

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1972

## СОДЕРЖАНИЕ

Ю. Г. Леонов. Новейшая активизация и альпийский орогенез . . . . .	3
В. С. Буртман. О развитии геосинклинальной складчатости . . . . .	15
В. А. Баскина. К тектонической позиции Исландии . . . . .	24
Т. В. Молчанова. Магматические породы в связи с тектонической историей архипелага Кергелен (Индийский океан) . . . . .	37
А. М. Лейтес, В. С. Федоровский. Тектоника запада Алданского щита (Олекмо-Витимская горная страна) . . . . .	46
Ю. В. Буфеев. Позднепротерозойский прогиб Рокелл в Западной Африке и его строение . . . . .	61
В. В. Архангельская. Щелочной магматизм и тектоника северной части Байкальской горной области . . . . .	67
А. А. Белов. Тектоника доальпийского основания Паннонской межгорной впадины	80
Ю. А. Трапезников. Структура и вопросы нефтегазоносности шельфовой зоны Южного Приморья . . . . .	93
С. Е. Апрельков, Ю. В. Жегалов. О вулканических поясах Камчатки . . . . .	102

## Критика и дискуссии

М. С. Нагибина. К вопросу о «мезозоидах» Солонкерской зоны Внутренней Монголии (По поводу статьи Ю. А. Борзаковского и О. Д. Суетенко «О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии») . . . . .	110
Ю. А. Борзаковский, О. Д. Суетенко. Ответ М. С. Нагибиной . . . . .	113

## Хроника

Международная конференция по тектонике восточной части Балтийского щита (Ленинград — Петрозаводск, 7—16 июля 1971 г.) . . . . .	116
XV генеральная ассамблея Международного геодезического и геофизического союза (Москва, 30 июля — 14 августа 1971 г.) . . . . .	117

## GEOTECTONICS

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1972

## CONTENTS

<b>Yu. G. Leonov.</b> Latest activation and the Alpine orogenesis . . . . .	3
<b>V. S. Burtman.</b> On the development of geosynclinal folding . . . . .	15
<b>V. A. Baskina.</b> To the tectonic position of Iceland . . . . .	24
<b>T. V. Molchanova.</b> Magmatic rocks in their relation to the tectonic history of Kerguelen archipelago (Indian Ocean) . . . . .	37
<b>A. M. Leites, V. S. Fedorovsky.</b> Tectonics of the western part of Aldan shield (Olekmo-Vitim mountain land) . . . . .	46
<b>Yu. V. Bufehev.</b> Late Proterozoic Rockwell depression in West Africa and its structure . . . . .	61
<b>V. V. Arkhangelskaia.</b> Alkaline magmatism and tectonics in the northern part of Baikal mountain land . . . . .	67
<b>A. A. Belov.</b> Tectonics of the pre-Alpine basement in the Pannonian intermountain depression . . . . .	80
<b>Yu. A. Trapeznikov.</b> Structure and the problems of oil and gas prospects in the shelf zone of Southern Primorie . . . . .	93
<b>S. E. Apreikov, Yu. V. Zhegalov.</b> On the volcanic belts of Kamchatka . . . . .	102

## Critic and Discussions

<b>M. S. Nagibina.</b> To the Mesozoid problem of Solinkersk zone in Inner Mongolia (On an article by Yu. A. Borzakovsky and O. D. Suetenko «On certain Late Paleozoic geosynclinal depressions in Central and Eastern Asia») . . . . .	110
<b>Yu. A. Borzakovsky, O. D. Suetenko.</b> An answer to M. S. Nagibina . . . . .	113

## Chronicle

International conference on the tectonics of the eastern part of the Baltic shield (Leningrad — Petrozavodsk, 7—16 July 1971) . . . . .	116
XV-th General Assembly of the International Geodetic and Geophysical Union (Moscow, July 30 — August 14, 1971) . . . . .	117

УДК 551.242.4 + 551.24.031

Ю. Г. ЛЕОНОВ

## НОВЕЙШАЯ АКТИВИЗАЦИЯ И АЛЬПИЙСКИЙ ОРОГЕНЕЗ

Основываясь на одновременном начале и параллельном развитии ряда процессов позднечетвертичного — четвертичного времени (альпийского и внеальпийского орогенеза, формирования континентального рифта, эпейрогенических движений равнинных стран), автор ставит вопрос о том, что альпийский орогенез является, скорее всего, не естественной заключительной фазой геосинклинального развития, а лишь одной из форм выражения общего наложенного процесса активизации, причинно независимого от геосинклинального развития.

## ВВЕДЕНИЕ

В зависимости от того, происходит ли орогенез<sup>1</sup> сразу после геосинклинального периода развития или развивается в областях с негеосинклинальным тектоническим режимом, принято говорить о двух типах орогенеза и орогенических областей. Для их обозначения предложены разные названия: эпигеосинклинальный и эпиплатформенный орогенез, протоорогенез и дейтероорогенез (Боголепов, 1968), эпигеосинклинальный и повторный орогенез (орогенная система) (Булгатов и Красильников, 1968) и др. В данной работе предпочтение отдано терминам «эпигеосинклинальный» и «внегеосинклинальный» орогенез, отражающим главный принцип разделения соответствующих понятий и не содержащим априорной информации об их генезисе и соотношении друг с другом, которую невольно хочется извлечь из таких терминов, как «протоорогенез» и «дейтероорогенез», «повторный орогенез», и т. д. Под эпигеосинклинальным орогенезом (синоним — протоорогенез К. В. Боголепова) подразумевается орогенез, происходящий в геосинклинальной области сразу после геосинклинального периода ее развития. Внегеосинклинальный орогенез, представление о котором было введено Э. Арганом (1935), включает горообразование во внегеосинклинальных областях. В эту категорию входит эпиплатформенный орогенез, а также орогенез, которому предшествует так называемая «стадия развития складчатого пояса» (Боголепов, 1968), и, возможно, некоторые другие виды орогенеза (если их различать в зависимости от тектонической природы областей, втянутых в горообразование).

Применительно к горообразовательным движениям позднечетвертичного — четвертичного возраста, о которых идет речь в статье и эпигеосинклинальный (или альпийский) орогенез — это орогенез в альпийской геосинклинальной области, внегеосинклинальный (или внеальпийский) орогенез — это орогенез за ее пределами.

В исследованиях, посвященных проблеме внегеосинклинального орогенеза, редко затрагивается вопрос о его соотношении с эпигеосинкли-

<sup>1</sup> Здесь и далее орогенез понимается как горообразование в собственном смысле слова, а не в смысле превращения геосинклинали в складчатую область, которое в общем случае может, по-видимому, происходить и без горообразования.

нальным орогенезом. Если же этот вопрос ставится, то альпийский и внеальпийский орогенез подавляющим большинством авторов рассматриваются как не связанные друг с другом явления, или считается, что альпийский орогенез и активизация движений во внеальпийских областях генерируются процессами, происходящими в альпийской геосинклинальной области.

В первом случае, при допущении их независимости, внеальпийский орогенез рассматривается как некий самостоятельный процесс — «активизация» в собственном смысле слова, не имеющая отношения к орогенезу в альпидах и не захватывающая геосинклинальные области. По словам Ю. А. Мещерякова (1965, стр. 338), «активизация охватывает и древние и молодые платформы, но не затрагивает альпийские складчатые области и современные геосинклинальные пояса». Альпийский же (эпигеосинклинальный) орогенез рассматривается в качестве естественной заключительной стадии альпийского геосинклинального цикла.

Такого рода представления связаны с широко распространенной, особенно среди советских геологов, концепцией геосинклинального развития, согласно которой орогенная стадия признается неотъемлемым элементом геосинклинального цикла. В той или иной форме орогенная стадия как обязательный элемент входит в большинство схем развития геосинклиналей (например, Белоусов, 1954; Хаин, 1964); специально об этом писал Н. П. Херасков (1967); в статье, посвященной анализу эволюции и содержания геосинклинального процесса, по этому поводу очень определенно высказался М. С. Дюфур (1967), по мнению которого даже «интенсивность процессов, характерных для стадии орогенеза, в значительной степени обуславливается масштабом и темпами доорогенного прогибания» (стр. 68).

Во втором случае не только эпигеосинклинальный альпийский орогенез расценивается как результат геосинклинального развития, но и внеальпийский орогенез, выраженный активизацией движений и горообразованием на огромных площадях за пределами альпийской геосинклинальной области, считается прямым или косвенным следствием процессов, происходящих в альпидах (Дюфур, 1967; Милановский, 1964).

Правомерность и того и другого подхода (как независимость, так и причинная обусловленность одного процесса другим) вызывает, однако, сомнения по целому ряду обстоятельств. Пространственное распределение и ритм движений позднегеретического — четвертичного времени заставляют выдвинуть альтернативное предположение, а именно, что альпийский и внеальпийский, т. е. эпи- и внегеосинклинальный орогенез, имеют в принципе одну природу и являются, по-видимому, наряду с некоторыми другими явлениями (как, например, рифтообразование и эпейрогенез материков) разной формой выражения каких-то общих движений, захватывающих и геосинклинальные и внегеосинклинальные площади и причинно не связанных с процессом развития геосинклиналей. Тем самым ставится под сомнение также взгляд на эпигеосинклинальный орогенез как на обязательную фазу геосинклинального развития, по крайней мере для альпийской геосинклинальной области. Эти положения, обоснованию которых посвящена данная статья, в значительной степени базируются на представлениях С. С. Шульца (1958, 1962), который обратил внимание на специфику и самостоятельность орогенических процессов, на их независимость от геосинклинальных процессов, и подчеркнул сходство движений и структур, созданных в ходе новейшего орогенеза, в разных по своей тектонической предыстории зонах.

## НОВЕЙШЕЕ ГОРООБРАЗОВАНИЕ В АЛЬПИЙСКИХ И ВНЕАЛЬПИЙСКИХ ОБЛАСТЯХ

С точки зрения проблемы взаимоотношения альпийского и внеальпийского орогенеза показательное сходство тектонических обстановок позднекрейцбургского — четвертичного этапа в большинстве областей новейшего горообразования, в остальном имеющих самую различную природу: от древних платформ до альпийских геосинклиналей.

На сходство тектонической обстановки в целом, выражающееся в формировании близких по своему характеру структур и отложений, заполняющих предгорные и внутриворонные впадины, на примере нескольких горных систем, тектонический режим которых до начала новейших движений был существенно разным (Забайкалье, Алтай, Тянь-Шань, Памир, Кавказ), обратил внимание С. С. Шульц (1958). Позже Д. П. Резвой (1964) показал морфологическое сходство предгорных прогибов обширной орогенной области Высокой Азии, которые возникли на разном субстрате, а также одинаковое строение заполняющего их молассового комплекса. Напрасно Н. И. Николаев (1962), полемизируя с С. С. Шульцем, упрекает последнего в том, что он не видит различий между разными областями новейшего горообразования. Дело в том, что сходство между ними проявляется в наиболее общих чертах тектонического режима. Именно эти общие черты сходства, несомненно не случайные, и были подмечены С. С. Шульцем и Д. П. Резвым. Что же касается более частных особенностей, то они, естественно, могут сильно варьировать и, вероятно, связаны с разной предысторией и с разным собственным энергетическим и механическим состоянием областей новейшего горообразования.

Кроме того, обращает на себя внимание одинаковый или по меньшей мере близкий ритм движений в разных горных системах. Правда, данных по сравнительному анализу новейшей истории разных горных стран мира, в первую очередь по сравнительному анализу истории формирования рельефа, до сих пор мало, заметно меньше, чем по равнинным областям. Это ограничивает точность выводов. Но в первом приближении все же ясно, что новейшее горообразование началось в целом в одном и том же диапазоне времени и развивалось до известной степени синхронно, благодаря чему некоторые этапы усиления и ослабления тектонической активности прослеживаются чрезвычайно широко и примерно на постоянных возрастных уровнях. Единство и относительная синхронность горообразовательных процессов позднекрейцбургского — четвертичного времени послужили, как известно, причиной выделения неотектонического этапа развития Земли (Николаев, 1962).

В рамках настоящей статьи невозможно восполнить пробел, вызванный отсутствием современных сводок по новейшей истории развития горных стран мира. Можно привести лишь некоторые иллюстрации, хоть и не дающие исчерпывающей картины, но подтверждающие правомерность постановки вопроса в общей форме.

В настоящее время, возможно просто в силу несколько лучшей изученности, сравнительно определеннее можно говорить о планетарном значении двух вех новейшей истории: о начале эпохи горообразования и о плио-плейстоценовом этапе усиления тектонических движений, приведших к созданию современного горного рельефа.

Лучшим примером приблизительно одновременного начала новейшего горообразования является громадная территория очень гетерогенного по своей природе Европейско-Азиатского горного пояса, в пределах которого горообразование происходило в очень разных тектонических зонах, но далеко не во всех из них оно было эпигеосинклинальным.

Приблизительно одновременное начало новейшего орогенеза на всем протяжении Европейско-Азиатского горного пояса можно показать на примере Альп, Кавказа, Туркмено-Хоросанских гор и Центральной

Азии, из которых три первых, хотя и достаточно разнородных элемента, входят в состав альпийской геосинклинальной области, Центральная же Азия, в соответствии со сказанным выше, почти целиком находится за ее пределами.

В Альпах, по Э. Краусу (Kraus, 1951), горообразование, сопровождающееся накоплением конгломератовых толщ, началось во второй половине среднего олигоцена (в катском веке). До этого, в течение первой половины среднего и в раннем олигоцене, тектонические движения были очень спокойными — происходило выравнивание рельефа, созданного складко- и горообразовательными движениями эоцена, которыми в основном была сформирована складчатая и покровная структура Альп.

На Большом и Малом Кавказе настоящий горный рельеф возник позже (начиная с позднего сармата), но общие поднятия начались уже в олигоцене; до позднего сармата они были умеренными и сопровождались в основном накоплением песчано-глинистых моласс (Милановский, 1968).

Сходная картина отмечается в Туркмено-Хоросанских горах, где начало орогенеза приурочено к олигоцену — самому началу миоцена (Расцветаев, 1969; Резанов, 1959). Оно выразилось в росте гор и формировании предгорных прогибов, заполнявшихся в первое время, как и на Кавказе, преимущественно песчано-глинистыми молассами.

Развитие орогенических процессов на очень разнородной, огромной, в основном внеальпийской площади Центральной Азии (Тянь-Шань, Памир, Гиндукуш, Кунь-Лунь, Каракорум, Гималаи) было проанализировано Д. П. Резвым (1964), который подметил близкий ритм верхнетретичных — четвертичных орогенических движений и одинаковое в принципе строение молассовых толщ в прогибах. На всей площади, независимо от предыстории зон, в которых развивался орогенез, повсеместное поднятие и параллельное ему формирование впадин началось с олигоцена.

Таким образом, во всех этих областях — и в альпидях и на внеальпийской территории — начало новейшего орогенеза приходится в основном на олигоцен, т. е. укладывается в интервал возраста не более 5—10 млн. лет. Такое близкое начало орогенеза позволяет говорить об общем для всего Европейско-Азиатского пояса ритме движений этого времени, в известной степени независимом от тектонической зональности пояса, независимом, в частности, от того, предварялся ли орогенез геосинклинальным развитием или нет.

Сказанное нуждается, однако, в некоторых замечаниях.

Во-первых, нельзя не отметить, что проблема определения времени начала орогенических движений решается проще в случае внегеосинклинального орогенеза, когда орогенические движения (активизация) приходят на смену спокойной тектонической обстановке, и сложнее в случае эпигеосинклинального орогенеза, когда этот импульс проявляется на фоне активного тектонического режима, связанного с геосинклинальным развитием. Такую ситуацию мы имеем, например, в Альпах. Но на примере тех же Альп можно видеть, что обнаруживаются все-таки некоторые критерии, позволяющие (особенно, учитывая хронологическое соответствие новейших движений в Альпах и в других, в том числе внегеосинклинальных районах) отделить тектонические движения орогенического характера, о которых идет речь в данной статье, от более ранних движений, вероятно, иной природы. Бросается в глаза, что с эоценовыми движениями в Альпах связано формирование преимущественно флиша, а с более поздними — преимущественно моласс в общем того же типа, как и в других областях новейшего горообразования; что эоценовые деформации были полностью подчинены внутреннему тектоническому плану геосинклинали, тогда как в среднем олигоцене и позже сооружение Альп выступает, согласно данным Э. Крауса, как единый элемент,

«сплавленный» из прежних элементов. Заметим, что именно сплавленность в одно целое разнородных до этого элементов — одна из наиболее характерных черт позднечетвертичного — четвертичного орогенеза во всех районах его проявления.

Трудная задача также — выявление тектонических пароксизмов, связанных с новейшим орогенезом, в кайнозойских геосинклиналях и в современных островных дугах, где они могут в еще большей степени подвлекаться интенсивными геосинклинальными процессами.

Во-вторых, необходимо учитывать, что рассмотренный рубеж отмечает начало процесса новейшего горообразования, процесса, который затем в течение длительного времени развивался, распространяясь по площади. Поэтому хотя горообразование в олигоцене началось и на обширной площади, но все же не повсеместно. За олигоценовой фазой последовали новые вспышки тектонической активности (в ходе которых в горообразовании втягивались новые территории) вплоть до эоплейстоценовых и плейстоценовых движений, приведших к формированию горного рельефа Земли в его современном виде. Но существенно то, что этот первый импульс проявился достаточно одновременно в разных тектонических зонах, указывая на то, что именно в этот момент (вероятно, за счет каких-то процессов планетарного масштаба) что-то случилось, произошло какое-то перераспределение сил, положившее начало движениям нового плана. К сказанному стоит только добавить, что во многих областях из числа тех, в которых орогенез в полную силу начался позже, в олигоцене все же, как правило, фиксируется большее или меньшее усиление тектонических движений, синхронное началу орогенической стадии в целом. Можно сослаться, в частности, на мезозойды Северо-Востока СССР, в которых горообразование новейшего этапа началось, по данным И. А. Резанова (1964), только в плиоцене, но во второй половине олигоцена, после длительного периода платформенного развития, произошло усиление тектонической активности. Видимо, именно это обстоятельство позволило даже некоторым другим авторам относить начало этапа новейшей активизации в этой области к олигоцену (Николаев, 1962).

Очень отчетливым рубежом в ходе новейшего орогенеза является плио-плейстоценовая эпоха усиления тектонических движений. «Привлекательность» этого рубежа заключается также в том, что он лучше датируется, и, может быть, поэтому кажется более резким и синхронным в разных странах, чем другие фазы новейшего орогенеза<sup>1</sup>. С самым большим запасом он укладывается в интервал возраста не больше 5 млн. лет. Значение этих движений в формировании современного лика Земли настолько широко известно, что нет необходимости на них останавливаться, если только не проводить их тщательного анализа в разных горных системах, что выходит за возможности журнальной статьи. Эти движения проявились практически во всех горных системах земного шара независимо от их тектонической принадлежности — как в альпийской области, так и в разнообразных тектонических провинциях за ее пределами, причем во многих из них они были главной или одной из главных фаз новейшего горообразования. Роль этих движений описана во многих работах. В наиболее обобщенном виде ее рассматривает Л. Кинг (1967).

Что касается промежуточных этапов развития новейшего орогенеза, то здесь корреляции пока что менее отчетливы, но есть основания думать, что это — результат слабой изученности. В тех случаях, когда исследования в этом направлении проводились, они выявляли, как правило, близкий ритм позднечетвертичных — четвертичных орогенических движений в областях с разной тектонической природой. Сошлюсь на упоминавшуюся уже статью Д. П. Резвого (1964), показавшего одинаковый ритм дви-

<sup>1</sup> Не исключено, что при возможности более точных датировок и начало новейшего орогенеза выглядело бы еще более синхронным.

жений в Центральной Азии, и на статью И. А. Резанова (1968), проанализировавшего историю развития рельефа Копетдага (альпийская область), а также Тянь-Шаня, Алтая и гор Северо-Востока СССР (внеальпийская область). И. А. Резанов пришел к выводу, что несмотря на некоторую метахронность движений, обусловленную местными особенностями, «чередование эпох поднятий и относительных опусканий во всех четырех горных областях происходило приблизительно одновременно» (стр. 55).

#### **КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ (ЭПЕЙРОГЕНИЧЕСКИЕ) ДВИЖЕНИЯ РАВНИННЫХ СТРАН**

Сходство тектонической обстановки и близкий ритм движений эпигеосинклинального (альпийского) и внегеосинклинального (внеальпийского) орогенеза показательны сами по себе. Они приводят к мысли об общей причине этих процессов, об их генетическом единстве. Весомость этого заключения усугубляется тем, что одновременно с собственно орогеническими движениями развивался ряд других процессов планетарного масштаба. Наиболее значительными среди них являются общие эпейрогенические (колебательные) движения материков, или, точнее, равнинных пространств в пределах разных материков, и рифтообразование.

Анализ эпейрогенических движений кайнозоя для всей Земли или крупных ее частей выполнили Л. Кинг (1967), Ю. А. Мещеряков (1965), отчасти Н. И. Николаев (1962) и С. С. Воскресенский (1968). Кроме того, Л. Кинг и Н. И. Николаев показали хорошее соответствие эпейрогенических и орогенических движений, свидетельствующее, по словам Л. Кинга (1967, стр. 325), «о наличии глобальных тектонических процессов, которые управляют развитием рельефа».

Основываясь на современных данных, можно уверенно говорить об одинаковом в общих чертах режиме колебательных движений кайнозоя всех южных (гондванских) материков, включая Индостан, а также восточной части Северной Америки и равнинных пространств Западной Европы и Русской равнины (Кинг, 1967; Мещеряков, 1965; Горнунг и Мещеряков, 1959).

Во всех этих областях устанавливается одинаковая последовательность кайнозойских эпох плантации и врезания. Серии денудационных циклов позднего кайнозоя (олигоцена — антропогена), совпадающих по времени с циклами новейших движений в горных странах, предшествовал продолжительный спокойный период. Он зафиксирован в широко распространенной и хорошо изученной поверхности выравнивания поздне-мелового-палеогенового возраста на разных материках, известной под разными названиями: африканской в Африке, суламериканской в Южной Америке, великого австралийского пенеппена в Австралии, и т. д.; на Русской равнине ей соответствует палеогеновая поверхность, формирование которой, судя по аккумулятивным участкам, продолжалось до олигоцена. Оживление колебательных движений, вызвавшее подъем и расчленение данной поверхности и положившее конец эпохе плантации, повсеместно произошло в олигоцене или в самом начале миоцена.

В работах указанных авторов также обстоятельно описана последовательность денудационных циклов, связанных с колебательными движениями на протяжении олигоцена, неогена и антропогена. Для перечисленных областей типичен двуцикличный рельеф, формирование которого обусловлено активизацией движений, во-первых, в олигоцене — начале миоцена и, во-вторых, в конце плиоцена — в плейстоцене, что прекрасно совпадает с пароксизмами горообразования, и, как будет показано ниже, рифтообразования.

Более противоречивые выводы получают по Восточно-Сибирской платформе, западу Северной Америки и Китаю. Данные по истории развития этих районов, по словам Ю. А. Мещерякова (1965, стр. 178),

«не учтенные Л. Кингом, опровергают представления о синхронности мезо-кайнозойских геоморфологических циклов в масштабе всего земного шара». Имеющиеся отклонения, выраженные прежде всего (для кайнозоя) в том, что здесь не проявилась миоценовая фаза поднятия и интенсивные неотектонические движения начались только в плиоцене, Ю. А. Мещеряков объясняет влиянием Тихоокеанского сегмента Земли.

Не намреваясь вступать в дискуссию по этому вопросу, хочется отметить лишь следующее. По-видимому, Ю. А. Мещеряков прав, и история движений позднего кайнозоя этих мест отклоняется от ранее указанной последовательности. Но, во-первых, по площади эта территория намного меньше остальной континентальной части земного шара, так что вывод о планетарном значении олигоцен-миоценовой фазы движений, хоть и с ограничениями, сохраняется. Во-вторых, показательно то, что, если первая фаза была здесь полностью или в значительной степени редуцирована, то следующий импульс поднятий в конце плиоцена — плейстоцена проявился здесь так же отчетливо, как и везде. Наконец, следует учитывать, что речь идет о Тихоокеанском сегменте, т. е. о периферии наиболее активного пояса Земли, который обладает ярко выраженным собственным режимом тектонических процессов. На их фоне наложенные глобальные процессы не могут, вероятно, проявляться столь же отчетливо, в таком же чистом, незавуалированном виде как в более стабильных областях с относительно вялыми собственными тектоническими движениями. А ведь и Китайская и Сибирская платформы, о которых идет речь, это наиболее подвижные из древних платформ. И тем более удивительно, что даже в таких условиях все же улавливаются хотя бы фрагменты общей ритмичности, свойственной большей части нашей планеты.

Таким образом, несмотря на некоторые оговорки, трудно сомневаться как в общепланетарном значении кайнозойских циклов эпейрогенических движений равнинных стран, так и в их достаточно хорошем совпадении во времени с горообразовательными движениями в горных странах.

К сказанному остается добавить лишь то, что при выводе об общепланетарном характере эпейрогенических движений, сделанном на основании идентификации поверхностей выравнивания и других элементов рельефа на разных континентах, должна быть оценена возможная роль эвстатических колебаний уровня мирового океана. По этому вопросу читателя лучше всего отослать к статье В. И. Бабака (1969), в которой показано, что хотя общие эвстатические колебания уровня океана, по всей видимости, и имели место, объяснить только ими наблюдаемую картину невозможно. То, что ведущая роль в формировании кайнозойского рельефа равнинных стран принадлежала тектоническому фактору — эпейрогеническим поднятиям и опусканиям материков, доказывается слишком большими различиями в суммарных амплитудах поднятий разных участков земной поверхности, а также тем, что эпейрогенические движения равнинных стран сопровождаются одновременным оживлением дифференцированных тектонических движений и на равнинах и в горных сооружениях. В частности, как уже отмечалось, показательное совпадение во времени эпейрогенических движений олигоцена — начала миоцена и плио-плейстоцена с соответствующими фазами эпигеосинклиналичного и внегеосинклиналичного орогенеза и, как будет показано, рифтообразования.

#### **ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТА**

Еще одним глобальным явлением, хорошо укладывающимся в рассматриваемые хронологические рамки, является рифтообразование.

Образование континентального рифта, возможно, не исключительная особенность только позднечетвертичной — четвертичной эпохи. Хотя вопрос до конца еще не ясен, есть основания полагать, что отдельные крупные

грабены мировой системы рифта в той или иной форме заложились задолго до этого времени и в своем развитии прошли длинный и сложный путь. Но как бы ни рисовались сейчас более древние этапы их становления, совершенно очевидно, что именно на поздне-третичное — четвертичное время приходится по меньшей мере отчетливая кульминация процесса, причем, по всей видимости, более значительная, чем можно предполагать для предшествующих эпох. Это позволяет говорить об особой — новейшей фазе в истории развития мировой системы континентального рифта. Именно в это время она сформировалась в виде той единой системы, которую мы наблюдаем сейчас; в первую очередь как единая грандиозная система образовался Африкано-Аравийский рифтовый пояс, возникли грабены Рейна и Байкальской зоны. Причем сказанному не противоречит то обстоятельство, что местоположение Рейнских и Африкано-Аравийских грабенов было предопределено линеаментами весьма древнего заложения.

И опять-таки внимание привлекает то, что развитие всех крупных грабенов происходило почти одновременно (об этом писали, например, В. В. Белоусов и Ю. М. Шейнманн, 1968) в разных частях земного шара, и, кроме того, в тех же хронологических рамках, что и новейший эпи- и внегеосинклинальный орогенез! Практически все грабены современной рифтовой системы (за исключением единичных и к тому же не очень ясных случаев) начали развиваться не раньше олигоцена. Именно на олигоцен приходится начало рифтообразования в целом и начало развития многих конкретных грабенов (или в отдельных случаях, возможно, время резкой интенсификации процесса их развития), совпадающее со временем начала новейшего орогенеза.

Так, в раннем олигоцене началось энергичное формирование Верхнерейнского грабена, выразившееся в интенсивном опускании в течение всего олигоцена и в сильной глыбовой тектонике в позднем олигоцене — раннем миоцене (Бедереке, 1970; Vubnoff, 1956). Иногда начало формирования Верхнерейнского грабена датируют концом эоцена; однако ни характер отложений этого времени, ни их распределение по площади не дают оснований для этого вывода: в это время происходили лишь очень слабые локальные опускания с накоплением маломощных гипсоносных и соленосных отложений.

Главная фаза формирования грабена Нижнего Рейна была позже в плиоцене, но начало выполнения этого грабена также падает на олигоцен (Белоусов, Шейнманн, 1968).

Активное прогибание в Байкальской рифтовой зоне началось в олигоцене (Логачев, 1968; Флоренсов, 1968) после длительной эпохи планации и формирования коры выветривания, длившейся от конца раннего мела до эоцена включительно. С олигоцена началось также излияние базальтовых и трахибазальтовых лав, играющих как и в Африкано-Аравийском рифте, большую роль в поздне-третичной — четвертичной истории данной области. Н. А. Логачев допускает, правда, возможность заложения Южнобайкальской впадины в позднем эоцене, но данных для этого нет, кроме повышенной здесь мощности пород, установленной геофизическими методами.

Система Африкано-Аравийского рифта развивалась наиболее сложно, но начало его развития опять-таки приходится на олигоцен — границу олигоцена и миоцена. Его общая характеристика, с учетом данных последних лет, содержится в статьях В. В. Белоусова и Ю. М. Шейнманна (1968) и Е. Е. Милановского (1969). По данным этих авторов, раньше всего (в олигоцене и на границе олигоцена и миоцена или в самом начале миоцена) началось образование грабенов в Северной Кении, в Эфиопии и в районе Аденского залива, и в районе Суэцкого канала (см. также, Саид, 1965). Начало рифтообразования в Эфиопии Е. Е. Милановский датирует даже эоценом и, может быть, палеоценом, но, судя по дан-

ным П. Моора и А. Уитмена, возможно также, что в это время здесь существовали неглубокие впадины, на месте которых лишь позже, вероятно в конце олигоцена, образовались рифтовые впадины, связанные с проседаниями по сбросам (Белоусов и Шейнманн, 1968; Mohr, 1962; Whiteman, 1965). Но если Е. Е. Милановский прав, то в этом случае Эфиопия оказывается чуть ли не единственным местом, где можно предполагать более раннее начало развития рифта.

На остальных участках Африкано-Аравийской рифтовой системы активное развитие грабенов началось позже — как и процессы горообразования, процесс рифтообразования развивался со временем, последовательно распространяясь на новые площади. Но во многих местах, в которых грабены в целом считаются молодыми, в олигоцене уже происходили активные тектонические движения, синхронные началу процесса рифтообразования в целом. Особенно отчетливо они фиксируются в грабенах Леванта, тянущихся от зал. Акаба до Антитавра на севере. В целом эта часть рифтовой системы молодая: по данным Л. Пикара (1970), основные сбросы в Леванте имеют плейстоценовый возраст. Однако Л. Пикар указывает, что в олигоцене и в начале миоцена на этой территории происходили подвижки по разрывам северо-западного и северо-восточного (Эритрейского и Александретского) направлений, оперяющих и несомненно входящих в одну систему структур с меридиональными грабенами Леванта. Кроме того, на поперечных профилях через ряд грабенов, которые приводит Л. Пикар (1970; рис. 2), отчетливо видно, что если породы мела и палеогена повсюду имеют приблизительно одинаковые мощности, то мощность неогеновых пород в некоторых грабенах резко возрастает, что свидетельствует об их существовании уже в неогене (грабены Вади-Эль-Араба, Мертвого моря, Эль-Габ, и др.); о том, что грабен Мертвого моря и некоторые другие грабены начали формироваться с начала миоцена — с конца олигоцена, писали В. В. Белоусов и Ю. М. Шейнманн, основываясь на прежних представлениях Л. Пикара и данных Д. Бентора и А. Вромана.

