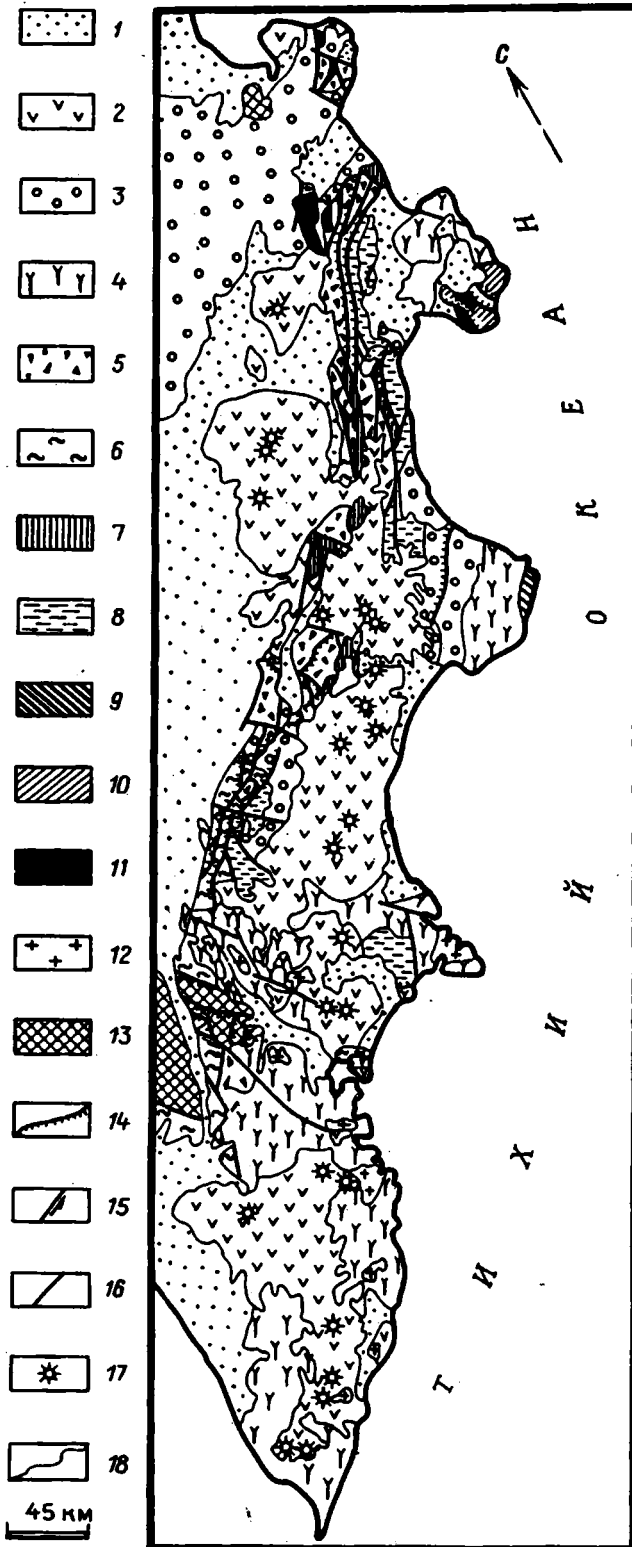
Интересным и важным представляется то, что вдоль Восточно-Камчатской зоны достаточно закономерно изменяются как состав, так и строение выделенных типов верхнемеловых — нижнепалеогеновых толщ. Так, в северной части Валагинского поднятия тектонически совмещены комплексы островной дуги и окраинного моря [18]. В поднятиях Озерновском и Тумрок распространены преимущественно вулканогенные островодужные образования (в первом из них установлен их аллохтонный характер [19], во втором из-за недостаточного эрозионного среза основание вулканогенного комплекса не вскрыто). В покровно-чешуйчатой структуре хр. Кумроч выделяются комплексы островной дуги и преддугового бассейна [45, 46].

В краевых восточных частях некоторых поднятий Восточно-Камчатской зоны выделен чрезвычайно сложно построенный ветловский комплекс (см. рис. 2). Характерна его интенсивная тектоническая переработка — в ряде случаев

Рис. 2. Схема тектонического строения Восточной Камчатки

1—2 — плиоцен-четвертичные образования: 1 — осадочные, 2 — вулканические (Восточно-Камчатский пояс); 3 — эоцен-миоценовые вулканогенно-осадочные, флишондные, молассовые образования; 4 — кайнозойские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенные комплексы (восточные полуострова и Южная Камчатка); 5—11 — покровно-складчатые комплексы: 5 — вулканогенные, вулканогенно-осадочные островодужные образования ( $K_2km - m - P_1$ ), 6 — туфогенно-осадочные и терригенные флишондные образования ( $K_2 - P_1$ ), 7 — кремнисто-терригенно-туфогенные, туфогенно-осадочные и флишондные комплексы окраинного моря ( $K_2km - P_1$ ), 8 — ветловский комплекс: туфогенно-осадочные отложения преддуговых бассейнов ( $K_2(?) - P_1$ ) с блоками океанических базальтов, 9 — вулканогенный комплекс Кроноцкий островной дуги ( $K_2k - m$ ), 10 — карбонатно-кремнистые, толеит-базальтовые, изредка терригенные формации океанического чехла ( $K_1-2$ ), 11 — меланократовый фундамент (расслоенный и кумулятивный комплексы, ультрамафиты, серпентинитовый меланж); 12 — гранитоиды; 13 — позднемезозойские(?) метаморфиты (от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций); 14 — надвиги; 15 — сдвиги; 16 — разломы неустановленной природы; 17 — современные вулканы; 18 — геологические границы





он имеет тонкочешуйчатую структуру и состоит из маломощных пластин и блоков разного размера. Внутреннее строение комплекса плохо поддается расшифровке — лишь в отдельных крупных блоках и пластинах наблюдаются черты стратификации пород. Чаще всего блоки и пластины сложены незакономерно переслаивающимися алевролитами, туфоалевролитами, песчаниками, кремнистыми алевролитами с редкими прослоями туфов основного состава, реже — тонкопереслаивающимися кремнистыми алевролитами, туфопеллитами, туфосилицитами и яшмами, иногда с прослоями известняков. Также встречены глыбы и блоки основных эффузивов, сходных по петрохимическим особенностям с островодужными вулканитами Восточно-Камчатской зоны. Наиболее редки пластины, сложенные известняками, переслаивающимися с бурыми яшмами или кремнями. Иногда среди алевролитов и песчаников встречаются блоки и глыбы известняков.

При прослеживании ветловского комплекса по простиранию (вдоль Восточно-Камчатской зоны) обнаруживается изменение состава слагающих его образований. Так, на о-ве Карагинский в кремнистых аргиллитах и алевролитах отмечаются маломощные потоки афировых базальтов. В хр. Кумроч очень широко развиты грубые песчанниковые толщи, а в юго-восточной части Валагинского хребта и на Вахильском поднятии значительную роль играют известняки и кремнистые образования. Среди пород ветлового комплекса встречаются отдельные блоки и маломощные тектонические пластины, отличающиеся по строению от вмещающих образований. В восточной части хр. Кумроч закартированы тектонические пластины, сложенные толеитовыми базальтами, пестрыми кремнистыми породами и металлоносными осадками. В юго-восточной части Валагинского хребта выделяется крупный блок, сложенный преимущественно диабазами, в меньшей степени — туфами основного состава, кремнистыми туфоалевролитами и туфосилицитами. Сходные по составу эффузивы обнаружены на Вахильском поднятии, где они слагают тектонические пластины.

Анализ данных по строению и составу толщ ветловского комплекса позволяет рассматривать их как тектонически переработанные образования преддугового бассейна, а содержащиеся в них блоки и тектонические пластины эффузивно-кремнистых пород, близких по возрасту толщам комплекса, — как фрагменты тектонически дезинтегрированных комплексов океанической коры [45, 47, 49].

Террейн Камчатского Мыса сложен разнофациальными меловыми и кайнозойскими вулканогенно-осадочными и терригенными образованиями, в различной степени деформированными ультраосновными и основными породами, а также серпентинитовым меланжем (см. рис. 2). Строение террейна в северной и южной части полуострова Камчатский Мыс различно. В северной части распространены слабодислоцированные вулканогенно-осадочные образования позднемелового — палеогенового возраста (столбовская серия). Южная часть района, отделенная от северной крупным северо-западным сбросо-сдвигом, имеет сложное покровное строение. Она сложена среднемеловыми (а, возможно, и несколько более древними) эффузивно-кремнисто-карбонатными образованиями с тетической микрофауной, верхнемеловыми (сенонскими) туфово-кремнистыми и терригенными отложениями, базальтоидами палеогена [9, 17, 38—41]; широко распространены различные габброиды и ультрабазиты.

В структурном отношении образования южной части полуострова разделяются на четыре аллохтонных комплекса, «запечатанных» миоценовыми (нижний неоавтохтон) и плиоцен-четвертичными (верхний неоавтохтон) отложениями. Общая особенность района состоит в интенсивной региональной тектонизации пород, вызванной движениями (средний эоцен?), совместившими океанические, окраинно-морские и островодужные образования с образованием типичной аккреционной структуры [9, 17, 38].

Кроноцкий террейн отличается прежде всего тем, что среди слагающих его пород обнаружены [34] более древние, чем в остальной части Камчатки, островодужные комплексы (см. рис. 2).

Меловые (K<sub>1</sub> — K<sub>2</sub>) эффузивно-пирокластические образования террейна обнажаются в восточной части полуострова. Эффузивы относятся к высокоглиноземистым толеитам, характерным для ранних стадий развития островных дуг [44].

Меловые породы слагают две разделенные серпентинитовым меланжем тектонические пластины, «запечатанные» палеогеновым неоавтохтоном [34]. В западной части района они перекрыты неогеновыми терригенными отложениями, нарушенными складчато-надвиговыми дислокациями позднемиоценового времени [36].

Резюмируя изложенное, следует отметить, что мел-нижнепалеогеновые комплексы Восточной Камчатки сложены, главным образом, фрагментами сенонских островных дуг, в то время как образования коры океанического типа встречаются крайне редко.

#### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Особенности формационного строения докайнозойских толщ Восточной Камчатки позволяют считать, что в среднем мелу существовал бассейн океанического типа, фрагменты которого в виде тектонических клиньев, пластин, глыб и блоков встречаются среди меловых пород Восточной Камчатки (рис. 3). В этом бассейне на значительном удалении от континентальной окраины накапливались тонкие, лишенные терригенной примеси, кремнистые илы (апт-альбские и альб-сеноманские кремни из серпентинитовых меланжей хр. Кумроч [46] и п-ова Озерной [19]). В то же время в этом бассейне, видимо, существовали и относительно приподнятые участки дна, где отлагались фораминиферо-радиоляриевые илы (среднемеловые карбонатно-кремнистые отложения п-ова Камчатский Мыс). По мнению Н. Ю. Брагина, микрофауна из кремнистых пород этого возраста характерна для тропических и субтропических открытых бассейнов [4]. В. С. Вишневская относит эти комплексы к тетической зоогеографической провинции, предполагая, что они формировались не севернее 20—30° с. ш. [2].

Строение коры к северу от рассматриваемого участка для альб-сеноманского времени неясно. Судя по тому, что и в южной части Корякского нагорья обнаружены океанические образования этого возраста (толеитовые базальты и кремни) [3, 12], можно думать, что бассейн был достаточно обширным. Край Азиатского континента в то время маркировался Охотско-Чукотским вулканическим поясом.

В раннем сеноне (коньяк), где-то в южной части палеоокеанического бассейна, заложилось островодужное вулканическое поднятие — Кроноцкая дуга (см. рис. 3), фрагменты образований которой в настоящее время обнаружены в восточной части п-ва Кроноцкий. Петро- и геохимические особенности вулканизма показывают, что это была островная дуга типа Тонга-Кермадек [44]. Наличие в серпентинитовых меланжах практически полного набора пород офиолитовой ассоциации подчеркивает, что заложение дуги произошло на океанической коре. Эта дуга — наиболее древняя из островных дуг докайнозойского основания Восточной Камчатки — действовала с коньякского по палеоценовое время. Фрагментарность выходов пород не позволяет воссоздать конкретную палеотектоническую обстановку на этот отрезок времени. Учитывая, что мел-нижнепалеогеновые толщи Кроноцкого полуострова отличаются и от сопредельных районов Камчатки, и от возвышенности Обручева, вряд ли справедливо мнение о связи кроноцких структур со структурами этих районов. Скорее всего кроноцкие образования представляют собой фрагмент самостоятельной островной дуги, заложившейся значительно южнее современной Камчатки.