Параллельное развитие новейшего горо- и рифтообразования подчеркивается также эоплейстоценовыми — плейстоценовыми движениями, сыгравшими, как и в случае орогенических и эпейрогенических процессов, большую роль в истории формирования континентального рифта (Белоусов, Шейнманн, 1968). Наиболее эффектно они проявились в Южной Африке и, как уже говорилось, в Леванте, где с ними связана основная фаза развития грабенов, а также в Байкальской зоне, где они отмечены перерывом в осадконакоплении и серьезной перестройкой структурного плана (Логачев, 1968).

#### **ВЗАИМООТНОШЕНИЕ РАССМОТРЕННЫХ ВЫШЕ ПРОЦЕССОВ И ПРИРОДА АЛЬПИЙСКОГО ОРОГЕНЕЗА**

Изложенные данные, указывающие на приблизительно одновременное начало и в значительной степени параллельное развитие в масштабе земного шара процессов альпийского и внеальпийского орогенеза, рифтообразования и эпейрогенеза, несомненно, не могут быть объяснены простым совпадением. Такая удивительная согласованность движений в самых различных геологических условиях и для разных процессов с полной очевидностью указывает на то, что они каким-то образом между собой связаны. Отрицать в подобной ситуации наличие между ними глубоких связей и объяснять эту согласованность случайным стечением обстоятельств равносильно тому, что заподозрить случайное совпадение партий инструментов в оркестре, исполняющем сложное симфоническое произведение.

В принципе можно представить два варианта соотношения рассматриваемых процессов: либо какой-то (или какие-то) из них является пер-

вичным и под его воздействием, резонансным путем, развиваются остальные процессы; либо все процессы, не завися друг от друга, являются функцией какой-то общей причины.

Сторонники первой — «резонансной» точки зрения, рассматривая обычно соотношение только альпийского и внеальпийского орогенеза, первопричину видят в эпигеосинклинальном — альпийском орогенезе, под воздействием которого будто бы развивается внеальпийский орогенез. Даже если рассматривать только горообразование (забыв на время о связи его с остальными явлениями, которая тоже должна быть объяснена), то и тогда в концепции резонансного происхождения внеальпийского орогенеза, по-видимому, недооцениваются масштабы несоответствия и несоразмерности площади альпийской геосинклинальной области и той территории, на которой проявилось новейшее горообразование вообще. Трудно понять, как без очень серьезных оснований (а их нет) могла возникнуть идея отнести интенсивные, чрезвычайно энергоемкие<sup>1</sup> процессы горообразования на громадных внеальпийских пространствах Азии за счет геосинклинальных процессов, протекающих в гораздо более локальной альпийской геосинклинальной области. По своим размерам последняя представляет собой лишь фрагмент на фоне всей территории, подвергшейся новейшему горообразованию. Подобные соотношения естественнее было бы объяснить тем, что сама альпийская область втянута в горообразование под воздействием какого-то мощного, общего процесса, одной из «жертв» которого, а никак не причиной, она оказалась.

Сказанным не отрицается возможность существования резонансного механизма вообще, благодаря которому под воздействием процессов в подвижных зонах активизируются движения в зонах их обрамления (отраженная активизация А. Д. Щеглова (1970), резонансные тектонические процессы Ю. М. Пущаровского, и т. д.). Но эти явления всегда, вероятно, более локальны. Таким путем можно было бы объяснить вздымание таких давно уже консолидированных участков на периферии альпийской области как Крым, северный склон Кавказа и пр., но не процессы планетарного масштаба.

Нереальность данного объяснения в какой-то степени подкрепляется и некоторыми, правда очень приблизительными, расчетами. Передача механической энергии может осуществляться двумя способами: путем течения энергии и конвекцией (или их комбинацией). В данном случае, когда речь идет о передаче энергии на расстояние во многие тысячи километров (ведь надо за счет энергии, выделяющейся в альпидях, активизировать движения практически на всем земном шаре!), течение энергии отпадает, так как напряжения на таких расстояниях будут релаксировать. Время же, необходимое для передачи энергии за счет конвекции (если допустить реальность этого явления), можно рассчитать, исходя из тех скоростей конвекции, которую указывают сторонники существования конвекции в мантии. При максимальных значениях скорости в 10 см/год (Венинг-Мейнес, 1966), передача энергии на расстояние 1000 км потребовала бы 10 млн. лет, а на 2500 км — 25 млн. лет, а это уже близко к продолжительности новейшего этапа. Наблюдаемая в действительности приблизительно синхронность движений была бы невозможной. А при более умеренных цифрах скорости конвективных течений (1 см/год), которые приводит Пикерс, специально рассмотревший несколько моделей конвекции (Гутенберг, 1963), время передачи энергии

---

<sup>1</sup> Э. Арган, вероятно, правильно отмечал, что при равном объеме глубинные складки (т. е. внегеосинклинальные орогенные структуры) «требуют для своего образования гораздо большей энергии, чем юные цепи». А в силу большего объема глубинных складок по сравнению с суммарным объемом юных цепей «первенствующая роль в расходе энергии... принадлежит глубинной складчатости, которая является... главным проявлением складчатости на нашей планете» (Арган, 1935, стр. 54).

и соответственно время запаздывания тектонических импульсов возросло бы на порядок.

Приходится признать, таким образом, более приемлемым альтернативное предположение, что все отмеченные явления, в том числе и альпийский эпигеосинклиальный орогенез, вызваны одной, общей для всех них причиной. Такой причиной может быть только какой-то планетарный, наложенный процесс, вызвавший активизацию тектонических движений в масштабе всего земного шара. Перечисленные явления (разные формы орогенеза, эпейрогенез, рифт) представляют собой разные формы выражения этой активизации, которые, по всей вероятности, гармонично связаны друг с другом (хотя структура этой гармонии далеко еще не ясна). Наложенный характер данного процесса сказывается в том, что сам факт его проявления, так же как и последовательность, ритм вызванных им движений, не зависят от региональных особенностей развития той или иной территории. Вместе с тем это вовсе не значит, что региональные особенности не влияют на то, как и в каком конкретном выражении эти движения реализуются. Напротив, здесь очень многое зависит от энергетического и механического состояния разных участков Земли и, вероятно, от их расположения на земном шаре. Уже отмечалось, что в наиболее чистом виде эти процессы проявляются в районах с малоактивным собственным тектоническим режимом; в более же активных зонах они в той или иной степени могут маскироваться региональными тенденциями развития.

Нет оснований делать исключение и для альпийского эпигеосинклиального орогенеза, который и в историческом и в морфологическом плане идентичен внегеосинклиальному новейшему орогенезу и остальным глобальным процессам этого времени. Наложение явлений новейшей активизации, связанных с определенной стадией развития Земли, не должно служить основанием для того, чтобы считать их закономерной стадией геосинклиального развития, как не приходится считать эпиплатформенный орогенез закономерной стадией платформенного развития. Эпигеосинклиальное альпийское горообразование знаменует собой одну из форм выражения планетарного процесса активизации, в указанном выше смысле независимого от геосинклиального развития. В данном случае как нельзя больше подходит изречение: «после этого — не значит вследствие этого».

Но принимая, что альпийский орогенез связан не с процессами геосинклиального альпийского тектогенеза, а с иными — наложенными и независимыми от него процессами всеобщей активизации, приходится подвергнуть сомнению и правомерность или по крайней мере универсальность такого подхода к концепциям геосинклиального развития, в котором обязательным атрибутом геосинклиального процесса является стадия заключительного горообразования, в вещественном отношении выраженная молассовыми толщами. Вероятно, это по меньшей мере не во всех случаях так, и, по словам М. В. Муратова и В. Е. Хаина (1968, стр. 52), «взаимосвязь геосинклиального прогибания, орогенеза и складчатости не является столь обязательной и тесной, как представлялось раньше».

#### Литература

- А р г а н Э. Тектоника Азии. ГОНТИ, 1935.  
Б а б а к В. И. О возможной природе и периодичности эвстатических движений уровня океана в позднем кайнозое, по данным региональной геоморфологии. В сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», в. 2, Изд-во Моск. ун-та, 1969.  
Б е д е р к е Е. Развитие европейских рифтов. В сб. «Система рифтов Земли». «Мир», 1970.  
Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.  
Б е л о у с о в В. В., Ш е й н м а н н Ю. М. Мировая система больших грабенов. Сб. «Байкальский рифт». «Наука», 1968.

- Боголепов В. К. О двух типах орогенеза. Геология и геофизика, № 8, 1968.
- Булгатов А. Н., Красильников Б. Н. Орогенные системы юга Сибири. Геология и геофизика, № 8, 1968.
- Венинг-Мейнес Ф. А. Тепловая конвекция в земной мантии. В сб. «Дрейф континентов», «Мир», 1966.
- Воскресенский С. С. Одновременность основных этапов развития рельефа и неотектонических движений на территории СССР. В сб. «Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры». «Наука», 1968.
- Горнунг М. Б., Мещеряков Ю. А. Опыт корреляции поверхностей выравнивания и террас вокруг Атлантики. Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 1, 1959.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Дюфур М. С. Геосинклиальный процесс и его эволюция. Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр., № 3(18), 1967.
- Кинг Л. Морфология Земли. «Прогресс», 1967.
- Логачев Н. А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. В сб. «Байкальский рифт», «Наука», 1968.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. «Наука», 1965.
- Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектоники и магматизма орогенного этапа развития Альпийского геосинклиального пояса Юго-Восточной Европы и Юго-Западной Азии. Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3. «Гималайский и альпийский орогенез», «Наука», 1964.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. Изд-во «Недра», 1968.
- Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии. Вестн. Моск. ун-та, Геология, № 1, 1969.
- Муратов М. В., Хайн В. Е. Геосинклиальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве. Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Probl. 3. «Орогенические пояса». «Наука», 1968.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.
- Пикар Л. Некоторые соображения о системе грабенов Леванта. Сб. «Система рифтов Земли», «Мир», 1970.
- Расцветаев Л. М. Основные черты строения молассовой формации Копетдага. Докл. АН СССР, 186, № 1, 1969.
- Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хоросанских гор. Изд-во АН СССР, 1959.
- Резанов И. А. Вопросы новейшей тектоники Северо-Востока СССР. «Наука», 1964.
- Резанов И. А. Сравнительная новейшая тектоника горных областей. В сб. «Проблема тектонических движений и новейших структур земной коры». «Наука», 1968.
- Резвой Д. П. О тектонической природе западной части Памиро-Гималайско-Куньлуньского неотектонического поднятия. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». «Наука», 1964.
- Сайд Р. Геология Египта. «Мир», 1965.
- Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. В сб. «Байкальский рифт», «Наука», 1968.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1964.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. В кн. «Тектоника и формации», «Наука», 1967.
- Шульц С. С. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры. Научные докл. высшей школы. Геол.-геогр. науки, вып. 1, 1958.
- Шульц С. С. Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР. Сов. геология, № 5, 1962.
- Щеглов А. Д. Главные типы областей тектоно-магматической активизации. Сов. геология, № 3, 1970.
- Wubnoff S. Einführung in die Erdgeschichte. Akademi-Verlag, Berlin, 1956.
- Kraus E. Die Baugeschichte der Alpen. Berlin, 1951.
- Mohr P. A. The Ephiopiean rift system. Bull. Geophys. Observ. Univ. Coll. Addis-Abeba, v. 3, No. 1, 1962.
- Whiteman A. I. A summary of present knowledge of the rift valley and associated structures in Sudan. In: «East African rift system», Upper Mantle Comm. UNESCO Semin., Nairobi, 1965.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
1 апреля 1971 г.

УДК 551.243

В. С. БУРТМАН

## О РАЗВИТИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В формировании складчатой структуры варисцид Южного Тянь-Шаня, в каледонидах Шотландии, в зоне мезозойской складчатости Новой Зеландии, на территории Памира и в некоторых других складчатых областях имел место следующий ряд складкообразовательных процессов: I этап — формирование шарьяжей и лежачих складок; II этап — образование вертикальных складок и сопутствующих им форм; III этап — формирование горизонтальных складок и сдвигов, надвигов и раздвигов. Такая последовательность складкообразовательных процессов обнаружена в линейных складчатых системах. Можно ожидать, что нелинейным складчатым системам присущи неполные ряды складкообразовательных процессов, в которых I этап редуцирован или отсутствует.

В структуре многих складчатых областей можно видеть результат последовательного наложения друг на друга нескольких стадий складкообразования, проявившихся в пределах одной тектонической эпохи. Последовательность стадий удается установить, когда различны либо структурные формы, возникшие на разных стадиях складчатого процесса, либо ориентировка этих структурных форм (Буртман, 1970). Складчатые формы в целях такого анализа разделяются на три типа, для которых характерна принципиально различная ориентировка главных осей деформации, — это вертикальные, горизонтальные и лежачие складки (рис. 1). Формирование вертикальных, горизонтальных или лежачих складок — разные складкообразовательные процессы, каждый из которых характеризуется специфичной динамикой, кинематикой и структурными ассоциациями. Горизонтальные складки сочетаются со сдвигами, лежачие складки — с шарьяжами и надвигами, а вертикальные — с разломами всех видов. Внутри каждой из этих ассоциаций ее члены могут замещать и заменять друг друга (Пейве, 1960; Буртман, 1965, 1968<sub>1</sub>).

Условия образования указанных типов складок столь различны, что в результате для каждой стадии складкообразования в пределах определенной структурной зоны характерно преобладание складчатых форм одного типа. При анализе строения складчатых областей обнаруживается, что в разных областях последовательность складкообразовательных процессов нередко оказывается одинаковой. Представляется заманчивым выделить складчатые области, характеризующиеся тем или иным рядом складкообразовательных процессов, т. е. их определенной последовательности. В статье рассмотрен один такой ряд.

**Южный Тянь-Шань.** Последовательность стадий складкообразования в варисцидах Южного Тянь-Шаня следующая (Буртман, 1964, 1968<sub>1, 2</sub>; Буртман, Шмидт, 1970; Буртман, Клишевич, 1971).

Первая стадия, средний карбон: образование шарьяжей и лежачих складок. На этой стадии миогеосинклинальные образования, обрамляющие Таримско-Таджикский платформенный массив, были пододвинуты под эвгеосинклиналь. Этот процесс происходил главным образом в подводных условиях. Он сопровождался накоплением флишевых и дикофлишевых отложений.

Вторая стадия, московский ярус: деформация шарьяжей и автохтона — образование сбросов, взбросов и, возможно, пологих вертикальных складок. Распространение неповсеместное. Этой стадии соответствует перерыв в осадконакоплении, охватывающий часть верхнемосковского подъяруса, а в некоторых районах и более низкие стратиграфические интервалы.

Третья стадия, верхний карбон — пермь: формирование вертикальных складок, сбросов, взбросов и надвигов. Это — стадия горообразования и накопления молассы.

Четвертая стадия, пермь или пермо-триас: образование горизонтальных складок и сдвигов, надвигов и раздвигов.

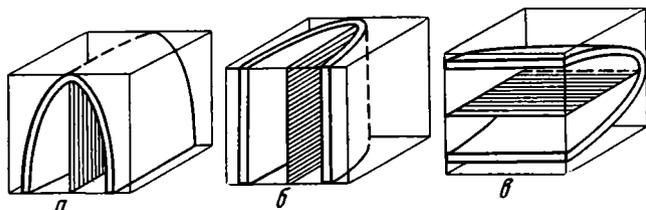


Рис. 1. Вертикальная (а), горизонтальная (б) и лежачая (в) складки

Лежачие складки первой стадии формировались в аллохтоне двигавшихся шарьяжей в результате процессов течения и волочения; процесс складкообразования захватывал лишь самую верхнюю часть земной коры. В образовании вертикальных складок второй и третьей стадии главная роль принадлежит механизму продольного изгиба, действовавшего в условиях горизонтального сжатия. Этот процесс охватывал значительно более мощную толщу земной коры, включающую и аллохтонный и автохтонный комплексы. Вертикальные складки достигли размеров, намного превышающих наиболее крупные складки первой стадий. В формировании горизонтальных складок четвертой стадии участвовали процессы продольного изгиба, нагнетания и волочения. Амплитуда складчатых форм этой стадии достигла еще больших размеров. Велика и мощность толщи земной коры, охваченной складчатым процессом. В результате складчатая структура Южного Тянь-Шаня имеет полигенное происхождение. В разных частях этого региона наблюдается выпадение одного или двух членов ряда, так что картина распределения участков, на которых проявились те или иные процессы, весьма пестрая (рис. 2).

**Шотландия.** Каледониды Северной Шотландии сложены главным образом породами докембрия и нижнего палеозоя. Сдвиг Грейт-Глен делит рассматриваемую область на две части. В северных нагорьях, расположенных северо-западнее этого разлома, каледонский структурный ярус представлен докембрийскими породами серии Мойн. В Грампианских нагорьях — юго-восточнее разлома Грейт-Глен — развиты породы серий Мойн и Дальреддиен (поздний докембрий — кембрий), а также ордовикской системы. Северная Шотландия — один из наиболее подробно изученных в структурном отношении районов земного шара. Ниже приводится краткий очерк стадийности складкообразовательных процессов в каледонидах Северной Шотландии, при чтении которого необходимо иметь в виду условность корреляции между стадиями, установленными в сериях Мойн и Дальреддиен.

В каледонидах Северной Шотландии выделяются 5 стадий складкообразования. На первой стадии произошло формирование шарьяжей и лежачих складок. Большие лежачие складки были описаны здесь впервые в конце прошлого столетия. Большую роль в расшифровке структуры

Северной Шотландии сыграли работы Э. Бейли (Bailey, 1910, 1922, 1960 и др.). В породах серии Дальреджен этим исследователем была описана система шарьяжей. Сверху вниз в ней выделяются: комплекс шарьяжа Илтей, комплекс шарьяжа Баллахулиш, паравтохтонный комплекс Эппин и автохтонный комплекс. Нижние шарьяжи — это большие лежачие синклинали, осложненные надвигами, а шарьяж Илтей интерпретируется в виде двойной лежачей складки (Johnson, 1965<sub>1</sub>). Нижняя из складок шарьяжа Илтей (синклиналь Бен-Луи) прослежена на расстоянии

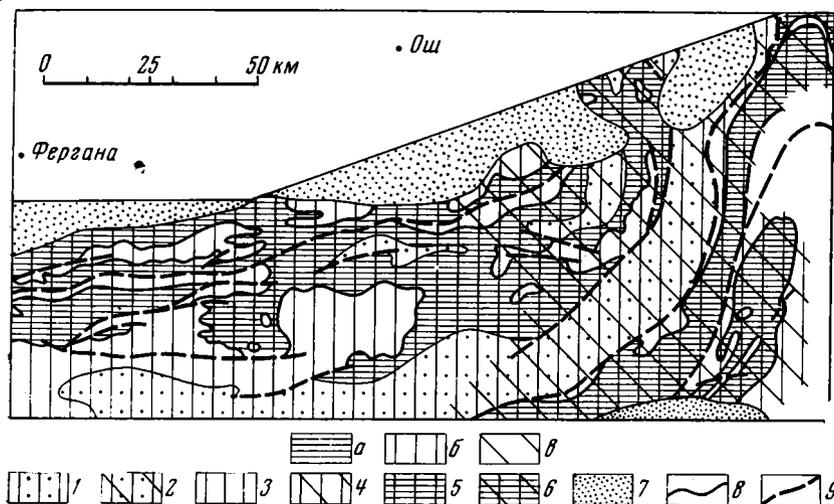


Рис. 2. Южный Тянь-Шань: хребты Алайский и Восточно-Алайский

Районы развития: а — первично лежачих складок стадии 1; б — вертикальных складок стадий 2 и 3; в — горизонтальных складок стадии 4. Наложение штриховок указывает на наложение стадий складкообразования.  
1—2 — верхний карбон: 1 — деформирован в стадии 3; 2 — деформирован дважды (стадии 3 и 4); 3—6 — средний карбон и средний палеозой: 3 — автохтон, деформирован в стадиях 2 и 3; 4 — автохтон, деформирован в стадиях 2, 3, 4; 5 — аллохтон, деформирован в стадиях 1, 2, 3; 6 — аллохтон, деформирован в стадиях 1, 2, 3 и 4; 7 — мезозой и кайнозой; 8 — линии надвигов; 9 — прочие разломы

175 миль. Она опрокинута в юго-восточном направлении. Севернее, в том же комплексе пород были описаны большие лежачие складки, опрокинутые на северо-запад, и в целом структура серии Дальреджен, созданная в первую стадию, представляется асимметричной дивергентной (Rast, 1963). В породах серии Дальреджен описаны также многочисленные мелкие складки, возникшие в эту стадию. Это главным образом лежачие изоклиналильные складки, оси которых простираются в северо-восточном направлении.

В северных нагорьях в первую стадию также была сформирована система шарьяжей, особенностью которой является участие в складчато-шарьяжной структуре пород фундамента. Эти породы (серия Льюсиен) образуют тонкие пластины среди пород серии Мойн, что интерпретируется как пакет лежачих изоклиналильных складок или тектонических покровов (Kennedy, 1955; Sutton, Watson, 1962; Ramsay, Spring, 1963). Дж. Рамсей отмечает, что в аллохтоне тектонических покровов были сформированы многочисленные лежачие изоклиналильные складки, как крупные, так и мелкие (Ramsay, 1963).

На следующей стадии, в Грампианских нагорьях в серии Дальреджен были образованы мелкие складки, которые имеют северо-западное простираие осевых поверхностей. Складки вертикальные, сжатые, иногда изоклиналильные (Rast, 1963; Weiss, McInture, 1957). В северных нагорьях, в эту стадию также возникли сжатые вертикальные складки, среди которых встречаются и изоклиналильные (Clifford, 1957). Простираение струк-

тур в восточном направлении от зоны надвига Мойн постепенно меняется от северо-западного к меридиональному (Johnson, 1965<sub>2</sub>).

Складчатые формы, возникшие на третьей стадии, широко развиты в шарьяже Илтей (Грампинские нагорья). Это большие вертикальные открытые синформные и антиформные складки; некоторые из них достигают нескольких миль в поперечнике. Простираение складок — от восток-северо-восточного до широтного (Johnson, 1965<sub>1</sub>; Johnstone, 1966; Rast, 1963). В лежащих ниже тектонических комплексах, сложенных породами

серии Дальреддиен, описаны лишь небольшие складки, относящиеся к рассматриваемой стадии. Известны складки этой стадии и в северных нагорьях (Ramsay, 1963).

К следующей стадии, по данным Н. Раства (Rast, 1963), относятся небольшие открытые вертикальные складки, развитые в шарьяже Илтей. Осевые поверхности этих складок имеют северо-восточное простираение. В северных нагорьях вертикальные складки четвертой стадии локализованы в зоне надвига Мойн (Johnson, 1965).

На пятой стадии формировались небольшие горизонтальные складки, ассоциирующиеся со сдвигами. В Грампинских нагорьях такие складки были описаны Э. Бейли и Н. Раством (Bailey, 1934; Bailey, McCallien, 1937; Rast, 1963). В северных нагорьях также известны горизонтальные складки, наложенные на более ранние структурные формы (Ramsay, 1958; Clifford, 1960; Powell, 1966). Вероятно, они

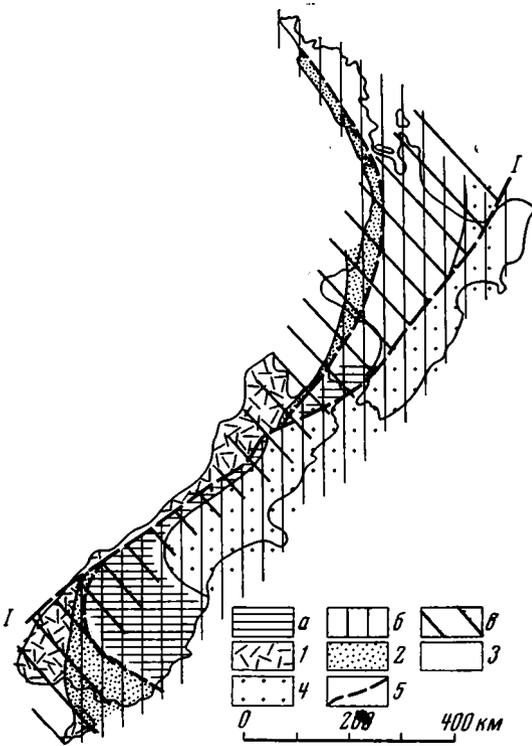


Рис. 3. Новая Зеландия

Районы развития: а — лежачих складок стадии 1; б — вертикальных складок стадии 2; в — горизонтальных складок стадии 3. Наложение штриховок указывает на наложение стадий складкообразования. 1 — область палеозойской стабилизации; 2—4 — область мезозойской складчатости (2 — Западный синклиорий; 3 — Новозеландский антиклиорий; 4 — Восточный синклиорий); 5 — разлом

также должны быть отнесены к этой последней стадии складкообразовательного процесса.

В каледонидах Северной Шотландии установлено несколько стадий метаморфизма и эти стадии сопоставлены со стадиями складкообразования. Имеющиеся определения абсолютного возраста метаморфизма пород серии Дальреддиен (Brown и др., 1965; Rast, 1963; и др.) позволяют приблизительно оценить величину интервала между некоторыми стадиями складкообразования. Так, возраст метаморфизма во время и после второй стадии, определен в 470—480 млн. лет. А для ретроградного метаморфизма, сопровождавшего деформации третьей стадии, определены цифры в интервале 420—450 млн. лет.

**Новая Зеландия.** В зоне мезозойской складчатости Новой Зеландии выделяются западный и восточный синклиории, разделенные антиклиорием. Синклиории сложены осадочными и эффузивными породами верхнего палеозоя, триаса и юры, а ядро антиклиория — метаморфиче-

скими сланцами, образовавшимися за счет метаморфизма палеозойских и раннемезозойских отложений. Все эти структуры сечет Альпийский сдвиг ( $I-I$ , рис. 3).

Западный синклиниорий представляет собой цепь вертикальных синклинальных складок. На восточном крыле разлома, по мере приближения к нему, ось синклинория дугообразно изгибается. В этом же направлении резко усиливается степень дислоцированности пород, и около разлома — это уже сильно сжатая и нарушенная разломами структура. На западном крыле Альпийского разлома прослеживается продолжение этого синклинория, в котором полностью сохраняются все его фациальные и структурные особенности. Здесь также наблюдается изгиб этой структуры, но направленный в другую сторону. По мере удаления от Альпийского разлома степень дислоцированности пород и степень сжатия структуры убывают. Западная часть синклинория смещена вдоль Альпийского сдвига относительно восточной части на 450 км.

Новозеландский антиклинорий к востоку от Альпийского разлома сложен мощной толщей кристаллических сланцев, занимающих значительную часть провинции Отаго (сланцы Отаго), откуда они прослеживаются вдоль Южных Альп (альпийские сланцы). Кристаллические сланцы представляют собой результат метаморфизма, происходившего при высоком давлении и низкой температуре. Наиболее метаморфизованные породы слагают полосу, прилегающую к Альпийскому разлому и вытянутую вдоль него на 300 км, при максимальной ширине 20 км. В этой полосе распространены олигоклазовые гнейсы и окаймляющие их с востока биотитовые сланцы. Основную массу сланцевой толщи слагают менее метаморфизованные хлоритовые сланцы.

Характер деформации сланцев Южных Альп и Отаго различен. Кристаллические сланцы в центральной части Южных Альп смяты в вертикальные складки, простирающиеся параллельно Альпийскому разлому. По направлению к разлому помимо увеличения степени метаморфизма пород наблюдается усиление сланцеватости. При этом сланцеватость в Южных Альпах имеет преобладающее вертикальное падение, а в Отаго залегает очень полого, почти горизонтально. Б. Вуд (Wood, 1963) пришел к выводу, что сланцы Отаго представляют собой пакет лежащих складок, а возможно, и тектонических покровов, возникших на ранней стадии складчатого процесса. Горизонтальная сланцеватость, по мнению этого исследователя, является кливажом, параллельным осевым поверхностям лежащих складок. После завершения процессов метаморфизма рассматриваемая толща была смята повторно, с образованием вертикальных складок. К ним относится и антиклиналь Отаго — основная структура этого района. Ось антиклинали изогнута в дугу, параллельную оси Западного синклинория.

На западном крыле Альпийского разлома в ядре Новозеландского антиклинория залегают хлоритовые сланцы, аналогичные сланцам Отаго. Ось антиклинория здесь также дугообразно изгибается параллельно изгибу Западного синклинория. Амплитуда Альпийского сдвига в пределах Новозеландского антиклинория уменьшается примерно в два раза. Это уменьшение амплитуды компенсировано растяжением пояса альпийских сланцев. Таким образом, в присдвиговой полосе произошла значительная переработка структур путем их пластической деформации. Первоначальное простиранье структур можно наблюдать лишь на удалении от Альпийского сдвига: оно северо-западное. Можно сделать вывод (Буртман, 1965), что верхнепалеозойско-раннемезозойский геосинклинальный прогиб Новой Зеландии и сформировавшиеся в нем антиклинорий и синклинорий первоначально обладали северо-западным простираньем. Это простиранье было доминирующим в тектоническом развитии региона до конца юрского периода. В конце юры или позднее произошла переработка тектонического плана рассматриваемой территории, обязанная горизон-

тальным перемещениям вдоль структур иного — северо-восточного простирания. В целом получается, что структура домеловых образований Новой Зеландии представляет собой большую горизонтальную флексуру, смыкающее крыло которой растянуто, утонено и осложнено Альпийским сдвигом. Горизонтальная флексура состоит из двух горизонтальных складок, которые имеют размеры по несколько сот километров каждая. Формирование горизонтальной флексуры происходило после образования вертикальных складок — в третью стадию. На этой стадии возникли

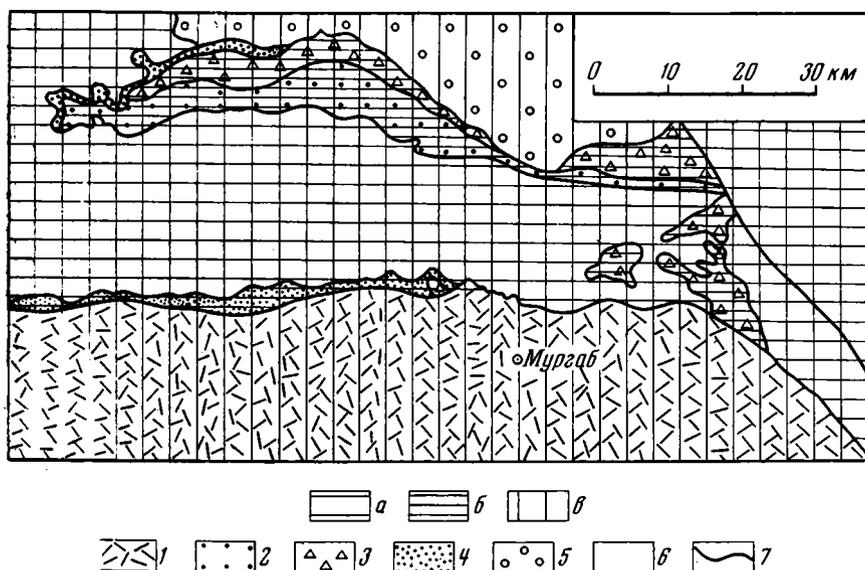


Рис. 4. Восточная часть Памира

Районы развития: а — лежащих складок стадии 1, б — лежащих складок стадии 2, в — вертикальных складок стадии 3. Наложение штриховок указывает на наложение стадий складкообразования.