В конце позднего мела (кампан — маастрихт) в северо-западной части океанического бассейна заложилась протяженная линейная вулканическая зона — Озерновско-Валагинская островная дуга, в пределах которой происходили мощные извержения лав и туфов основного, среднего и реже кислого состава (см. рис. 3). В современной структуре Восточной Камчатки и юга

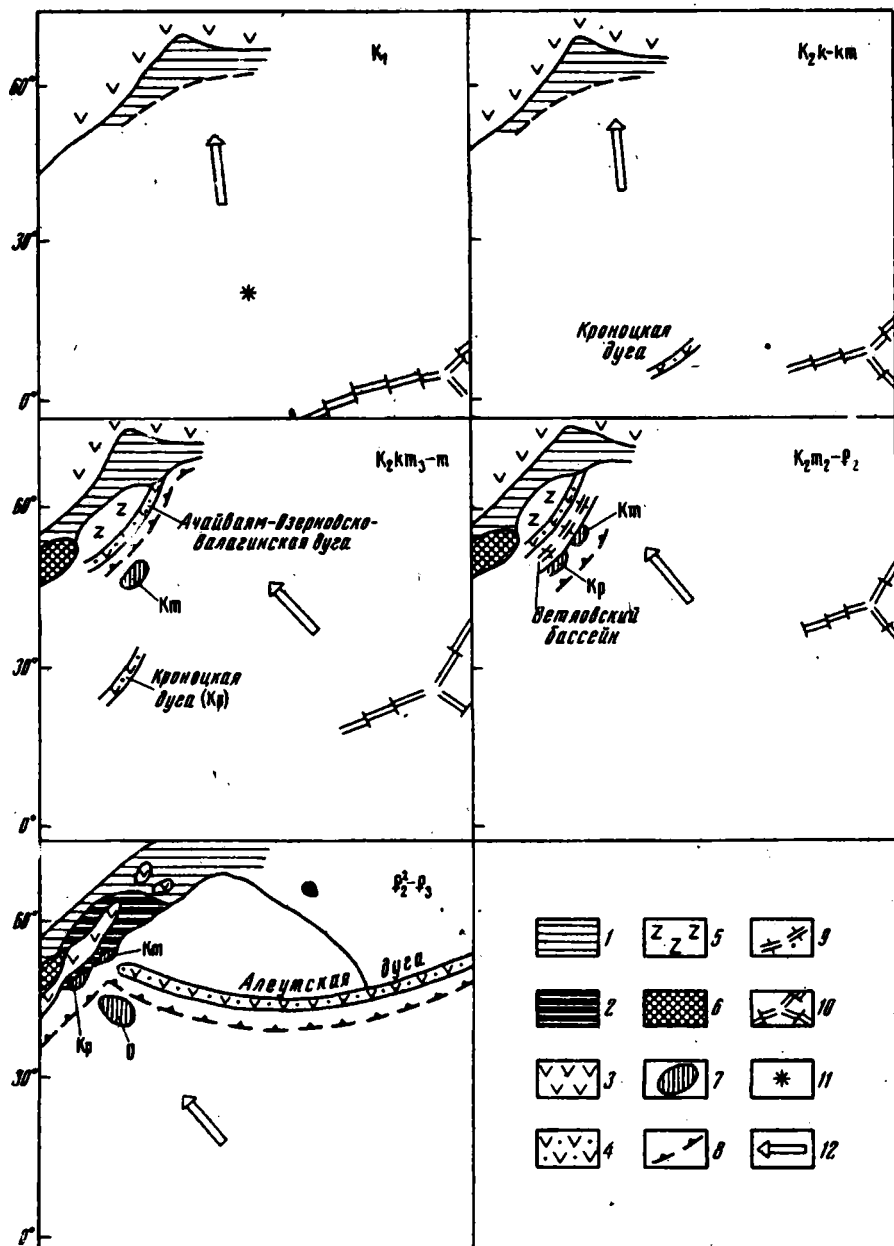


Рис. 3. Палеотектонические реконструкции Восточной Камчатки (с использованием [24, 25, 52]). 1—2 — аккреционные системы: 1 — Корякская, 2 — Восточно-Камчатская; 3 — окраинно-континентальные вулканические пояса; 4 — вулканические островные дуги; 5 — ирунейское окраинное море; 6 — срединно-камчатский микроконтинент; 7 — крупные сложно построенные блоки (террейны): Км — Камчатско-Мысский, Кр — Кроноцкий, О — Обручевский; 8 — зоны субдукции; 9 — зоны срединга; 10 — срединно-океанические хребты; 11 — возможное положение среднемиловых толщ Восточной Камчатки; 12 — направление движения океанической плиты

Корякского нагорья эффузивы этой зоны слагают отдельные пластины в покровных и чешуйчатых структурах, прослеживающихся от п-ова Говена на севере до Валагинского хребта на юге [16, 20, 33].

Общие особенности вулканизма и осадконакопления свидетельствуют о формировании этой вулканической цепи в морских или океанических условиях. При этом строение и соотношения вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов указывают на существование многочисленных вулканических построек центрального типа. Обилие шаровых и подушечных лав в этих комплексах свидетельствуют о том, что вулканическая деятельность происходила в подводной обстановке, но широкое распространение туфов говорит о небольшой глубине извержений. По петрохимическим и минералогическим особенностям вулканиды принадлежат к островодужному типу (островодужные толеиты, известково-щелочные и шшонит-абсеракитовые серии).

Основанием дуги, по-видимому, являлись скученные образования океанической коры, так как повсеместно в рассматриваемой зоне с эффузивами основного и среднего состава ассоциируют интенсивно тектонизированные и большей частью превращенные в серпентинитовый меланж образования меланократового фундамента. Об этом же косвенно свидетельствуют находки в серпентинитовых меланжах Восточно-Камчатской зоны тектонических глыб и блоков средне-меловых кремнистых пород, видимо, являющихся фрагментами коры океанического бассейна. Изредка встречающиеся метаморфические породы (от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций), вероятно, образовались при преобразовании меловых толщ.

Формирование вулканической дуги сопровождалось выжиманием в область разрыва тектонизированных пород меланократового фундамента, так как в вулканотерригенных (гравитационных) отложениях маастрихтского возраста есть обломки габброидов и плагиогранитов, а осадочные брекчии того же возраста (встречаемые в глыбах серпентинитового меланжа) содержат габброиды, ультраосновные породы, плагиограниты и кремни доверхнемелового (юрско-нижнемелового) возраста [24].

Можно также предполагать, что чешуйчатые структуры восточной части Кумрочского поднятия и о-ва Карагинский образовались при формировании аккреционной зоны перед фронтом Озерновско-Валагинской дуги.

Вулканизм в пределах Озерновско-Валагинской островной дуги продолжался, в целом, с кампана до маастрихтского времени, эпизодически — в раннем палеогене, с тенденцией омоложения начальных проявлений вулканических процессов вдоль дуги в северном направлении. К концу маастрихта в большинстве районов активный вулканизм прекратился и началось накопление вулканомиктовых пород, часто с горизонтами микститов, содержащих глыбы и блоки базальтов, туфов и кремней, реже — с маломощными прослоями туфов.

Вулканогенные образования раннепалеогенового эпизода магматической деятельности в целом характеризуются более кислым составом; в них встречаются разнообразные вулканические породы — от базальтов до андезитов-дацитов. В то же время происходило внедрение пластовых тел диабазов, габбро и диоритов.

После прекращения в раннем палеогене вулканической деятельности отлагались преимущественно терригенные породы. Первоначально осадконакопление определялось эрозией вулканических пород, сопровождавшейся оползневыми явлениями; значительной была также роль хемогенного осадконакопления.

Существование двух отчетливо проявленных этапов магматической деятельности Озерновско-Валагинской островной дуги связано с изменением тектонических условий на рубеже мела и палеогена (возможно, и в раннем палеогене). Оно выражено перерывом между меловыми и нижнепалеогеновыми толщами, особенно хорошо проявленным в относительно ненарушенной последующими тектоническими процессами структуре Тумрокского выступа меловых пород.

Рассматривая палеотектоническую обстановку кампана — раннего палеогена в более общем плане, можно заключить, что на северо-востоке протяженная Озерновско-Валагинская энсиматическая островная дуга примыкала к Корякской

активной окраине, край которой маркировался редкими вулканическими постройками (высокореченская и гангутская толщи). С востока островная дуга окаймлялась глубоководным желобом и преддуговым бассейном, отложения которых частично сохранились в ветловском тектоническом комплексе. Западнее дуги существовал окраинный бассейн, где формировались мощные кремнисто-терригенно-туфогенные отложения. Фрагменты различных частей этого бассейна слагают в современной структуре Камчатки тектонические пластины в восточном обрамлении метаморфид Срединного хребта и на Камчатском перешейке. Еще западнее в кампане существовал Срединно-Камчатский континентальный блок, где происходило накопление континентальных отложений (барабская толща). Таким образом, изучение меловых толщ, слагающих в современной тектонической структуре Камчатки серию тектонических пластин, позволяет реконструировать достаточно полно единую геодинамическую систему островная дуга — окраинное море — микроконтинент.

Какая тектоническая обстановка существовала в конце мела восточнее и южнее Озерновско-Валагинской дуги, недостаточно ясно. Строение меловых (сенонских) толщ полуостровов Камчатский Мыс и Кроноцкий указывает на существование к востоку и юго-востоку от дуги также обстановки переходной зоны. При этом меловые толщи Кроноцкого полуострова являются фрагментом более древней, чем Озерновско-Валагинская, островной дуги. Судя по общей кинематике движений океанических плит, вся эта тектонически сложная область находилась на значительном удалении от современной Камчатки.

Недостаточность палеомагнитных данных не позволяет оценить масштаб перемещений структур Озерновско-Валагинской дуги, начиная от ее заложения и вплоть до вхождения в аккреционную структуру Корякско-Камчатской окраины. Но уже имеющиеся материалы по о-ву Карагинский [22] и Олюторской зоне Корякского нагорья [35] свидетельствуют о формировании островодужных образований на палеоширотах 43—40° и около 55° с. ш. соответственно.

Тектоническое развитие района в позднем маастрихте — раннем эоцене наиболее проблематично из-за сложной тектонической переработки комплексов этого возраста и их слабой палеонтологической охарактеризованности.

Уверенно можно говорить о том, что к концу маастрихта, когда затухала деятельность Озерновско-Валагинской островной дуги, к востоку от нее существовал Ветловский бассейн, фрагменты которого обнаружены в современной структуре на о-ве Карагинский [25], в восточной части хр. Кумроч [45, 47] и в Валагинском хребте (см. рис. 3). В этом бассейне накапливались терригенно-кремнистые осадки и происходило излияние толеитовых базальтов [42]. Бедный видовой состав микрофауны из кремнистых пород этого бассейна, по мнению Д. И. Витухина (устное сообщение), может свидетельствовать о его изолированности. Тектоническое положение Ветловского бассейна весьма сходно с положением Гренадского бассейна в Карибском море [5], Марианского трога в Филиппинском море [11] или задугового бассейна к западу от Сандвичевой дуги [50]. С тектоническим импульсом, предшествовавшим началу формирования ветловского бассейна, возможно, связано появление регионального несогласия в мел-нижнепалеогеновых образованиях Озерновско-Валагинской островной дуги. По-видимому, существование этого бассейна было достаточно кратковременным, так как верхне(?)эоцен-олигоценные терригенные отложения, стратиграфически перекрывающие в Тюшевском прогибе интенсивно дислоцированные образования ветловского комплекса, достаточно мелководны.

С этим же импульсом, видимо, следует связать скачкообразное смещение к востоку зоны субдукции океанической коры, после чего (в палеогене) уже подошедшие к камчатскому блоку фрагменты Кроноцкой дуги и сложно построенный блок Камчатского мыса (возможный аналог океанских плато с проблематичным происхождением — типа возвышенностей Шатского, Хесса и т. д.) выступали как области развития островодужного вулканизма (см. рис. 3).

Общее усложнение тектонической структуры района произошло за период с

конца мела по середине палеогена, во время двух мощных импульсов сжатия. Полевое изучение выходов меловых — нижнепалеогеновых (?) комплексов Камчатки свидетельствует о наложении друг на друга тектонических деформаций, вызванных этими импульсами. Точная датировка событий затруднительна, так как комплексы-показатели таких движений на большей части района отсутствуют, но общий характер строения района позволяет сделать некоторые заключения об их возрасте.

Практически все выходы меловых — ниже(?) палеогеновых комплексов имеют покровное строение. Это означает, что первый из двух этапов происходил не раньше, чем в раннем кайнозое. С другой стороны, в ряде мест установлено, что эти интенсивно деформированные комплексы запечатаны полого залегающими толщами верхнего эоцена — олигоцена. Например, в Срединном хребте олигоцен-миоценовые вулканиды Центрально-Камчатского пояса полого залегают на меловых образованиях, смятых в систему тектонических покровов. В бассейне р. Корниловской (южная часть Тишевого прогиба) верхнеэоцен(?)—олигоценные отложения запечатывают тонкочешуйчатую структуру, выполненную меловыми образованиями. Это показывает, что завершение второго этапа произошло не позднее позднего эоцена.

По-видимому, с первым из этапов связано закрытие Ирунейского окраинного моря при движении к западу сорванных со своего основания вулканических образований Озерновско-Валагинской островной дуги. В процессе шарьирования вулканогенных образований на кремнисто-терригенно-туфогенные отложения происходило расслаивание обоих комплексов по границам литологически отличающихся пачек и пластов. Вся шарьлируемая аллохтонная масса расслаивалась маломощными серпентинитовыми меланжами. Возможно также, что с этим этапом связано появление надвигов с юго-восточной вергентностью к востоку от Озерновско-Валагинской дуги.

В более западных районах также происходило тектоническое расслаивание и совмещение разнофациальных комплексов ирунейского бассейна и их частичное шарьирование на прилегающую часть срединно-камчатского микроконтинента, а в более северных районах — на терригенные отложения, накапливающиеся у подножия Корякско-Западно-Камчатской континентальной окраины.

Судя по строению п-ова Кроноцкий, значительное скучивание коровых масс происходило и восточнее Озерновско-Валагинской дуги.

Второй этап сжатия фиксируется в середине палеогена, когда уже сорванные со своего основания вулканогенные и туфогенно-осадочные комплексы Озерновско-Валагинской дуги были разбиты системой чешуйчатых надвигов с общей вергентностью в сторону Тихого океана. В большинстве районов этот этап точно не датируется, но на п-ове Озерной среднеэоценовое время его проявления устанавливается по олигоценному комплексу достаточно определенно [19]. В северной части Валагинского хребта также прекрасно видно, что тектонически расслоенные и скученные породы кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса испытали повторное сжатие и были разбиты системой крутых надвигов с юго-восточной вергентностью [18].

По-видимому, сжатие в среднем эоцене привело к закрытию крупного бассейна перед фронтом Озерновско-Валагинской островной дуги, а также, вероятно, к коллизии с Кроноцкой островной дугой и закрытию существовавшего ранее между ними Ветловского субокеанического бассейна. Возникший после «раздавливания» Ветловского бассейна коллизионный шов впоследствии был замаскирован терригенными отложениями Тюшевского прогиба (см. рис. 3).

В процессе двух этапов сжатия и скучивания коровых масс происходило значительное общее увеличение мощности коры в этом районе и наращивание камчатского блока. По-видимому, при формировании таким путем корневых зон Восточно-Камчатского покровно-складчатого сооружения в его нижней части происходили интенсивные процессы динамометаморфизма. Строение Ганальского блока [14, 15, 27, 28] показывает, что формирование пакета тектонических

пластин, сложенных разнофациальными комплексами (океаническими толеитами, островодужными вулканогенными образованиями и терригенными отложениями), сопровождалось прогрессивным метаморфизмом, увеличивавшимся структурно вниз от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций.