1 — Юго-Восточный Памир: пермь, триас, юра; 2-6 — Центральный Памир; 2-5 — аллохтон; 2 — верхние шарьяжи — юра, мел, палеоген; 3 — средние шарьяжи — палеозой; 4-5 — нижние шарьяжи (4 — верхний мел и палеоген, 5 — палеозой); 6 — автохтон: карбон, пермь, триас, юра; 7 — разломы

также горизонтальные складки меньшего размера; они описаны в Нозозеландских Альпах А. Лейли, Б. Ганном и Г. Гриндли (Lillie, Gunn, 1964; Grindley, 1963).

**Памир.** Интенсивные складкообразовательные процессы начались на Памире в конце кайнозоя. Рассмотрим последовательность этих процессов на территории Центрального и Юго-Восточного Памира, пользуясь материалами исследований С. В. Руженцева (1968). В Центральном Памире на первой стадии деформации мезозойские и кайнозойские отложения были сорваны с палеозойского основания и смяты в большие лежащие складки, сопровождаемые надвигами. Затем, после регионального метаморфизма, на эти породы были надвинуты шарьяжи, образующие многослойную систему, сложенную палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими породами (рис. 4). При этом в аллохтоне тектонических покровов были сформированы лежащие складки (вторая стадия). Уже во время формирования системы шарьяжей тектонические пластины деформировались с образованием пологих вертикальных складок. В дальнейшем эти деформации продолжались и привели к более интенсивному смятию шарьяжей в вертикальные складки (третья стадия), нередко нарушенные сбросами. Вертикальные складки характерны и для Юго-восточного Памира, где лежащие складки более ранних стадий неизвестны. На следующей стадии (четвертой) произошли сдвиговые перемещения по разломам. Эти перемещения сопровождались образованием присдви-

говых горизонтальных складок, обнаруженных на территории Юго-Восточного Памира, а также надвигов. Можно предположить, что к этой стадии относится и формирование дугообразной структуры всего Памира.

\* \* \*

Для всех рассмотренных районов, несмотря на различное число стадий, характерна одинаковая эволюция складкообразовательных процессов. Формирование складчатой структуры начинается с образования

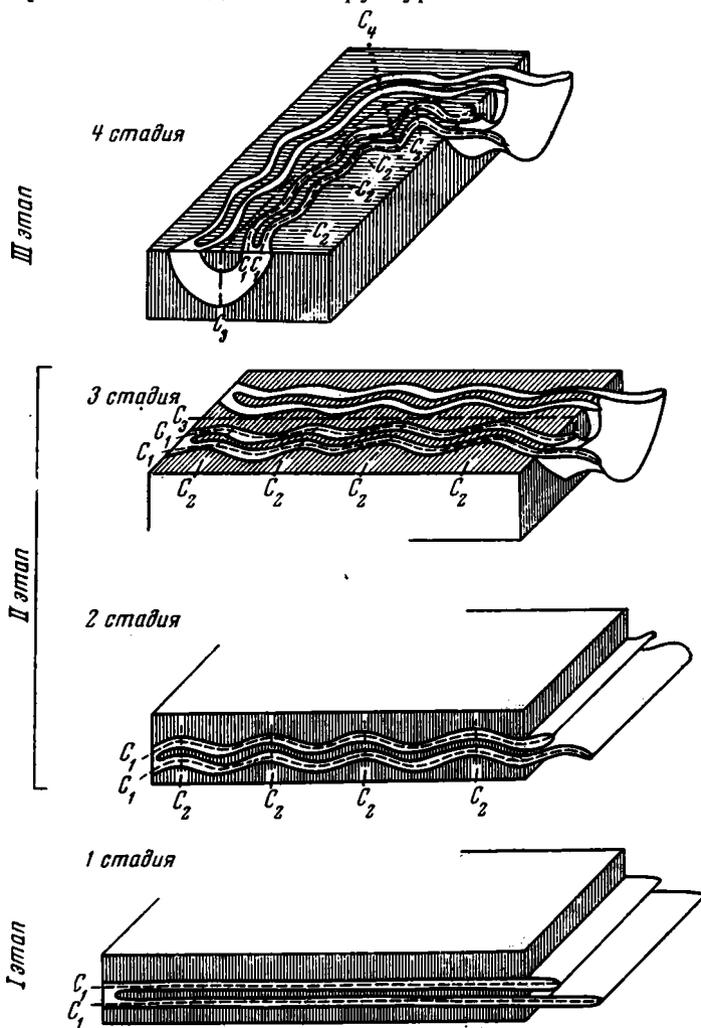


Рис. 5. Схема формирования четырёхскладчатого комплекса

$C_1$  — оси лежащих антиклинальных складок, возникших на первой стадии складчатого процесса;  $C_2$  — оси вертикальных складок второй стадии;  $C_3$  — ось вертикальной синформной складки третьей стадии;  $C_4$  — ось горизонтальной складки четвертой стадии

шарьяжей и лежащих складок (I этап). На II этапе возникают вертикальные складки, сбросы, взбросы и надвиги. III этап — формирование горизонтальных складок и сдвигов (а также надвигов и иных структурных форм, но не они, а горизонтальные складки и сдвиги определяют общий стиль деформации на этом этапе и его отличие от более ранних этапов). В рассмотренных примерах к I этапу относятся стадии: первая Южного Тянь-Шаня, первая в Северной Шотландии, первая в Новой Зеландии,

первая и вторая на Памире; ко II этапу — стадии: вторая и третья в Тянь-Шане, вторая — четвертая в Шотландии, вторая в Новой Зеландии, третья на Памире. В каждом из районов последняя стадия характеризует III этап складкообразования. На рис. 5 показана принципиальная схема формирования складчатого комплекса в результате наложения четырех последовательных стадий. Рассмотренные примеры показали, что указанные этапы и стадии иногда разделены продолжительными временными интервалами.

На I этапе складкообразования происходит поперечное сокращение площади геосинклинальной системы путем шарьирования. Это — начало орогении. На II этапе поперечное сокращение площади происходит путем сжатия в вертикальные складки; II этап — максимум горообразования. Для формирования горизонтальных складок и сдвигов III этапа сокращение площади и горообразование не обязательны: на этом этапе вертикально ориентирована «нейтральная» ось эллипсоида деформации. Поэтому III этап складкообразования может не сопровождаться орогенным осадконакоплением и нередко продолжается на фоне платформенного развития региона.

Анализ стадийности складкообразования показывает эволюцию складчатого процесса внутри тектонического цикла. Этот анализ позволяет разделить складчатую область на зоны, отличающиеся историей складкообразования, и может служить путем к познанию происхождения складчатой структуры. С другой стороны, сравнение эволюции складчатых процессов в областях со складчатостью разного возраста позволяет выяснить типичные последовательности — ряды складкообразовательных процессов. Такой ряд, рассмотренный в этой статье на примерах из каледонской, варисской, тихоокеанской и альпийской складчатых областей, имеет широкое распространение. Нетрудно заметить, что все приведенные примеры (число их можно увеличить) относятся к линейным складчатым системам, т. е. к системам сравнительно узким, испытавшим в процессе складчатости очень интенсивное поперечное сокращение. Наибольшее поперечное сокращение геосинклинали происходит путем шарьирования. Поэтому можно ожидать, что нелинейным («мозаичным») складчатым системам присущи неполные ряды складкообразовательных процессов, в которых I этап редуцирован или отсутствует. В этом случае размеры складчатой системы будут ближе к размерам породившей ее геосинклинали.

#### Литература

- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). Тр. ГИН, вып. 104, «Наука», 1964.
- Буртман В. С. Новозеландская горизонтальная флексура и Альпийский сдвиг. В кн. «Мезозойские и кайнозойские тектонические зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса». Тр. ГИН, вып. 139. «Наука», 1965.
- Буртман В. С. О горизонтальных складках. Геотектоника, № 2, 1968.
- Буртман В. С. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1968.
- Буртман В. С. К исследованию эволюции складчатого процесса внутри тектонического цикла. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1970.
- Буртман В. С., Шмидт О. А. Исследование складчатой структуры Тегермачского останца шарьяжа (Южный Тянь-Шань). Докл. АН СССР, т. 190, № 5, 1970.
- Буртман В. С., Клишев В. Л. О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане (Тянь-Шань). Геотектоника, № 1, 1971.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В кн. «Структура земной коры и деформации горных пород». Изд-во АН СССР, 1960.
- Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. Тр. ГИН, вып. 192. «Наука», 1968.
- Bailey E. B. Recumbent folds in the shist of the Scottish Highlands. Quart. J. Geol. Soc. London, v. 66, 1910.
- Bailey E. B. The structure of the South-West Highlands of Scotland. Quart. J. Geol. Soc. London, v. 78, 1922.

- Bailey E. B. West Highlands tectonics: Loch Leven to Glen Roy. *Quart. J. Geol. Soc. London*, v. 90, 1934.
- Bailey E. B. The geology of Ben Nevis and Glen Coe and the surrounding country. *Mem. Geol. Surv. Scotl.*, 1960.
- Bailey E. B., McCaillien W. J. Perthshire tectonics: Schichallion to Glen Lyon. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, v. 59, part 1, 1937.
- Brown P. E., York D., Soper N. J., Miller J. A., McIntyre R. M., Farrar E. Potassium-argon ages of some Dalradian, Moine and related Scottish rocks. *Scott. J. Geol.* v. 1, part 2, 1965.
- Clifford T. N. The stratigraphy and structure of part of the Kintail district of Southwestern Ross-shire: its relation to the Northern Highlands. *Quart. J. Geol. Soc. London*, v. 113, part 1, 1957.
- Clifford P. The geological structure of the Loch Luichart area, Ross-shire. *Quart. J. Geol. Soc. London*, v. 115, part 4, 1960.
- Grindley G. W. Structure of the Alpine Schists of South Westland, Southern Alps, New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophys.* v. 6, part 5, 1963.
- Johnson M. R. W. Structure of Dalradian. In: «Geology of Scotland», Edinburgh and London, 1965.
- Johnson M. R. W. Structure of the Moinian. In: «Geology of Scotland», Edinburgh and London, 1965.
- Johnstone G. S. The Grampian Highlands. Edinburgh, 1966.
- Kennedy W. Q. The tectonics of the Morar anticline and the problem of the North-West Caledonian Front. *Quart. J. Geol. Soc. London*, v. 110, part 4, 1955.
- Lillie A. R., Gunn B. M. Steeply plunging folds in the Sealy range, Southern Alps. *New Zealand J. Geol., Geophys.*, v. 7, part 3, 1964.
- Powell D. The structure of the South-Eastern part of the Morar antiform. *Proc. Geol. Assoc. London*, v. 77, part 1, 1966.
- Ramsay J. G. Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-shire and Ross-shire. *Quart. J. Geol. Soc. London*, v. 113, part 3, 1958.
- Ramsay J. G. Structure and metamorphism of the Moine and Lewisian rocks of North-West Caledonides. In: «The British Caledonides», Edinburgh, 1963.
- Ramsay J. G., Spring J. Moine stratigraphy in western Highlands of Scotland. *Proc. Geol. Soc. London*, v. 73, part 3, 1963.
- Rast N. Structure and metamorphism of the Dalradian rocks of Scotland. In: «The British Caledonides», Edinburgh, 1963.
- Sutton J., Watson J. An interpretation of Moine — Lewisian relations in central Ross-shire. *Geol. Mag.*, v. 99, part 6, 1962.
- Weiss L. E., McIntyre D. B. Structural geometry of Dalradian rocks at Loch Leven, Scottish Highlands. *J. Geol.*, v. 67, part 1, 1957.
- Wood B. L. Structure of the Otago Schist. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, v. 6, part 5, 1963.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
22 апреля 1971 г.

УДК 551.24.2(491.1)

В. А. БАСКИНА

## К ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ ИСЛАНДИИ

Суммированы материалы о строении земной коры (по геофизическим данным) в Исландии: обсуждается конфигурация гравитационного и магнитного полей, сейсмичность, величина теплового потока, распределение термальных полей, разрез вулканитов, а также геологические соотношения, состав и возраст изверженных пород. Проанализированы некоторые черты неотектонической структуры острова.

На основании проведенного анализа сделан вывод, что Исландия не является представительным звеном океанического рифта, а по некоторым особенностям близка к краевым вулканическим поясам. В тектоническом отношении заметно различаются западная (до меридиана п-ова Рейкьянес) и восточная части острова, а также южная и северная, разграниченные системой широтных нарушений.

В современной геологической литературе преобладает представление об Исландии как о приподнятой над уровнем моря части Срединно-Атлантического хребта, как о самой крупной надводной части мировой системы океанического рифта. Эта точка зрения в основном и определяет сейчас большой интерес к Исландии многих исследователей: предполагается на примере Исландии выяснить проблемы морфологии и истории развития рифтов, природы геофизических полей в их пределах, характерных черт вулканизма и т. д.

За прошедшие 5 лет издано более 250 работ по геологии острова и большинство их открывается ставшей традиционной фразой: «Исландия, есть крупнейшая наземная часть мировой системы океанического рифта» (Ward et al., 1969).

В русской литературе Исландии посвящены единичные работы; наиболее полную сводку опубликовал в 1963 г. М. В. Муратов. Против представлений о существенной роли рифтогенеза в геологической истории острова у нас (насколько известно автору) активно возражает лишь Ю. М. Шейнманн, использующий данные о строении коры, о составе и типе дифференциации толеитов Исландии, о широком распространении там кислых пород (Шейнманн, 1968).

Анализ последних литературных материалов и некоторые собственные наблюдения автора дают, как представляется, возможность несколько иного подхода к оценке геологической позиции Исландии.

Существующие гипотезы о геологической истории Исландии приведены в обзоре Х. Сигурдсона (H. Sigurdson, 1967<sub>1</sub>). Они отвечают двум главным концепциям — «старой» и «новой», и в схематическом изложении таковы:

Согласно первой концепции, Исландия является частью Тулейского базальтового плато, причем расчленение плато и сохранение островного положения страны связываются с различными механизмами (обрушение, дрейф, вертикальные напряжения в области хребта и т. д.). Вторая — связывает и факт возникновения острова, и особенности его послеплиоценового развития с положением его на гребне Срединно-Атлантического хребта, с процессами третичной и современной тектоно-магматической активности и раздвижения океанического дна. Попробуем про-

анализировать, что нового вносят появившиеся за последние годы факты в оценку тектонической позиции Исландии.

Базальтовый разрез острова описан неоднократно, в том числе и в русской литературе (Муратов, 1963; Белоусов, 1968), и ниже дается лишь его краткая характеристика.

Геологическое строение Исландии определяется необыкновенным по масштабам распространением толщ плато-базальтов. Третичные базальты занимают около 40% площади страны, они представлены лавами с резко подчиненными прослоями эоловых песков, глинистых отложений с лигнитами, конгломератов.

Разрез третичных базальтов венчается так называемыми серыми до-леритами. Эти породы не затронуты постмагматическими изменениями, содержат редкие прослои палагонитовых лав и тиллитовидные конгломераты.

Область четвертичного и современного вулканизма занимает обособленное положение. Она описана в литературе как Срединная зона или Центральная грабен. Считается, что движения в пределах этой площади активно проявились в плио-плейстоцене (Thorarinsson, 1965).

Палагонитовые отложения перекрываются серией молодых суб-аэральных трещинных базальтовых излияний.

Возраст третичных базальтов датировался интервалом от палеоцена до миоцена по сборам флор в различных частях разреза (Муратов, 1963). Однако в самое последнее время высказано предположение о возможности пересмотра возраста флор и отнесения их в основном к миоцену (Moorbath, Walker, 1968). Радиометрическое изучение пород из наиболее древних частей разреза острова К—А<sub>г</sub> методом дало цифры 16, 14—13 млн. лет, т. е. средний — верхний миоцен. Всего выполнено 30 определений и они имеют хорошую сходимость (Moorbath, Walker, 1968).

Характерные черты тектоники и рельефа Срединной зоны, заставляющие видеть в ней наземное продолжение рифта океана, изучены и описаны многими исследователями (Rütten, 1956; Kjartanson, 1943) и суммированы С. Тораринссоном (Thorarinsson, 1965). Это — географическое положение острова на непосредственном продолжении зоны гребня хребта, совпадение ширины подводной зоны гребня с шириной области четвертичного вулканизма на юге страны; длительное существование ослабленных зон северо-восточного простирания, которые сохраняются в виде зияющих трещин, либо служат магмоподводящими каналами, либо определяют системы кулисообразных сбросов и сдвигов. Это также линейные симметричные магнитные аномалии, во многом аналогичные таким же аномалиям в осевой зоне хребта и, наконец, необыкновенно интенсивный магматизм с третичного времени до сих пор. Т. Эйнарссон (Einarsson T., 1967), анализируя системы тектонических трещин Исландии, показывает, что главные направления глубинных разломов и магмопроводящих трещин на поверхности ориентированы по азимуту 40—45°, в то время как на крупнейших оперяющих активную зону этого направления трещинах размещаются крупные вулканы: Гекла, Гримсвотн и др.

Долгое время залегание базальтов в восточной Исландии — их простирание, параллельное границе Центрального грабена, падение и возрастание мощности каждого отдельного потока в направлении к этой границе — рассматривалось как пример структуры третичной толщи в целом. Такая картина использовалась как дополнительный аргумент в пользу идеи дрейфа, поскольку она трактовалась как указание на единую длительно живущую корневую зону излияний в области современного грабена.

Сейчас стало ясно, что на значительных площадях залегание третичных базальтов, разбитых на многочисленные блоки, не зависит от простирания грабена — чаще это брахискладки или пологие купола.

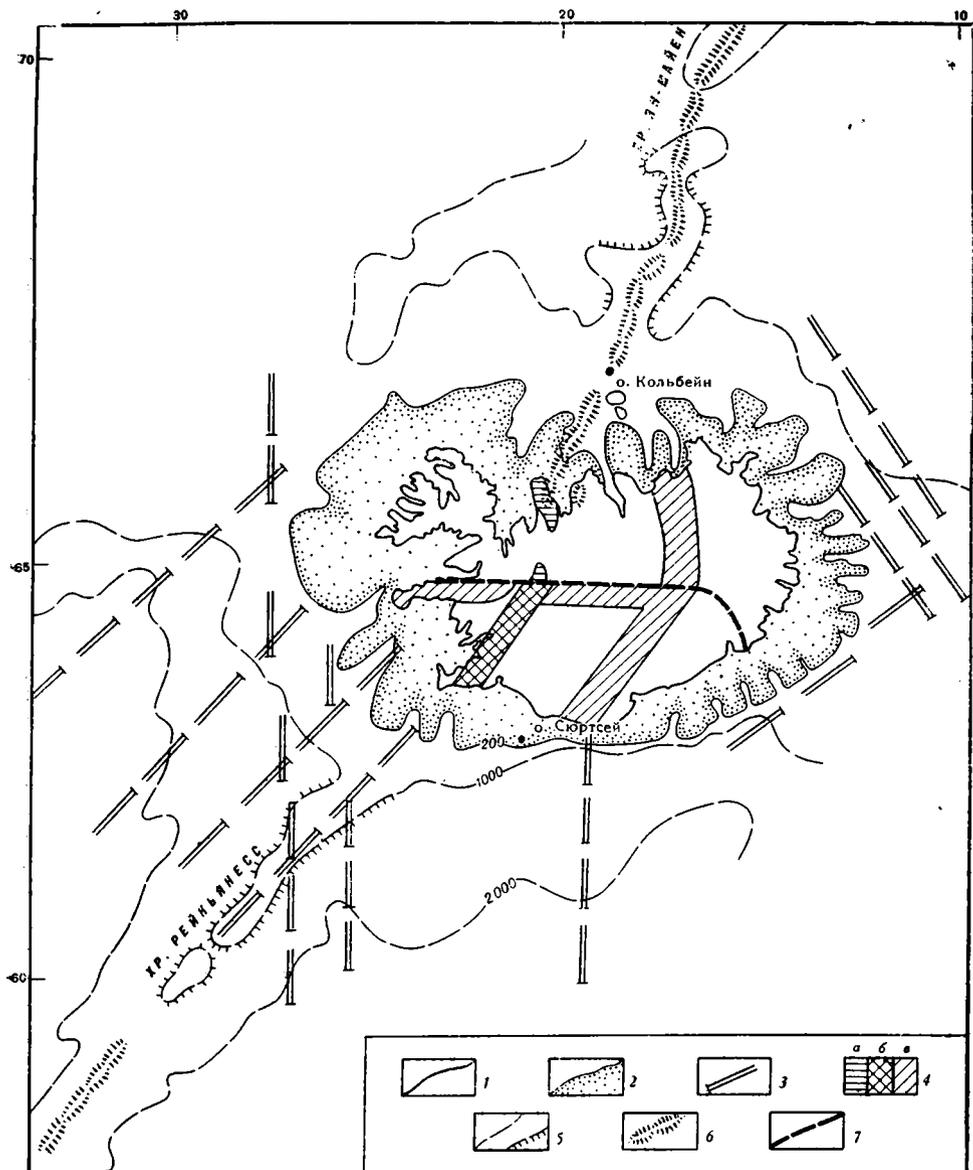


Рис. 1. Положение Исландии в системе региональных зон нарушений Северной Атлантики. Составлена по фотографиям пластической карты рельефа острова и дна прилегающих акваторий.

1 — очертания острова; 2 — конфигурация шельфа; 3 — линейные элементы подводного рельефа: гребни хребтов, оси впадин, уступы дна; 4 — неовулканические пояса: а —  $Q_1$ ; б —  $Q_1 - Q_2$ ; в —  $Q$  — современные; 5 — изобаты и осевые части подводных хребтов; 6 — главные сейсмические пояса; 7 — широтный шов Исландии

Геологические и геофизические наблюдения показывают сплошное распространение толщи третичных базальтов под четвертичными, мощность которых в самых прогнутых участках не превышает 1 км. Так, например, Т. Эйнарссон (Einarsson T., 1967) описывает внутри областей распространения четвертичных пород выходы третичных лав с теми же направлениями падения. Таким образом, геологическое строение Центрального грабена указывает на молодость этой структуры.

Представляется, что и общепринятые характеристики расположения острова «на непосредственном продолжении рифтового рва» требуют некоторого уточнения.

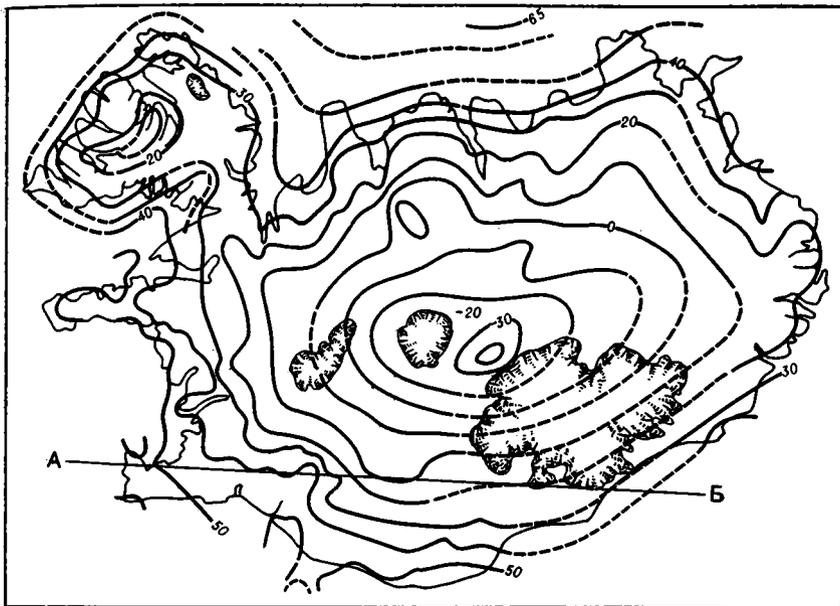


Рис. 2. Карта аномалий силы тяжести в редукции Буге (по Einarsson, 1965)

Продолжением осевых структур Срединно-Атлантического и Арктического хребтов служит западная ветвь невулканического пояса Исландии (рис. 1). Подводные структуры северо-восточного, «атлантического» простираения подходят к острову лишь у его западных окраин, а наряду с ними позиция острова контролируется такого же порядка меридиональными и северо-западными нарушениями. Конфигурация и рисунок расчленения шельфа показывают, что рельеф острова длительное время представлял собой пологий свод, несколько вытянутый в широтном направлении.

Форма свода повторена строением поля силы тяжести, образующим пологую изометричную «чашу» (рис. 2). В пределах поля не отмечено гравитационной ступени, которая соответствовала бы предполагаемой глубинной, корневой структуре Центрального грабена; в рисунке гравитационного поля вообще нет признаков линейности.

Сопоставляя геологические и геофизические особенности Исландии с особенностями рифтогенных структур, мы, естественно, исходим из обобщенной характеристики Атлантического рифта, сложившейся в результате исследований океанов (Хейзен и др., 1962; Белоусов, 1968; Vine, 1966 и др.).

Известно, что разрез коры в зоне хребта, по материалам десятков сейсмических профилей (Хейзен и др., 1962), представлен слоем со скоростью прохождения продольных волн  $5,1 \text{ км/сек}$ , несколько варьирующим по мощности (в среднем  $2,8 \text{ км}$ ), субстрат под которым имеет скорости  $7,3 \text{ км/сек}$ . По материалам Г. Б. Удинцева и других исследователей, структура коры блоковая, неоднородная; для рифтовых долин характерны выступы «высокопроводящих» мантийных слоев со скоростями  $9 \text{ км/сек}$  и более, а часто и непосредственные их выходы в рифтовых долинах. Магнитные данные, обобщенные Э. Буллардом (1968), показывают, что характерной структурой дна океанов являются узкие полосы магнитных аномалий, параллельные срединно-океаническим хребтам, пересеченные и смещенные широтными трещинными зонами. Предполагается, что полосы магнитных аномалий трассируют участки поступления глубинного материала, намагничиваемого в поле Земли.

Изверженные породы срединно-океанических хребтов представлены толеитовыми и щелочными базальтами, габбро, а в глубинах рифтовых долин обнаружены серпентиниты, дуниты, хромититы. К настоящему времени поднят лишь один образец океанического аплита со специфическим натровым составом (Miashiro A. et al., 1970).

Естественно полагать, да это уже и показано неоднократно, что обширные области срединно-океанических хребтов не являются однородными, что подобно платформам, складчатым и орогеническим поясам они разновозрастны, мозаичны.

Особенно многообразны структуры, морфология, связи с вулканизмом рифтовых зон, развивающихся на континентах. Отдельные звенья

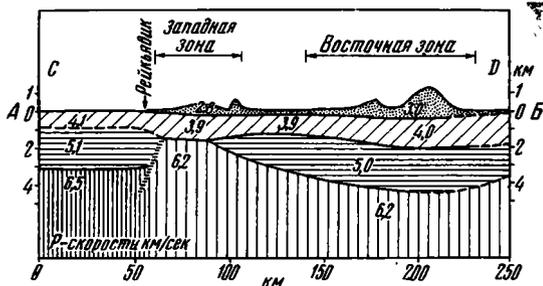


Рис. 3. Разрез коры южной Исландии, по сейсмическим данным (по Stefansson, 1967); положение разреза см. рис. 2

провел Г. Пальмасон (Palmason, 1967<sub>1</sub>), который обобщил и имеющиеся материалы по строению коры Исландии. Отработан профиль длиной 230 км в Юго-Западной Исландии и два профиля по 100 км у ее западного побережья, а также около 50 профилей для изучения первых 10 км разреза. Для верхних частей разреза коры установлено пять групп продольных сейсмических скоростей, соответствующих определенным геологическим формациям (рис. 3).

Слой 0 со скоростями 2,1—3,4 км/сек установлен на поверхности невулканических зон; слой 1 со скоростями 3,9—4,15 км/сек — на поверхности третичных плато-базальтов, а также повсеместно под толщей молодых вулканических продуктов. Слой 2 (скорости 5 км/сек) почти не имеет аналогов на поверхности за исключением районов юго-восточной Исландии, где ему соответствуют выходы наиболее глубоких частей третичного разреза — базальтовых лав с крупными основными и кислыми интрузивами. Слой 3 со скоростями 6,2 и 6,5 км/сек наиболее глубоко залегает под восточной зоной молодого вулканизма в Центральной Исландии и подходит почти к поверхности под западной невулканической зоной. Г. Пальмасон приводит сопоставление с разрезом Фарерских островов, где слоям со скоростями 3,9 и 5,1 км/сек соответствуют изученные на поверхности стратиграфически различные формации базальтов.

Различия в разрезе коры западной окраины и остальной части Исландии, возможно, следует поставить в связь с позицией по отношению к Срединно-Атлантическому хребту, ось которого проектируется лишь на западную часть острова. По-видимому, налицо не только морфологическая неоднородность территории (линейные блоки близ хребта и свод вне его, на пересечении меридиональных — северо-западных линейментов) (см. рис. 1), но и более глубокая, тектоническая гетерогенность.

Океаническая кора (Белоусов, 1968) имеет следующий разрез (табл. 1):

По сравнению с разрезом осевых зон океанических хребтов разрез коры Исландии отличается присутствием горизонта со скоростями 6,2—

таких систем рассматриваются как территории, находящиеся на разных стадиях процесса рифтогенеза (Милановский, 1969). Однако то, что известно в настоящее время о структуре Исландии, скорее всего свидетельствует о преобладании не рифтогенных процессов, а дифференциальных блоковых подвижек на фоне сводового вздымания.

Сейсмическое зондирование на территории острова

провел Г. Пальмасон (Palmason, 1967<sub>1</sub>), который обобщил и имеющиеся материалы по строению коры Исландии.

Отработан профиль длиной 230 км в Юго-Западной Исландии и два профиля по 100 км у ее западного побережья, а также около 50 профилей для изучения первых 10 км разреза. Для верхних частей разреза коры установлено пять групп продольных сейсмических скоростей, соответствующих определенным геологическим формациям (рис. 3).

Слой 0 со скоростями 2,1—3,4 км/сек установлен на поверхности невулканических зон; слой 1 со скоростями 3,9—4,15 км/сек — на поверхности третичных плато-базальтов, а также повсеместно под толщей молодых вулканических продуктов. Слой 2 (скорости 5 км/сек) почти не имеет аналогов на поверхности за исключением районов юго-восточной Исландии, где ему соответствуют выходы наиболее глубоких частей третичного разреза — базальтовых лав с крупными основными и кислыми интрузивами. Слой 3 со скоростями 6,2 и 6,5 км/сек наиболее глубоко залегает под восточной зоной молодого вулканизма в Центральной Исландии и подходит почти к поверхности под западной невулканической зоной. Г. Пальмасон приводит сопоставление с разрезом Фарерских островов, где слоям со скоростями 3,9 и 5,1 км/сек соответствуют изученные на поверхности стратиграфически различные формации базальтов.

Различия в разрезе коры западной окраины и остальной части Исландии, возможно, следует поставить в связь с позицией по отношению к Срединно-Атлантическому хребту, ось которого проектируется лишь на западную часть острова. По-видимому, налицо не только морфологическая неоднородность территории (линейные блоки близ хребта и свод вне его, на пересечении меридиональных — северо-западных линейментов) (см. рис. 1), но и более глубокая, тектоническая гетерогенность.

Океаническая кора (Белоусов, 1968) имеет следующий разрез (табл. 1):

По сравнению с разрезом осевых зон океанических хребтов разрез коры Исландии отличается присутствием горизонта со скоростями 6,2—

6,4 км/сек и большой вертикальной протяженностью слоя со скоростью 7,4 км/сек (Stefansson, 1967). Лучше всего глубинное строение Исландии может быть сопоставлено с корой субконтинентального типа (Drake, Kosminskaya, 1969).