По-видимому, с этим же процессом тектонического скучивания связано и тектоническое смещение разнофациальных толщ, обнаженных на Хавывенской возвышенности [26, 43].

После среднеэоценовой тектонической фазы возник Центрально-Камчатский вулканический пояс, породы которого, относимые к щелочно-оливин-базальт-трахит-комендитовой серии [6], по своей геохимической специфике близки к сериям вулканитов внутриконтинентальных и окраинно-континентальных областей. Вероятно, этот пояс маркировал на Камчатке границу новообразованной континентальной окраины.

Масштабность тектонических процессов на Камчатке становится более понятной на фоне более общих событий, происходивших в конце мела и в раннем палеогене в северо-западной части Тихого океана. Именно в это время, в связи с изменением направления движения океанических плит, меняется структурный план северо-западной Пацифики [52, 55]. Начиная с 38 млн. лет Тихоокеанская плита субдуцирует уже в северо-западном направлении [51, 52]. Видимо, в это же время происходило скучивание коры к востоку от Озерновско-Валагинской дуги. Данные по п-ову Камчатский Мыс, где обнажены породы основания Алеутской дуги, показывают, что процесс скучивания наиболее активно проявился именно в среднем эоцене, хотя можно предположить, что он происходил и раньше. После проявления широкомасштабной среднеэоценовой складчатости, видимо, связанной с общим изменением вектора движений на северо-западе Тихого океана, была заложена новая, Алеутская зона субдукции, породившая массовые вулканические извержения. Судя по строению п-ова Камчатский Мыс, покровно-складчатая структура основания Алеутской дуги в процессе субдукции сильно усложнялась. Строение аллохтонных комплексов п-ова показывает, что срывы происходили на различных уровнях океанической коры: на границе между корой и мантией, 2-го и 3-го слоев океанической коры и в пределах ее чехла. По-видимому, основные деформации связаны с процессом поддвига океанической коры под Алеутскую дугу, хотя не исключено, что формирование Камчатско-Мысского террейна началось еще в океанических условиях. Начало этого процесса точно не датируется. Судя по сейсмическим данным [53], подвиг океанической коры продолжается и в настоящее время.

В олигоцене вся меловая структура была разбита протяженными северо-восточными сбросами. Система этих нарушений протягивается в северо-восточном направлении через всю Камчатку, образуя линейно вытянутую грабенообразную структуру, известную на севере района как Литкинский прогиб, а на юге — как Центрально-Камчатский грабен (рифт). Достаточно полный разрез отложений Литкинского прогиба свидетельствует, что заложение этой структуры произошло в олигоцене [26]. В то же время на юге Камчатки, судя по данным бурения Долиновских параметрических скважин, значительная часть кайнозойских отложений (олигоцен — миоцен) выпадает из разреза, что, вероятно, свидетельствует о более позднем заложении этой части Центрально-Камчатского грабена, т. е. о последовательном раскрытии его в юго-западном направлении. При возникновении в олигоцене таких протяженных раздвиговых зон (типа Центрально-Камчатского грабена) в процессе декомпрессионного подъема произошло выведение к поверхности глубинных масс, в том числе и нижних частей коры. Раскрытие Центрально-Камчатского грабена сопровождалось формированием ряда более мелких оперяющих структур, крупнейшей из которых является Щапинский грабен в центральной части Камчатки. В пределах грабена отлагались мелководно-морские и континентальные отложения, а позднее, в плиоцен-четвертичное время, происходили вулканические извержения центрального типа. Проявленная в нижнемиоценовых отложениях Центральной Камчатки слабая дислоцирован-



ность пород свидетельствует о том, что позднекайнозойская складчатость была гораздо слабее предшествующих. По-видимому, это был лишь слабый отголосок значительной среднемиоценовой фазы сжатия, имевшей место на самом востоке Камчатки [29, 49].

Это мощное сжатие на востоке полуострова привело в начале позднего миоцена к тектоническому перекрытию меловыми структурами Восточно-Камчатской зоны кайнозойских отложений Тюшевского прогиба с общей амплитудой около 15—20 км [49].

Сразу же за среднемиоценовой фазой в тылу Алеутской островной дуги началось раскрытие Командорской котловины и формирование в ней молодой океанической коры. Ее формирование компенсировалось на востоке (хр. Ширшова) скупиванием океанической коры более древней Алеутской котловины, а на западе — общим усложнением строения прилегающей континентальной окраины, лучше всего отраженным в строении аккреционной структуры о-ва Карагинский [48].

В плиоцен-четвертичное время Камчатский материковый блок испытывал эпизодическое общее воздымание, сопровождавшееся высокоамплитудными блоковыми подвижками. В это же время, как было показано Н. И. Селиверстовым [37], продолжалось наращивание материкового борта Курило-Камчатского желоба за счет приращения и тектонической переработки прилегающих участков Тихоокеанской плиты. Процесс этот был дискретным и сопровождался смещением осевой части желоба в направлении к океанической плите.

Большая часть Восточной Камчатки в плиоцен-четвертичное время была перекрыта Восточно-Камчатским вулканическим поясом, породы которого по геохимическим признакам объединяются в несколько островодужных серий (островодужную толеитовую, известково-щелочную и шшонит-латитовую [6, 30]). В ходе становления этого пояса, как было показано недавно [7], происходила последовательная смена геохимических особенностей базальтов, что могло быть обусловлено изменением условий генерации и глубин зарождения магм. На начальных этапах развития пояса, в позднем миоцене, магмообразование происходило в условиях растяжения на больших глубинах в области истощенной мантии. В раннем плиоцене глубина уровня магмообразования уменьшилась, хотя обстановка растяжения еще сохранилась. В позднеплиоцен-четвертичное время, когда вполне оформилась близкая к современной островодужная система, область генерации магмы переместилась в верхи мантии, а магмообразование стало развиваться в обстановке сжатия под влиянием субдукционных процессов.

Таким образом, строение Восточной Камчатки отражает сложные процессы разновозрастных структурных деформаций, которым подверглись существовавшие в конце позднего мела Озерновско-Валагинская и Кроноцкая островные дуги и сопряженные с ними ирунейский и ветловский субокеанические бассейны. Формирование континентального блока началось в раннем палеогене крупномасштабным тектоническим перекрытием вулканогенными образованиями Озерновско-Валагинской дуги туфогено-осадочных отложений ирунейского моря и шарьированием в западном направлении различных комплексов чехла субокеанической коры этого бассейна. Среднеэоценовая фаза сжатия привела к окончательному закрытию ирунейского и ветловского бассейнов, сопровождаемая присоединением к камчатским структурам Кроноцкой островной дуги и Камчатско-Мысского террейна. Все эти процессы сопровождалось тектоническим расслаиванием, скупиванием и увеличением, таким образом, общей мощности коры в этом районе.

Кайнозойский этап развития (начиная со среднего эоцена) характеризуется сложным сочетанием различных режимов. На фоне общего роста и формирования континентальной коры происходила и ее деструкция. Характерно, что зоны сжатия сместились к востоку — видимо, вслед за перемещением в этом направлении зоны субдукции тихоокеанской коры. В связи с деструктивными тектоническими процессами в тылу зон сжатия начиная с олигоцена эпизодически возникают структуры растяжения — вулканоплутонические пояса и грабены.

Тектоническое развитие Камчатки в мелу и раннем кайнозое всегда было наиболее дискуссионным вопросом при создании моделей, рассматривавших формирование активных континентальных окраин северо-запада Тихого океана. Объяснялось это прежде всего неполнотой геологической летописи, связанной с полным отсутствием макрофауны в породах этого возраста, их сильной тектонической переработкой и фрагментарностью выходов. Существенно затрудняло палеотектонический анализ и отсутствие современных данных по геохимии вулканитов, широко распространенных среди меловых комплексов Камчатки.

Проведенное комплексное изучение пород основания Восточно-Камчатского вулканического пояса позволило дать взаимосвязанную картину тектонических событий, происходивших в мелу и раннем кайнозое на северо-западной периферии Тихого океана. Предлагаемая модель развития Восточной Камчатки основана на анализе большого количества новых данных по стратиграфии, литологии и геохимии меловых и нижнепалеогеновых комплексов. Типизация этих образований показала, что в позднем мелу и раннем кайнозое существовал целый ансамбль структур, включающий различно построенные Озерновско-Валагинскую и Кроноцкую островные вулканические дуги, задутовой Ирунейский бассейн (окраинное море) и преддутовой Ветловский бассейн. В целом обстановка этого времени напоминала современное строение такого сложного региона, как Филиппинский.

Расшифровка тектонического строения крупных выходов мел-нижнепалеогеновых пород Восточной Камчатки показала, что повсеместно они имеют покровное и чешуйчатое строение, свидетельствующее о большой роли горизонтальных движений в структурообразовании. Детальное изучение этих выходов выявило, что нередко они сложены генетически разными, формировавшимися в различной тектонической обстановке, комплексами. Особенно хорошо это подчеркивается существованием среди верхнемеловых островодужных образований отдельных тектонических покровов, клиньев, блоков, сложенных тетическими среднемеловыми отложениями. Последние формировались в относительно глубоководной океанической обстановке в более южных районах Пацифики и до вхождения в структуру современной Камчатки испытали значительное горизонтальное перемещение.

Выявление в строении блоков покровных и чешуйчатых структур, сложенных генетически разнородными образованиями, свидетельствует об аккреционном характере происхождения основания Восточно-Камчатского вулканического пояса. Характерно, что во время эпизодов тектонических перестроек в раннем кайнозое и в среднем эоцене происходило не только общее усложнение тектонической структуры, связанное с раздвиганием островодужной системы (Озерновско-Валагинская островная дуга — Ирунейское море), но и приращение с востока фрагментов более древней Кроноцкой островной дуги и сложение построенного Камчатско-Мысского блока (террейна).

Тектоническое сучивание комплексов различной природы сопровождалось общим увеличением мощности земной коры Восточной Камчатки. Несомненно, что процесс сучивания был обусловлен появлением многочисленных пластовых срывов на различных уровнях коры океанического и переходного типа, т. е. общему увеличению мощности коры способствовало формирование тектонически расслоенной литосферы в зоне взаимодействия океанической плиты и континентальной окраины.

Изложенные материалы по тектоническому строению Восточной Камчатки показывают, что континентальная земная кора здесь формировалась длительно. Начиная с позднего мела наращивание коры происходило за счет приращения структур разной природы со стороны Тихого океана, причем процесс аккреции был прерывистым во времени. На фоне общего сжатия коры Восточной Камчатки (наиболее интенсивного в конце мела — начале палеогена, в среднем палеогене, в позднем миоцене), в олигоцене, раннем миоцене и в плиоцен-четвертичное время проявились процессы ее деструкции.

## Список литературы

1. Афанасьева Л. Б., Ворогушин Н. Т., Казимиров А. Д. и др. Некоторые черты строения острова Карагинский: структурно-формационные зоны и происхождение слагающих их комплексов//Тектоника и минералогия Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 8—11.
2. Богданов Н. А., Федорчук А. В., Изваков И. Н., Вишневская В. С. Среднемеловые экзотические образования п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка)//Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 11. С. 166—170.
3. Богданов Н. А., Чехович В. Д., Сухов А. Н., Вишневская В. С. Тектоника Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189—217.
4. Брагин Н. Ю., Зинкевич В. П., Ляшенко О. В. и др. Среднемеловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки//Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 21—34.
5. Буис Ф. Тектоническая эволюция Карибского региона//Геотермальная активность и осадочный процесс в Карибско-Мексиканском регионе//Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1990. Вып. 448. С. 8—24.
6. Волюнец О. Н., Антипин В. С., Перепелов А. Б., Аношин Г. Н. Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка)//Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 3—13.
7. Волюнец О. Н., Успенский В. С., Аношин Г. Н. и др. Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным)//Вулканонология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14—27.
8. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974. 115 с.
9. Высоцкий С. В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 195 с.
10. Геологическая карта Камчатской области, м-б 1 : 1500000. М.: ГУГК, 1980.
11. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
12. Геология западной части Берингова моря. М.: Наука, 1990. 157 с.
13. Геология СССР. Т. XXXI. Ч. I. Геологическое описание. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964. 733 с.
14. Герман Л. Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
15. Герман Л. Л., Шульдинер В. И., Щека С. А. Метаморфические комплексы Ганальского хребта на Камчатке//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 2. С. 25—35.
16. Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Константиновская Е. А. и др. Строение и структурное положение верхнемезозойских островодужных и океанических комплексов юга Корякского нагорья и Восточной Камчатки//X Всесоюзное литолог. совещание. Ереван, 1988. С. 15—17.
17. Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Пейве А. А. и др. Новые данные о тектоническом строении п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка)//Докл. АН СССР. 1985. № 4. С. 954—957.
18. Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Цуканов Н. В. Тектонические покровы северной части Валагинского хребта//Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 62—71.
19. Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Магакян Р., Брагина Л. Г. Тектоника п-ова Озерного (Восточная Камчатка)//Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С. 87—102.
20. Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Магакян Р., Цуканов Н. В. Аккреционная структура Восточной Камчатки//Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 5. С. 1186—1190.
21. Зинкевич В. П., Ляшенко О. В., Басманов В. М. Офиолитовые покровы п-ова Озерного (Восточная Камчатка)//Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 3. С. 665—669.
22. Коваленко Д. В. Палеомагнитные исследования островодужных комплексов Олюторской зоны, о-ва Карагинского и тектоническая интерпретация результатов//Геотектоника. 1990. № 2. С. 92—101.
23. Кононов М. В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 168 с.
24. Константиновская Е. А. Экзотические осадочные брекчии п-ова Озерного (Восточная Камчатка) и их тектоническое значение//Геотектоника. 1989. № 5. С. 93—98.
25. Кравченко-Березной И. В. Геологическое положение магматических комплексов западного обрамления Командорской котловины: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1989. 24 с.
26. Литвинов А. Ф. Геологическое строение южной части Литкинского прогиба (Восточная Камчатка): Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 24 с.
27. Лучицкая М. В., Рахтер А. В. Тектоническая расчлененность метаморфических образований Ганальского блока (Камчатка)//Геотектоника. 1989. № 2. С. 76—85.
28. Львов А. Б. Эволюция метаморфизма при формировании фундамента Восточно-Камчатской складчатой зоны (Ганальский хребет)//Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 261—271.
29. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 247 с.
30. Пополитов Э. И., Волюнец О. В. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
31. Попруженко С. В., Апрельков С. Е., Ольшанская О. Н. Восточно-Камчатский вулканический пояс в свете геофизических данных//Вулканонология и сейсмология. 1987. № 2. С. 14—24.
32. Попруженко С. В. Строение Восточно-Камчатского вулканического пояса и его фундамента по геофизическим данным: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Петропавловск-Камчатский: Инт-т вулканологии ДВО АН СССР, 1989. 26 с.

33. Пущаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович А. О. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в западном обрамлении Тихого океана//Геотектоника. 1983. № 6. С. 30—45.
34. Разнищин Ю. Н., Хубуная С. А., Цуканов Н. В. Тектоника восточной части Кроноцкого п-ова и формационная принадлежность базальтов//Геотектоника. 1985. № 1. С. 88—101.
35. Саосстин Л. А., Хейфец А. М. Палеомагнетизм маастрихт-палеоценовых островодужных образований Олоторской зоны (Южная Корякия)//Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 127—140.
36. Садреев В. М., Долматов Б. К. Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных образований Кроноцкого п-ова//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 6. С. 122—126.
37. Селиверстов Н. И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука, 1987. 112 с.
38. Федорчук А. В. Внутреннее строение офиолитов Камчатского Мыса (Восточная Камчатка)//Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 4. С. 944—947.
39. Федорчук А. В. Тектономагматическая эволюция области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг//Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 2. С. 3—14.
40. Федорчук А. В., Вишневецкая В. С., Извеков И. Н., Румянцева Ю. С. Новые данные о строении и возрасте кремнисто-вулканогенных пород п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка)//Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 11. С. 27—33.
41. Федорчук А. В., Пейве А. А., Гулько Н. И., Савичев А. Т. Петрохимические типы базальтов офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка)//Геохимия. 1989. № 12. С. 1710—1717.
42. Федорчук А. В., Цуканов Н. В., Ефремова Л. Б., Савичев А. Т. Океанический магматизм хребта Кумроч (Восточная Камчатка)//Геохимия. 1990. № 12. С. 1721—1729.
43. Ханчук А. И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 135 с.
44. Хубуная С. А. Высокоглиноземистая плагиотолентовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 167 с.
45. Цуканов Н. В. Тектоническое развитие, приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое — раннем кайнозое: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1988. 19 с.
46. Цуканов Н. В., Зинкевич В. П. Тектоника хребта Кумроч (Восточная Камчатка)//Геотектоника. 1987. № 6. С. 63—77.
47. Цуканов Н. В., Федорчук А. В. Океанические комплексы в структуре Восточного Кумроча (Камчатка)//Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 4. С. 343—347.
48. Чехович В. Д., Кравченко-Бережной И. Р., Аверина Г. Ю., Коваленко Д. В. О тектонике острова Карагинского//Геотектоника. 1989. № 1. С. 107—109.
49. Шапиро М. Н. Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива//Геотектоника. 1980. № 3. С. 102—122.
50. Шемсиди А. Н., Грохольский А. Л. Геодинамика Южно-Антильского региона//Геотектоника. 1986. № 1. С. 84—95.
51. Engebretson D. C., Cox A., Gordon R. G. Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific Basin//Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1985. N. 206. 59 p.
52. Gordon R. G., Jurdy D. M. Cenozoic Global Plate Motions//J. Geophys. Res. 1986. V. 91. N. B12. P. 12389—12406.
53. McCarthy J., Scholl D. W. Mechanisms of subduction accretion along the central Aleutian Trench//Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. V. 96. P. 691—701.
54. Wallace W. K., Engebretson D. C. Relationships between plate motions and Late Cretaceous to Paleogene magmatism in south-west Alaska//Tectonics. 1984. V. 3. N. 2. P. 295—315.

Геологический институт  
АН СССР, Москва, 109017

Поступила в редакцию  
21.V.1991

УДК 551.243.12:551.242.2

© 1992 г. КАЗЬМИН В. Г., БОРИСОВА И. А.

## О МЕХАНИЗМАХ ОБРАЗОВАНИЯ РИФТОВЫХ ДОЛИН МЕДЛЕННОСПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ

В статье показано, что многие структурные особенности рифтовых долин медленносpreдингoвых хребтов, в том числе и асимметричные долины, могут быть объяснены с точки зрения процессов растяжения, господствующих в невулканический период. Схожесть структуры океанских и континентальных рифтов позволяет говорить о том, что в механизмах их образования много общего. Предполагается, что симметричные рифтовые долины (полигон Фамоус) образуются в результате растяжения океанской литосферы с образованием шейки (модель «чистого сдвига»). Формирование асимметричных рифтовых долин, выявленных при детальном исследовании на полигонах ТАГ и МАРК, может быть объяснено моделью растяжения с пологим разломом. Показано, что модель с пологим разломом объясняет отмеченную в этих рифтах структурную асимметрию и асимметрию в строении коры. Обсуждается вопрос о том, как могут влиять сочленения рифтов с трансформными разломами на особенности строения рифтовой долины и в какой мере они влияют на формирование асимметричных рифтовых долин.

Kaz'min V. G., Borisova I. A. Mechanisms of rift valleys formation in slow-spreading ridges. *Geotectonics*. 1992. № 4. From the article it follows that many structural features of rift valleys in slow-spreading ridges, asymmetrical valleys including, may be explained on the basis of extension processes having dominated in the non-volcanic period. The structural similarity of oceanic and continental rifts suggests that their formation mechanisms have much in common. Symmetrical rift valleys (FAMOUS area) are formed as a result of oceanic lithosphere extension and are marked by the neck formation («pure shear» model). The formation of asymmetrical rift valleys revealed in TAG and MARK areas on the basis of detailed investigations, might be explained by the extension model with a low-angle fault. The article states that the model with a low-angle fault explains the structural asymmetry recorded in the rifts and in the crustal structure. The article also discusses how rift intersections with transform faults affect the rift valley structure and the formation of asymmetrical rift valleys.

### ВВЕДЕНИЕ

Хорошо известно, что континентальные рифты формируются в результате растяжения литосферы. В процессе растяжения литосфера утончается и кровля ее испытывает изостатическое погружение [26]. Одновременно или вслед за погружением дна рифта происходит воздымание его бортов с образованием рифтовых гор и высоких плато. Поднятие имеет изостатический характер и обусловлено возникновением плотностных неоднородностей в литосфере: подъемом астеносферы под рифтовой зоной [3, 32, 42, 44] и/или накоплением аномальной мантии непосредственно под корой рифта [5]. Реакцией хрупкой верхней коры на растяжение является образование сбросов, при этом блоки, разделенные листрическими сбросами или сбросами типа домино, испытывают большее или меньшее вращение в зависимости от масштаба растяжения [4, 29]. Именно такое происхождение имеют характерные ступенчатые борта континентальных рифтовых долин.

Обычно предполагается, что литосфера в рифтовой зоне растягивается сим-

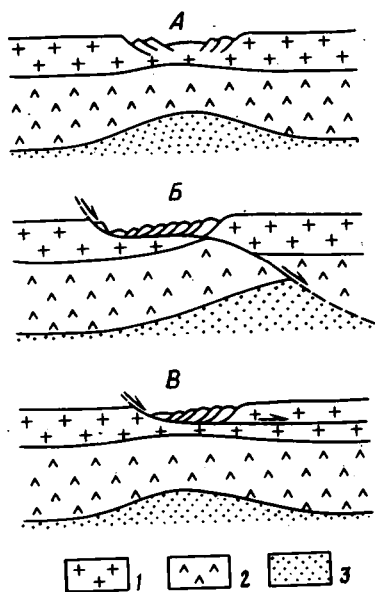


Рис. 1. Модели рифтогенеза: А — «чистого сдвига» [26]; Б — «простого сдвига», рассекающего всю литосферу [42]; В — сползшим разломом (поверхностью срыва) вдоль реологически ослабленного слоя [14, 23]

метрично с образованием пережима или шейки (модель «чистого сдвига»<sup>1</sup> [26]) (рис. 1, а). Однако эта модель не объясняет хорошо известную особенность практически всех континентальных рифтов — их асимметрию. Асимметрия проявляется в структуре рифтовых долин, в расположении поднятий и вулканических проявлений и, возможно, в строении коры. Эти особенности неплохо объясняются с помощью новых моделей рифтогенеза, включающих представление о пологом разломе, рассекающем всю литосферу [42, 43], или о поверхности срыва вдоль реологически «ослабленных» горизонтов [15, 23] (рис. 1, б, в).

Совершенно иной характер развития предполагается для океанских рифтов. До недавнего времени считалось, что раздвижение литосферных плит, вызывающее их образование, полностью или почти полностью компенсируется магматической аккрецией [2], а сформировавшаяся кора испытывает растяжение незначительное, во всяком случае не играющее существенной роли в формировании самой рифтовой долины. Широко распространена концепция, по которой осевая депрессия (рифтовая долина) возникает за счет потери гидравлического напора из-за вязкого трения, когда вещество астеносферы поднимается в узком канале. Такие условия могут существовать только на медленноспрединговых хребтах, для которых характерны рифтовые долины [7, 22, 35]. По другой гипотезе, глубина рифтовой долины обусловлена уровнем астеносферного зеркала, т. е. уровнем

свободного подъема астеносферы, находящейся под гидростатическим давлением. Подъем бортов рифта в этом случае связывается с нарушением изостазии, когда нарастающий снизу габбровый слой (или, по авторам, «габбровый корень») проникает в нижний слой двухъярусной магматической камеры, где скапливается более тяжелый расплав [2]. Впоследствии те же авторы, следуя идеям ряда исследователей [8, 11, 25], связали подъем бортовых уступов с серпентинизацией мантийных перидотитов, при которой объем породы значительно увеличивается и вышерасположенные блоки как бы выталкиваются вверх [43]. Примечательно, что в обеих версиях ступенчатая структура бортов образуется не в результате нисходящих движений блоков по сбросам, а благодаря выдвиганию блоков вверх по крутопадающим разломам. Известно, однако, что блоки в бортах рифта при движении испытывают вращение в сторону от его оси, что возможно лишь при нисходящем движении по плоскостям листрических сбросов или сбросов типа домино.

Особняком стоит модель «постоянного (или стационарного) утонения» (steady state necking) [36], которая, как нам кажется, неплохо увязывается с современными представлениями о роли растяжения коры в процессе океанского рифтогенеза и которую мы рассмотрим ниже.

#### РАСТЯЖЕНИЕ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ В МЕДЛЕННОСПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТАХ

В последние годы появились свидетельства того, что в медленноспрединговых хребтах океанская кора может испытывать значительное растяжение. Глубоководным бурением в отдельных случаях вскрыты аномальные разрезы, в которых

<sup>1</sup> Англоязычный термин, употребляемый не в геологическом смысле, а как обозначение механизма деформации.

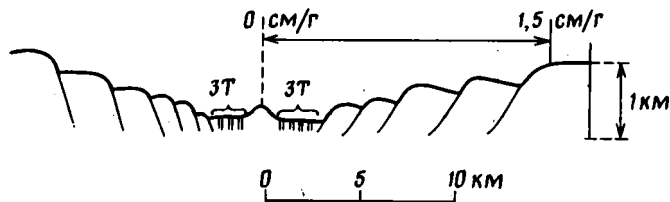


Рис. 2. Схема, иллюстрирующая понятие «акселерация плиты». ЗТ — зона открытых трещин. «Акселерация» происходит за счет раскрытия трещин и смещений по сбросам

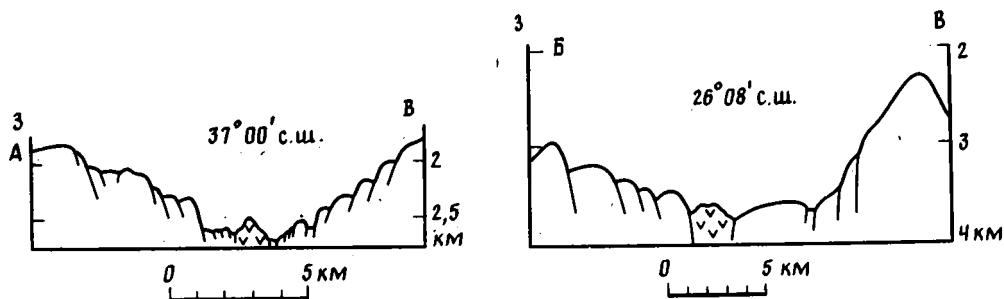


Рис. 3. Два типа рифтовых долин на Срединно-Атлантическом хребте  
*a* — симметричная рифтовая долина (полигон Фамоус [9]); *б* — асимметричная рифтовая долина (полигон ТАГ [45], см. профиль I на рис. 5); в центральных частях профилей показана неовулканическая зона

габбро или перидотиты залегают на небольшой глубине от поверхности дна [9, 12]. Предполагалось, что это обусловлено сильным (до  $45^\circ$ ) вращением блоков коры вдоль горизонтальных осей в условиях растяжения. Фактически такие блоки наблюдались в фундаменте Бразильской котловины [6]. На очень пологой поверхности драгированием здесь обнаружены выходы габбро и серпентинитов. Важно отметить, что в Бразильской котловине осадки, перекрывающие блоки, не деформированы, т. е. вращение происходило в рифтовой долине вскоре после образования соответствующего участка коры.

Признаки растяжения океанской коры обнаружены также при изучении офиолитов. В лавах офиолитового комплекса Тродос на Кипре выявлены системы сбросов со встречными падениями, формировавшиеся в бортах палеорифтовых долин [28, 40, 41]. В некоторых случаях установлено вращение блоков, разделенных сбросами на  $45^\circ$ , что свидетельствует о сильном растяжении. Аналогичные выводы сделаны для офиолитового комплекса Жозефин позднеюрского возраста, принадлежащего складчатому поясу запада США.