Аэромагнитные исследования прилегающих к юго-западной Исландии в области хребта Рейкьянесс акваторий, выполненные на площади 400 км<sup>2</sup> (Heirtzler et al., 1966), показали существование здесь четких линейных магнитных аномалий, свойственных срединно-океаническим хребтам. Крупная линейная зона положительных аномалий шириною 20 км (зона «А») совпадает с гребнем хребта. Она окаймлена по обеим сторонам отрицательными аномалиями. Разница значений составляет 3000 гамм, зона прослежена на 430 км и сопровождается симметричными полосами меньших по значению аномалий (зоны восточная и западная).

Собственно Исландия и акватории к юго-западу от нее были исследованы группой Серсона. Картина распределения магнитных аномалий в подводной части хребта и на суше часто трактуется как единая (Sigurgeirsson, 1967) (рис. 4). Однако ясно видно понижение интенсивности аномалий на пространстве между 63 и 65° с. ш.

Таблица 1

Слой	Скорость продольных сейсмических волн, км/сек	Мощность, км
2	5,07 ± 0,63	1,7—0,75
3	6,69 ± 0,26	4,9—1,4
4	8,13 ± 0,24	

Детальные работы по магнетрии п-ова Рейкьянесс, принятые Исландским управлением в 1965 г., показали продолжение осевой аномалии хребта, правда, менее интенсивной (с амплитудой 1000—2000 гамм) вдоль современного вулканического пояса острова. Соответствие в расположении линейных магнитных аномалий в пределах Срединно-Атлантического хребта и на территории острова достаточно велико. Это соответствие прослеживается Т. Эйнарссон (Einarsson T., 1967). По его представлениям, зона «А» Хейртцлера смещается у берегов острова к востоку на 40 км и на суше ей соответствует вулкано-тектоническая зона так-

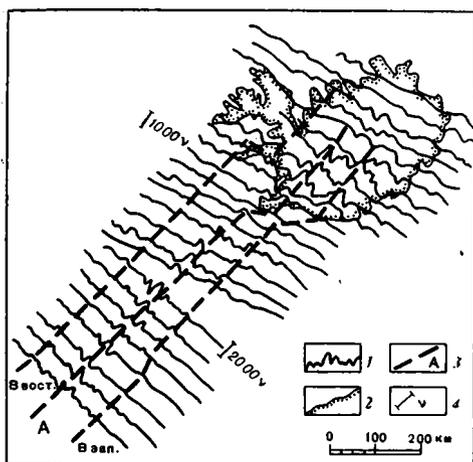


Рис. 4. Сопоставление магнитных полей Исландии и прилегающей части Срединно-Атлантического хребта (по Sigurgeirsson, 1967):

1 — аэромагнитные профили; 2 — границы острова; 3 — линейные зоны Хейртцлера, 4 — величина аномалий

же 20 км шириной, проходящая через плейстоценовый пояс вулканов Хейнгиль, Тингвелир и Лантиокуль.

Аналогичное смещение к востоку происходит с зоной «В» восточной, и у берегов Исландии она проходит через современные вулканы Сертсея и острова Вестманн, продолжаясь на суше зоной современного вулканизма шириною 30—50 км.

Зона «В» западная проходит через серию подводных гор прямо к постройке постледникового вулкана Снефелсиокуль, после этого, подобно предыдущим, резко смещается к востоку.

Таким образом, каждая из зон положительных магнитных аномалий четко соответствует линейному вулканическому поясу, причем Центральная аномалия — плиоценовому, а боковые — современным. Такие соотношения по меньшей мере настораживают.

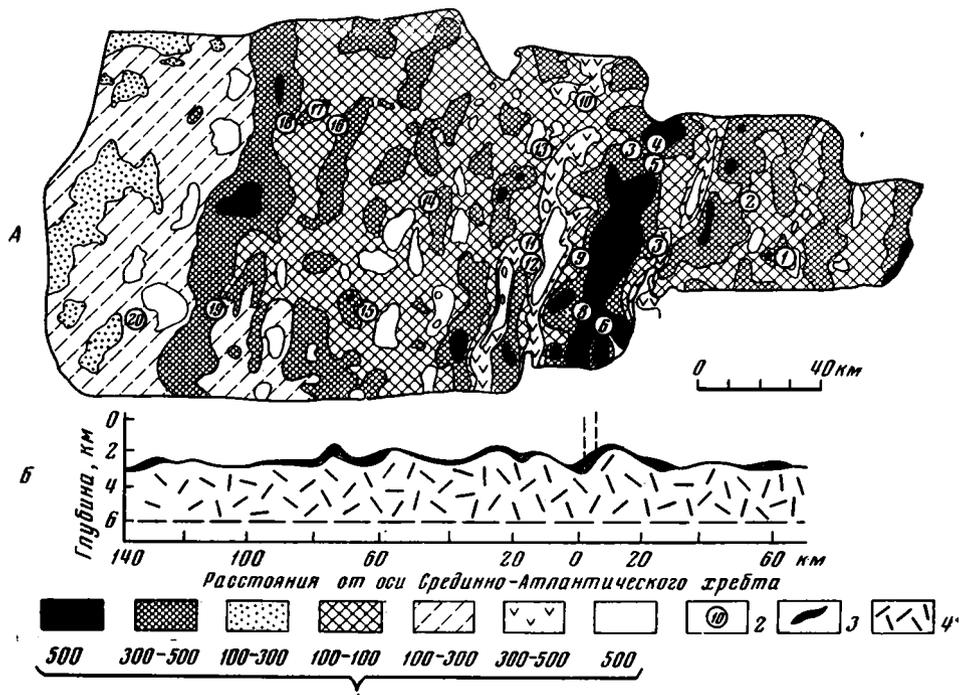


Рис. 5. Распределение магнитных аномалий (А) и модель геологического разреза (Б) в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта близ 46° с. ш. (по Carmichael, 1970). 1 — значения аномалий; 2 — места отбора образцов; 3 — покровы современных базальтов; 4 — метаморфизованные породы океанической коры

Действительно, само по себе распределение магнитных аномалий вдоль осей срединно-океанических хребтов — необыкновенно интересное геологическое явление. Рисунок магнитных аномалий — один из ведущих аргументов гипотезы расширяющегося дна. Нет возможности обсуждать или оценивать гипотезу здесь, хотя в ее пользу говорит совпадение профиля аномалий Тихоокеанско-Антарктического хребта, пересчитанного на «скорость расширения» Срединно-Атлантического хребта с реальными профилями через хребет Рейкьянесс (Heirtzler et al., 1966). Однако гипотеза вызывает и серьезные возражения, а если попытаться скорректировать представления о природе подводных аномалий по видимым на суше в Исландии явлениям, то видно, что осевая аномалия, по идее трассирующая современный вулканизм, соответствует относительно более древнему базальтовому поясу.

Сейчас появились обоснованные сомнения в возможности прямых сопоставлений при интерпретации магнитных аномалий на суше и в океане. Детальные работы по изучению вещественного состава пород в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта, выполненные С. Кэрмайклом (Carmichael S., 1970), показали, что магнитные аномалии (кстати, далеко не столь симметричные, как на других площадях) вызваны весьма маломощными потоками современных лав, причем и сами потоки и их трещинные каналы бывают удалены от осевой зоны на десятки километров (рис. 5). Эти наблюдения привели авторов к созданию «пленочной» модели аномалий в отличие от модели вертикальных магматических призм.

На территории острова, в третичных толщах, наиболее существенные магнитные аномалии, напротив, вызваны глубинными телами габбро, в то время как размещение базальтов и их даек не влияет существенно на рисунок аномалий (Kristjansson, 1970). Вместе с тем в зонах современ-

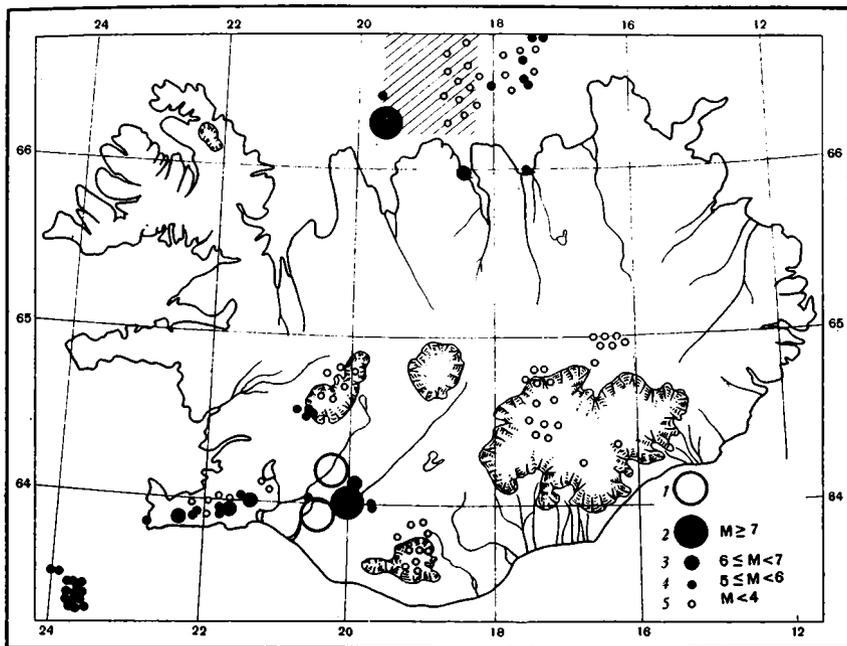


Рис. 6. Положение эпицентров землетрясений на территории Исландии и близ нее (по Stefansson, 1967).

1 — крупнейшие землетрясения между 1784 и 1962 гг.; 2 — землетрясения различной интенсивности, начиная с 1910 г.

ного вулканизма подобные аномалии возникают за счет маломощных базальтовых потоков, т. е. общая их картина суммирует разнородные геологические явления.

Характер сейсмического поля на территории острова также меняется: пояс землетрясений, трассирующий рифтовую зону океана, особенно в ее арктической части (Stefansson, 1967), прерывается; неовулканическая зона характеризуется весьма близповерхностными толчками малой интенсивности (Ward et al., 1969), причем и они и эпицентры более крупных землетрясений сосредоточены в юго-западной части острова (рис. 6), т. е. там, где влияние процессов, происходящих в осевой зоне хребта, может быть наиболее ощутимым. На основании анализа размещения эпицентров, а также напряжения смещения ряд исследователей, в частности Стефансон (Stefansson, 1967), делают вывод о существовании поперечных запад-северо-западных зон разломов, в которые «упираются» хребты Рейкьянесс и Ян-Майен при подходе к Исландии.

Специальные исследования полей напряжений в коре Исландии, предпринятые Н. Хастом (Hast, 1969), показали преобладание сжимающих, а не растягивающих усилий и отсутствие вертикальных нагрузок на базальты. Н. Хаст рассчитал, что максимальное давление в горизонтальном плане осуществляется под углом  $45^\circ$  к простираению хребта, а не под углом  $90^\circ$ , как это следовало бы из гипотезы конвекции вдоль оси хребта и последующего дрейфа коры острова.

Значения теплового потока в Исландии выше, чем в областях вулканизма, и сходны со значениями в горных грядках срединно-океанических хребтов. Пальмассон (Palmasson, 1967<sub>2</sub>) считает представительными лишь замеры в скважине глубиной 1565 м на о. Вестманн, где тепловой поток равен  $2,9 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ , и подчеркивает, что большая дисперсия значений на территории острова вызвана существенной ролью конвекции.

Центральный грабен Исландии трудно считать непосредственным продолжением рифтового рва Срединно-Атлантического хребта, хотя бы

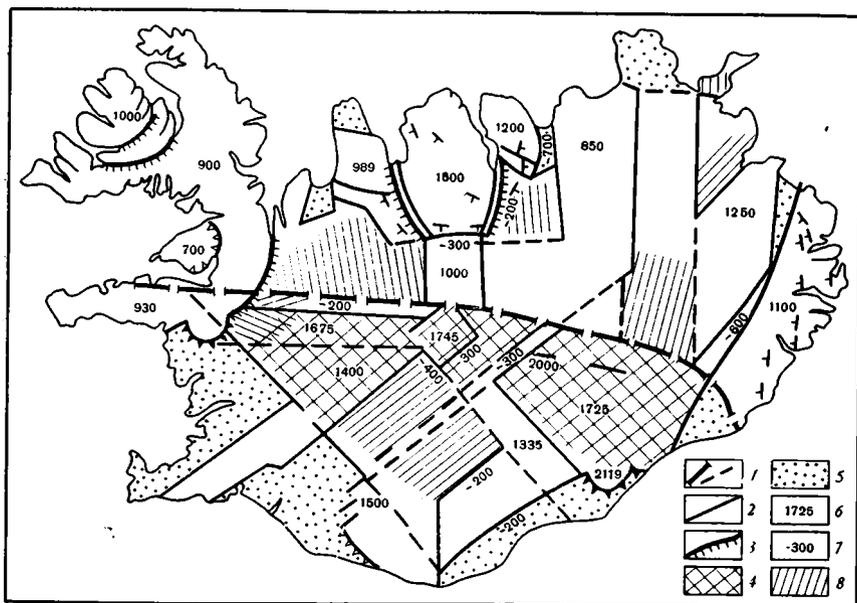


Рис. 7. Морфоструктурная схема Исландии.

1 — широтный шов; 2 — однопорядковые границы разновысотных блоков, 3 — дуговые границы; 4 — области воздыманий с отметками 1400—2000 м; 5 — депрессии с отметками менее 200 м; 6 — отметки максимальных высот; 7 — амплитуды перемещений по границам блоков; 8 — участки развития линейной речной сети и ее направление

потому, что на прецизионных профилях морского дна (Annales, 1969) и батиметрических картах (Heirtzler et al., 1966) отчетливо видно отсутствие сколько-нибудь морфологически выраженной рифтовой долины на гребне хребта Рейкьянесс к северу от 60-й параллели.

Трудно также признать вполне справедливым широко распространенное мнение, что формирование Центрального грабена является главным процессом неотектонической жизни Исландии и что аналогичный процесс формирования системы многочисленных параллельных линейно-амонтов характеризовал его третичную историю. В полях третичных базальтов структуры такого направления относительно слабо распространены (рис. 7). Часто высказывается мнение, что, как более древние, они подверглись морской и ледниковой эрозии, были залиты потоками лав или перекрыты отложениями морен. Однако, исходя из практики морфоструктурного анализа, мы имеем все основания считать, что такая главенствующая система глубоких расколов должна была предопределить план заложения речной сети в третичных толщах острова (так же, как ею отчетливо определяется план гораздо менее зрелой речной сети в полях пород четвертичного возраста).

Однако, несмотря на полное литологическое сходство третичных и четвертичных вулканитов, степень и форма их эрозионного расчленения различны. Среди полей третичных базальтов совершенно не отпрепарированы линейные структуры северо-восточного, «рифтового» направления; разграничением блоков там служат дуговые, в меньшей степени широтные и северо-западные нарушения.

Итак, «рифтовые» направления в рельефе и тектонике острова проявлены весьма выразительно, но они не являются доминирующими. Более отчетливым, чем различия неовулканического пояса и его обрамления, выглядит структурное различие северной и южной Исландии. Для южной Исландии характерны более контрастные движения, здесь сосредоточены обширные области сводов с абсолютными отметками до 2000 м, а четверть всей площади занята депрессиями с отметками менее

200 м. Сводовый характер наиболее приподнятых блоков можно проследить по рельефу поверхности третичных базальтов. Из данных Г. Пальмасона (Palmason, 1963) видно, что в северном звене неовулканического пояса их абсолютные отметки колеблются от  $-100$  до  $+400$  м, а в окрестностях поднятия Хофейокуль (в центре острова) составляют уже  $+600$  м.

Неовулканические пояса занимают более половины площади южного блока, их общая ширина здесь 240 км, и на севере — всего 120 км. В южном блоке сосредоточены все плейстоценовые и большинство современных вулканов центрального типа (на севере — лишь два современных вулкана, плейстоценовая активность которых не установлена), главная масса высокотермальных областей (Ward et al., 1969), а равно площадей позднечетвертичного и современного кислого магматизма.

Различия в этом плане далеко не пропорциональны отношению площадей южного и северного звеньев неовулканических поясов, и поэтому также могут служить показателем тектонической неоднородности северной и южной частей острова.

Границу этих двух областей, различных по гипсометрическому уровню, контрастности движений, интенсивности развития молодого вулканизма, сейсмичности, объему кислых и высокотермальных проявлений, мы назвали широтным швом Исландии (см. рис. 7). Это очень пологая субширотная дуга, выпуклая к северу между  $64^{\circ}45'$  и  $65^{\circ}$  с. ш. На значительном протяжении она выступает как скрытое нарушение, отмеченное сменной эрозионных линейных планов: от меридионального и северо-западного на севере к северо-восточному на юге. Вдоль этой структуры заложено широтное звено современного вулканического пояса. У западного окончания она отмечена широтными системами тектонических и магмоподводящих трещин (Sigurdsson, 1967). Таким образом, и в настоящее время в тектонике Исландии резко проявлена широтная зональность, наследующая простираение древних планетарных орогенных поясов (Drake, Kosmiskaya, 1969) и зон разломов (Хайн, Симунова, 1965), проходящих через Исландию. Итак, неотектонические движения подновляют представленные в равной мере ослабленные зоны всех главных планетарных направлений<sup>1</sup>. О наличии субширотного упора при формировании сети разломов Исландии упоминали Т. Барт (Barth, 1950) и Н. Д. Никитина (1965). Можно полагать, что выявленные системы нарушений берут начало не только в «дорифтовой», но и в дотретичной истории острова.

Анализ дотретичной истории Исландии (Тг. Einarsson, 1967; Белоусов, 1968) во многом базируется на факте поразительного геологического сходства таких разрозненных областей, как Восточная Гренландия, Западная Шотландия, Западная Скандинавия, перекрытых третичными плато-базальтами Туле. Территория рассматривается как силур-ордовикский ороген<sup>2</sup>, испытавший значительные погружения в среднеюрское время, а в конце верхнего мела — олигоцене перекрытый мощными толщами толеитов плато.

Известные сейчас черты геологии и глубинного строения Исландии скорее всего не позволяют рассматривать ее как представительное звено океанического рифта. Морфология острова (пологий свод, рассеченный радиальными грабенами — неовулканическими поясами) напоминает рифтовые области на континентах (Милановский, 1969). Однако и от подобных структур Исландия отличается по существу. Главные отличия

<sup>1</sup> К таким выводам пришел и Д. Уайз (Wise, 1968), проанализировавший рельеф Исландии специальными методами.

<sup>2</sup> Р. Дуа (Doig, 1970) наметил палеозойский континентальный рифт Северной Атлантики от Канады до восточной Швеции по выходам одновозрастных, петрологически идентичных и близких по структурной позиции карбонатитов.

№ п.п.	Число анализов	Химический состав												
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Mn.O	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
1	38	48,49	2,19	14,30	2,37	10,88	0,21	6,56	10,91	2,39	0,45	0,23	0,42	0,20
2	22	48,42	2,66	13,49	4,29	9,49	0,16	6,35	10,71	2,52	0,44	0,38	—	—
3	58	73,5	0,31	13,30	1,44	1,81	0,08	0,33	1,64	4,46	3,03	0,11	—	—
4	15	72,1	0,32	13,86	1,60	2,01	0,05	0,77	0,58	3,25	3,57	—	—	0,02
5	1	78,39	0,09	12,68	0,38	0,41	0,01	0,54	0,55	6,66	0,06	0,01	0,03	0,38

Примечание. 1—Базальты позднечетвертичные и современные; 2—третичные базальты восточной Исландии; 3—риолиты Исландии (Walker, 1966); 4—риолиты верхнемелового вулканического пояса Сихотэ-Алиня; 5—аплит с гребня Срединно-Атлантического хребта.

заклучены в составе и формах проявления магматических продуктов (Баскина, 1970).

На территории острова неизвестны выходы ультраосновных или щелочно-ультраосновных пород, они не обнаружены даже в виде ксенолитов в многочисленных базальтовых вулканах. Как показали исследования А. Ное-Нугарда (A. Noe-Nygaard, 1966) и Ю. Шейманна (1968) и как следует из данных И. Муира, К. Тилли (Muir, Tilley, 1964) и Сигвалдасона (Sigvaldasson, 1969), толеиты Исландии аналогичны толеитам других площадей Тулейской провинции (фарерским, гренландским) и близки толеит-траппам вообще, а от толеитов срединно-атлантического хребта отличаются относительной бедностью Mg, щелочами и более высокими содержаниями Fe, Ca и Ti, типом дифференциации. Сейчас имеется уже не один десяток силикатных анализов магматических пород Исландии, некоторые вычисленные по ним средние приведены в табл. 2. Оказывается, что по химическому составу третичные толеиты плато не отличаются от четвертичных и современных толеитов неовулканических зон.

На протяжении всей известной геологической истории острова одновременно с трещинными и щитовыми толеитовыми вулканами возникали центральные вулканы. Некоторые из них, подобно вулкану Серберг (Sigurdsson, 1966), периодически возобновляли свою активность.

Десятки базальт-андезит-риолитовых стратовулканов откартированы в пределах Исландии (например, Camichael, 1964); детально изученные оказались постройками центрального типа. Для них характерны многократные внедрения по преимуществу контрастных магм — базальтов и риолитов, к этим же постройкам приурочена главная масса андезитов.

Породы, слагающие центральные вулканы, — оливиновые толеиты, толеиты, андезиты (исландиты), липариты — связаны постепенными вещественными переходами, однако такие серии не отражают порядка внедрения. Напротив, многие черты геологии кислых пород Исландии указывают на их «независимость», не позволяют считать их дифференциатами толеитов. Это в первую очередь широко распространенное здесь явление смещения, одновременного излияния риолитов и базальтов. Локальные центры кислого магматизма известны во всех частях разреза, так что, по замечанию Г. Уокера (Walker, 1959), там «можно ожидать любую магму в любое время». Общее количество кислых пород в вулканической призме острова достигает 10—12%, цифра эта несколько выше для неовулканических зон (Thorarinsson, 1967). В разрезе третичных плато, по наблюдениям Г. Уокера, оливиновые толеиты и толеиты занимают соответственно 23 и 48%, порфиоровые толеиты 12%, андезиты 3% и кислые лавы 8%; лишь 6% объема занято осадочными и пирокластическими породами.

Неоднократные проявления локальных циклов кислого магматизма и значительный объем кислых продуктов, так же как связь их с цент-

ральными постройками, а главное, общий щелочноземельный тип дифференциации — все это черты магматизма, не свойственные ни континентальным, ни тем более океаническим рифтам. Подчеркнем, что все эти особенности не только не исчезли, но еще резче обозначились в магматизме неовулканических зон Исландии.

Магматизм Исландии обладает многими чертами магматизма площадей с возобновившейся тектонической активностью: «модифицированных» островных дуг, краевых вулканических поясов, наложенных впадин. Интересно, что и по химическому составу риолиты и их фациальные разновидности Исландии не отличимы от риолитов перечисленных активизированных структур с отчетливо выраженной сиалической корой (табл. 2, № 3, 4).

Помимо таких важных характеристик, как независимость, одновременность проявления кислых и основных расплавов, резко подчиненное количество андезитов и их тесная ассоциация с риолитами, важно отметить еще постоянную связь кислых ареалов с полями высокотемпературных вод, приуроченность их к относительно повышенным участкам рельефа (Agnarsson et al., 1969) и преимущественное распространение тех и других в Южной Исландии, на площади современного сводообразования.

Все это скорее заставляет рассматривать кислый магматизм Исландии как палингенный, возникший первоначально за счет частичного плавления толеитов, хотя, казалось бы, кислые породы базальтового острова должны были являться классическим примером базальтовых дифференциатов.

Однако все изложенное выше приводит нас к представлению об Исландии, как о весьма своеобразном звене в единой эволюционной цепи тектонических новообразований. Может быть, это участок зарождающейся континентальной коры, где доступны наблюдению первые этапы формирования гранитной коры, первые ее узелки, возникающие на путях проникновения к поверхности высокотемпературных струй.

Геологический парадокс Исландии заключается в том, что территория с четко выраженными на поверхности морфологическими чертами четвертичного и современного рифта не обнаруживает столь же несомненных его признаков в глубинных особенностях (структуре гравитационного поля, разрезе коры по сейсмическим данным, геологии и петрохимии магматических продуктов).

Представляется, что при формировании Исландии процессы рифтогенеза на гребне срединно-океанического хребта были элиминированы процессами поднятия (взаимосвязанными с формированием термальных потоков и кислых магм) и что подобные процессы поднятия в этом случае оказываются и одновременными и «однопорядковыми» с планетарными процессами рифтогенеза, хотя и захватывают лишь отдельные ограниченные по площади тектонические узлы.

#### Литература

- Баскина В. А. Магматизм Исландии. Сов. геология, № 1, 1970.  
Белюсов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. «Наука», 1968.  
Буллард Э. К. Коренные породы под океанами. В сб. «Основные проблемы океанологии». «Наука», 1968.  
Международная тектоническая карта Европы 1 : 2 500 000, 1962.  
Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовых систем Вост. Африки и Аравии. Вестн. МГУ. Сер. геол., № 1, 1969.  
Муратов М. В. О тектоническом строении и положении Исландии. В кн. «Проблемы геологии на 21 сессии МГК», «Наука», 1963.  
Никитина Н. Д. Связь вулканизма с развитием неотектонических структур на примере Исландии. Жизнь Земли, № 3, Изд-во Моск. ун-та, 1965.  
Хайн В. Е., Симунова Э. Л. Геоморфологическое проявление глубинных разломов. Жизнь Земли, № 3, Изд-во Моск. ун-та, 1965.  
Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. Изд-во иностр. лит., 1962.

- Хейзен Б. К. Морская геология и перемещение материков. Сб. «Рельеф и геология дна океанов». «Мир», 1964.
- Шейманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. «Недра», 1968.
- Arnorsson S., Yonsson Y., Tomasson Y. General aspects of thermal activity in Iceland. XXIII Internat. Geol. Congr., v. 18, p. 77, 1969.
- Annales of the international geophysical year. v. 44, 1969.
- Barth T. Volcanic Geology, Hot springs and Geysirs of Iceland, Washington, 1950.
- Carmichael Y. S. E. The petrology of Thingmuli, a Tertiary Volcano in Eastern Iceland. J. Petrol., v. 5, No. 3, 1964.
- Carmichael C. Magnetic properties of dredged Samples. Canad. J. Earth. Sci., v. 7, No. 2, 1970.
- Dagley P., Wilson R. L. et al. Geomagnetic Polarity Zones of Icelandic Lavas. Nature, v. 216, No. 5110, 1967.
- Drake C. L., Kosminskaya I. P. The Transition from Continental to Oceanic Crust. Tektonophysics, No. 5-6, 1969.
- Doig R. An Alcaline Rock Province linking Europe and Northern America. Canad. J. Earth. Sci., v. 7, No. 1, 1970.
- Einarsson T. Remarks on Crustal Structure in Iceland. Geoph. Y. Roy. Soc., v. 10, p. 283, 1965.
- Einarsson T. The Icelandic Fracture System and the Inferred Causal Stress Field. Iceland and Mid-Ocean Ridges, Reyk., 1967<sub>1</sub>.
- Einarsson T. The Extent of the Tertiary Basalt Formation and the Structure of Iceland and Mid-Ocean Ridges, Reyk., 1967<sub>2</sub>.
- Hast N. The State of Stress in the Upper Part of the Earth Crust Tectonophysics, v. 8, No. 3, 1969.
- Heirtzler Y., Le Pichon X., Baron Y. D. Magnetic Anomalies over the Reykjanes Ridge. Deep-Sea Res., v. 13, No. 3, 1966.
- Kjartansson G. Geological Map of Iceland sc. 1:250 000. Museum of Natural History, Reyk. Miscel. Papers No. 32, 1962.
- Kristjansson L. Paleomagnetic and magnetic surveys in Iceland. Earth. Planet. Sci. Lett., v. 8, No. 2, 1970.
- Miashiro A. et al. Crystallization differentiation of abyssal tholeiites. Earth. Planet. Sci. Lett., v. 7, No. 4, 1970.
- Moorbath S., Walker G. P. L. SR — isotope Investigation of Igneous Rocks from Iceland. Nature, v. 207, No. 4999, 1965.
- Muir J. D., Tilley C. E. Basalte from the Northern Part of the Rift Zone of the Mid-Atlantic Ridge. Y. Petrol., v. 5, No.3, 1964.
- Noe-Nygaard A. Chemical Composition of Tholeiite Basalts from the Wyville Thompson Ridge Belt. Nature, v. 212, No. 5059, 1966.
- Palmason G. Seismic Refraction Investigation of the Basalt Lavas in Northern and Eastern Iceland. Yökull, Reyk, v. 3, No. 13, 1963.
- Palmason G. Upper Crustal Structure in Iceland. Iceland and Mid-Ocean Ridges, Reyk, 1967<sub>1</sub>.
- Palmason G. On Heat Flow in Iceland in Relation to the Mid-Atlantic Ridge. Iceland and Mid/Atlantic Ridge, Reyk., 1967<sub>2</sub>.
- Rütten M. G. Provenience of Thingvellir Lava. Geol. Mijnbouw, No. 6, 1956.
- Sigurðsson H. Geology of the Setberg Area. Greinar, Reyk., v. 4, No. 2, 1966.
- Sigurðsson H. An Icelandic Basalt Plateau and the Question of Sial. Iceland and Mid-Ocean Ridges, Reyk., 1967<sub>1</sub>.
- Sigurgeirsson T. Aeromagnetic Surveys of Iceland and its Neighbourhood. Iceland and Mid-Ocean Ridge Reyk., 1967.
- Sigvaldasson G. Structure and Products of Subaquatic volcanoes in Iceland. Contr. Miner. Petrol., v. 18, p. 1, 1968.
- Sigvaldasson G. Chemistry of Basalts from the Icelandic Rift Zone. Contr. Miner. Petrol., v. 20, p. 357, 1969.
- Stefansson R. Some Problems of Seismological Studies of Mid-Atlantic Ridge. Iceland and Mid-Ocean Ridges, Reyk, 1967.
- Thorarinnsson S. The Median Zone of Iceland. The World Rift System. Rep. of Symposium. Ottawa, 1965.
- Thorarinnsson S. Some Problems of Volcanism in Iceland. Geol Rundschau, v. 57, p. 1, 1967.
- Vine F. Y. Spreading of the Ocean Floor. Science, v. 154, No. 3755, 1966.
- Walker G. P. L. Geology of the Reydarfjörður Area, Eastern Iceland Quart. J. Geol. Soc. London, v. 114, p. 3, 1959.
- Walker G. P. L. Acid Igneous Rocks in Iceland. Bull. Volc., v. 29, p. 375, 1966.
- Ward P. L., Palmason G., Drake C. L. Microearthquakes Survey and Mid-Atlantic Ridge in Iceland. J. Geophys. Res., v. 74, No. 2, 1969.
- Wise D. U. Regional and Sub-Continental Sized Fracture Systems detectable by Topographic Shadow Techniques. Geol. Surv. Canada. Spec. Paper No. 68—52, Ottawa, 1968.