Очевидно, кора в океанском рифте может растягиваться лишь тогда, когда раздвижение литосферных плит не компенсируется их наращиванием в осевой вулканической зоне, т. е. в периоды затухания вулканической активности. В быстрораспрединговых хребтах, таких, как ВТП, периоды между импульсами вулканизма, как правило, очень короткие, а интенсивность его высокая и в приближении можно считать, что вулканизм идет непрерывно. Напротив, в медленноспрединговых хребтах, по-видимому, нет стационарных магматических камер — они возникают и опустошаются периодически. Соответственно «вулканические» фазы развития чередуются с «невулканическими». Логично предположить, что в течение последних раздвижение литосферных плит компенсируется за счет растяжения ранее образовавшейся коры.

Существуют различные оценки продолжительности вулканических и невулканических фаз. Определения возраста лав по мощности перекрывающих осадков показали, что неовулканическая зона на полигоне ТАГ ( $26^\circ$  с. ш.) образовалась

около 5 тыс. лет назад, а более древние лавы рифтовой долины — 25—50 тыс. лет назад [45]. Таким образом, перерыв в вулканической деятельности мог длиться от 20 до 45 тыс. лет.

На полигонах Фамоус, Амар и Нерроугейт ( $\sim 37^\circ$  с. ш.) возраст самых молодых излияний, оцененный по скорости уменьшения намагниченности базальтов, составляет соответственно 10, 30 и 40 тыс. лет [39]. Есть и другие косвенные оценки продолжительности невулканического интервала — порядка нескольких сотен тыс. лет [21]. Продолжительность вулканической (конструктивной) фазы, вероятно, на порядок меньше, чем невулканической.

Как же реализуется растяжение во время невулканической фазы? Известно, что в осевой зоне рифта формируются открытые трещины, а в бортовых уступах — листрические сбросы. Судя по распределению гипоцентров землетрясений [21, 24], эти структуры растяжения могут распространяться до глубины 8—10 км (до поверхности М и, возможно, несколько глубже). Хорошо известно, что степень нарушенности коры открытыми трещинами и сбросами нарастает на участках с пониженным магматическим бюджетом — вблизи трансформных разломов [16] или на участках рифтовой долины, где вулканизм временно прекратился [21, 45].

Величину растяжения коры можно приблизительно оценить, оперируя параметрами сбросов и открытых трещин. Открытые трещины концентрируются в полосах шириной около 2 км по обе стороны от невулканической зоны, и зияние в каждой из них составляет от 0,5 до 3 м (в среднем 1,5 м) (рис. 2). Трещины отстоят друг от друга на 10—50 м [2, 24]. Следовательно, в поперечном сечении дна рифта имеется около 100 открытых трещин с суммарной величиной раскрытия 150—200 м.

В бортах рифтовой долины обычно выделяется 4—5 главных сбросовых ступеней с вертикальным смещением порядка 50—500 м (рис. 3). Если считать, что наклон сбросов составляет  $60^\circ$ , то для вертикального смещения блока на 250 м кора должна раздвинуться примерно на 125 м. Для смещения по сбросам обоих бортов необходимо раздвижение порядка 1,25 км. С учетом структур растяжения всех типов амплитуда раздвига в рифтовой долине может быть оценена величиной в 1,25—1,5 км.

Если считать, что продолжительность невулканического периода составляет 10—50 тыс. лет, то за это время при скорости спрединга 2,5 см/год океанская кора в рифтовой зоне должна растянуться на 0,25—1,25 км. Полученная величина близка к оценке величины растяжения по трещинам и сбросам. Иными словами, эти структуры можно рассматривать как результат «акселерации плиты» во время невулканических периодов развития рифтовой зоны<sup>2</sup>.

Поскольку растяжение коры играет столь существенную роль в формировании структуры рифта, возникает вопрос, не может ли само существование рифтовой долины на медленноспрединговом хребте быть результатом растяжения? В этом плане интересно вернуться к рассмотрению модели «постоянного утонения» [36]. В соответствии с ней рифтовая депрессия образуется за счет утонения океанской литосферы с образованием пережима или «шейки». Однако этот процесс не приводит к полному разрыву литосферы, так как она постоянно наращивается за счет кристаллизации расплава снизу и излияния лав на поверхность. Таким образом, поддерживается динамическое равновесие между растяжением и наращиванием литосферы, что обуславливает перманентное существование рифтовой долины на медленноспрединговом хребте. Воздымание бортов в данной модели связано с силами плавучести, обуславливающими изостатический подъем литосферы на удалении от оси рифта.

<sup>2</sup> Под принятым на западе термином «акселерация» понимается следующее. Если раздвижение плит компенсируется только растяжением коры, то относительная скорость движения каждой из плит будет нулевой на геометрической оси рифта и равной полускорости спрединга на внешней границе зоны активной деформации — в данном случае на бровке бортового уступа (рис. 2). В пределах зоны деформации происходит, таким образом, изменение скорости, т. е. ускорение движения плиты.



Недавно было показано, что растягивание тонкой океанской литосферы, при котором не нарушается ее сплошность, возможно лишь при температурных условиях, обеспечивающих «сцепление» между хрупким верхним и пластичным нижним слоями, а это в свою очередь, возможно лишь на медленноспрединговом хребте (скорость спрединга  $< 3,5$  см/год) [14]. Очевидно, что растяжение литосферы в рифтовой зоне происходит не постоянно, а в течение более или менее длительных периодов прекращения магматической активности. Именно в эти периоды не возобновляется осевой разрыв и тонкая литосфера реагирует как сплошной слой, подвергающийся растяжению в соответствии с вышеописанным механизмом. Деформация и рельефообразование в океанском рифте в такие периоды обнаруживает много общего с процессами континентального рифтогенеза. Эта общность выражается в тенденции дна рифта к погружению, а бортов к воздыманию. Принципиальное отличие заключается в том, что в континентальном рифте процесс утонения коры является однонаправленным и в конечном счете приводит к ее полному разрыву, тогда как в океанском рифте утоняющаяся кора периодически наращивается, т. е. работает механизм спрединга. При этом в океанских рифтах все новые сегменты коры проходят через стадию подъема бортовых уступов, тогда как в континентальном рифте, где механизмы «постоянного утонения» и спрединга не работают, блоки, образующие бортовые уступы, поднявшись, остаются на месте.

#### АСИММЕТРИЯ РИФТОВЫХ ДОЛИН И ЕЕ ПРОЯВЛЕНИЕ В ОКЕАНЕ

Подчеркивая сходство в процессах образования океанских и континентальных рифтов, мы пока обсуждали только «нормальные», т. е. симметрично построенные, океанские рифты типа Фамосу. Если процесс их образования понят верно, то он, по сути дела, описывается моделью растяжения Маккензи [26]. Однако в континентальных рифтах симметричные долины практически отсутствуют. Как современные (восточноафриканские, Байкальский), так и палеорифты [38] обладают резко асимметричным строением, для объяснения которого применяются иные модели рифтогенеза. В рамках данной статьи нас будет интересовать в основном структурная асимметрия континентальных рифтов. Она проявляется в резко различном строении бортовых уступов. В качестве иллюстрации можно

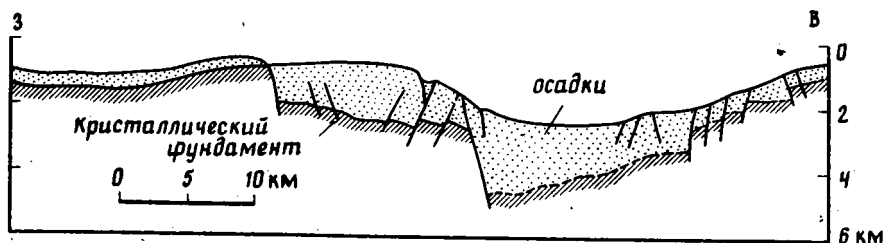


Рис. 4. Типичное строение континентального рифта (поперечный профиль Байкальского рифта по данным МОВ ОГТ [11])

привести профиль через впадину Байкальского рифта (рис. 4). Один из ее бортов образован сбросом или 2—3 сбросами, по которым поверхность фундамента рифта опущена на 5—6 км. У подножия уступа располагается древнейший осадочный бассейн, морфология которого свидетельствует о том, что погружения начались с образования полуграбена, ограниченного главным сбросом. Противоположный борт, более пологий, образован системой слабо наклоненных ступеней, разделенных сбросами с небольшим смещением.

Главный сброс представляет собой выход на поверхность пологого разлома, разделяющего верхнюю и нижнюю плиты. Разлом либо выполаживается с глу-

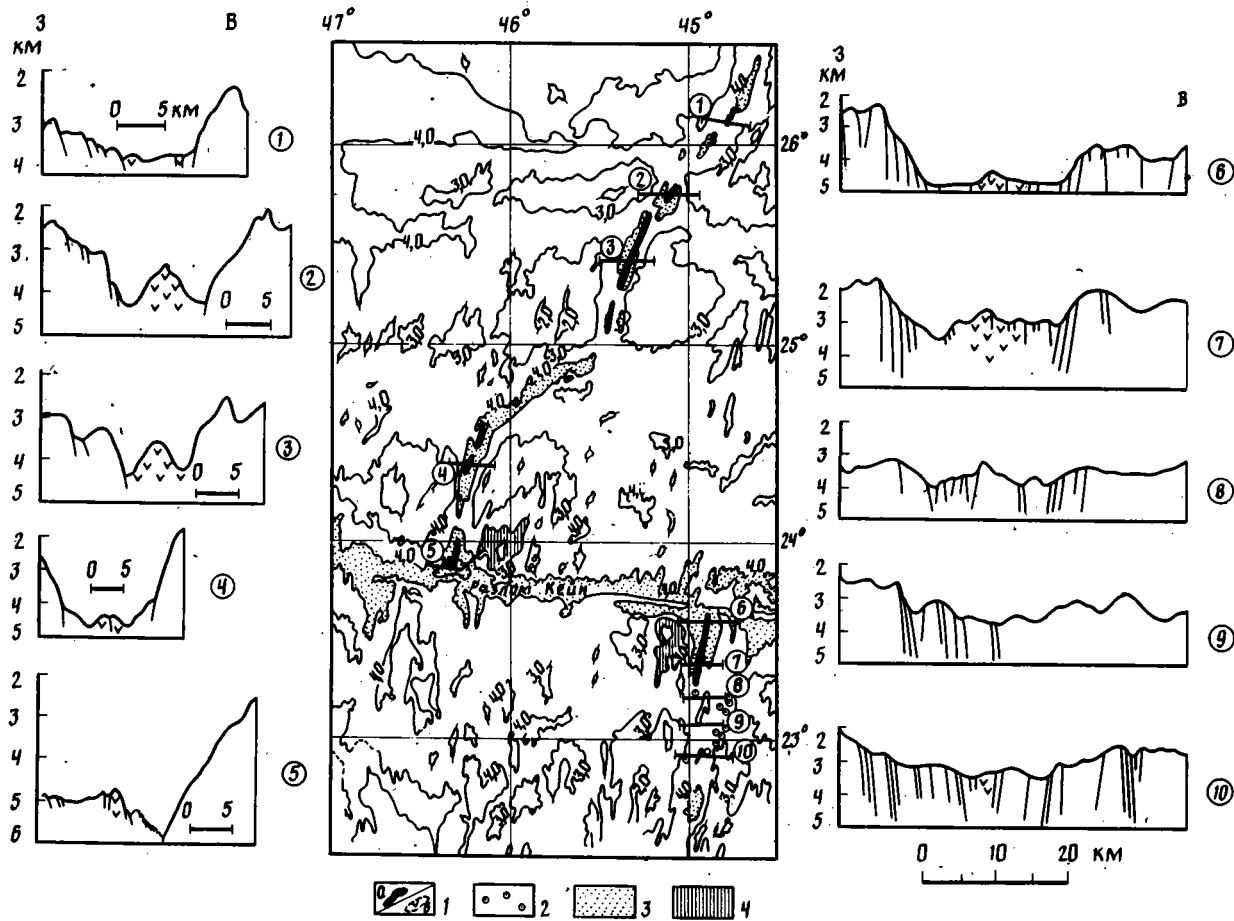


Рис. 5. Участок рифтовой долины в районе трансформного разлома Кейн [20, 37, 45].

1 — невулканическая зона (а — на карте, б — на разрезах), 2 — отдельные вулканы, 3 — участки рифтовой долины и в зоне трансформного разлома глубже 4000 м, 4 — поднятие внутреннего угла. Профиль 1 — полигон ТАГ, профили 6—10 — полигон МАРК, изобаты проведены через 1 км.

биной, переходя в горизонтальную поверхность срыва на уровне нижней коры [15, 23], либо рассекает всю литосферу [42] (см. рис. 1, Б, В). Верхняя плита при смещении по пологому разлому растягивается, и ее край распадается на серию наклонных блоков, разделенных листрическими сбросами или сбросами типа домино. Подобная геометрия растяжения имеет ряд следствий: 1) в главном сбросовом уступе (иначе он называется «зоной отрыва») могут обнажаться глубокие горизонты коры. В противоположном борту обнажаются только верхние горизонты; 2) верхние горизонты коры утончаются в одном из бортов (в зоне отрыва), но сохраняют свою мощность в противоположном борту; 3) кора испытывает сильное утончение в пределах рифтовой долины, и нижние горизонты коры и мантия оказываются приближенными к поверхности дна; 4) на поверхности пологого разлома интенсивно проявляется дробление и расщепление пород с образованием брекчий и зеленых сланцев. В широких рифтовых долинах происходит изгиб поверхности пологого разлома вверх в результате изостатической реакции на разгрузку. Вследствие этого плоскость разлома и даже породы нижней плиты («ядерный комплекс», по [42]) могут выходить на поверхность. В узких рифтовых долинах этого, по-видимому, не происходит.