УДК 551.24.2+551.21 (267)

Т. В. МОЛЧАНОВА

**МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ В СВЯЗИ С ТЕКТОНИЧЕСКОЙ  
ИСТОРИЕЙ АРХИПЕЛАГА КЕРГЕЛЕН  
(ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН)**

Рассматривается возможность распространения гранитов на океанических островах. На основании изучения имеющейся коллекции магматических пород с архипелага Кергелен и литературных материалов сделан вывод, что на океанических островах могут быть встречены небольшие по объему тела кислых пород грано-сиенитового состава. Они образуются как конечный продукт сложного процесса дифференциации базальтовой магмы.

В последние годы все чаще в геологической литературе поднимаются широкие проблемы связи тектоники и магматизма; рассматриваются сходства и отличия магматических пород океанов, островных дуг и континентов и различных крупных структур внутри последних. От решения этих вопросов зависит ряд принципиальных положений современной геологической науки.

Еще относительно недавно считалось установленным, что для геосинклиналей и островных дуг характерен толеитовый тип базальтов, дающий дифференциационный ряд: базальт — андезит — дацит — риолит, а для океанов — тип щелочных оливинных базальтов и ряд дифференциации; оливинный базальт — щелочной базальт — фонолит — трахит. Полученные затем материалы показали, что на океанических островах встречаются породы, представляющие оба типа дифференциации: риолитовые породы известны в Исландии, на островах Вознесения, Бове и на архипелаге Кергелен. Последний особенно интересен тем, что среди его пород одновременно развиты как породы щелочной трахитовой, так и риолитовой серий (Tilley, 1950).

Среди магматических образований океанических островов граниты практически отсутствуют. За более чем столетний период изучения пород океанических островов были сделаны лишь единичные указания о находках гранитов, но ни в одном из описанных случаев они не образуют сколько-нибудь значительных скоплений. Граниты слагают маломощные жилы и дайки на архипелаге Кергелен (Edwards, 1938; Aubert de la Rüe, 1962; Jerémine, Sandrea, 1958), и встречаются в виде ксенолитов в трахитовых туфах и базальтовых шлаках на острове Вознесения (Daly, 1925). Для объяснения появления гранитов на океанических островах Р. Дели и некоторые другие исследователи привлекали погружение гипотетических континентов — Атлантиды и Гондваны — под уровень океана; в результате ассимиляции материала этих континентов базальтовая магма приобретала, по их мнению, сиалические компоненты.

Тилли (Tilley, 1950), изучавший после Дели граниты из ксенолитов в трахитах и базальтах острова Вознесения, подчеркивает, что они, во-первых, составляют совершенно ничтожный процент от количества других пород и, во-вторых, имеют щелочной состав, содержат щелочные пироксены и амфиболы (эгирин и энigmatит). По его мнению, они представляют собой конечный продукт дифференциации трахит-пантеллеритового ряда, являясь глубинным эквивалентом пантеллерита.

Работы А. Энгель и К. Энгель (1966) и огромный аналитический материал, полученный при научных океанических рейсах последних лет, показали, что океанические базальты также имеют толеитовый состав, щелочные же базальты слагают только верхние части крупных вулканических построек океанических островов и представляют собой наиболее поздние продукты дифференциации толеит-базальтовой магмы.

Архипелаг Кергелен, породы которого рассмотрены ниже, находится в южной части Индийского океана, сравнительно недалеко от Антарктического континента (1800 км). Он приурочен к северной части одноименной подводной возвышенности, вытянутой с северо-запада на юго-восток и постепенно погружающейся к югу, в сторону Антарктиды. Индийской срединноокеанический хребет проходит значительно северо-западнее, а другая его ветвь—северо-восточнее архипелага, и последний не связан с этими хребтами.

Геологические исследования на Кергелене проводил французский геолог Обер де ля Рю, эпизодически посещавший архипелаг во время французских австрало-антарктических экспедиций 1929—1931 и 1951—1953 годов. Почти все публикации по геологическому строению архипелага, сделанные Обером де ля Рю, сводились к очень кратким заметкам объемом не более 5 стр. (Aubert de la Rüe, 1950; 1956; Обер де ля Рю, 1957) и касались в основном восточной части главного острова архипелага — п-ова Курбе. Более подробная характеристика геологических комплексов п-ова Курбе была дана им в работе 1962 г. (Aubert de la Rüe, 1962), а петрографическое их описание, проводившиеся Е. Ереминой и А. Сандре, было опубликовано несколько ранее (Jérémine, Sandrea, 1958). Ж. Нуже (Nougier, 1965) не указывает, какими материалами он пользовался при составлении карт и написания своей работы.

Геологические комплексы, выделенные Обером де ля Рю, следующие (они подтверждаются и другими исследователями):

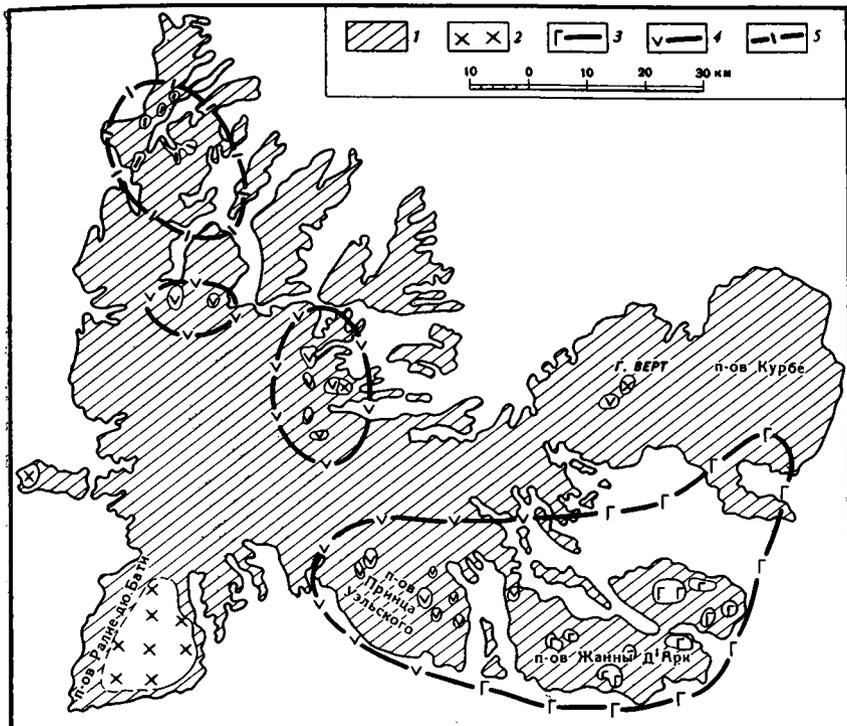
1. Серия древнего основания. Представлена эффузивными породами основного и среднего состава, иногда сильно измененными — спилитизированными. Возраст этой формации не установлен, предположительно ее считают верхнемеловой.

2. Серия интрузивных (зернистых) пород. Зернистые породы различного состава от сиенитов до габбро (исключая граниты) образуют силы, дайки и мелкие штоки, секущие серию древнего основания; но их внедрение предшествовало излияниям трещинных базальтов.

3. Серия трахифонолитов. Породы серии имеют весьма разнородный состав — от трахитов или даже трахириолитов до нефелиновых фонолитов. Они образуют дайки, купола, экструзивные пики, редко покровы. Наблюдаются изменения состава с севера на юг — от более кислых к более основным разновидностям. Начало их формирования предшествовало излиянию трещинных базальтов, но они продолжали образовываться одновременно с базальтами, а также и после окончания их излияний.

4. Серия трещинных излияний базальтов, образующих покровы. Эти породы, по-видимому, наиболее широко распространены на архипелаге и представлены разностями — от сильно стекловатых до полнокристаллических, — изменяющимися по составу от оливиновых базальтов через ортоклазовые базальты до андезитов. По своему характеру породы близки к траппам, кроме покровов образуют дайки. Возраст этих базальтов определяется как миоцен-плиоценовый; но данные по определению возраста в работах не приводятся.

5. Эруптивная серия конца плиоцена — начала четвертичного времени. Она слагает вулканические постройки и лавовые конуса типа «стромболи». Породы имеют щелочной ульграосновной состав (базаниты, лимбургиты).



Схематическая карта архипелага Кергелен (по Nougier, 1965).

1 — базальты основания ( $K_2$ ?); 2 — массивы гранодиоритов и гранитов; 3 — участки развития фонолитов и отдельные их выходы; 4 — участки развития трахитов и отдельные их выходы; 5 — участки развития риолитов и отдельные их выходы

Ж. Нужье (Nougier, 1965) принял комплексы, выделенные Обером де ля Рю, однако на одной из его карт нанесено несколько массивов гранодиоритов и гранитов, которые он относит ко второй серии, но о которых нет никаких упоминаний у Обера де ля Рю. Наиболее крупный массив, «батолит» гранит-гранодиоритового состава указывается на п-ове Ралие дю Бати, в самой юго-западной части главного острова архипелага. Кроме этого «батолита», в трех различных точках показаны мелкие штоки пород гранитоидного состава, один из которых расположен в центральной части п-ова Курбе, в районе гор Верт (рисунок). В достаточно подробном петрографическом описании пород этого участка, сделанном Е. Ереминой и А. Сандре, (Jerémine, Sandrea, 1958), не упоминается о породах такого состава и, наоборот, подчеркивается, что зернистые породы представляют собой разнообразную гамму от сиенитов до габбро, исключая граниты.

К сожалению Ж. Нужье (Nougier, 1965), имея, по-видимому, достаточно обширный химический материал, при петрохимической характеристике пород приводит только 5 химических анализов, а в остальных случаях ограничивается приведением лишь вычисленных параметров Лакруа, не имеющих широкого признания в петрографической литературе; это лишает возможности проводить сравнения с другими породами.

Летом 1966 г. на Кергелене проводились совместные геофизические исследования французских и советских геофизиков. А. Л. Яншиным была достигнута договоренность о доставке советскими геофизиками М. Б. Гохбергом и Б. Н. Козак в Геологический институт АН СССР образцов пород с архипелага Кергелен. Геофизические работы проводились на ограниченном участке п-ова Курбе. Посещение архипелага на-

шими учеными было ограничено только этим районом, и привезенные образцы пород оказались очень сходными с некоторыми породами, описанными Е. Ереминой и А. Сандре. Так как образцы отбирались не специалистами, то условия залегания и взаимоотношения между разновидностями нам не ясны. Тем не менее привезенный материал весьма ценен и мы пользуемся возможностью выразить благодарность всем принимавшим участие в его получении.

Среди привезенных образцов, переданных автору настоящей статьи для петрографического изучения, имеются базальты, по-видимому относящиеся к серии основания (по Оберу де ля Рю). Это мелкозернистые темные, почти черные, реже зеленоватые мелко порфировые породы, нередко с обильными миндалинами или с пузыристой текстурой. Под микроскопом в свежих разновидностях видны вкрапленники плагиоклаза (Пл<sub>60-75</sub>) и более редкие вкрапленники цветных минералов — сильно измененного оливина и свежего пироксена состава диопсид — авгита. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза (Пл<sub>45-55</sub>), мелких идиоморфных зернышек пироксена и выделений вторичного зеленого минерала типа палагонита, образовавшегося не ясно по какому первичному минералу. Небольшое количество оливина почти всегда замещено вторичными продуктами; нередко большой процент составляет магнетит (до 12%). В ряде случаев большую часть базиса породы составляет почти черное стекло, на фоне которого резко выделяются светлые микролиты плагиоклаза. Миндалины выполнены хлоритом, палагонитом, кальцитом, но чаще остаются не заполненными пузыристыми пустотами. Имеется один образец более кислого состава типа андезита, довольно значительно измененного, в котором вкрапленники плагиоклаза состава андезина (Пл<sub>40-45</sub>) сосюритизированы, а мелкие лейсты базиса погружены в темно-бурое стекло.

Имеются разновидности базальтов в различной степени окварцеванные, от слабоокварцеванных до типичных кварцитов сургучного цвета. При окварцевании вторичный кварц сначала замещает вкрапленники, но порода сохраняет первичную структуру, затем зерна кварца захватывают основную массу и порода в конце концов приобретает мономинерально кварцевый состав и мостовую структуру. При этом она содержит обильный пылевидный гематит, придающий образцу красную окраску.

В двух случаях в шлифе видны тонкие прожилки с неясными границами, в пределах которых развиваются удлиненные зерна К—Na полевого шпата, замещающего плагиоклаз, и мелкие нечетких ограничений выделения буро-коричневого биотита.

Породы интрузивного облика, относящиеся ко второй серии (по Оберу де ля Рю) и являющиеся, по данным Е. Ереминой и А. Сандре, представителями разнообразных семейств известково-щелочных пород, в нашей коллекции представлены рядом образцов. Их изучение показало, что собственно интрузивными являются только габбро. Это мелко или среднезернистые мезократовые породы с зеленовато-серой лейкократовой составной частью и нередко кучными скоплениями темноцветных минералов. Плагиоклаз состава андезин-лабордора (Пл<sub>48-52</sub>) достигает 65—75% объема породы, пироксен состава титанавгита содержится в количестве 12—15%, а оливин не превышает 2—4%. Он, как правило, сильно разложен и замещен вторичными минералами. Магнетит и ильменит составляют в сумме до 5%. В габбро всегда содержится переменное количество К—Na полевого шпата, который образует призматические кристаллы плагиоклаза и замещает его по краям.

В ряде шлифов видно постепенное возрастание количества К—Na полевого шпата, он почти полностью замещает плагиоклаз, который сохраняется лишь в центральных частях зерен. Одновременно плагиоклаз раскисляется, по нему развивается тонкозернистый кальцит и цеолит

(натролит) в виде очень тонких выделений по трещинам в плагиоклазе. Параллельно с возрастанием количества К—Na полевого шпата зерна титан-авгита обрастают узкой каймой зеленого эгирин-авгита и развивается красно-коричневый биотит, а в отдельных случаях резко удлиненные (до 1,5—2 см) призматические кристаллы коричневой роговой обманки — керсутита.

В зависимости от степени замещения первичного габбро щелочными минералами получают породы эссекитового и монционитового состава, причем между ними имеются все постепенные переходы. Крайним членом этого ряда является щелочной сиенит, содержащий биотит и керсутит. Е. Еремина и А. Сандре (Jeremine, Sandrea, 1958) указывали на присутствие в сиенитах небольшого количества нефелина, однако нами он не был обнаружен.

По характеру распределения минералов и их взаимоотношениям отчетливо устанавливается, что основные породы типа габбро подвергались интенсивному щелочному метасоматозу, причем значительную роль в нем играл калий, поскольку конечным продуктом является сиенит, содержащий до 90—95% К—Na полевого шпата и небольшое количество биотита. Вероятно, привнос щелочей происходил в позднемагматическую стадию, когда порода была еще не полностью закристаллизована.

Из пород, относящихся к серии трахифонолитов, на п-ове Курбе, как видно из описания Д. Обера де ля Рю, Е. Ереминой и А. Сандре, развиты только более кислые разновидности трахитового ряда. Фонолиты же распространены южнее, главным образом в районе п-ова Принца Уэльского и Жанны Д'Арк. В описаниях этих авторов указывается, что на п-ове Курбе широко развиты дайки трахитов и щелочных трахитов, тогда как трахириолиты слагают только одну из даек и, как отмечал Обер де ля Рю, породы состава риолита являются исключительными для архипелага Кергелен. Среди имеющихся у нас образцов есть несколько представителей группы трахитов. Макроскопически это мелкозернистые беловатые или желтоватые породы часто с мелкими крапинками разложенных цветных минералов, замещенных окислами железа. Под микроскопом видно, что порода состоит из гломеропорфировых вкрапленников плагиоклаза (Пл<sub>20-25</sub>) и К—Na полевого шпата; основная масса сложена мелкими лейстами К—Na полевого шпата трахитовой структуры и небольшим количеством (5—10%) совершенно разложенного цветного материала, судя по форме, вероятно, биотита. В ряде случаев в интерстициях между лейстами полевого шпата размещаются мелкие зерна кварца, количество которого варьируется от 5—7 до 10—15%, и тогда породе следует называть кварцевым сиенит-порфиром или даже граносиенит-порфиром. Мелкие миндалины в породах трахитовой группы выполнены хальцедоном с хлоритовыми оторочками.

В лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР Л. В. Фирсов исследовал образец эссекита для определения радиологического возраста К-аргоновым методом и получил следующие результаты.

Таблица 1

Абсолютный возраст эссекитов архипелага Кергелен

№ пробы и анализа	K <sup>40</sup> ·10 <sup>6</sup>	Суммарн. А·10 <sup>6</sup>	Воздушный А%	Радиоген. А <sup>40</sup> ·10 <sup>6</sup>	A <sup>40</sup> :K <sup>40</sup>	Возраст, млн. лет
2463—1	22,23	1,71	73,2	0,46	0,00206	34
2463—2	»	1,76	73,8	0,46	0,00206	34
2463—3	»	1,755	72,4	0,485	0,00217	36
2463—4	»	1,66	72,5	0,455	0,00204	34
Средн. $\bar{x}$	»	1,72	73,0	0,465	0,00208	34,5

## Химический состав пород архипелага Кергелен

	1/76	2/15H3	3/15C5	4/15 8	5/15AI	6/1	7/30	8/16	9/18	10/29	11/7—км	12/8,—км	13/4—км
SiO <sub>2</sub>	48,56	44,53	49,47	52,36	71,10	46,40	45,95	48,85	53,82	63,63	56,65	54,86	46,64
TiO <sub>2</sub>	0,40	1,17	1,54	0,22	0,17	2,44	2,44	2,34	1,50	0,65	1,32	1,53	3,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,60	22,90	17,30	19,23	13,52	20,25	17,75	18,69	19,50	19,22	16,65	17,18	16,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,98	5,86	5,55	0,98	—	2,06	6,72	5,36	2,29	1,19	5,78	7,49	5,75
FeO	5,43	2,21	3,50	3,79	1,28	6,39	6,42	5,73	4,43	1,09	2,89	2,37	7,54
MnO	0,21	0,11	0,15	0,14	сл	0,18	0,19	0,10	0,14	0,06	0,16	0,17	0,17
MgO	4,33	4,79	2,28	1,32	0,32	3,91	3,55	3,17	2,56	0,23	1,47	1,31	4,76
CaO	7,54	11,59	8,93	3,50	сл	9,98	10,36	9,53	4,69	0,98	3,92	4,06	7,36
Na <sub>2</sub> O	3,76	3,43	3,45	6,89	3,80	3,01	3,67	3,32	4,66	5,52	6,01	5,28	3,38
K <sub>2</sub> O	0,63	0,75	2,40	6,48	6,24	1,49	1,36	1,32	4,50	6,72	3,54	3,57	1,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,44	1,18	0,87	0,74	0,41	0,37	0,37	0,37	0,04	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,91	0,47	2,07	2,62	1,37	1,68	0,40	0,62	1,18	0,41	0,63	1,16	1,65
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,95	1,21	0,77	0,95	1,63	0,24	0,08	0,14	0,22	—	0,71	0,76	0,90
Сумма	99,17	99,51	98,59	99,85	100,17	99,44	99,32	99,56	99,96	99,32	99,73	99,74	99,75

## Нормативный минералогический состав

Ортоклаз	3,34	4,45	14,46	38,4	36,7	8,8	8,3	7,8	25,7	38,4	20,6	21,1	10,0
Альбит	31,9	18,9	29,3	17,8	32,0	24,0	24,6	27,8	33,5	46,6	50,9	44,6	28,8
Нефелин	—	5,40	—	21,9	—	0,3	3,7	—	2,5	—	—	—	—
Кварц	2,04	—	3,66	—	24,0	—	—	2,1	—	4,5	—	0,6	—
Анортит	30,58	45,04	24,5	2,2	—	37,3	27,8	32,2	18,0	5,0	8,3	12,8	24,5
Диопсид	4,88	7,78	10,15	8,76	2,68	7,2	16,9	9,9	1,5	0,6	8,9	6,3	15,1
Гиперстен	11,5	—	1,0	—	—	—	—	5,8	—	—	—	—	—
Оливин	—	5,9	—	3,6	—	17,4	4,0	—	13,1	—	—	—	7,2
Апатит	0,34	1,0	2,69	2,0	2,0	1,0	1,0	2,0	1,0	—	—	—	—
Ильменит	0,76	2,3	2,9	0,5	0,5	2,3	4,3	4,3	2,8	1,4	3,7	2,9	6,7
Магнетит	11,6	4,2	7,4	1,4	—	3,0	9,7	7,8	3,2	1,4	4,1	3,9	8,3
Гематит	—	3,4	0,5	—	—	—	—	—	—	0,2	2,08	7,0	—
Корунд	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	—	—	—

Данные пересчетов химических анализов на коэффициенты

$D$	37,3	28,72	47,5	78,1	92,7	33,1	36,6	37,7	61,7	89,5	71,5	66,3	38,8
$K_{Al}$	26,4	33,5	26,6	28,2	17,9	30,7	27,1	27,2	27,2	25,8	24,4	25,7	24,4
$K_a$	0,38	0,28	0,48	0,96	0,96	0,32	0,42	0,37	0,64	0,81	0,81	0,75	0,45
$K_{щ}$	00,84	0,73	0,95	1,76	1,40	0,77	0,95	0,79	1,09	1,40	1,32	1,24	0,65
$K_f$	62,5	47,0	68,0	67,3	72,0	53,4	66,2	65,6	58,1	83,3	75,1	79,9	60,0
$\frac{K_2O + Na_2O}{CaO}$	0,6	2,8	2,3	6,75	0,92	0,94	1,5	1,15	3,6	17,5	8,9	5,4	1,10
$\frac{Na_2O/K_2O}{CaO}$	10,2	7,0	2,15	1,6	0,92	3,0	4,0	3,8	1,6	1,3	2,6	2,2	3,0

$D$  — индекс дифференциации =  $Or + Ab + Ne \pm Q$  в нормативн. %;  $K_{Al} = \frac{Al_2O_3 \cdot 100}{FeO + MgO + Al_2O_3 + SiO_2}$  — коэффициент глиноземности;  $K_a = \frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$  — коэффициент алгаитности;

$K_{щ} = \frac{a}{16} + \frac{b-c}{64}$  — коэффициент щелочности;  $K_f = \frac{FeO + Fe_2O_3 \pm MgO}{(FeO + Fe_2O_3) \cdot 100}$  — коэффициент железистости. Пробы 1—5 из работы Ж. Нужье (Nougier, 1965): 1/76 — базальт основания; 2/15НЗ —

диорит, Зеленые горы; 3/15СЗ — диорит, Пик Орлеан; 4/15 8 — нефелинодержущий сиенит, г. Баллон; 5/15А1 — щелочной микрогранит, Лоранж. Пробы 6—10 химико-аналитической лаборатории ГИИ АН СССР, анализ — В. Б. Рычкова; 6/30 — табб; 7/30 — табб; 8/16 — эссе снг; 9/18 — сиенит; 10/23 — ле-кократовый сиенит. Пробы 11/13 из коллекции А. В. Живаго, анализы химико-аналит. лабор. ИГЕМ АН СССР, анализ — Н. Н. Николаевская; 11/7 — КМ — графидезит; 12/8 — КМ — графидезит; 13/4 — КМ — субцеллюлозный базальт.

Возраст эссексита соответствует олигоцену и равен  $34,5 \pm \pm 2$  млн. лет. Эти данные подтверждают геологические определения Обера де ля Рю, согласно которым породы интрузивного облика моложе базальтов основания и древнее миоцен-плиоценовых базальтов трещинных излияний. Последние, так же как базальты плиоцен-четвертичного возраста, нами не рассматриваются в связи с отсутствием этих пород в нашей коллекции.

Имеющиеся в нашем распоряжении химические анализы, к сожалению, не дают полной петрохимической характеристики всего комплекса пород, тем не менее некоторые общие представления можно получить (табл. 2). Из всех анализов только анализ № 1 близок толеитовому базальту, большая же часть пород имеет повышенную щелочность, что выражается коэффициентом щелочности, который имеет значения больше 1, однако коэффициент алгаитности ни в одном случае не превышает 1, т. е. все же породы относятся не к алгаитовому, а к плюмазитовому ряду. Индекс Пиккока по имеющимся анализам оказывается равным 51,0; следовательно, породы являются переходными между щелочными и известково-щелочными.

Порода, соответствующая анализу № 2, которую Ж. Нужье (Nougier, 1965) отнес к диориту по содержанию  $SiO_2$  и другим характеристикам, например индексу дифференциации  $D = 28,72$ , имеет состав высокоглиноземистого оливинового базальта и содержит 5,4% нормативного нефелина, что позволяет отнести ее даже к базальту. Такое несоответствие названия породы ее составу вызывает недоверие и к другим петрохимическим характеристикам, приводимым Ж. Нужье в его работе. Высокий коэффициент глиноземности устанавливается почти для всех пород; он колеблется от 25,8 до 30,7, а в «диорите» (анализ № 2) достигает 33,5 и только у щелочного микрогранита (анализ № 5) этот коэффициент равен 17,9.

Весьма характерно для ряда щелочных пород Кергелена высокое содержание калия, отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  нередко близко, а в двух случаях даже меньше 1. Не ясно, за счет чего происходит такое возрастание содержания  $\text{K}_2\text{O}$ , достигающее в метасоматических породах 6,7%, но архипелаг Кергелен в этом отношении не является исключением. Богатые калием породы, аналогичные породам Кергелена, развиты и на других океанических островах, например, на Тристан да-Кунья и Гоф, расположенных на Срединно-Атлантическом хребте. А. Эдвард (Edwards, 1938), рассматривая эволюцию лав Кергелена, пришел к заключению о существовании двойного процесса дифференциации, с одной стороны, в магматическом резервуаре, где происходит отделение более основных, мафических пород, а с другой стороны, в пределах купола, где базальтовый расплав сменяется трахибазальтовым, затем трахитовым и трахириолитовым. Ж. Нуже (Nougier, 1965) предполагает, что породы Кергелена являются производными двух главных магм—базальтовой (симатической) и грано-сиенитовой, получившейся благодаря ассимиляции сиала и контаминации базальтовой магмы. Согласно этой гипотезе, предполагается размещение архипелага Кергелен на континентальной коре, однако типичный океанический толеит-трахитовый характер магматических пород (пробы 1, 2, 6, 7, 8 и 13) противоречит этому.

Исходя из имеющихся в нашем распоряжении материалов, а также из большого количества литературных данных по породам океанических островов, можно сделать вывод, что породы архипелага Кергелен являются типичными представителями магматических пород океанической серии, обязанных своим разнообразием процессам дифференциации. Из ранее высказанных точек зрения об их происхождении наиболее близка к нашей точке зрения А. Эдварда (Edwards, 1938). Формирование пород архипелага Кергелен началось с кристаллизации океанических базальтов состава толеита. Последующее постепенное увеличение щелочности и кислотности связано с процессами дифференциации магмы. Небольшое количество щелочных микрогранитов, связанных через кварцевые микросиениты с фонолит-трахитами, представляет конечные члены этого дифференциационного ряда, а не выходы более или менее крупных масс гранитов континентального типа. Присутствие псдобных щелочных гранитов среди пород базальт-трахитового ряда других океанических островов, для которых геофизическими данными установлено отсутствие континентальной коры, подтверждает этот вывод.

Сейчас более острым является вопрос об источнике  $\text{K}_2\text{O}$  для некоторых щелочных пород океанического типа. Д. Грин и А. Рингвуд (1968) считают, что дифференциация магмы состава оливинового толеита приводит к обособлению расплавов состава щелочного базальта и кварцевого толеита. Последующий подъем и внутрикамерная дифференциация этих расплавов на небольших глубинах может дать все разнообразие пород от базанитов до кварцевых толеитов—андезитов, но в составе щелочей этих пород  $\text{Na}_2\text{O}$  резко преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$ ; обогащение окисью калия эти авторы объясняют контаминацией кварц-толеитовой магмы вмещающими породами океанической коры. В публикуемых в самое последнее время работах по общей тектонике, геофизическим исследованиям и петрологии поднимается вопрос о неоднородности строения коры под океанами, что, по-видимому, связано с неоднородностью и в более глубоких слоях земли (Пушаровский, 1967; Артемьев, 1971 и др.). В. С. Соболев (1970, 1971) предполагает наличие в верхней части мантии или на границе с корой скоплений флагопита, при ассимиляции которых магма, поднимающаяся с больших глубин, обогащается  $\text{K}_2\text{O}$ . Таким образом, разные исследователи по-разному объясняют избыток  $\text{K}_2\text{O}$ , но достаточно убедительная и общепринятая гипотеза, объясняющая его появление, пока еще не создана.

## Литература

- Артемьев М. Е. Изостатические аномалии как источник информации о неоднородностях в мантии земли. Тезисы симпозиума «Физические свойства, состав и строение верхней мантии». — Научный Совет по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии. М., 1971.
- Грин Д., Рингвуд А. Происхождение базальтовых магм. В кн. «Петрология верхней мантии». «Мир», 1968.
- Оберде ля Рю Э. Два года на островах Отчаяния. Географгиз, 1957.
- Пушаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры. Геотектоника, № 5, 1967.
- Соболев В. С. О генезисе лейцитовых пород. Докл. АН СССР, т. 194, № 4, 1970.
- Соболев В. С. Строение верхней мантии и некоторые проблемы магмообразования. Тезисы симпозиума «Физические свойства, состав и строение верхней мантии». Научный Совет по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии. М., 1971.
- Энгель А. Е. Дж., Энгель К. Дж. Состав океанической коры и подстилающей ее мантии. Тезисы докл. III Международного океанографического конгресса. «Наука», 1966.
- Aubert de la Rüe E. Sur la recentes observations interessant la geologie des Iles Kerguelen. C. R. Acad. sci. T. 230, No. 8, p. 765—767, Paris, 1950.
- Aubert de la Rüe E. Sur les differentes séries de laves et les roches intrusives associees de la Peninsule Courbet (Archipel de Kerguelen). Bull. volcanol., ser. 2, t. 18, Napoli, 1956.
- Aubert de la Rüe E. Une reconnaissance geologique de la peninsula Courbet, archipel de Kerguelen. Bull. Soc. geol. France, ser. 7, t. 4, No. 6, 1962.
- Daly R. The geology of Ascensian island. Proc. Amer. Acad. Arts and Sci; v. 60, p. 1—80, 1925.
- Edwards A. B. Tertiary laves from the Kerguelen Archipelago. B. A. N. Z. Antarctic Expedition (D. Mawson), 1929—31, Rept., ser. A, pt. 5, no 2, 1938.
- Jeremine E., Sandrea A. Contribution a la lithologie de l'Archipel volcanique de Kerguelen. Peninsule de Courbet. Bull. volcan., ser. 11, t. 19, p. 179—19, 1958.
- Nougier J. Etat de recherches geologiques en cours dans l'archipel de Kerguelen. Laboratoire de geologie SPCN, 1965.
- Tilley C. E. Some aspects of magmatic evolution. Quart. j. Geol. Soc. London, v. 106, p. 37—61, 1950.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
2 июля 1971 г.

УДК 551.24+551.22(571.5)

**А. М. ЛЕЙТЕС, В. С. ФЕДОРОВСКИЙ**  
**ТЕКТОНИКА ЗАПАДА АЛДАНСКОГО ШИТА**  
**(ОЛЕКМО-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА)**

Анализ тектоники и истории развития структур фундамента Сибирской платформы на западе Алданского щита (хребты Удокан, Кодар, Каларский) показывает, что эти структуры образовались в ходе единого направленного процесса формирования континентальной земной коры с «гранитным» сломом. Раннепротерозойские шовные трюги наследовали простираения генеральной структуры архея; место заложения и форма раннепротерозойского Кодаро-Удоканского прогиба бассейнового типа были определены расположением трюгов. Вместе с тем окончательное оформление структуры архейских образований в связи с развитием раннепротерозойских гранито-гнейсовых куполов определялось существованием нижнепротерозойской осадочной толщи. Разные типы гранитоидов занимают определенные присущие им тектонические позиции.