Существуют ли асимметричные рифтовые долины в океане? В последние годы они были описаны на полигонах ТАГ и МАРК (рис. 3, 5) и на участке Срединно-Атлантического хребта между ними [17, 18, 20, 45]. В этих долинах один из бортов имеет обычное ступенчато-сбросовое строение и образован 4—5 блоками, наклоненными в сторону от оси рифта. Блоки разделены сбросами, скорее всего листрическими. Смещение блоков по криволинейным сбросовым плоскостям сопровождалось вращением блоков, как правило, небольшим (до 10—12°). Противоположный борт долины представлен довольно крутым (~20°) склоном, нарушенным вертикальными разломами. Здесь нет листрических сбросов и связанных с ними ступеней. Бровка уступа возвышается над внутренним дном на 1,5 км, т. е. на 500—700 м выше, чем бровка «нормального» ступенчато-сбросового уступа. На склоне «аномального» уступа из-под базальтов вскрываются глубинные породы — дайки долеритов и габбро, при этом мощность перекрывающих базальтов сокращена до 200—400 м [18, 19, 45]. Вулканы перекрывают габбро, а в отдельных случаях (полигон МАРК [27]) и гипербазиты. На противоположном, ступенчато-сбросовом борту мощность базальтов относительно больше и, вероятно, близка к нормальной. По данным Карсона [17], на склоне «аномального» уступа наблюдаются трещины и сланцеватость, параллельные поверхности склона, иногда зеленые сланцы — продукт динамометаморфизма долеритов и габброидов. Л. П. Зоненшайн с соавторами [45] также отмечают выходы зеленых сланцев на «аномальном» склоне, но связывают их с зонами вертикальных разломов.

Дж. Карсон [17, 20] первым сравнил асимметричную рифтовую долину района МАРК с континентальными рифтами и указал на возможность применения к ней моделей с пологим разломом. Выходы на поверхность глубинных пород (метабазбро и, возможно, серпентиниты) обусловлены, по его мнению, интенсивным растяжением и тектонической деформацией коры подобно тому, как это предполагается моделью Б. Вернике [30, 42]. Косвенным подтверждением этого являются данные о мощности коры в рифтовой зоне полигона МАРК. Последняя состоит из двух сегментов, разделенных переходной зоной неясного происхождения [13, 20, 21]. В северном сегменте, обладающем резко выраженной асимметрией (рис. 5, профили 6 и 7), формирование неовулканической зоны началось около 5 тыс. лет назад, вслед за, очевидно, длительным периодом растяжения коры. В южном сегменте, где профиль долины близок к симметричному, вулканическая активность, напротив, продолжалась длительное время и сейчас находится в стадии угасания, т. е. наблюдается переход к стадии растяжения. По данным ГСЗ [31], мощность океанской коры в северном сегменте 4—5 км, а в южном 6—7 км. Уменьшение мощности коры вряд ли связано с низкой магматической продуктивностью: современная неовулканическая зона здесь является наиболее

мощной из известных в Центральной Атлантике [13], а мощность коры к востоку от рифта, по сейсмическим данным, нормальная. Можно предположить, что малая мощность коры связана с ее интенсивным — примерно в 1,5 раза — растяжением.

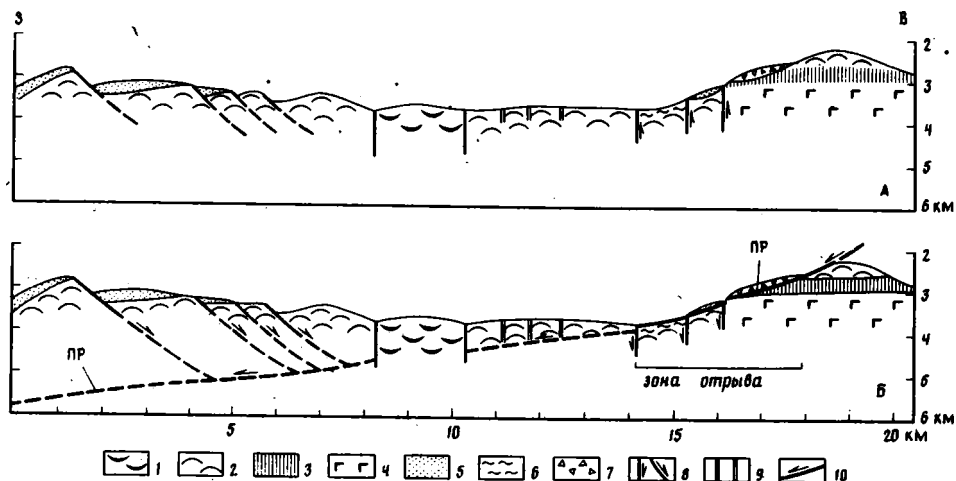


Рис. 6. А — профиль на полигоне ТАГ (геологическое строение по [45], масштаб 1 : 1; см. также рис. 5, профиль 1), Б — интерпретация структуры  
1 — неовулканическая зона, 2 — древние базальты, 3 — дайки, 4 — габбро, 5 — осадки, 6 — зеленые сланцы, 7 — осыпь, 8 — разломы (стрелкой показано направление смещения), 9 — открытые трещины, 10 — пологий разлом (ПР)

Рассмотрим возможности интерпретации различных особенностей асимметричных долин в рамках модели с пологим разломом. На рис. 6, а показан профиль через рифтовую долину на полигоне ТАГ (см. также рис. 3, б и 5). Отличительная особенность рифтовой долины на линии этого профиля, как подчеркивают Л. П. Зоненшайн с соавторами [45], — отсутствие признаков растяжения на высоком «аномальном» борту: здесь развиты лишь вертикальные разломы, по которым блоки перемещались вверх. Такой характер движений связывался с серпентинитовой тектоникой (см. рис. 6). В то же время противоположный борт имеет явные признаки растяжения — наклон (поворот) блоков. Структурная асимметрия хорошо объясняется моделью, представленной на рис. 6, б. Пологая поверхность аномального склона соответствует в ней поверхности срыва, уходящей под днище рифта и его противоположный борт. Породы, слагающие «аномальный» уступ, принадлежат нижней плите и не испытывают растяжения. Характерная ступенчатая морфология противоположного борта долины связана с раскалыванием верхней плиты трещинами и сбросами при ее движении по поверхности срыва. Понятным становится развитие на «аномальном» склоне зеленых сланцев, а также исключительно сильное дробление пород с образованием огромных осыпных масс. Эти явления можно связать с динамометаморфизмом и крупной деформацией пород в зоне отрыва.

После того как молодая экструзивная зона разорвет образовавшуюся структуру, отодвигающиеся в противоположные стороны блоки коры будут иметь различное строение (рис. 7): в одном из них сильно утоненный базальтовый слой тектонически контактирует с изотропным габбро, возможно, с кумулятами, в другом мощность базальтов нормальная и они подстилаются слоем даек. Таким образом, модель хорошо объясняет наблюдаемые различия в строении океанской коры на противоположных склонах асимметричных рифтовых долин.

В обоих районах (МАРК и ТАГ) отмечено, что «аномальный» уступ нарушен вертикальными разломами с неустановленной амплитудой смещения. Характер движений по этим разломам остается проблематичным. Как уже упоминалось, Л. П. Зоненшайн с соавторами [45] предполагают, что блоки выдвигались по

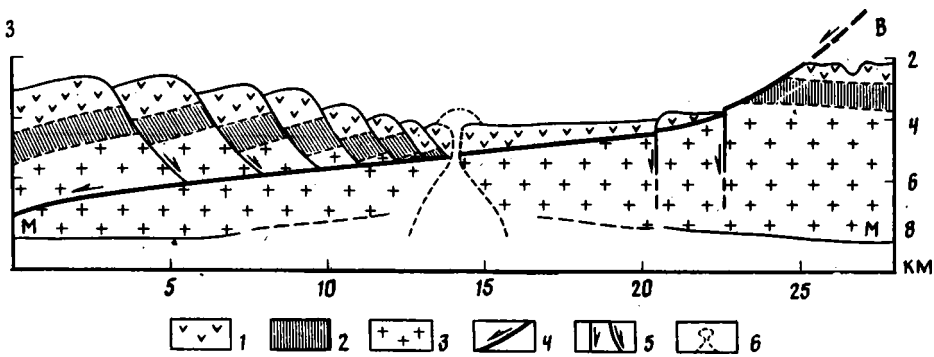


Рис. 7. Схема образования аномальных разрезов коры

1 — базальты, 2 — дайки, 3 — габбро и кумулаты, 4 — пологий разлом, 5 — сбросы (стрелкой показано направление смещения), 6 — зарождающаяся магматическая камера и неовулканическая зона. М — поверхность Мохоровичича

разламываем вверх вследствие серпентинизации ультраосновных пород. В результате «аномальный» борт оказался приподнят выше нормального примерно на 500 м. При этом не обсуждается, почему серпентинизация и поднятие происходят лишь на одном из бортов рифтовой долины и чем объяснить различную структуру противоположных бортов. В рамках модели с пологим разломом вертикальные сбросы образуются в зоне перехода от неутоненной к утоненной коре в связи с изостатическим погружением последней (рис. 7).

Рассматривая вопрос о происхождении асимметричных долин, необходимо учесть влияние на их структуру трансформных разломов. Известно, что вблизи сочленений трансформных разломов с рифтами (РТС) рельеф рифтовой долины приобретает резко выраженную асимметрию. Это происходит за счет того, что во внутреннем углу РТС формируется высокое поднятие (на 500 м и более выше, чем соответствующий борт рифта), а в противоположном, внешнем углу такого поднятия нет (рис. 5). Контраст между внешним и внутренними углами может достигать 2 км [34]. На РТС приходится также наиболее глубокая часть рифтовой долины — нодальный бассейн. Образование последнего связано скорее всего с уменьшением магматического бюджета в результате охлаждающего эффекта более древней и холодной литосферы, в которую «упирается» рифтовая долина, либо с потерей гидравлического напора в потоке магмы на удалении от центра магматической ячеи [16]. Так или иначе кора нодального бассейна очень тонкая (1—2 км) и глубина дна здесь соответственно наибольшая (4—6 км).

Причина возникновения поднятия внутреннего угла остается невыясненной. Предполагается, что какие-то силы, воздымающие борта рифта, действуют здесь, в месте нарушения сплошности литосферы трансформным разломом, наиболее эффективно. Напротив, в районе внешнего угла сплошность литосферы уже восстановлена и поэтому свободного воздымания борта рифта не происходит [34]. Наивысшая точка поднятия расположена в 10—15 км от линии трансформного разлома, а в 20—30 км от нее эффект поднятия внутреннего угла постепенно исчезает и борта рифтовой долины становятся примерно равновысокими (профили 5 и 3, 6 и 7 на рис. 5).

Срединно-Атлантический хребет, как известно, состоит из отдельных сегментов протяженностью 40—60 км, что, в частности, подтверждено детальной съемкой района между трансформными разломами Атлантик и Кейн [33]. Латеральное смещение между такими сегментами обычно невелико, но и в этих случаях образуются поднятия внутреннего угла и возникает асимметрия рельефа рифтовой долины. Получается, что значительная, возможно, большая часть рифтовой зоны в океане испытывает влияние РТС [34].

Можно ли объяснить влиянием РТС также и другие проявления асимметрии рифтовых долин? Для этого необходимо ответить на ряд вопросов.

1. Будем считать, что подъем бортов рифта в районе РТС осуществляется в силу тех или иных пока точно не установленных причин на разную высоту. Но почему структура бортов оказывается при этом различной? Почему один из бортов обнаруживает явные признаки растяжения (листрические сбросы), а другой нет?

2. Почему возникает асимметрия в строении коры?

3. Почему асимметричная долина образуется не всегда, хотя характер сегментации хребта и условия для образования поднятия внутреннего угла остаются неизменными (пример — район Фамоус—Амар)?

К этому следует добавить, что на удалении от РТС структурная асимметрия долины сохраняется, в то время как асимметрия рельефа (влияние РТС) уже исчезает. Об этом говорит сравнение профилей 1 и 2, 6 и 7 на рис. 5.

В настоящее время неясно, можно ли найти ответ на поставленные вопросы, учитывая только влияние РТС. В то же время модель растяжения с образованием пологого разлома дает приемлемые решения и поэтому кажется предпочтительней. Нельзя, однако, забывать следующее. Во всех известных на настоящий день асимметричных долинах предполагаемая зона отрыва всегда находится на высоком борту рифта, т. е. на борту, несущем поднятие внутреннего угла. Такое совпадение не может быть случайным. Можно предположить, что интенсивное воздымание только одного из бортов в районе РТС предопределяет положение зон отрыва и соответственно полярность структуры. Следовательно, вертикальные движения блоков, проявленные в зоне отрыва и неизвестные на противоположной стороне рифта, можно связывать не только с нисходящими, но и с восходящими движениями, какова бы ни была причина последних.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные данные показывают, что образование рифтовой долины на медленноспрединговом хребте, вероятнее всего, связано с процессами растяжения океанской коры. Как было установлено, глубокая, от 1 до 2,8 км, рифтовая долина развивается при полускоростях спрединга до 1,7 см/год. При полускоростях более 4,5 см/год рифтовая долина отсутствует [24]. Интенсивность поступления магмы в зону спрединга в значительной степени зависит от скорости спрединга. На медленноспрединговом хребте магматизм носит эпизодический характер и поэтому растяжение ранее сформированной коры приобретает большое значение.

Исходя из конфигурации рифтовых долин, можно предполагать действие двух механизмов растяжения. Симметричные долины типа Фамоус образуются при достаточно частом чередовании вулканических и тектонических фаз, когда возможным оказывается поддержание динамического равновесия между растяжением коры и ее наращиванием. Этот механизм «постоянного утонения» [36] близок к механизму «чистого сдвига» [26], который теоретически должен приводить к образованию симметричных рифтовых долин. На континентах такие долины, вероятно, очень редки, а, наоборот, широко развиты асимметричные долины, формирование которых описывается моделью «простого сдвига» [42]. Аналогами таких долин в океане, возможно, являются рифтовые долины на полигонах ТАГ и МАРК. Резкая структурная асимметрия и асимметрия в строении океанской коры, характерные для этих долин, хорошо объясняются моделями растяжения с пологим разломом. Можно предположить, что описываемый такими моделями процесс реализуется в тех случаях, когда интервалы между вулканическими фазами слишком велики и динамическое равновесие между растяжением и наращиванием недостижимо.

Несомненно, что асимметрия океанских рифтовых долин зависит в немалой степени от влияния процессов в зонах сочленений рифтов с трансформными разломами. Близ зон сочленений рельеф рифтовой долины становится резко

асимметричным за счет воздымания поднятия внутреннего угла. Причины воздымания остаются невыясненными. Неясно также то, как связано поднятие внутреннего угла со структурной асимметрией рифтовой долины и асимметрией в строении коры. Можно предполагать, что поднятие внутреннего угла предопределяет положение пологого разлома (зоны отрыва) и, следовательно, полярность структуры рифта.

Представления, согласно которым океанские и континентальные рифты формируются по совершенно различным законам, по всей вероятности, нуждаются в пересмотре. Очевидно, что морфологическое сходство тех и других не случайно. Оно порождено общностью механизмов растяжения, действующих как на континентах, так и в океане.

#### Список литературы

1. Зоненшайн Л. П., Гольмшток А. Я., Хатчисон Д. Структура Байкальского рифта // Геотектоника (в печати)
2. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Богданов Ю. А. Рифтовые зоны Земли // Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. М.: Наука, 1985. С. 146—206.
3. Зорин Ю. А., Мордвинова В. В., Новоселова Н. Р., Турганов Е. Х. Плотностная неоднородность мантии под Байкальским рифтом // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 5. С. 43—52.
4. Казьмин В. Г. Структурная эволюция рифтов Красноморско-Аденского региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50. № 3. С. 116—128.
5. Казьмин В. Г. Два типа раскола континента // Геотектоника. 1984. № 2. С. 23—36.
6. Казьмин В. Г., Левченко О. В., Мерклин Л. Р., Непрочнов Ю. П., Седов В. В. Некоторые особенности структуры океанической коры на примере Бразильской котловины // Геотектоника. 1986. № 2. С. 46—55.
7. Сорохтин О. Г. Модель происхождения океанских рифтов // Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. М.: Наука, 1985. С. 206—209.
8. Aumento F., Loncarevic B. D., Ross D. L. Hudson geotransverse: geology of the Mid-Atlantic Ridge at 45°N // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1971. V. A268. P. 623—650.
9. Aumento F., Melson W. G. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash.: D. C., 1977. V. 37. 1008 p.
10. Ballard R. D., Van Andel T. H. Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat. 36°50' N of the Mid-Atlantic Range // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. V. 88. P. 507—530.
11. Bonatti E. Serpentinite protrusions in the oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Letters. 1976. V. 32. P. 107—113.
12. Bougault M., Cande S. C. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash.: D. C., 1985. V. 82. 667 p.
13. Brown J. R., Karson J. A. Variations in axial processes on the Mid-Atlantic Ridge: the median valley of the MARK area // Mar. Geophys. Res. 1988. V. 10. P. 109—138.
14. Chen Y., Morgan W. J. Rift valley/no rift valley transition at mid-ocean ridges // EOS Trans. AGU. 1990. V. 78. P. 281.
15. Cochran J. R., Martinez F. Evidence from the northern Red Sea on the transition from continental to oceanic rifting // Tectonophysics. 1988. V. 153. P. 25—53.
16. Fox P. J., Gallo D. G. A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundaries: implications for the structure of oceanic lithosphere // Tectonophysics. 1984. V. 104. P. 205—242.
17. Karson J. A. Sea-floor spreading on the Mid-Atlantic Ridge: implications for the structure of ophiolites and oceanic lithosphere produced in slow-spreading environments // Ophiolites and oceanic lithosphere: Proceedings of the International symposium Nicosia, Cyprus. 1987. (in press).
18. Karson J. K., Dick H. J. B. Tectonics of the ridge-transform intersections at Kane Fracture zone // Mar. Geophys. Res. 1983. V. 6. P. 51—98.
19. Karson J. A., Dick H. J. B. Deformed and metamorphosed crust on the Mid-Atlantic Ridge // Ophiolites. 1984. V. 9. P. 279—302.
20. Karson J. A., Thomson G. et al. Along-axis variations in sea-floor spreading in the MARK area // Nature. 1987. V. 328. P. 681—685.
21. Kong L. S. L., Detrick R. S. et al. Morphology and tectonics of the MARK area from Sea Beam and Sea MARC1 observations // Mar. Geophys. Res. 1988. V. 10. P. 59—90.
22. Lachenbruch A. H. Dynamics of a passive spreading center // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. P. 1883—1902.
23. Lister G. S., Etheridge M. A., Symonds P. A. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins // Geology. 1986. V. 14. P. 246—250.
24. Macdonald K. C. The crest of the Mid-Atlantic Ridge — models for crustal generation processes and tectonics // The geology of North America. Vol. M. The Western North Atlantic region // Geol. Soc. Amer. 1986. P. 51—68.
25. Macdonald A. H., Fyfe W. S. Role of serpentinization in seafloor environment // Tectonophysics. 1985. V. 116. P. 113—135.
26. McKenzie D. P. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Letters. 1978. V. 40. P. 25—32.

27. *Mével C., Auzende J. M. et al.* Variations of crustal thickness long axis: the example of the MARK area (23° N, MAR) — тез. симп. «Эволюция океанической литосферы», Дагомыс 12—18 ноября 1990 г.
28. *Moore E. M., Varga R. J.* Extensional tectonics and possible abandoned axial valley, Troodos ophiolite, Cyprus//EOS Trans. AGU. 1984. V. 65. P. 1715.
29. *Morton W. H., Black R.* Crustal attenuation in Afar//Afar depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rosler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl. 1975. P. 55—65.
30. *Norrell G. T., Harper G. D.* Detachment faulting and amagmatic extension at mid-ocean ridges — the Josephine ophiolite as an example//Geology. 1988. V. 16. P. 827—830.
31. *Purdy G. M., Detrick R. S.* Crustal structure of the Mid-Atlantic ridge at 23° N from seismic refraction studies//J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. 3739—3762.
32. *Rowley D. B., Sahagian D.* Depth-dependent stretching: a different approach//Geology. 1986. V. 14. P. 32—35.
33. *Sempère J. Ch., Purdy G. M., Shouten H.* Segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 24° N and 30°40' N//Nature. 1990. V. 344. P. 427—431.
34. *Severinghaus J. P., Macdonald K. C.* High inside corners at ridge-transform intersections//Mar. Geophys. Res. 1988. V. 9. P. 353—367.
35. *Sleep N. H.* Sensitivity of heat flow and gravity to the mechanism of seafloor spreading//J. Geophys. Res. 1969. V. 74. P. 542—549.
36. *Tapponier P., Francheteau J.* Necking of the lithosphere and the mechanics of the slowly accreting plate boundaries//J. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 3955—3970.
37. *Tucholke B. E., Schouten H.* Kane fracture zone//Marine Geophys. Res. 1989. V. 10. P. 1—40.
38. *Uchupi E.* The tectonic style of the Atlantic Mesozoic rift system//J. African Earth Sci. 1989. V. 8. P. 143—164.
39. *Van Wagoner N. A., Johnson H. P.* Magnetic properties of three segments of the Mid-Atlantic Ridge at 37° N: FAMOUS, NARROWGATE and AMAR: AMAR2//J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 5065—5083.
40. *Varga R. J., Moore E. M.* Spreading structure of the Troodos ophiolite//Geology. 1985. V. 13. P. 846—850.
41. *Varga R. J., Moore E. M.* Episodic tectonic vs. steady state magmatic spreading in oceanic crust: evidence from Troodos ophiolite//Geol. Soc. of Amer. Abstracts with programs. 1986. V. 18. P. 194.
42. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere//Can. J. Earth Sci. 1985. V. 22. P. 108—125.
43. *Wernicke B., Burchfiel B. C.* Modes of extensional tectonics//Structural Geol. 1982. V. 4. P. 105—115.
44. *White R. S., McKenzie D. P.* Volcanism at rifts//Sci. Amer. 1989. V. 5. P. 74—83.
45. *Zonenshain L. P., Kuzmin M. I. et al.* Tectonics of Mid-Atlantic rift valley between the TAG and MARK areas (26—24° N): evidence for vertical tectonism//Tectonophysics. 1989. V. 159. P. 1—23.

Институт океанологии РАН,  
Москва, 117219

Поступила в редакцию  
6.III.1991



## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243.4(234.851)

© 1992 г. **БЕЛЯКОВ Л. Н.**, ДЕМБОВСКИЙ В. Я., ТИМУШЕВА В. Н.,  
УКОЛОВА Е. Ю.СТРОЕНИЕ ЛЕМВИНСКОЙ АЛЛОХТОННОЙ ПЛАСТИНЫ  
(ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

В 1945 г. К. Г. Войновский-Кригер на западном склоне Полярного Урала установил два комплекса палеозоя: лемвинский сланцевый и елецкий карбонатный; предполагалось, что лемвинский комплекс «...как одно целое надвинут с востока на автохтонный елецкий комплекс» [3]. Наиболее полно формационная природа указанных комплексов описана В. Н. Пучковым [9], который показал, что елецкий комплекс объединяет платформенные формации палеозоя, а лемвинский сложен глубоко-водными отложениями континентального склона и подножия древнего континента Восточно-Европейской платформы. При замыкании расположенного восточнее палеозойского палеоокеана лемвинский комплекс был далеко надвинут на запад, перекрыв на значительной площади елецкий платформенный комплекс. В дальнейшем надвиговая пластина, сложенная кремнисто-сланцевыми отложениями, была в значительной степени эродирована, причем на поперечных поднятиях Урала она была уничтожена полностью и сохранилась лишь на участках поперечных опусканий. Наибольший остец этой пластины — Лемвинский аллохтон — сохранился на Полярном Урале в зоне Лемвинского поперечного опускания. Он занимает значительное пространство между реками Кожим и Елец площадью более 10 000 км<sup>2</sup> (рис. 1).

Изложенная структурная модель подтверждена в последние годы прямыми геологическими наблюдениями, установившими наличие эрозионных окон в Лемвинском аллохтоне, а также его останцов [1]. На севере и юге аллохтонное залегание было подтверждено колонковым бурением и сейсморазведкой.

Внутреннее строение Лемвинского аллохтона чрезвычайно сложное [1, 4]. Он состоит из ряда покровов, в свою очередь слагаемых пластинами разновозрастных пород, сочлененных по надвигам. В целом Лемвинский аллохтон представляет собой гигантскую тектоническую брекчию, в которой помимо пород лемвинского комплекса присутствуют сорванные пластины, сложенные осадками елецкого комплекса и даже метаморфическими образованиями рифейско-вендского фундамента.

Осадочные формации, слагающие Лемвинский аллохтон, содержат целый ряд полезных ископаемых. В настоящее время наибольшее промышленное значение имеют высококачественные бариты. Оруденение приурочено к верхнедевонским — нижнекаменноугольным отложениям северо-восточной части аллохтона. Стратиформное баритовое оруденение изучено в четырех месторождениях: Хойлинском, Малохойлинском, Пальникском и Собском с общими прогнозными запасами, достигающими 150 млн. т [11].

В южной части аллохтона проводятся поисковые работы на стратиформные железо-марганцевые руды Пачвожского месторождения, локализованные в пластине елецких отложений шугорской серии (лланвири-лландейльский уровень) [7, 11]. В центральной части аллохтона, в Молод-Мусюрской пластине, сложенной елецкими терригенными образованиями манитаньрдской серии верхнего кембрия — нижнего ордовика, установлено стратиформное оруденение серебросодержащих медистых песчаников — Молодвожское рудопроявление. Известны в Лемвинском аллохтоне рудопроявления коренного золота и фосфоритов.

Мощность Лемвинского аллохтона увеличивается с запада на восток от первых десятков метров во фронтальной части до 4—5 км в зоне, прилегающей к габбро-гипербазитовым массивам, содержащим хромиты; последние в свою очередь надвинуты в западном направлении. Хотя указанные рудопроявления и месторождения находятся в пределах Лемвинского аллохтона, значительная мощность пластин, к которым они приурочены, не снижает их промышленного значения. Отрицательным фактором является только чрезвычайная сложность пликативных и дизъюнктивных дислокаций рудных полей.

Для дальнейшего изучения Лемвинского аллохтона и связанных с ним полезных ископаемых рекомендуется следующее:

1. Детальные стратиграфические исследования палеозойского разреза лемвинского комплекса, базирующиеся на изучении палеонтологических остатков, наиболее информативных для данного комплекса осадков.

2. Проведение глубинного геологического картирования масштаба 1 : 200 000 на территории Лемвинского аллохтона с целью уточнения его строения, мощности, состава подстилающих образований. Эта задача может быть решена только с применением колонкового бурения глубиной 1500—2000 м.

3. Продолжение геологического изучения территории Лемвинского аллохтона масштаба 1 : 50 000,

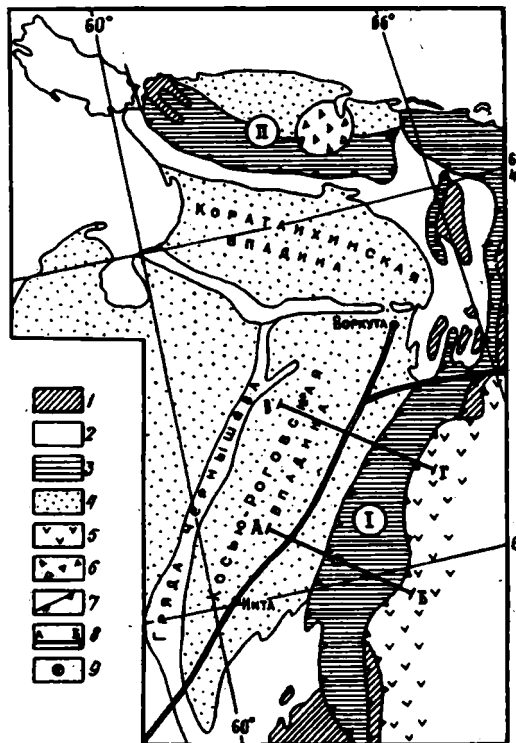


Рис. 1. Структурная схема севера Урала и Пай-Хоя

1 — рифейско-вендские отложения; 2, 3 — палеозойские комплексы; 2 — елецкий, 3 — лемвинский; 4 — молассы Предуралья и их аналоги; 5 — габбро-гипербазитовые комплексы и палеозойские отложения эвгеосинклинальной зоны; 6 — Карская астроблема; 7 — фронтальные надвиги; 8 — линии геолого-геофизических разрезов; 9 — место заложения структурно-параметрической скважины. Цифры на схеме: I — Лемвинский аллохтон, II — Пайхойский аллохтон

сопровождаемого картировочным бурением глубиной 150—300 м и комплексом геофизических и геохимических исследований.