В центральной части Олекмо-Витимской горной страны в пределах хребтов Удокан, Кодар и Каларский на больших площадях обнажен фундамент Сибирской платформы, детально изученный в последние годы и представляющий собой западную окраину докембрийского Алданского щита.

Здесь, в прекрасно обнаженном горном районе с относительными превышениями в 1000—1500 м хорошо выражены и доступны для прямых геологических наблюдений докембрийские образования, слагающие фундамент Сибирской платформы (рис. 1). Этот район особенно интересен еще и потому, что в его пределах можно выяснить не только специфические черты тектоники древнейших образований фундамента Сибирской платформы, но и характер соотношений во времени и пространстве различных по форме и размерам тел гранитоидов с тектоническими структурами.

Докембрийские образования Кодаро-Удоканского района составляют два отчетливо выраженных структурных этажа: основание и чехол протоплатформы Восточной Сибири (Павловский, Марков, 1963; Павловский, 1964; Лейтес, 1965<sub>1,2</sub>; Муратов, 1966; Федоровский, 1968; Лейтес, Муратов, Федоровский, 1970). Нижний этаж (основание протоплатформы) образован архейскими кристаллическими сланцами и гнейсами чарской серии, испытавшими глубокий региональный метаморфизм «алданской фации» в архее, интенсивную гранитизацию и связанный с нею высокотемпературный регрессивный метаморфизм в раннем протерозое. Толщи гнейсов и кристаллических сланцев архея собраны в протяженные линейные складки. В зонах особенно интенсивной гранитизации складки архейских толщ подвергались значительной переработке с образованием гранито-гнейсовых и мигматитовых куполов, грибовидных структур и межкупольных килевидных синклиналей (рис. 2). К зонам гранитизации тяготеют также участки развития мелких складок, осложняющих более крупные.

В современном эрозионном срезе структуры нижнего этажа обнажены на Сьюльбано-Кондинском, Чарском, Эльгерском, Ханинском и Олекмо-Каларском выступах архейских образований (рис. 3). На север-

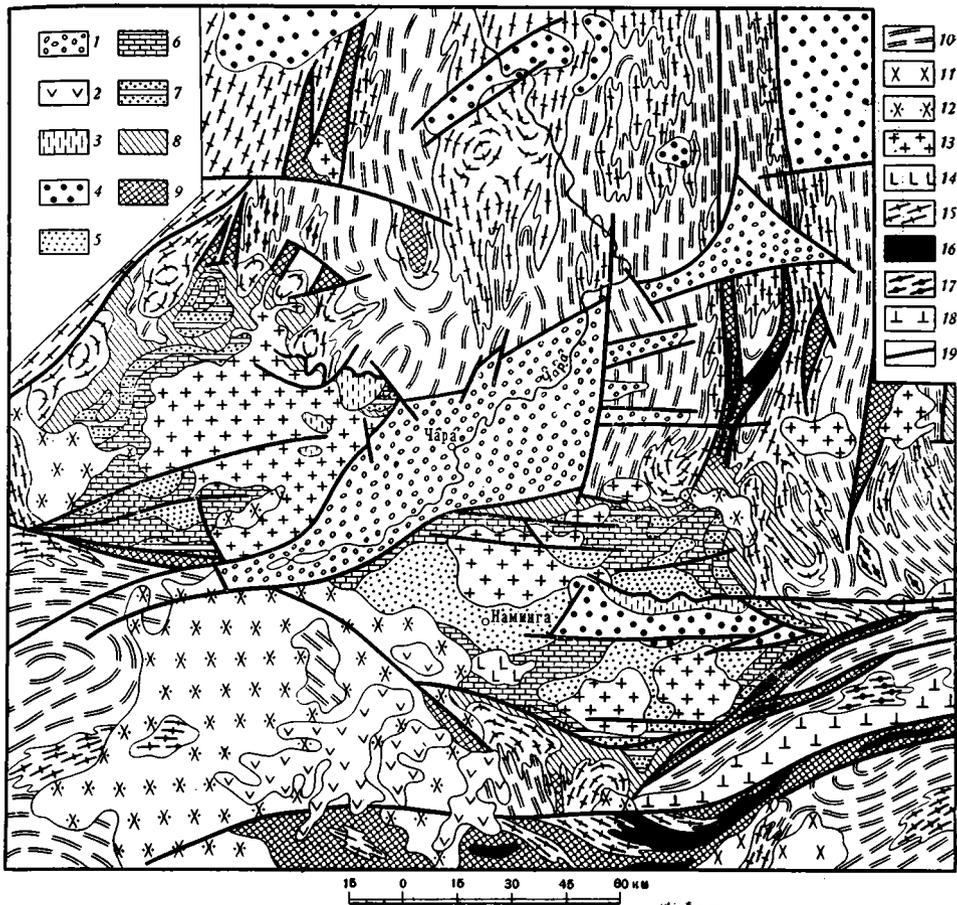


Рис. 1. Схематическая геологическая карта центральной части Олекмо-Витимской горной страны. Составлена по данным Всесоюзного Аэрогеологического треста, Читинского и Якутского геологических управлений и наблюдениям авторов

1 — четвертичные отложения; 2 — кайнозойские базальты; 3 — мезозойские (юрские и меловые) отложения; 4 — верхнерифейские и кембрийские отложения; 5—9 — отложения нижнепротерозойской удоканской серии; 5 — верхняя подсерия (намингская и сакуканская свиты), 6 — средняя подсерия (бутунская, александровская, читкандинская и инирская свиты), 7—9 — нижняя подсерия; 7 — аянская свита и верхняя часть икабийской свиты; 8 — нижняя часть икабийской свиты (терригенная формация), 9 — троговый комплекс (терригенновулканогенная и железисто-кремнистая формации); 10 — кристаллические сланцы и гнейсы архейской чарской серии; 11 — мезозойские гранитоиды; 12 — палеозойские гранитоиды; 13—16 — plutonические образования раннего протерозоя; 13 — интрузивные граниты, гранодиориты и кварцевые диориты чуйско-кодарского комплекса, 14 — габбро, габбро-нориты и плагиоклазиты Чинейского лополита (каларский комплекс), 15 — анатектические гнейсовидные граниты, гранито-гнейсы, очковые граниты и граносиениты куандинского комплекса, 16 — метаморфизованные габбро, габбро-нориты, ультраосновные породы и ортоамфиболиты трогового комплекса; 17—18 — plutonические образования архея; 17 — феррогастингситовые и гиперстеновые граниты (чарнокиты), гранодиориты и плагиограниты; 18 — анортозиты, габбро-анортозиты, габбро-амфиболиты и метаморфизованные ультраосновные породы Олекмо-Каларского массива; 19 — линии разломов

ных Чарском, Эльгерском и Ханинском выступах складки архейских толщ и залегающие согласно с ними массивы гранито-гнейсов и гнейсовидных гранитов ориентированы в направлениях, близких к меридиональным. На более южных Сюльбано-Кондинском и Олекмо-Каларском выступах оси складок следуют в близширотных направлениях (см. рис. 1).

Верхний структурный этаж (чехол протоплатформы) образован метаморфизованными терригенными и терригенно-вулканогенными толщами нижнего протерозоя, составляющими два яруса.

Терригенная удоканская серия мощностью около 10—12 км вместе с интрузивным телом Кодаро-Кеменского гранитного лополита составляет верхний ярус. Толщи метаморфизованных песчаников и алевролитов

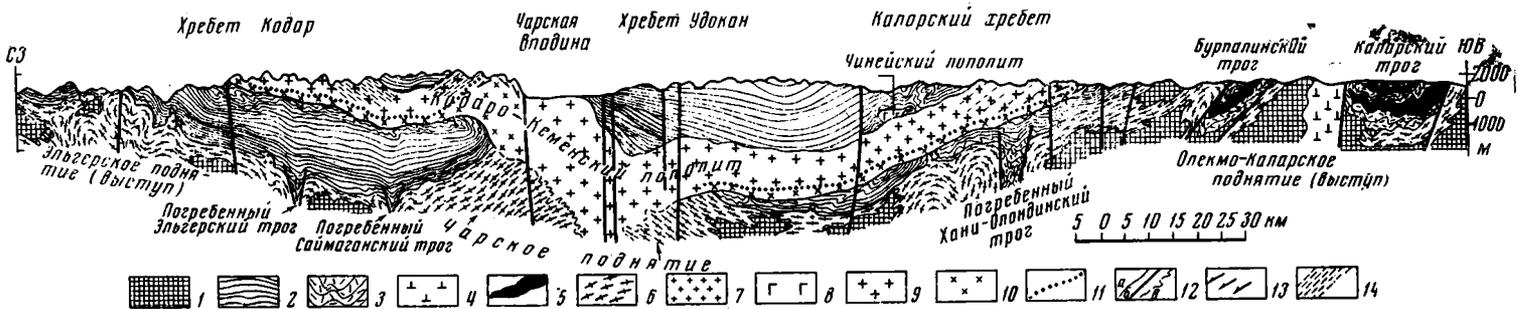


Рис. 2. Схематический геологический разрез вдоль Кодаро-Удоканского прогиба, показывающий соотношения раннепротерозойских гранитоидов с нижним и верхним структурными этажами фундамента Сибирской платформы

1 — архейские гнейсы и кристаллические сланцы; 2—3 — структурные линии в толщах нижнего протерозоя: 2 — в Кодаро-Удоканском прогибе, 3 — в шовных трогах; 4 — архейские анортозиты Олекмо-Каларского массива; 5 — раннепротерозойские ортоамфиболиты и другие основные породы в шовных трогах; 6 — раннепротерозойские гранито-гнейсы и гнейсовидные граниты в нижнем структурном этаже; 7 — раннепротерозойские очковые и пегматоидные граниты — краевая фация гранито-гнейсов и интрузии-сателлиты в контакте с толщами удоканской серии; 8 — раннепротерозойские габброиды Чинейского лополита (находятся вне линии разреза и изображены условно); 9—10 — раннепротерозойские интрузивные гранитоиды Кодаро-Кеменского лополита: 9 — граниты главной интрузивной фации, 10 — гранодиориты и кварцевые диориты краевой приподошвенной фации; 11 — линии геологических границ: а — нормальных стратиграфических и интрузивных, б — между фациями Кодаро-Кеменского лополита, в — предполагаемых на глубине между гранитами и гранито-гнейсами; 12 — линии разломов; 13 — преобладающие направления падения гнейсовидности в гранитоидах Кодаро-Кеменского лополита; 14 — ориентировка господствующих трещин отдельности, иногда заполненных габбро-диабазами

Удоканской серии образуют широкий (более 100 км в современном срезе), протяженный (более 250 км) и сравнительно неглубокий Кодаро-Удоканский прогиб. В современном срезе можно видеть хорошо сохранившиеся фрагменты этой крупной и сравнительно просто устроенной структуры «бассейнового» типа, в строении которой принимает участие огромное гранитное тело.

На востоке Удоканского хребта находится часть северного крыла и ядра прогиба. На Каларском хребте и в гольцах Бурпала — часть южного крыла и область восточного центриклинального замыкания прогиба. Наконец, на Кодарском хребте сохранились фрагменты центральной части прогиба, его северного крыла и области северо-западного замыкания.

Породы удоканской серии граничат со структурами нижнего этажа либо по разломам, либо через массивы гранитоидов. Лишь в немногих местах, в частности в верховье р. Апат, можно наблюдать налегание базальтовых отложений удоканской серии на архейские образования (Федоровский, 1968), причем непосредственно в обнажениях породы удоканской серии и гнейсы архея залегают как будто согласно. Результаты же геологического картирования показывают, что основание удоканской серии покоится на различных горизонтах архейских образований, т. е. с отчетливым несогласием, а Кодаро-Удоканский прогиб наложен на структуры нижнего этажа.

Не останавливаясь на деталях строения Кодаро-Удоканского прогиба, уже охарактеризованного ранее (Лейгес, 1965, 2), отметим

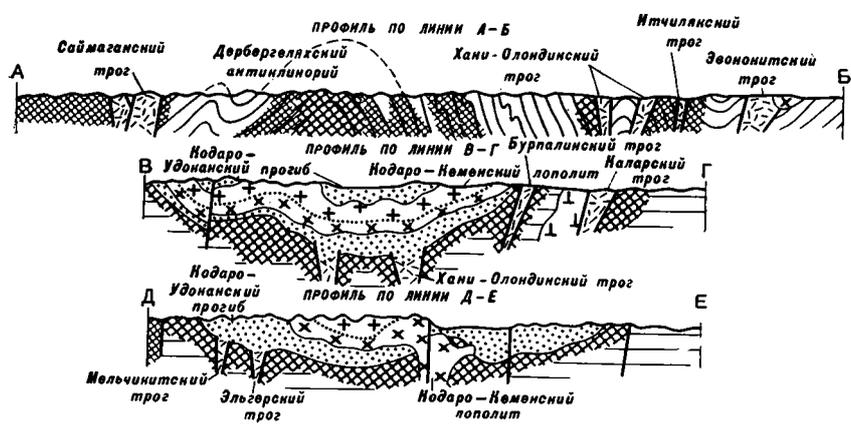
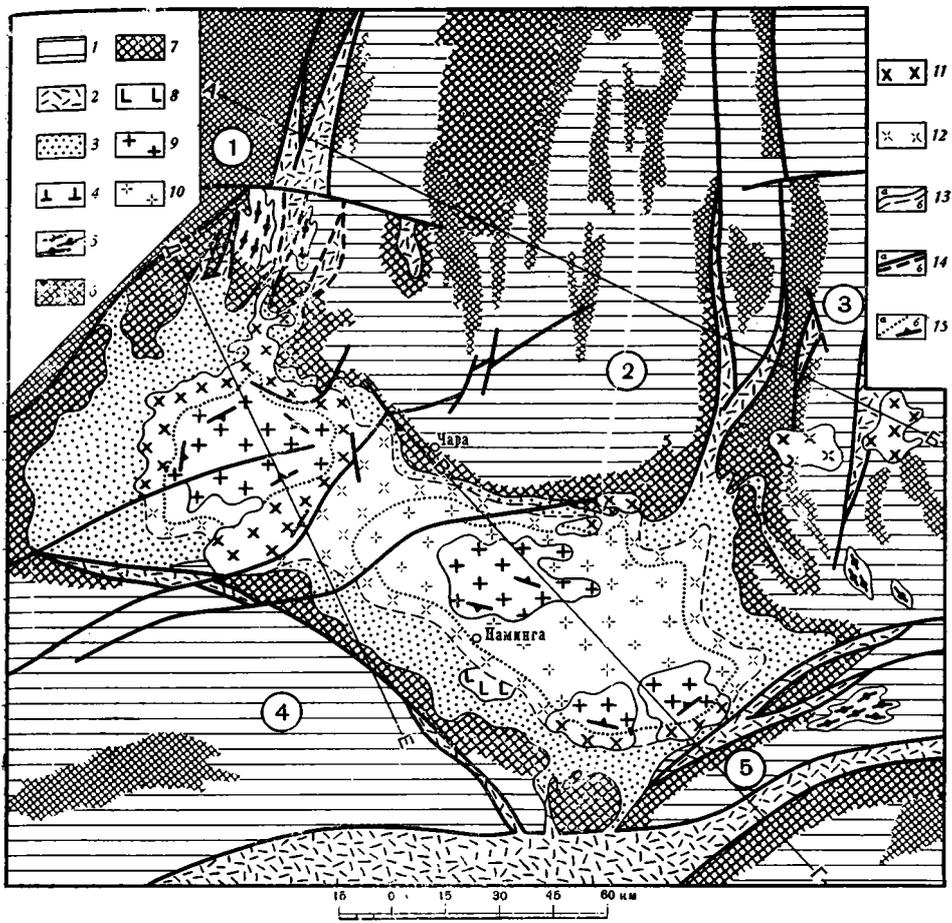


Рис. 3. Схема тектоники докембрийских образований центральной части Олекмо-Витимской горной страны и структурные профили по линии А—Б, В—Г, Д—Е. Вертикальный масштаб профилей дан с искажением

1 — выступы нижнего структурного этажа (структуры архейских образований); цифры на схеме: 1 — Эльзгерский, 2 — Чарский, 3 — Ханинский, 4 — Сюльбано-Кондинский, 5 — Олекмо-Каларский; на профиле А—Б тектоника архейских образований показана структурными линиями; 2 — шовные трогги раннего протерозоя, 3 — раннепротерозойский Кодаро-Удоканский протоплатформенный прогиб; 4 — Олекмо-Каларский массив архейских анортозитов (только на профиле В—Г); 5 — массивы архейских чарюкитов; 6 — поля выходов раннепротерозойских гранчито-гнейсов; 7 — зоны развития раннепротерозойских гранито-гнейсовых куполов; 8 — Чинейский лополит раннепротерозойских габ-брондов; 9—12 — Кодаро-Кеменский лополит раннепротерозойских гранитоидов: 9—10 — граниты главной интрузивной фацции: 9 — вскрытые на поверхности, 10 — под толщами верхнего структурного яруса; 11—12 — гранодиориты и кварцевые диориты краевой приподшошвенной фацции: 11 — вскрытые на поверхности, 12 — под толщами верхнего структурного яруса; 13 — границы между структурными формами: а — установленные, б — предполагаемые; 14 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 15а — граница между фаціальными разновидностями пород Кодаро-Кеменского лополита, 15б — направления падения поверхности кровли и подошвы Кодаро-Кеменского лополита

все же некоторые важные обстоятельства. Ось прогиба следует в общем северо-западном направлении, пересекая упомянутые близмеридиональные и близширотные простирания складок архейских толщ. Более древние горизонты удоканской серии постепенно погружаются от периферий прогиба к его ядру под все более и более молодые. На фоне пологого погружения слоев внутрь прогиба наблюдаются различные, преимущественно брахиформные складки, усложненные дополнительными деформациями в зонах разломов, участках контактов с архейскими образованиями нижнего структурного этажа и телами гранитоидов. На крыльях прогиба местами можно наблюдать синклиналильные складки ясно выраженной линейной ориентировки, располагающиеся на продолжении линейных шовных трогов, входящих в Кодаро-Удоканский прогиб. Так, на рис. 1 и 3 видно, что на продолжении Хани-Олондинского трогов в северном крыле Кодаро-Удоканского прогиба находится крупная Икабийская синклиналь, раскрывающаяся на юго-юго-запад, а в южном крыле — Каларская синклиналь. И Икабийская, и Каларская синклинали ориентированы поперек оси Кодаро-Удоканского прогиба.

В целом структура северного крыла прогиба близ примыкающего к нему Чарского выступа представляет собой чередование северных центриклинальных замыканий синклиналильных складок, раскрывающихся к юго-юго-западу, и южных периклинальных окончаний антиклинальных складок. Расстояние между осями смежных синклиналей и антиклиналей составляет 7—8 км. По мере приближения к осевой зоне Кодаро-Удоканского прогиба синклиналильные складки все более раскрываются. Шарниры антиклиналей быстро (на расстоянии 10—15 км от контакта со структурами Чарского выступа) погружаются, и синклиналильные складки, отделенные одна от другой сначала широкими куполовидными антиклиналями, а затем — узкими гребневидными пережимами, сливаются и образуют широкую осевую зону прогиба. Так же устроено и южное крыло.

Строение осевой зоны еще проще. На фоне общей синклиналильной структуры этой зоны, представляющей собой наиболее прогнутую часть Кодаро-Удоканского прогиба, наблюдаются кулисообразно расположенные мульды, разделенные седловинами. Форма складок в плане эллипсовидная, с ориентировкой длинной оси эллипса в северо-западных румбах согласно с общим простиранием прогиба, или изометричная.

Кодаро-Удоканский прогиб по всем признакам принадлежит к числу длительно развивавшихся, так называемых конседиментационных прогибов. Конседиментационными были, по-видимому, и крупные синклинали, осложняющие его крылья и располагающиеся над погребенными продолжениями линейных трогов, входящих в прогиб. К числу длительно развивавшихся структурных элементов Кодаро-Удоканского прогиба принадлежит также внутреннее Чарское поднятие (см. рис. 2), разделившее прогиб на две части и хорошо выраженное в изменении фаций и мощностей отложений удоканской серии (Федоровский, 1968).

В структуре прогиба простые брахиформные складки сочетаются с более редкими складками весьма сложной морфологии. Усложнения структуры прогиба связано не только с характером тектоники его ложа, но и с напряжениями, возникавшими при формировании массивов гранитоидов. Так, сравнительно сложные складки можно видеть на периферии прогиба, или, иными словами, близ пояса гранито-гнейсовых и мигматитовых куполов, окружающего прогиб (см. рис. 3). Зоны опрокинутых и даже лежащих складок, сложенных толщами удоканской серии, наблюдаются в отдельных местах вокруг Кодаро-Кеменского лополита. Особенно эффектны такие складки близ северо-западного края лополита в хребте Кодар (см. рис. 2).

К нижнему ярусу верхнего структурного этажа принадлежит троговый комплекс, представленный метаморфизованными толщами терри-

генно-вулканогенных образований нижнего протерозоя и ассоциирующими с ними метаморфизованными основными и ультраосновными породами. Комплекс локализован в узких протяженных синклиналих структурах, ограниченных разломами (Федоровский, Лейтес, 1968) и названных М. В. Муратовым (Лейтес, Муратов, Федоровский, 1970) палеоавлакогенами. По возрасту толщи самой верхней части разреза трогового комплекса соответствуют самым низам удоканской серии — нижней подсите икабийской свиты, а его нижняя осадочно-вулканогенная часть вместе с метаморфизованными железисто-кремнистыми образованиями подстраивает снизу разрез удоканской серии, наблюдаемый в пределах Кодаро-Удоканского прогиба. Неравномерно метаморфизованные терригенные породы (кварцитовидные песчаники, метаморфизованные алевролиты, кварцевые конгломераты и гравелиты, кварциты, жедритовые, куммингтонитовые и гранат-куммингтонитовые кристаллические сланцы, биотитовые микрогнейсы и гнейсы) в разрезах трогового комплекса перемежаются с пластами и залежами амфиболитов, актинолитовых и серицит-хлоритовых сланцев, многие из которых образовались, по всей вероятности, по основным и средним эффузивам и их туфам. Метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи трогового комплекса прорваны многочисленными послойными, иногда слабо секущими телами габбро, габбро-амфиболитов и ультраосновных пород.

Троги характеризуются большой длиной (до 150—200 км и более), малой шириной (от 0,8—2,0 до 5—10 км) и очень сложным строением (Федоровский, Лейтес, 1968, рис. 2). Слагающие их толщи мощностью до 3—4 и даже до 6—7 км смяты в узкие линейные синклинали складки, осложненные дополнительной гофрировкой, часто с изоклинальными и опрокинутыми складками. Крылья синклиналей, как прагило, сорваны разломами, ограничивающими трог в современном срезе. По этим разломам на нижнепротерозойские толщи трогового комплекса нередко надвинуты породы архейского основания. Иногда трог рассечен также поперечными разломами, по которым на поверхность выведены блоки интенсивно катаклазированных и диафортированных пород архейского основания и тогда вскрыто «дно» трогов.

Очень важная особенность трогов — их положение между различными по своему характеру структурами и комплексами нижнего структурного этажа и верхнего яруса верхнего этажа. С одной стороны, терригенно-вулканогенный троговый комплекс связан постепенными переходами с удоканской серией и является, таким образом, самым нижним компонентом разреза нижнепротерозойских толщ. С другой стороны, в структурном отношении шовные трог наследуют определенные тенденции развития более раннего архейского этапа. Так, их расположение подчинено основным направлениям простираения структур архейских толщ. Вместе с тем форма и расположение Кодаро-Удоканского прогиба, по-видимому, обусловлены именно расположением трогов, так как прогиб находится как раз там, где трог близмеридионального направления сочленяются с трогами северо-западного, северо-восточного и близширотного простираения (см. рис. 3). Выше уже было отмечено влияние погребенных трогов на структуру перекрывающих их толщ удоканской серии.

Для того чтобы перейти к характеристике истории геологического развития рассматриваемой западной части Алданского щита, необходимо, хотя бы кратко, рассмотреть на основе новых данных соотношения во времени и пространстве между основными структурами района и телами гранитоидов, также представляющими собой важный элемент тектоники.

В пределах выступов нижнего структурного этажа находятся многочисленные купола, грибовидные и линзовидные тела гранито-гнейсов и гнейсовидных гранитов. Особенно много их в зоне, опоясывающей

Кодаро-Удоканский прогиб, и вдоль трогов. Около 5000 км<sup>2</sup> современной поверхности занимают выходы интрузивных гранитов, внедрившихся в толщи верхнего структурного яруса и сформировавших огромный Кодаро-Кеменский дололит.

Почти все эти тела гранитоидов в том виде, в каком их можно наблюдать в настоящее время, образовались или, по крайней мере, окончательно оформились в раннем протерозое в интервале времени от 2400 до 1650—1650 млн. лет назад. Более древних, архейских гранитоидов здесь оказалось значительно меньше, чем предполагал в свое время Л. И. Салоп (1958, 1967), расчленивший все докембрийские гранитоиды района на три крупных комплекса: архейский гранито-гнейсовый и раннепротерозойские куандинский комплекс гранито-гнейсов и гнейсовидных анатектических гранитов и чуйско-кодарский комплекс интрузивных гранитов.

В последние годы удалось выяснить, что гранито-гнейсовые тела Чарского выступа, считавшиеся прежде архейскими, ничем не отличаются от аналогичных тел на Сьюльбано-Кондинском выступе, которые были типовыми при выделении раннепротерозойских куандинских гранитоидов. Близкими оказались и радиогеохронологические цифры, укладываемые в возрастные рамки в 1600—2400 млн. лет для тех и других разновидностей гранитоидов.

Вместе с тем изучение архейских толщ чарской серии на Чарском и других выступах нижнего структурного этажа позволило выявить настоящие архейские гранитоиды — феррогастингситовые и гиперстеновые чарнокитовые гранито-гнейсы, граниты и гранодиориты. Их согласные лентовидные и линзовидные тела протяженностью до сотен метров и мощностью до первых метров распределены крайне неравномерно. Лишь изредка они сгущаются и формируют участки почти сплошного распространения гранитоидов, площади выходов которых достигают 25—35 км<sup>2</sup>.

Эти породы, как показал С. П. Кориковский (1967), образуются при гранитизации основных кристаллических сланцев и анортозитов, проследившей в условиях повышенной щелочности, что характерно для всей южной окраины Алданского щита. Определения возраста минералов из пегматитов этих гранитов дали цифры 2800, 2935 и 3100 млн. лет.

В распределении архейских гранитоидов не обнаружено сколько-нибудь заметных закономерностей. Можно лишь сказать, что их формированием завершился, видимо, первый этап развития структуры нижнего этажа. В ходе этого древнейшего этапа развития рассматриваемой территории толщи архейских образований подверглись складчатости и региональному метаморфизму гранулитовой фации, в результате которого по исходным осадочно-вулканогенным образованиям возникли главным образом основные кристаллические сланцы, определяющие облик архейской чарской серии. Гранитизация, изофациальная глубокому региональному метаморфизму, проявилась неравномерно и, по-видимому, не охватила больших территорий. В это время, очевидно, еще не возникло земной коры континентального типа. Образовавшийся слой метаморфических пород по химическому составу, отвечавшему составу базальтов, и по плотностным характеристикам соответствовал, как мы полагаем, геофизическому «базальтовому» слою и представлял собой древнейшую кору океанического типа. Среди плотных основных кристаллических сланцев гранулитовой фации образовались лишь более или менее ярко выраженные центры архейской гранитизации. Возможно, что этих центров было больше, чем наблюдаемых сейчас полей распространения архейских гранитоидов, так как, по всей вероятности, именно к этим центрам впоследствии были приурочены участки наиболее интенсивной раннепротерозойской гранитизации, в пределах которых сформировались массивы гранитоидов куандинского комплекса.

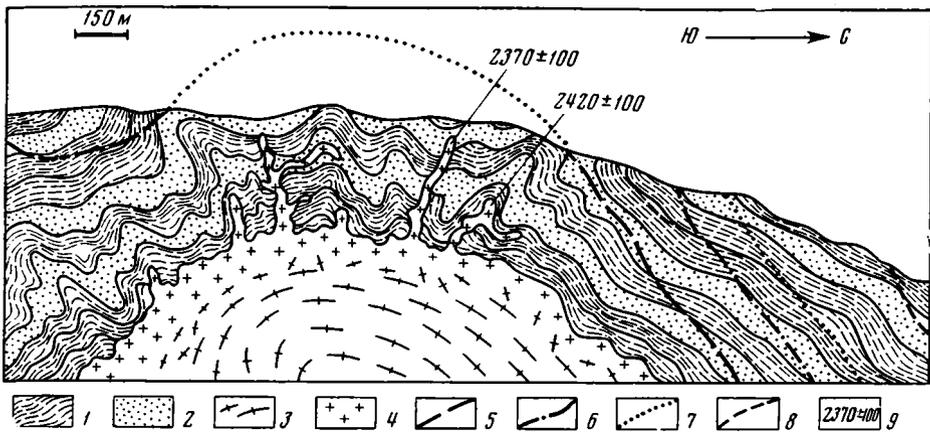


Рис. 4. Разрез через восточный склон Бурпалинского гранито-гнейсового купола, вскрытый на правобережье р. Каларский Калакан в 3 км ниже устья р. Аглан; район гольцов Бурпала

1—2 — нижняя подсвита икабийской свиты нижнепротерозойской удоканской серии: 1 — кварцево-биотитовые сланцы с гранатом, ставролитом, андалузитом, кордиеритом, силлиманитом; 2 — кварциты; 3—4 — раннепротерозойские гранитоиды куандинского комплекса; 3 — биотитовые гранито-гнейсы, 4 — пегматитные граниты и мусковитовые пегматиты; 5—8 — изограды зон контактового метаморфизма в породах икабийской свиты: 5 — биотит-силлиманитовая, 6 — андалузит-кордиеритовая, 7 — андалузит-ставролитовая, 8 — гранатовая; 9 — цифры радиологического возраста по мусковиту из пегматитов (калий-аргоновый метод)

Эти гранитоиды — гранито-гнейсы, плагногранито-гнейсы и гнейсо-видные граниты — широко распространены в пределах выступов нижнего структурного этажа, где слагают тела различной формы и размеров, являющиеся естественными компонентами тектоники этих выступов. Петрологические особенности данных гранитоидов определяются тем, что они, в отличие от архейских, образовались в условиях нормальной щелочности и для них неустойчива ассоциация роговой обманки с калиевым полевым шпатом, а характерна ассоциация биотит + калиевый полевой шпат + плагноклаз.

Обычно тела гранитоидов куандинского комплекса невелики, а их выходы на поверхность занимают площади от сотен квадратных метров до 10—15 км<sup>2</sup>, редко до 30—50 км<sup>2</sup>. Лишь отдельные крупные массивы сложного строения выступают на площадях в 250—300 км<sup>2</sup> или даже до 3000 км<sup>2</sup> (Дербергеляхский массив на Чарском выступе).

В плане купола, грибовидные и чашеобразные тела гранитоидов этого комплекса имеют округлые изометричные очертания. Некоторые из них вытянуты в направлениях, совпадающих с простирающимися структурами архейских образований, простирающимися шовных трогов или контуров Кодаро-Удоканского прогиба. Часто тела гранито-гнейсов группируются в цепочки длиной до 150—200 км.

Контакты этих тел с вмещающими породами архея нечеткие, постепенные, через мощные ореолы мигматитов и фельдшпатизированных гнейсов и кристаллических сланцев. Совсем иначе выглядят контакты с отложениями удоканской серии. Они достаточно отчетливы, иногда проходят по зонам срыва, иногда имеют хорошо выраженный интрузивный характер с апофизами во вмещающие породы. В экзоконтакте вмещающие породы претерпевают преобразования, изофациальные амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Архейские кристаллические сланцы в результате такого высокотемпературного регрессивного метаморфизма переходят в роговообманково-биотитовые, а близ контактов с гранитоидами — в биотитовые гнейсы. В породах нижнепротерозойской удоканской серии в зонах контактового ореола нередко удается проследить резко выраженную метаморфическую зональность,

как это сделал, например, для Бурпалинского купола С. П. Кориковский (рис. 4). По мере удаления от контактов интенсивность преобразования осадочной оболочки падает. Силлиманитовая зона сменяется кордиерит-андалузитовой, затем андалузит-ставролитовой, последняя — гранатовой, а гранатовая зона — породами, не испытывавшими заметного контактового воздействия.

Внутреннее строение рассматриваемых гранитоидных тел характеризуется отчетливо выраженным концентрическим зональным распределением текстурных разновидностей гранитоидов и многочисленных скиалитов мигматизированных и фельдшпатизированных кристаллических сланцев. Скиалиты, согласные, как правило, со складчатой структурой вмещающих толщ, залегают вместе с тем согласно и с концентрическими зонами, определяющими структуру гранитоидного тела. Точно так же ориентированы и гнейсовидные полосчатые структуры гранито-гнейсов, повторяющие направления контуров тел гранитоидов и располагающиеся в согласии с простирающимися вмещающих толщ.

В строении тел гранитоидов куандинского комплекса намечаются три типа внутренней зональности. Пример первого из них хорошо выражен в структуре Бурпалинского купола, где в центральной части гранитоидного тела наблюдаются гнейсовидные разности, постепенно сменяющиеся в зонах эндоконтакта массивными пегматоидными гранитами и пегматитами (см. рис. 4).

Другой тип зональности демонстрируют купола типа «зебра» в районе верховья рек Эльгер и Бургай — один из самых эффектных в районе (рис. 5, купол в левой части рисунка). Эти купола сложены перемежающимися зонами светло-серых гранито-гнейсов и черных пироксеновых кристаллических сланцев, причем скорлуповатое строение куполов выражено очень четко.

Третий тип зональности, наиболее обычный, наблюдается там, где в удалении от контакта с вмещающими кристаллическими сланцами чарской серии архея гранито-гнейсы постепенно утрачивают гнейсовидность и через зоны все менее и менее гнейсовидных разностей сменяются массивными или почти массивными гранитоидами в центре тела.

Тела гранитоидов куандинского комплекса различаются и по форме, которая определяется пологими, крутыми или даже опрокинутыми склонами. Нередко тела гранитоидов представляют собой более или менее сложные сочетания линейных и куполовидных форм, согласных со структурой вмещающих толщ. Такое сочетание линейных и куполовидных в плане форм образуют гранито-гнейсы междуречья Сыгыкты и Мельчикита (рис. 6), которые в целом составляют крупный купол со сложной неровной поверхностью.

Другой пример крупного купола сложного строения можно наблюдать в верхнем течении р. Катугин, где юго-западный склон Кодаро-Удоканского прогиба причленяется к северо-восточному окончанию Сьюльбано-Кондинского выступа нижнего структурного этажа (см. рис. 1 и 3). Этот купол протягивается почти на 25 км параллельно контуру прогиба при ширине в современном срезе около 12—13 км. Разные склоны купола имеют различное строение. Спокойное моноклинальное падение гнейсовидности наблюдается лишь на западном склоне, обращенном к выступу архейского основания и прорванному палеозойскими гранитами. Северный и восточный склоны, наклоненные к Кодаро-Удоканскому прогибу и шовному трогу, осложнены мелкими куполовидными формами. На фоне общего падения гнейсовидности на север и восток наблюдаются пологие изгибы и даже обратные падения гнейсовидности, вырисовывающие серию относительно мелких куполовидных форм размером до 2—3 км в поперечные.

В качестве примера чашеобразных тел гранито-гнейсов куандинского комплекса можно указать на крупную Юс-Кюёльскую гранито-гнейсо-

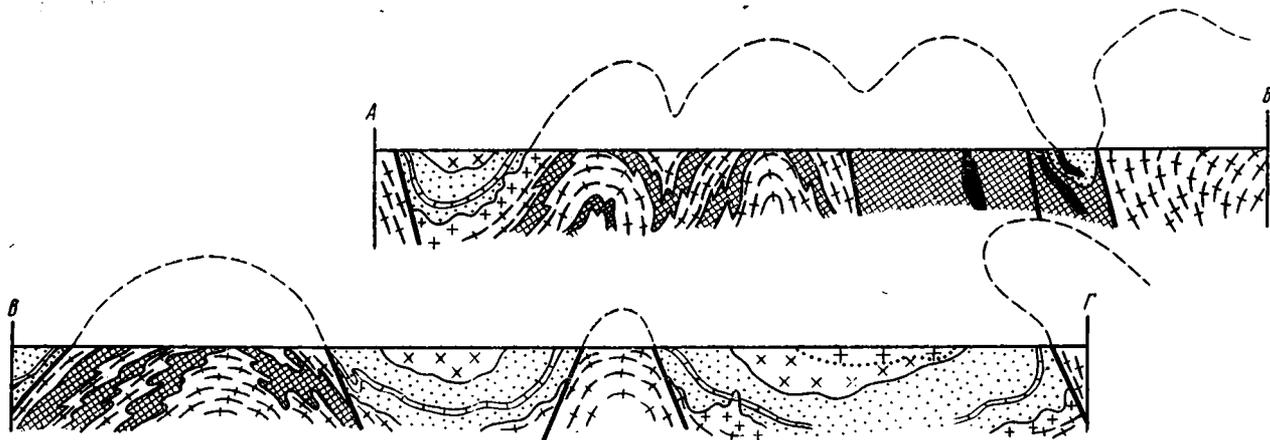
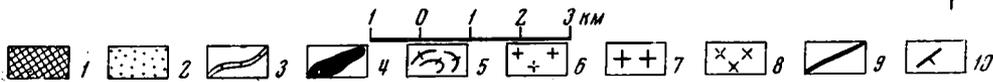
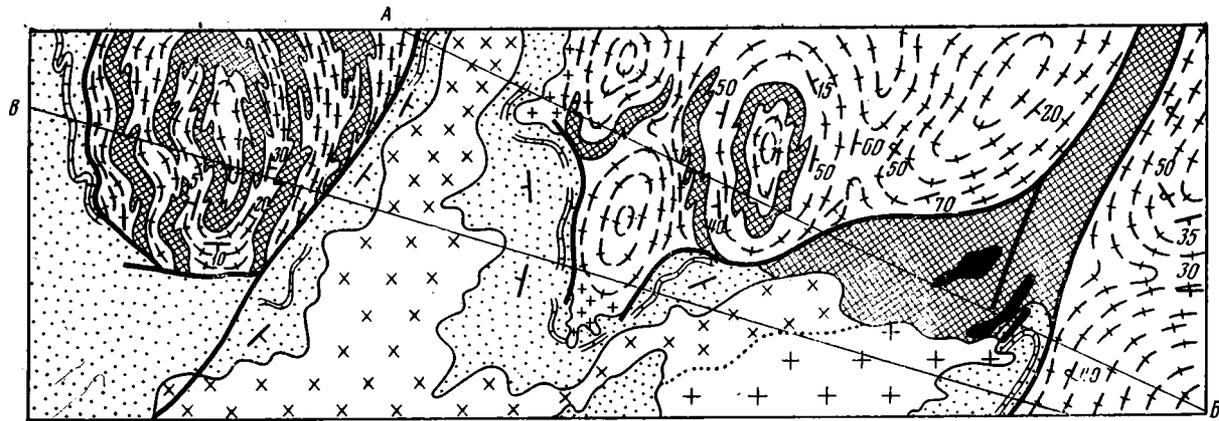


Рис. 5. Схематическая геологическая карта зоны гранито-гнейсовых и мигматитовых куполов в районе бассейна верховьев рек Эльгер и Бургай (хребет Кодар) и разрезы по линиям А—Б и В—Г

1 — мигматизированные архейские гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — биотитовые (иногда с силлиманитом, графитом, кордиеритом) кристаллические сланцы, реже кварциты и мраморы — нижняя подсвита икабийской свиты нижнепротерозойской удоканской серии; 3 — горизонт мраморов в нижней подсвите икабийской свиты; 4 — метаморфизованные основные и ультраосновные породы трогового комплекса, 5—6 — гранитоиды куандинского комплекса: 5 — биотитовые гранито-гнейсы, 6 — очковые гнейсовидные граниты, пегматоидные граниты и пегматиты; 7—8 — гранитоиды Кодаро-Кеменского лополита: 7 — граниты главной интрузивной фации, 8 — гранодиориты, кварцевые диориты и гибридные породы индоконтакта — краевая приподошвенная фация; 9 — разломы, 10 — элементы залегания гнейсовидности

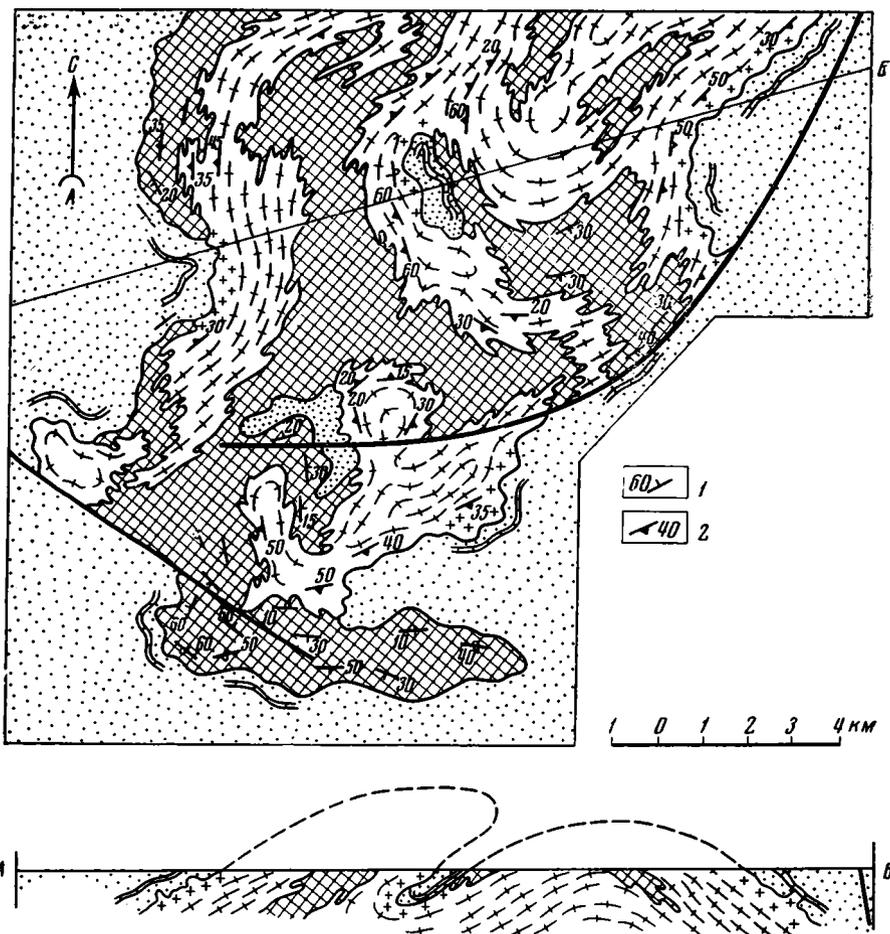


Рис. 6. Схематическая геологическая карта участка развития гранито-гнейсовых куполов в междуречье Сыгыкты и Мельчикита (хребет Кодар) и разрез по линии А—Б  
1 — элементы залегания толщ архея и нижнего протерозоя, 2 — элементы залегания гнейсовидности в телах гранито-гнейсов. Остальные обозначения те же, что и для фиг. 5

вую синклираль и более мелкие овалы или изометричные в плане грибовидные тела гранито-гнейсов, детально исследованные М. З. Глуховским (1969).

Юс-Кюёльская гранито-гнейсовая синклираль находится близ северо-восточного окончания Кодаро-Удоканского прогиба и протягивается на 40 км при ширине в 8—9 км. Ядро ее сложено метаморфическими сланцами икабийской свиты удоканской серии, а крылья — гранито-гнейсами куандинского комплекса и гранитизированными породами архея (см. рис. 1 и 3). Северо-западная треть синклинали перекрыта пластобразным телом мелкозернистых биотитовых, иногда пегматоидных, гранитов — как мы полагаем, своеобразной интрузивной фацией куандинских гранитоидов, наблюдаемой, как и в других местах района, на границах между гранито-гнейсовыми телами и толщами удоканской серии. На юго-восточной центриклинали Юс-Кюёльской синклинали ее крылья наклонены под углами 25—30° одно навстречу другому. Далее к северо-западу падения становятся более крутыми, а западное крыло, сорванное разломом, опрокинуто. Структура ядра синклинали довольно

сложна. Отложения икабийской свиты смяты в крутые узкие складки, прорванные протяженными дайкообразными телами мелкозернистых биотитовых гранитов, отходящих от гранито-гнейсового тела.

Юго-западнее Юс-Кюэльской синклинали находится поле выходов интенсивно мигматизированных и гранитизированных пород архея, в пределах которого располагается несколько более мелких синклиналевидных и грибовидных тел гранито-гнейсов куандинского комплекса.

Очень своеобразно выглядят межкупольные и межсинклинальные участки. Там, где межкупольное пространство разделяет группы гранито-гнейсовых куполов (см. рис. 5), оно представляет собой более или менее простую синклинальную складку. Непосредственно же между куполами находятся либо узкие килевидные синклинали с тремя крыльями, представляющие собой вытянутые вниз тетраэдры с вогнутыми треугольными гранями, сходящимися под острыми углами, либо — когда сближены лишь два соседних купола — узкие килевидные синклинали, раскрывающиеся в разные стороны от точки касания куполов. Между грибовидными и чашеобразными телами гранито-гнейсов находятся узкие антиклинальные складки с извилистыми или, значительно реже, почти прямолинейными осями.

Гранитоиды куандинского комплекса вместе с архейскими образованиями повсеместно представляют собой ложе, на котором покоятся толщи верхнего структурного яруса (см. рис. 2). Это поразительное явление — ведь гранитоиды моложе толщ удоканской серии, они активно воздействуют на них, что во многом определяет специфику тектоники Кударо-Удоканского района и ту важную роль, которую играли процессы раннепротерозойской гранитизации в перестройке структуры нижнего этажа, развитии и оформлении элементов тектоники верхнего структурного этажа. Именно в связи с этими процессами первоначальная структура архейских толщ претерпела интенсивные деформации с образованием изометрических форм типа куполов, чаш и иных рассмотренных выше структур, сложенных гранитоидами куандинского комплекса.

С этими же процессами раннепротерозойской гранитизации связано явление видимого согласного залегания базальных горизонтов удоканской серии на подстилающих гранитизированных архейских образованиях, явление, ставившее в тупик при попытках обосновать нижний стратиграфический рубеж удоканской серии. Это явление следует, как мы считаем, объяснять тем, что раннепротерозойская гранитизация охватила сначала относительно глубоко погруженные и уже метаморфизованные архейские образования. Дальнейшее продвижение вверх фронта гранитизации было, по всей вероятности, ограничено естественным физико-химическим барьером в виде пелитовых толщ удоканской серии. Подошва этих отложений определила характер повторных складчатых деформаций гранитизируемых толщ нижнего структурного этажа, что и привело к появлению местных согласных соотношений.

Гранитизация и связанные с ней пластические деформации затронули, как правило, лишь самые нижние горизонты удоканской серии. Препящая путь дальнейшему продвижению фронта гранитизации и «всплыванию» гранито-гнейсовых куполов, отложения верхнего структурного яруса, в свою очередь, подвергались смятию, а непосредственно над гранито-гнейсовыми куполами в толщах осадочной оболочки возникли куполовидные складки, как в случае Бурпалинского купола (см. рис. 4). В дальнейшем при росте гранито-гнейсовых куполов проявлялся диапиризм. Куполовидные тела гранитоидов протыкали оболочку, сложенную базальными горизонтами удоканской серии; оболочка проседала и сползала по склонам растущего купола. В результате границы между куполами и толщами осадочной оболочки нередко проходят по зонам срывов, которые в плане имеют округлые очертания, повторяющие форму купола (см. левую часть рис. 5).

Формирование и дальнейшая эволюция гранито-гнейсовых тел привели не только к перестройке структуры нижнего этажа и усложнению структуры верхнего. Эти процессы принадлежали, по всем признакам, и к важнейшим факторам, определившим форму и условия развития Кодаро-Удоканского прогиба.

Анализ фаций и мощностей отложений удоканской серии (Федоровский, 1968) показал, что в центральной части прогиба находилось внутреннее Чарское поднятие, в настоящее время погребенное под покровом рыхлых отложений кайнозойской впадины. Поднятие существовало в течение всего времени накопления осадков удоканской серии, росло и достигло максимума, по-видимому, перед отложением сакуканской свиты, которая вместе с намингской свитой составляет самую верхнюю часть удоканской серии. Перед началом накопления толщ сакуканской свиты поднятие временами выходило на поверхность и разделяло единый прежде бассейн седиментации на два самостоятельных. Образование и рост Чарского поднятия были обусловлены возникновением и развитием опромного гранито-гнейсового купола. Активное воздействие этого купола на толщи удоканской серии ощущается в пределах изометрического участка диаметром около 100—120 км. Именно здесь было, видимо, место максимальной проницаемости мигматизирующих и гранитизирующих растворов и именно здесь в кульминации огромного гранито-гнейсового купола внедрились интрузивные граниты чуйско-кодарского комплекса, сформировавшие Кодаро-Кеменский лополит.

Гранитоиды этого комплекса, в отличие от куандинских, выходят на поверхность не на выступах нижнего структурного этажа, а в пределах Кодаро-Удоканского прогиба. Все выходы этих гранитоидов, известные как Кодарский, Кеменский, Каларский, Икабынский, Икабьеканский и Ханинский массивы, представляют собой отдельные части колоссального лополита и располагаются в пределах овала длиной около 200 км и шириной около 60—70 км (см. рис. 3).

Анализ формы и структуры этих массивов позволяет утверждать, что все огромное интрузивное тело, как и знаменитый Буз зельдский лополит, представляет собой пластинообразный массив с полого прогнутой подошвой и уходящей на глубину ногой (см. рис. 2 и разрезы к рис. 3).

Нога делит лополит на два неравных крыла. Структура чашеобразных крыльев лополита в общем согласна со строением Кодаро-Удоканского прогиба. И метаморфизованные осадочные толщи удоканской серии, и интрузивные пластины крыльев лополита по обе стороны от его ноги наклонены к наиболее прогнутым центральным частям крупных мульд, находящихся к северо-западу и юго-востоку от внутреннего Чарского поднятия. Кровля и подошва интрузивных пластин полого изогнуты, причем изгибы в общем согласуются со строением отдельных складок верхнего структурного яруса (см. рис. 2 и 5).

На северном центриклинальном окончании мульды северо-западного крыла лополита по контуру всей северной половины Кодарского массива на протяжении около 150 км хорошо обнажен контакт днища интрузивного тела с подстилающими образованиями. Подошва гранитоидов полого, под углами 10—30°, повсеместно падает под массив и погружается к центру мульды. Точно так же ориентированы падения гнейсовидности в гранодиоритах приподошвенной краевой фации, направленные к тому же центру.

Кровля интрузивной пластины северо-западного крыла лополита также образует пологую мульду. Поверхности контактов кровли падают от массива и наклонены к центру мульды. К этому же центру направлены падения господствующих трещин отдельности, иногда заполненных дайками габбро-диабазов.

Видимая мощность интрузивной пластины, определенная прямыми геологическими наблюдениями в северной половине Кодарского массива,

достигает 1500—2000 м. Полная мощность, полученная при построении разреза, составляет 3000—3200 м. Дальше к юго-востоку при приближении к ноге лополита мощность, определенная построением, увеличивается и превышает, по-видимому, 4000—4300 м, причем здесь, как и на севере, верхняя часть массива эродирована. Полная мощность гранитного тела достигала здесь, по всей вероятности, 6000—7000 м. Судя по замерам гнейсовидности, интрузивное тело формирует здесь валообразный свод, один склон которого наклонен на северо-запад, к центру мульды, а другой — на юго-восток, к ноге лополита.

Юго-восточное крыло лополита устроено примерно так же. Оно несколько больше северо-западного и, судя по кровле Кеменского массива, несколько сложнее, хотя в целом его структура аналогична структуре северо-западного крыла.

Мы хотели бы еще раз обратить внимание на одно важное обстоятельство. Наряду с отчетливыми интрузивными соотношениями гранитоидов Кодаро-Кеменского лополита с толщами удоканской серии, их колоссальное тело удивительно хорошо согласуется не только с общей структурой верхнего яруса верхнего структурного этажа, но и с отдельными крупными складками. Особенно показателен в этом отношении район северного окончания Кодарского массива, где от массива отходит заливообразное ответвление, вытянутое на север почти на 30 км (см. рис. 1). Гранитоиды, слагающие это ответвление, в современном срезе сохранились, как можно наблюдать в районе верховьев рек Эльгер и Бургай (см. рис. 5), лишь в ядрах синклиналиных складок верхнего яруса верхнего структурного этажа, причем днища гранитных тел, как уже упоминалось, в общем согласуются со строением осадочной толщи.

Это поразительное явление свидетельствует о том, что интрузивное тело, внедрившееся в осадочную толщу, в дальнейшем вместе с ней подвергалось пластическим деформациям, в результате которых оформилась наблюдаемая теперь структура отложений удоканской серии и гранитоидов лополита, составляющих вместе верхний структурный ярус фундамента Сибирской платформ.

\* \* \*

Таким образом, анализ тектоники рассмотренной западной части Алданского щита и истории развития структур в этом районе показал, что каждый из выделяемых структурных этажей и ярусов формировался в ходе единого сложного направленного процесса образования континентальной земной коры с «гранитным» слоем. Развитие крупных тектонических форм в ходе этого процесса было взаимозависимым и взаимообусловленным. Так, раннепротерозойские шовные трогои наследовали направления простираения генеральной структуры архея; место заложения и форма крупного Кодаро-Удоканского прогиба были определены расположением трогов. Вместе с тем окончательное оформление структуры нижнего этажа в связи с развитием гранито-гнейсовых куполов определялось существованием осадочных толщ верхнего структурного яруса. Разные типы гранитоидов, возникшие в ходе длительного (более 1,5 млрд. лет) процесса формирования континентальной земной коры, занимают определенную присущую им тектоническую позицию либо в нижнем структурном этаже (архейские чарнокитовые гранитоиды, раннепротерозойские гранитоиды куандинского комплекса), либо в верхнем ярусе верхнего структурного этажа (раннепротерозойские интрузивные гранитоиды чуйско-кодарского комплекса).

Особое место в тектонике Кодаро-Удоканского района занимают шовные трогои тела раннепротерозойских гранито-гнейсов, спаявшие в единое целое нижний и верхний структурные этажи фундамента Сибирской платформы.

В истории развития фундамента Сибирской платформы на западе Алданского щита выявляются два крупных этапа. Первый этап (архейский) привел к образованию древнейшей земной коры океанического типа, второй (раннепротерозойский) — к образованию континентальной земной коры с «гранитным» слоем и оформлению тех структур основания Сибирской платформы, которые были рассмотрены выше.

#### Литература

- Глуховский М. З. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олекмо-Витимской горной страны. Геотектоника, № 3, 1969.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. «Наука», 1967.
- Лейтес А. М. Запад Алданского щита, его границы и особенности развития. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1965<sub>1</sub>.
- Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. «Наука», 1965<sub>2</sub>.
- Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ. Докл. АН СССР, т. 191, № 6, 1970.
- Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., № 3, 1966.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». «Наука», 1964.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). В кн. «Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой». Изд-во АН СССР, 1963.
- Салоп Л. И. Байкальская горная страна Докембрийский магматизм. В кн. «Геологическое строение СССР». Т. 2. Магматизм, Госгеолтехиздат, 1958.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. «Недра», 1967.
- Федоровский В. С. Объем и границы меденосной удоканской серии докембрия Восточной Сибири. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1968.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. Геотектоника, № 4, 1968.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
5 мая 1971 г.

УДК 551.242.3(66)

Ю. В. БУФЕЕВ

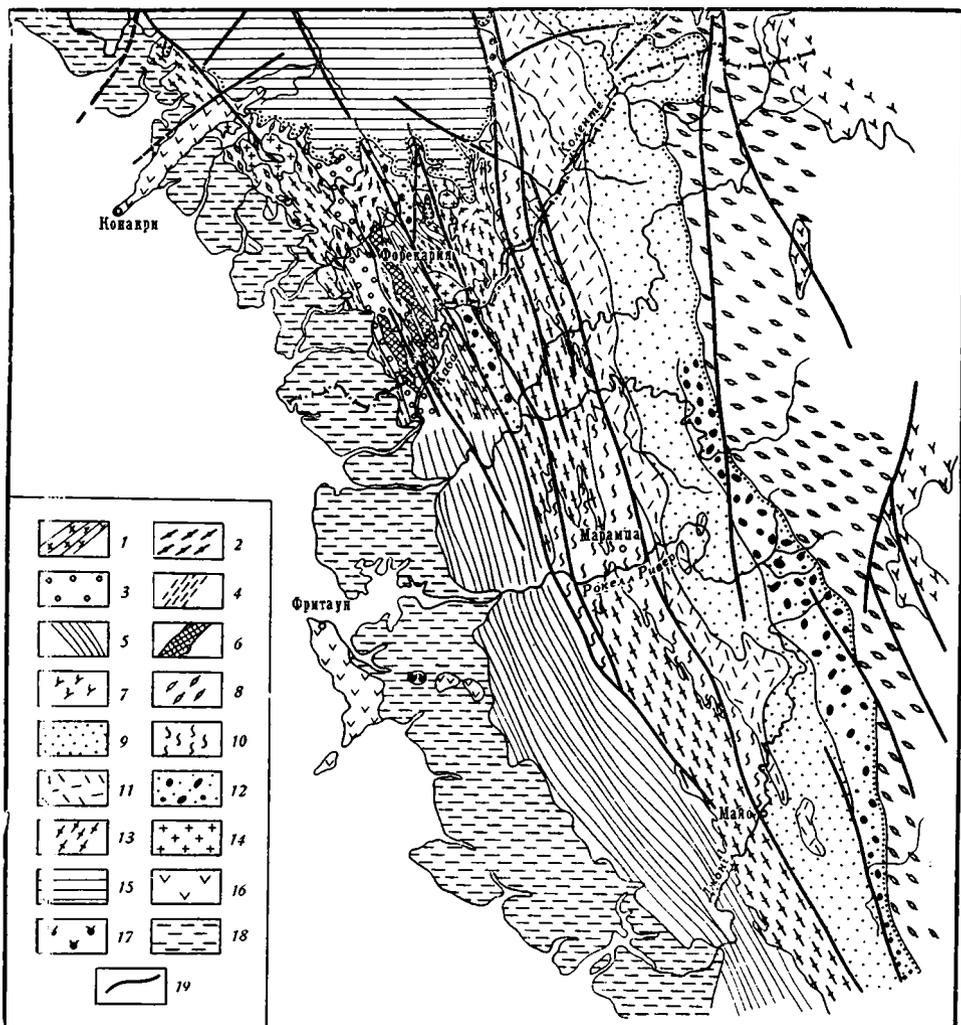
**ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПРОГИБ РОКЕЛЛ  
В ЗАПАДНОЙ АФРИКЕ И ЕГО СТРОЕНИЕ**

Рассмотрены строение и история развития позднедокембрийского прогиба Рокелл (Гвинея), который был заложен на более древнем складчатом основании. Структуры аналогичного типа широко развиты в Западной Африке.

В последнее время в литературе появились данные, свидетельствующие о широком развитии в Западной Африке складчатых и платформенных образований, завершивших свое развитие в позднем докембрии. В этом регионе они слагают обширную область синеклизы Таудени (Мавритания, Мали, Северная Гвинея) и обрамляют эту структуру по периферии, выполняя сложно-устроенные и протяженные прогибы. На востоке это зона Гурмы (Мали, Верхняя Вольта), впадина Вольта (Верхняя Вольта, Гана) и Атакорская зона (Гана, Того, Дагомея). На западе к ним относится Мавритано-Сенегальский складчатый пояс и прогиб Рокелл.

Прогиб Рокелл изучен автором в процессе геологосъемочных работ 1968—1969 гг., проводимых советскими геологами в Гвинее. Он расположен в пределах юго-западной Гвинеи и северо-западной части Сьерра-Леоне. По своему тектоническому положению прогиб является продолжением Мавритано-Сенегальского складчатого пояса, и его структуры входят в состав фундамента Африканской платформы, формируя его верхний структурный комплекс. (Средний и нижний структурные комплексы здесь соответственно сложены нижепротерозойскими и архейскими образованиями.) В пределах синеклизы Таудени отложения, синхронные осадкам, выполняющим прогиб Рокелл, являются платформенными и включаются в состав чехла.

Прогиб Рокелл представляет собой синклинорную структуру северо-западного простирания с четко выраженным асимметричным строением. Восточное и западное крылья прогиба сложены осадочными и осадочно-метаморфизованными отложениями нижней части серии Рокелл-Ривер (верхний протерозой). На восточном крыле развиты кварцево-полевошпатовые и кварцевые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами. В низах разреза фиксируются линзы доломитовых известняков и известковистых песчаников. Базальные слои представлены мелкогалечными конгломератами, гравелитами и полимиктовыми песчаниками (часто аркозами), залегающими на сильно выветрелых порфиробластовых гранито-гнейсах раннего протерозоя. Здесь преобладают пологие и в целом моноклиальные падения пород на запад под углом 5—15°. На этом фоне в ряде мест (долины рек Кора и Коленте) фиксируются линейно ориентированные зоны флексурообразных перегибов, где наблюдается значительное усложнение складчатости и появление крутых (до 60—65°) желобовидных складок субмеридионального направления с размахом крыльев от нескольких десятков до первых сотен метров. В промежутках между такими флексурами местами развиты по-



Геологическая схема западного побережья Африки (южная часть Гвинеи, северная часть Сьерра-Леоне). Составлена Ю. В. Буфеевым с использованием данных П. М. Аллена (1968) по Сьерра-Леоне

1—7 — архей. 1—4 — серия Касила: 1 — кисикисисинская свита — а) амфиболовые, биотит-амфиболовые, пироксен-амфиболовые сланцы, эндробиты; б) амфиболовые, биотитовые, двуслюдяные гнейсы; в) железистые и гранатые кварциты; г) гранат-куммингтонит — кварцевые, гранат-роговообманково-кварцитовые сланцы; 2 — форекарийская свита — а) основные чарнокиты, амфиболовые основные чарнокиты, эндробиты; б) гранат-биотитовые, гранат-силлиманит-биотитовые, силлиманит-биотитовые гнейсы, линзы кварцитов; 3 — махерская свита — кордиерит-силлиманит-биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-гиперстен-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы, эндробиты; линзы основных чарнокитов; 4 — кунсутинская свита — биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые, кордиерит-силлиманит-биотитовые гнейсы, эндробиты, линзы основных чарнокитов; 5 — нерасчлененная серия Касила; 6—7 — архей. 6 — метанориты, амфиболиты, пироксениты, перидотиты; 7 — гиперстеновые плагиогранито-гнейсы; 8 — нижний протерозой. Граниты, плагиограниты, граносиениты; 9—14 — верхний протерозой; 9—11 — серия Рокелл-Ривер; 9—10 — свита Коленте; 9 — алевролиты, аргиллиты, песчаники, гравелиты, известняки, кремни; 10 — мусковитовые, двуслюдяные, биотитовые, биотит-эпидотовые сланцы; 11 — свита Баниа. Спилиты, базальтовые порфириты, диабазы, альбит-фиры, туфы, яшмы, линзы алевролитов, песчаников; 12 — серия Табан. Конгломераты, гравелины, песчаники; 13 — гранито-гнейсы, гранодиорито-гнейсы, граниты; 14 — граниты, гранодиориты; 15 — ордовик. Свита Пита — песчаники алевролиты, аргиллиты. 16—17 — мезозой; 16 — дуниты, перидотиты, оливковые габбро-нориты; 17 — сиениты; 18 — мангры; 19 — разрывные нарушения

логии мультисинклинальные синклинали с падением пород на крыльях под углом до 10—15°. По своей природе и морфологии пликвативные дислокации этой части прогиба являются отраженными, образовавшимися в результате глыбовых перемещений кристаллического цоколя фундамента.