Лемвинский аллохтон перекрывает внутренний (приуральский) борт Косью-Роговской впадины краевого прогиба. В автохтоне не менее чем в 15—20 км к востоку от фронтальной части аллохтона присутствуют пермская моласса и подстилающие ее карбонатные толщи палеозоя, которые имеют литологический состав и структуры, аналогичные изученным в прилегающих районах Косью-Роговской впадины, где установлены газовые и газоконденсатные месторождения — Интинское, Кожимское и Прилемвинское. Последнее располагается в непосредственной близости к фронтальной части Лемвинского аллохтона. Изложенное позволяет прирастить не менее 5—8 тыс. км<sup>2</sup> площади нефтегазоносных земель. Отметим, что подобные же структурные взаимоотношения имеют место и на припайхойском борту Коратайхинской впадины [2], о чем говорят геологические наблюдения, данные гравиразведки и сейсморазведки последних лет. На перспективность елецких карбонатных отложений автохтона уже указывалось неоднократно в литературе [5, 6, 8, 10, 12—13], однако амплитуда перекрытия Косью-Роговской впадины, равно как и структура автохтона, оставались малоизученными.

Для решения этих структурных задач в 1988 г. авторами был проведен комплексный анализ имеющихся геолого-геофизических материалов. Работа началась с уточнения петрофизических свойств горных пород аллохтона и автохтона. Далее были сопоставлены материалы гравиразведки, магниторазведки и электроразведки масштаба 1 : 50 000, а также данные сейсморазведочных работ и бурения по востоку Косью-Роговской впадины. Для геологического истолкования геофизических материалов использовалась информация геологической съемки и тематических работ последних лет. В результате была составлена серия геолого-геофизических расчетных профилей масштаба 1 : 200 000. При их составлении использовались данные количественной интерпретации различных авторов и наши собственные расчеты. Последние осуществлялись путем плотностного моделирования методом подбора с помощью ЭВМ, с применением программ, созданных под руководством Е. Г. Булаха в лаборатории математической гравиразведки Института геофизики АН УССР. На заключительном этапе впервые для автохтона Лемвинской зоны была построена карта изоглубин поверхности допер-

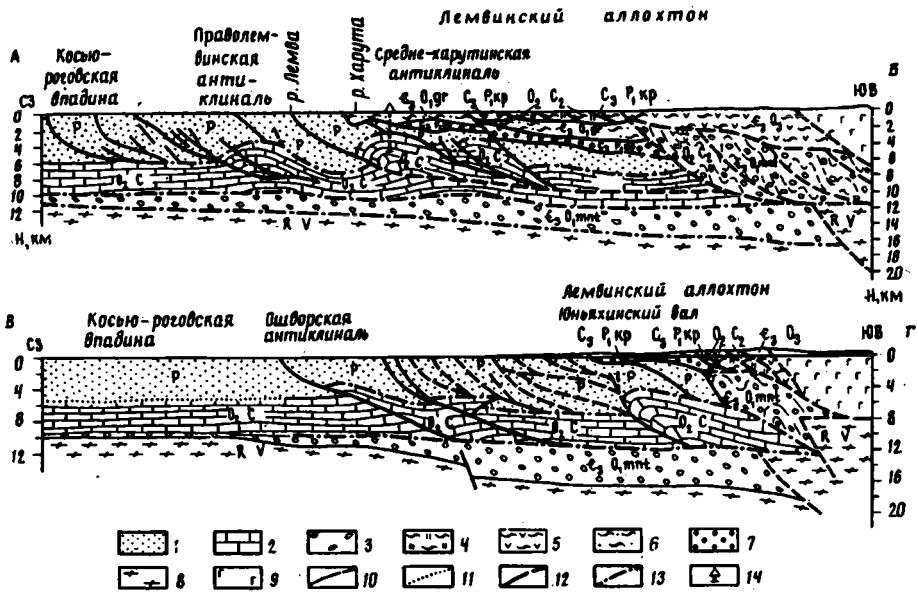


Рис. 2. Геолого-геофизические разрезы м-ба 1 : 500 000 (их положение см. на рис. 1)  
 1 — терригенные отложения краевого прогиба (Р); 2, 3 — елецкий шельфовый комплекс палеозоя: 2 — преимущественно карбонатные отложения ( $O_2-C$ ), 3 — терригенные отложения (манитаньрдская серия  $t_3-O_1$ шт); 4—7 лемвинский комплекс палеозоя: 4 — кремнисто-сланцевые отложения ( $O_2-C_2$ ), 5 — грубеинская серия восточного вулканогенно-терригенного типа разреза и кремнисто-вулканогенные средневерхнеордовикские отложения нерасчлененные ( $t_3-O_3$ ), 6 — терригенные отложения грубеинской серии западного типа разреза ( $t_3-O_1$  дм), 7 — отложения кечпельской свиты ( $C_3-P_1$  кр); 8 — породы фундамента (R—V); 9 — габбро-гипербазитовая ассоциация; 10 — геологические границы; 11 — отражающая сейсмическая граница по кровле карбонатов; 12 — основные дизъюнктивные нарушения; 13 — послойные срывы; 14 — рекомендуемая структурно-параметрическая скважина

мских карбонатов, увязанная с ранее существовавшими картами Косью-Роговской впадины, составленными сейсморазведчиками.

Было установлено, что дислокации кровли карбонатов под Лемвинским аллохтоном сходны с дислокациями, выявленными сейсморазведкой в более западных районах. Впоследствии наши построения подтвердились; сейсмоработами ПГО «Печорагеофизика» (материалы Ю. Д. Гарасимюка 1989 г.) поверхность допермских карбонатов была прослежена под Лемвинским аллохтоном в его крайней южной части на 8 км до конца профиля. При этом отмечалось продолжающееся их погружение к востоку до глубины 5 км. Прослеживание толщ терригенных пермских отложений краевого прогиба на восток под аллохтон помимо плотностного моделирования было дополнено анализом материалов магниторазведки. Перед фронтальной частью аллохтона мощность терригенной перми, по данным сейсморазведки и глубокого бурения, достигает 4—6 км; под аллохтонной пластиной она составляет 2—4 км.

По поверхности карбонатов елецкого комплекса под Лемвинским аллохтоном выделяются высокоамплитудные положительные структуры. Прежде всего это Среднехарутинская антиклинальная структура, состоящая, как и Прилемвинский вал, по крайней мере, из двух дизъюнктивов — комбинации надвига и антиклинали (рис. 2). В поле силы тяжести Среднехарутинская антиклиналь выражена относительным максимумом, интенсивность и простираение которого аналогичны Лемвинскому максимуму, характеризующему Прилемвинский вал. Структура находит свое четкое отражение и в локальных полях при широком диапазоне радиусов осреднения (2, 6, 4, 8 км). Локальные аномалии силы тяжести ( $R = 2,6$  км) трассируют, вероятно, крупопогружающиеся части дизъюнктивов. Отметим, что южнее, на Кожимском поперечном поднятии, оси локальных аномалий с этим же радиусом осреднения отвечают в плане выходам на поверхность надвигов, картируемых при геологической съемке. Среднехарутинская антиклинальная структура по изогипсе 6 км кровли карбонатов имеет размеры  $30 \times 20$  км. Она осложнена двумя расположенными параллельно структурами более высокого порядка. Глубина до поверхности карбонатов в осевой части северо-западной — основной — структуры составляет 2,5 км.

Северо-восточнее Среднехарутинской антиклинали выделяется еще одна — Усть-Копельская малоамплитудная антиклиналь размером  $15 \times 5$  км по изогипсе 6,5 км с глубиной 6 км. В северной части рассматриваемой нами зоны перекрытия, в верхнем течении р. Юньяги, располагается Юньягинский вал — вытанутое поднятие размером 70—75 км при ширине от 4—5 км на юге до 10—12 км на севере (по изогипсе 7 км поверхности карбонатов). Гипсометрически наиболее поднята северная

часть вала, где его размеры по изогипсе 4,5 км составляют 30 × 3 км при глубине карбонатов 5 км. Западное крыло вала на всем протяжении оборвано надвигом, и структура имеет характер дизгликата (см. рис. 2).

Для дальнейшего изучения автохтона, с положительными структурами которого могут быть связаны промышленные газовые и газоконденсатные месторождения, рекомендуется:

1. Проведение комплекса профильных геофизических работ в пределах намеченных структур — Среднехартунинской и Юнъягинской — с целью их детализации и определения мощности аллохтона (гравиразведка, магниторазведка масштаба 1 : 25 000, сейсморазведка МОГТ).

2. Бурение структурно-параметрической скважины глубиной до 5000 м в центральной части Среднехартунинской структуры.

3. Проведение глубинного геологического картирования масштаба 1 : 200 000 на территории Лемвинского аллохтона с целью оценки мощности аллохтона и изучение автохтона.

В заключение необходимо отметить, что перспективы рассматриваемого района повышаются благодаря его близости к железной дороге. Комплексное освоение богатств западного склона Полярного Урала, перспективного на бариты, марганец, медь, золото, хромиты и углеводородное сырье, позволит значительно повысить промышленный потенциал республики Коми.

#### Список литературы

1. *Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я.* Некоторые особенности тектоники севера Урала и Пай-Хоя//Геотектоника. 1984. № 2. С. 51—57.
2. *Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я., Кишка Н. В., Маркитантов И. Ф.* Покровное строение Пай-Хоя//Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. № 1. С. 151—154.
3. *Войновский-Кригер К. Г.* Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала//Сов. геология. 1945. № 6. С. 27—45.
4. *Дембовский Б. Я.* Внутреннее строение Лемвинского аллохтона (западный склон Полярного Урала)//Геотектоника. 1981. № 6. С. 48—53.
5. *Дембовский Б. Я., Беляков Л. Н.* Новые представления о строении Лемвинского аллохтона на Полярном Урале и перспективы района на полезные ископаемые. Экспресс-инф., ВИЭМС. Общая и регион. геология, геол. картирование. 1978. № 7. С. 11—18.
6. *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.
7. *Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Ключина М. Л.* Стратиформное орудование в ордовикских отложениях севера Урала//Проблемы стратиформных месторождений: Тез. Межрегион. конф. по стратиформным м-ниям. Ч. 1. Чита, 1990. С. 96—97.
8. Перспективы нефтегазоносности надвиго-складчатого пояса севера Урала//Обзор. инф. ВНИИ-Эгазпром. Сер. геология и разведка газовых и газоконденсатных м-ний. 1985. Вып. 5. 45 с.
9. *Пучков В. Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
10. *Тимушева В. Н., Ушакова Е. Ю., Яцкевич З. А.* О сочленении Предуральского краевого прогиба и смежных складчатых сооружений//Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока СССР. Т. 1. Сыктывкар, 1988. С. 88.
11. *Шиманский В. А., Лютиков Н. А., Маслов М. А.* Новая минерально-сырьевая база баритов Собско-Пагинского района//Литология, угленосность и рудогенез осадочных толщ Европейского Северо-Востока СССР. Тр. X геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1987. С. 138—142.
12. *Шижкин М. А.* Новый марганцевосный уровень на западном склоне Полярного Урала//Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока СССР. Т. 1. Сыктывкар, 1988. С. 73—74.
13. *Юдин В. В.* Надвиговые структуры севера Урала и их нефтегазоносность//Печорский нефтегазоносный бассейн (геология, геохимия). Тр. Ин-та геология КомиНЦ УрО АН СССР. Сыктывкар, 1988. Вып. 64. С. 32—40.

ПГО «Полярноуралгеология,  
Воркута, 169901

Поступило в редакцию  
6.V.1991

Рецензент: А. С. Перфильев

Технический редактор Л. В. Кожина

---

Сдано в набор 08.05.92 Подписано к печати 24.06.92 Формат бумаги 70×100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>  
Офсетная печать Усл. печ. л. 10,4 Усл. кр.-отт. 11,0 тыс. Уч.-изд. л. 12,5 Бум. л. 4,0  
Тираж 1035 экз. Зак. 2850 Цена 2 р. 10 к.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»  
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Редакция журнала просит соблюдать следующие правила представления статей в журнал «Геотектоника».

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

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

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

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

5. Требования к тексту рукописи.

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

б). Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера страниц; для книг — название работы, издательство, место и год издания, количество страниц.

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

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

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

6. Требования к рисункам.

а). Первый экземпляр рисунков необходимо представить вычерченным черной тушью на чертежной бумаге, пригодном к непосредственному типографскому воспроизведению. Рисунки нельзя перегибать, при пересылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации. Редакция имеет возможность изготовить издательские оригиналы рисунков за счет организации, представляющей статью. В случае необходимости такой работы следует приложить гарантийное письмо об оплате изготовления издательских оригиналов рисунков.

б). Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий.

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

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

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

е). Максимальный размер рисунков в журнале 13x21 см. Можно предоставить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; размер шрифта и нагрузка на рисунках должны допускать уменьшение до указанного выше размера.

ж). На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.

з). Список подрисуночных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи. В тексте обязательны ссылки на все рисунки.

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

8. После выхода статьи в свет автор получает 25 оттисков.

2 р. 10 к.

Индекс 70228

## МАГАЗИН № 3 «КНИГА — ПОЧТОЙ»

«Академкнига» высылает наложенным  
платежом:

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.** «НАУКА», 1990. 208 с. 4 р. 10 к.

В сборник включены статьи ведущих специалистов в области формационного анализа, сгруппированные по основным направлениям проблемы. Рассмотрены современное состояние и пути дальнейшего совершенствования формационных методов, применяемых для изучения геологического строения различных территорий и размещения полезных ископаемых на суше и на дне морей и океанов. С позиций системного подхода рассматриваются, в частности, методы выделения и картирования геологических тел, с помощью которых определяются закономерности распределения в земной коре рудных и иных месторождений.

Книга предназначена для геологов, литологов, тектонистов, геохимиков.

Адрес магазина: 117393 Москва,

ул. Академика Пилюгина,

дом 14, корп. 2