На западном крыле прогиба наблюдается тот же разрез пород, что и на восточном, но отмечается резкое усложнение складчатости, опрокидывание слоев и появление линейных складок изоклинального типа с крутыми ( $65-75^\circ$ ) углами падения породы на крыльях. В этой же части в породах развиты многочисленные разрывы и смещения, появляются зоны смятия, характерны явления микроффрировки и плейчатости. По направлению с востока на запад здесь фиксируется усиление степени метаморфизма пород и постепенный переход от алевролитов к филлитам, далее к слюдяным сланцам, биотитовым гнейсам, мигматитам и гранито-гнейсам. Подобное явление позволяет рассматривать эту часть прогиба как наиболее мобильную, где происходили значительные погружения фундамента и развивались явления ультраметаморфизма и гранитизации пород.

Центральная часть прогиба выполнена спилитами, базальтовыми порфиритами, диабазами и их лавобрекчиями, альбитофирами, различными туфми, яшмами, среди которых отмечаются редкие прослои алевролитов и песчаников. Эта часть прогиба характеризуется развитием линейных ундулированных синклинальных и антиклинальных складок с крутыми углами падения крыльев ( $50-65^\circ$ ) и ориентированных в общем согласно с генеральным простиранием структуры. На некоторых участках (горный массив Баниа) наблюдаются брахиформные синклинали с переменным направлением ориентировки осей.

Особое положение в пределах прогиба занимают позднепротерозойские интрузии, которые развиты в его западной периферийной части. В их формировании устанавливаются две фазы. В первую фазу образовались палингенно-метасоматические гранито-гнейсы, во вторую — небольшие массивы интрузивных гранитов.

Гранито-гнейсы первой фазы по своему тектоническому положению и времени формирования являются синорогенными межформационными образованиями, расположенными в зоне сочленения архейского кристаллического цоколя и складчатой «покрышки» верхнепротерозойского структурного комплекса. Образование этих пород связано с процессами гранитизации как цоколя, так и осадочных отложений серии Рокелл-Ривер, которые имели место в период инверсии прогиба и привели к значительной ремобилизации цоколя. Морфология и внутреннее строение массива, а также конфигурация его контактов находятся в полном соответствии с особенностями строения вмещающих пород. Контакты массива с осадочными толщами серии Рокелл-Ривер достаточно резкие и, как правило, согласные или слабосекущие. С архейскими метаморфическими породами они постепенные и осуществляются через широкие поля мигматитов. Гнейсовидность в эндоконтатных частях массива обычно субпараллельна слоистости вмещающих пород. Кроме того, что часть массива насыщена многочисленными ксенолитами пород из нижней части разреза серии Рокелл-Ривер. В центральных частях массива кристаллизационная ориентировка темноцветных минералов разнонаправленна и в ряде мест выявляет небольшие по площади пологие куполовидные структуры.

Вторая фаза гранитообразования ознаменовалась внедрением небольших штокообразных тел гранитов, пространственно приуроченных к крупным зонам тектонических нарушений северо-западного направления.

Вследствие процессов палингенно-метасоматической переработки кристаллического цоколя и внедрения позднепротерозойских гранитов в районах, расположенных западнее прогиба, отмечается повсеместное радиологическое «омоложение» архейских пород до возраста 730—641 млн. лет. Подобное омоложение древних образований отмечается и в других регионах Западной и Центральной Африки. Примером являются Анти-Атлас, массив Ахаггар, Камерун, береговая зона Гвинеи, Гана и др. Специфические особенности формирования верхнепротерозойских

гранитных массивов свидетельствуют об их происхождении в глубинных условиях при наличии достаточно мощной «покрышки». Поэтому можно предположить, что площади, расположенные западнее прогиба Рокелл (береговая зона Гвинеи и Сьерра-Леоне), где фиксируется радиологическое «омоложение» пород и отмечаются небольшие массивы позднепротерозойских гранитов, представляют собой корневые части позднепротерозойских подвижных систем, полностью разрушенных эрозией.

Период формирования позднепротерозойских гранитов сопровождался инверсией прогиба и частичной его консолидацией. В последующие этапы вдоль ослабленных зон формировались межгорные и краевые впадины, в которых происходило энергичное накопление молассонидных формаций, представленных конгломератами, гравелитами и песчаниками серии Табан. Эти впадины по своей природе представляют собой типичные грабен-синклинали. На юго-западе Гвинеи расположено два таких грабена: западный и центральный. Западный грабен ограничен двумя крупными разломами северо-западного направления. В его пределах в северной и южной частях обнажаются отложения серии Табан, смятые в систему брахиформных складок северо-западного направления. В бортовых частях грабена фиксируется резкое усложнение складчатости с образованием крутых (до  $75-85^\circ$ ) линейных ундулирующих антиклинальных структур, ориентированных параллельно простиранию разломов. Здесь же в породах отмечаются интенсивный кливаж, милонитизация и в ряде случаев опрокидывание слоев. Морфологически указанные дислокации являются типичными приразломными структурами.

Строение центрального грабена не может быть расшифровано должным образом из-за развития мощной коры выветривания. Можно только предпологать, что оно аналогично предыдущему.

Разрывные нарушения позднепротерозойского возраста играли важную роль в формировании прогиба Рокелл. Большинство из них образовались на ранних стадиях его заложения и затем оказались погребенными под мощными эффузивно-осадочными толщами или залечены более поздними процессами гранитизации, метасоматоза и внедрением интрузий. Очевидно, что основная масса этих разломов имела субмеридиональную ориентировку. Это подтверждается общим направлением прогиба и ориентацией складчатости в нем. По своей природе указанные разломы являлись глубинными расколами. Некоторые из них, расположенные в осевой части прогиба, были магмоподводящими и контролировали центры излияния эффузивов серии Рокелл-Ривер.

Дизъюнктивные структуры заключительных этапов формирования прогиба, как правило, являлись унаследованными. В отличие от ранних разломов они хорошо сохранились и отчетливо документируются в поле. В большинстве случаев это пограничные разломы, вдоль которых формировались наложенные грабен-синклиналильные структуры. В районе бассейнов рек Камбо и Киси-Киси разломы, ограничивающие западный грабен, ориентированы по азимуту  $320-330^\circ$ , фиксируются мощной (100—1500 м) зоной милонитов, брекчий и сопровождаются многочисленными оперяющими трещинами. Последние особенно широко развиты во внутренних частях грабена, где они носят сколовый характер, направлены диагонально по отношению к главным разломам, обладают пологим падением ( $10-30^\circ$ ) и сопровождаются зонами милонитов мощностью 50—100 м. Наличие пологих сколовых трещин, оперяющих главные тектонические нарушения, может указывать на значительную роль сдвиговой составляющей движений, т. е. по своей природе указанные разломы можно классифицировать как сбросо-сдвиги с суммарной амплитудой вертикальных перемещений порядка 1000—1200 м.

Аналогичные разломы отмечаются в центральной части района. Здесь они контролируют размещение центрального грабена и представ-

ляют собой сбросы с предполагаемой амплитудой перемещения порядка 500—800 м.

Разломы, ограничивающие западный грабен, продолжают на территории Сьерра-Леоне. На широте р. Рокелл-Ривер они сочленяются и далее приобретают значение крупного регионального нарушения, отделяющего архейские отложения серии Касила от верхнепротерозойских образований прогиба Рокелл. В северном направлении эти разломы перекрываются палеозойскими отложениями платформенного чехла и снова появляются в северо-восточной части Гвинеи, где контролируют складчатую зону Бассари.

С момента завершения тектонических движений в грабенсинклинальных прогибах и прекращения поступления в них обломочного материала (моласс) происходит их замыкание и полная консолидация территории. С этого периода в районе наступают платформенные условия развития.

Полученный материал по развитию позднедокембрийского прогиба Рокелл позволяет выделить следующие особенности его фомирования.

1. Прогиб был заложен и развивался на консолидированном архейском и нижнепротерозойском основании, т. е. внутри древней платформы.

2. Размещение прогиба контролировалось системой глубинных расколов, ориентированных в северо-западных румбах параллельно направлению пликативных дислокаций архея. Прогиб имеет ограниченную ширину — 20—40 км при длине более 500 км, включая зону Бассари, что лишний раз подчеркивает его шовную природу.

3. Для раннего этапа развития прогиба характерно мощное накопление сланцево-песчаных осадков флишoidного типа, для позднего — интенсивные подводные и надводные излияния лав основного и кислого состава. Характерно, что состав терригенных формаций прогиба близок к синхронным образованиям платформенного чехла, развитого на юго-западном окончании синеклызы Таудени.

4. В развитии прогиба четко устанавливается этап инверсии, который сопровождался складчатостью и метаморфизмом пород в условиях зеленосланцевой и частично амфиболитовой фаций. Очевидно, в этот же период происходила ремобилизация архейского кристаллического цоколя и образование в пограничной зоне межформационного массива гранитоиднейсов, а несколько позднее — внедрение гранитоидных интрузий.

5. Горообразование в прогибе завершилось накоплением в межгорных и краевых впадинах красноцветных молассоидных отложений.

6. С процессом образования прогиба Рокелл связана активизация смежных с ним западных областей, где в архейских толщах серии Касила отмечается повсеместное радиологическое «омоложение» пород до возраста 730—641 млн. лет. Такие активизированные зоны можно рассматривать как ядра геоантиклинальных поднятий и срединных массивов внутри прогибов или, что наиболее вероятно, как обнаженные эрозией их корневые части. Как в первом, так и во втором случаях необходимо допустить наличие более широкой области распространения верхнепротерозойских структур к западу, вплоть до прибрежных зон Гвинеи и Сьерра-Леоне.

Структуры, подобные прогибу Рокелл, имеют широкое распространение в пределах Африканского континента, но их геотектоническая природа до настоящего времени является предметом обсуждения. Л. Каэн (1958), С. Г. Хоутон (1966), Ю. А. Шуберт и А. Фор-Мюре (1967), С. Е. Колотухина (1964) склонны считать их структурами геосинклинального типа. Близкую точку зрения высказывают В. Е. Хаин (1965, 1968) и Н. А. Божко (1969), относя их к интракратонным геосинклиналям, Ж. П. Девинь (1966), Ж. П. Бассо (1966) рассматривают образования прогиба Фалемия как складчатую фацию чехла. Н. П. Херасков (1967) считает эти прогибы структурами промежуточного (переходного) комплекса. Наконец, некоторые исследователи классифицируют их как

области автономной активизации (Щеглов, 1968). По нашему мнению, структуры типа прогиба Рокелл наиболее близки к геосинклиналям. Наряду с этим существует ряд отличительных черт, позволяющих выделить их в качестве самостоятельных структурных элементов и вслед за В. Е. Хаиним именовать интракратонными геосинклиналями. По своей тектонической сущности они могут соответствовать «внутриконтинентальным или окраинноконтинентальным парагеосинклиналями» Г. Штилле (1964).

#### Литература

- Божко Н. А. О существовании рифейской геосинклинальной области в Западной Африке. Изв. высш. учебн. заведен. Геол. и разв., № 5, 1969.
- Колотухина С. Е., Первухина А. А., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. «Наука», 1964.
- Кээн Л. Геология Бельгийского Конго. Изд-во иностр. лит., 1958. Пред. Ю. М. Шейнманна.
- Хаин В. Е. Возражденные (эпиplatformенные) органические пояса и их тектоническая природа. Сов. геология, № 7, 1965.
- Хаин В. Е., Божко Н. А. Позднедокембрийский этап развития Африканской платформы. Тезисы докл. III научн. отчетн. конф. геол. ф-ка МГУ, 1968.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. Избр. тр. «Наука», 1967.
- Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. «Мир», 1966.
- Шуберт Ю. А., Фор-Мюре А. Легенда тектонической карты Африки. В кн. «Тектонические карты континентов на XXII сессии Международного геологического конгресса». «Наука», 1967.
- Штилле Г. Избр. тр. «Мир», 1964.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», 1968.
- Allen P. M. The stratigraphy of a geosynclinal succession in Western Sierra-Leone West Africa. Geol. Mag., v. 105, No. 1, 1968 (January — February).
- Bassot J. P. Etude geologique du Senegal oriental et de ses confins quineomaliens. Mem. Bur. rech. geol. min., No. 40, 1966.
- Devigne J. P. Une chaine precambrienne intracontinentale la chaine Quest congollienne de l'Afrique Centrale. Rev. de Geogr. phys. et de geol. dynam., 1966.

Трест «Зарубежгеология»

Статья поступила  
5 мая 1970 г.

УДК 551.242.5 + 552.33 (551.53)

**В. В. АРХАНГЕЛЬСКАЯ****ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ И ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ  
ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ**

Разбираются особенности связи щелочных пород северной части Байкальской горной области с ее тектоническими структурами. Показано, что щелочные породы этого региона относятся к платформенным формациям, представлены разновозрастными магматическими и инфильтрационно-метасоматическими образованиями и совместно с сингенетичными им породами гранитоидного состава обособляются в единые плутонические, вулканоплутонические и метасоматические комплексы. Устанавливается, что формирование рассматриваемых щелочных пород связано с формированием палеорифтовых структур, возникающих в определенные периоды геологической истории вдоль зон глубинных региональных разломов, прослеживающихся на площади северной части Байкальской горной области.

Щелочные породы из-за специфичности их состава и металлогении всегда были объектом пристального внимания геологов. Однако многие вопросы их генезиса и тектонической приуроченности до сих пор дискуссионны. Поэтому представляет интерес изучение щелочных пород в связи с особенностями их тектонического размещения. Ниже излагаются результаты такого изучения на примере щелочных пород северной части Байкальской горной области.

На тектоническую природу этой части области существуют два взгляда. Одни исследователи (Клитин и др., 1970; Салоп, 1967; Спижарский, 1964 и др.) относят ее, как и всю Байкальскую горную область в целом, к протерозойским геосинклинальным сооружениям, консолидовавшимся к началу палеозоя (рис. 1). Однако и они отмечают своеобразные особенности строения северной части Байкальской горной области, плохо увязывающиеся с представлением об ее геосинклинальном развитии в протерозое: наличие древнего фундамента, перекрытого полого лежащими отложениями верхних отделов докембрия; отсутствие геосинклинальной складчатости этих отложений; специфичный характер осадков, сопоставляемых с орогенными формациями геосинклиналей, и отсутствие в них вулканитов.

Эти особенности строения северной части Байкальской горной области привели другую группу исследователей (Лейтес, 1963; Косыгин, 1964; Федоровский, Лейтес, 1968) и автора к выводу о том, что по характеру своего развития в протерозое она представляла собой платформу. Такие древние платформы, как установлено (Павловский, 1962 и др.), характеризуются рядом присущих только им особенностей развития, не типичных для более молодых платформенных структур, что и послужило основанием для выделения протоплатформ.

Юго-восточный отрезок северной части Байкальской горной области представляет собой так называемый Кодаро-Удоканский протоплатформенный прогиб с архейским цоколем в основании и с нижнепротерозойским чехлом (Лейтес, 1963; Федоровский, 1968). Остальная территория этой части области является перикратонным опусканием Сибирской платформы с нижнепротерозойским цоколем и среднепротерозойско-рифейским осадочным чехлом (рис. 2).



( $Na > K$ ), бедные Ca, Mg, богатые Si, Fe, Zr, F, апгаитовые, позднепротерозойские, по происхождению апогнейсовые и нижнепротерозойские—апогранитные. Первые содержат повышенные, сравнительно с гранитами, количества Nb, Ta, Th, Zr, U, Li, Be, сходны с докембрийскими же метасоматическими гранитами Улканского массива Алдана, с палеозойскими апогнейсовыми метасоматитами Полярного Урала, со щелочными гранитами плато Джос в Нигерии (Гамалея, 1968; Апельцин и др., 1967; Jacobson а. о., 1958). Эти породы инфильтрационно-метасоматические (Коржинский, 1968), слагают конкордантные зональные тела в десятки квадратных километров размером, приуроченные к разрывам фундамента платформы и вытянутые согласно их простиранию. Вторые слагают небольшие массивы — сателлиты массивов неизмененных гранитов, зональность которых отражает конфигурацию прикровельных частей магматической камеры.

Докембрийские щелочные породы ассоциируют со щелочно-земельными. При этом апограниты ассоциируют с гранитами, а апогнейсовые метасоматиты — с апогнейсовыми же метасоматитами. Щелочно-земельные породы развиты шире щелочных и представляют собой в первом случае материнские породы для метасоматически измененных гранитов, а во втором — передовые зоны общей колонны метасоматических образований, центральные и тыловые зоны которой слагают щелочные метасоматиты. Геохимически и по возрасту щелочные и щелочно-земельные породы сходны (табл. 1, 2), переходы между теми и другими постепенные.

Докембрийские щелочные породы размещаются в выступах фундамента платформы, реже приурочены к Байкальской ослабленной зоне.

Верхнепалеозойские и мезозойские щелочные породы пояса в основной своей массе тоже обнаружены и изучены сравнительно недавно (Андреев, 1965; Архангельская, 1967, 1969; Жидков, 1961; Зак и др., 1968; Осокин, 1970, и др.) — массивы Сыннырский, Бурпалинский, Ақитский, Сакунский и др., хотя отдельные были известны и ранее (например, Мурунский). Это магматические щелочные образования калиевой линии: щелочные, нефелиновые, кальсилитовые, псевдолейцитовые сиениты с  $Na \ll K$  (лишь в отдельных метасоматических разностях  $Na > K$ ), миаскитовые, богатые Ca, Ti, Fe, P, с повышенным содержанием Sr, Ba, Rb, Cs, пониженным Ta, Nb, TR, Zr, сходные друг с другом и со щелочными породами Алдана, Ишима, Памбака, Монтаны. Они образуют дискордантные к породам фундамента, типично платформенные тела: лакколиты,

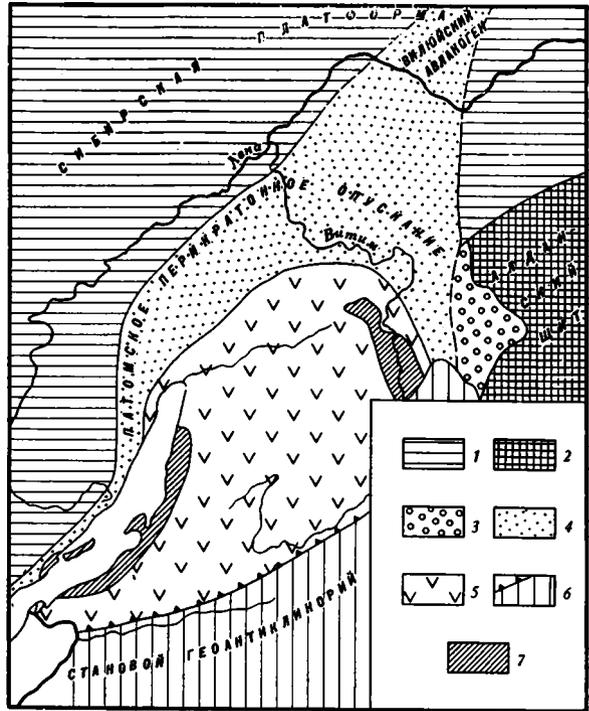


Рис. 2. Схема докембрийской тектоники Байкальской горной области (по Ю. А. Косыгину и др., 1962)

Структуры Сибирской платформы: 1 — верхнепротерозойский чехол; 2 — выступ нижеархейского фундамента; 3 — Кодаро-Удоканский протоплатформенный прогиб; 4 — краевое перикратонное опускание и продолжающий его авлакоген. Геосинклинали: 5 — синклинали; 6 — антиклинали; 7 — глыбы архея внутри геосинклинали области

## Возраст щелочных пород протоплатформенной части Байкальской горной области

Геологический возраст	Материал, по которому определялся возраст радиологически	Метод определения. В скобках количество определений	Возраст, млн. лет	Источник материала и аналитик
Доверхне-протерозойский	Биотит щелочно-земельного метасоматита	K — Ar (8)	1645—2070	Коллекция автора; лаборатория ВИМСа, А. И. Пантелеев и лаборатория ВАГТа, В. М. Комарова
	Амфибол щелочного метасоматита	K — Ar (10)	1819—1950	
	Пироксеноид щелочного метасоматита	U — Th — Pb (3)	1850—2095	
	Щелочной метасоматит	K — Ar (3)	668—1575	
	Гранит, материнский для щелочного апогранита	K — Ar (5)	200—1800	Коллекция Г. Б. Гиммельфарба; лаборатория ВАГТа, В. М. Комарова
Посткембрийский	Щелочные и нефелиновые сиениты	K — Ar (15)	268—350	Коллекции А. Я. Жидкова, В. В. Архангельской, Д. А. Велюковича, В. Т. Свириденко, Ю. В. Буфеева, М. З. Глуховского, лаборатория ВСЕГЕИ и ВАГТа
	Щелочно-земельные гранитоиды	K — Ar (300)	220—382	
	Циркон нефелиновых сиенитов	U — Th — Pb (1)	350	
	Санидин метасоматитов завершающей стадии становления массивов нефелиновых и щелочных сиенитов	K — Ar (2)	175—193	
Постюрский	Щелочные и нефелиновые сиениты	K — Ar (5)	115—143	Т. В. Билибина и др., 1967
	Щелочно-земельные гранитоиды	K — Ar (3)	120—105	

лополиты, штоки, силлы. В их составе автометасоматические породы хотя и присутствуют, но занимают подчиненное положение. Зональность массивов этой группы щелочных пород концентрическая, обусловлена последовательным внедрением разных порций магмы материнского очага по единому каналу и просачиванием отщеплявшихся от нее в промежутках между интрузиями или после них пневматолитовых и пневматолито-гидротермальных растворов.

Верхнепалеозойские и мезозойские щелочные породы пространственно и генетически ассоциируют со щелочно-земельными гранитоидами и часто слагают вместе с ними лополитовые и близкие к ним по форме тела. Генетическая связь щелочных пород этой группы с гранитоидами в восточной половине Байкальской ослабленной зоны (Олекмо-Витимская страна) ни у кого из исследователей сомнений не вызывает, и они обособляются там в единые комплексы (палеозойский ингамакитско-сакунский и мезозойский алданский) (Глуховский, 1970; Свириденко, 1966; Билибина и др., 1967; Архангельская, 1966). Для западной части зоны (Северо-Байкальское нагорье) такая связь некоторыми оспаривается (Салоп, 1967; Осокин, 1970 и др.), но и там она, на наш взгляд, несомненна: сходный набор элементов — примесей, тесная пространственная ассоциация и т. д. (Архангельская, 1966). Геохимически щелочные и гранитоидные породы сходны (см. табл. 2), но в гранитоидах в повышенных против кларка количествах содержатся Cu, Ni, Co, Cr, свойственные не гранитам, а основным и ультраосновным образованиям (Архангельская, 1966; Осокин, 1970). Абсолютный возраст щелочных пород и гранитов идентичен (см. табл. 1).

Таблица 2

Средние содержания некоторых элементов — примесей в породах щелочно-гранитоидных комплексов, вес. %

Порода	ΣTR	Ta	Nb	Li	Be	Rb	Sr	Ba	Zr	Cu	Ni	Pb	Cr
Мезозойские щелочные и нефелиновые сиениты	0,0012	—	—	0,031	—	—	0,1	0,25	—	0,002	0,002	0,024	—
Мезозойские гранитоиды	—	0,0007	0,009	0,003	—	0,02	0,1	0,3	0,04	0,003	0,003	0,03	0,004
Верхнепалеозойские щелочные и нефелиновые сиениты	0,035	0,0006	0,003	0,002	0,0003	0,02	0,15	0,3	0,03	0,002	—	0,002	—
Верхнепалеозойские щелочно-земельные гранитоиды	0,04	0,0005	0,008	0,0043	0,0003	0,015	0,14	0,22	0,02	0,0031	0,003	0,004	0,0036
Нижнепротерозойские щелочные гранитовидные метасоматиты	0,27	0,00 n	0, n	0,009	0,00 n	—	—	—	0, n	—	—	0,008	—
Нижнепротерозойские щелочно-земельные гранитовидные метасоматиты	0,19	0,00 n	0, n	0,008	0,001	—	—	—	0, n	—	—	—	—
Кларковые содержания в кислых породах, по А. П. Виноградову	0,009	—	0,002	0,004	0,0006	0,0006	0,03	0,08	0,02	0,002	—	0,002	0,002
Кларковые содержания в средних породах, по А. П. Виноградову	—	—	0,003	0,002	0,0002	0,0002	0,08	0,07	0,03	0,0035	—	0,0015	0,005

Составлена по материалам автора, Т. В. Билибиной, А. Я. Жидкова, Е. Д. Осюкина, Р. П. Тихоненковой и др. Пустые графы — нет данных.

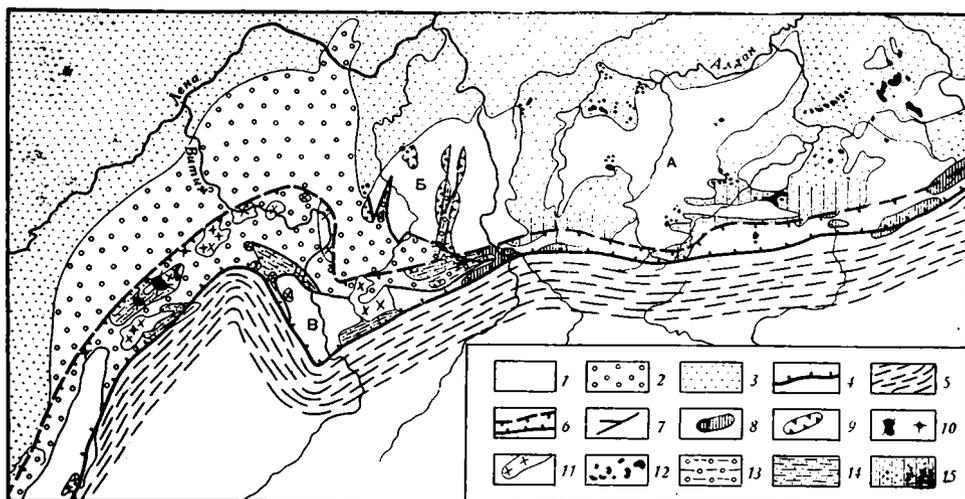


Рис. 3. Схема размещения щелочных пород в южной части Сибирской платформы. (В. В. Архангельская, 1970)

1 — выступы архейского фундамента Сибирской платформы: А, Б — Алданский щит; В — Муйская глыба; 2 — перикратонное опускание краевой части платформы — протерозойские образования про-топлатформенного чехла; 3 — палеозойский платформенный чехол; 4 — южная граница платформы; 5 — область протерозойской складчатости; 6 — Байкало-Становая ослабленная область; 7 — главнейшие разрывы внутри этой области; 8 — верхнеархейские (?) анортозиты и связанные с ними щелочные сyenиты; 9 — нижнепротерозойские альбитизированные щелочные граниты и щелочные гранито-подобные метасоматиты; 10 — верхнепалеозойские, щелочные кальсилитовые и нефелиновые сyenиты; 11 — верхнепалеозойские гранитоиды; 12 — мезозойские щелочные и нефелиновые сyenиты и гранитоиды; 13 — нижнепротерозойские геосинклинальные трюги (рифтовые структуры?); 14 — верхнепалеозойские шовные прогибы — грабены (верхнепалеозойский рифт); 15 — мезозойские односторонние грабены (мезозойский рифт)

Верхнепалеозойские щелочные породы и ассоциирующие с ними граниты размещаются главным образом в Байкальской ослабленной зоне, в меньшей степени в зонах разрывов, ограничивающих выступы фундамента платформы; мезозойские щелочные породы и сопутствующие им гранитоиды — только в последних. Внутри ослабленных зон щелочные породы рассматриваемой группы размещаются гнездами. Так, палеозойские щелочные породы в Байкальской ослабленной зоне размещаются в западной и восточной ее частях, обособляясь соответственно в Северо-Байкальскую (массивы Гоуджекитский, Аkitский, Бурпалинский, Сыннырский, Якжинский, Монюканский, Конкудерские) и Кодаро-Удоканскую (массивы Сакунский, Муруринский, Имангрские) щелочные провинции. В центре зоны, расположенном на простирании Вилуйского авлакогена, развиты лишь палеозойские гранитоиды. Это, по-видимому, объясняется большей раздробленностью цоколя в центре зоны и, таким образом, большей его проницаемостью, что не благоприятствовало возникновению щелочных пород.

Щелочные породы пояса образуют совместные массивы не только с разновозрастными с ними гранитоидами, но и с породами гораздо более древних интрузивных комплексов (Сакунский массив), представляя, таким образом, гетерогенные плутоны (Архангельская, 1969).

Байкальская и другие ослабленные зоны, контролирующие размещение щелочных пород пояса, в периоды внедрения в них щелочных расплавов представляли собой своеобразные палеорифтовые структуры.

Так, контролирующие размещение нижнепротерозойских щелочных пород ослабленные зоны в нижнем протерозое представляли собой ответвляющиеся от Кодаро-Удоканского прогиба в платформенный выступ Чарской глыбы узкие шовные прогибы — геосинклинальные трюги, которые изучавшие их исследователи считают возможным сопоставлять с

рифтовыми структурами (Грачев, Федоровский, 1970). В трогах отложились субгеосинклинальные осадки нижней части нижнепротерозойской удоканской серии мощностью более десятка километров, к настоящему времени метаморфизованные в амфиболитовой фации и прорванные силами нижнепротерозойских же ультрабазитов (Федоровский, Лейтес, 1968; Глуховский, 1970). Нижнепротерозойские щелочные породы размещаются в бортах или внутри трогов. Время их возникновение — 1800—1600 млн. лет назад (см. табл. 1) — позже периода осадконакопления в трогах. Таким образом, либо щелочные породы возникли после «инверсии тектонического режима» трогов, либо сингенетичные со щелочными породами осадочные образования не сохранились.

Образование трогов вызывается, как полагают, растяжением земной коры, которое в свою очередь обуславливается усилением активности внутренней энергии Земли на этих участках. В результате проницаемость коры здесь резко повышается, в нее внедряются мантийные расплавы (гипербазиты), а также продукты дегазации мантии или продукты ее селективного плавления. При воздействии их на породы верхней части коры и возникли апогнейсовые метасоматиты (Архангельская, 1968<sub>1</sub>).

Байкальская ослабленная зона, в которой локализованы верхнепалеозойские щелочные породы, к началу палеозоя, безусловно (Салоп, 1967), а как считают некоторые исследователи (Клитин и др., 1970), уже к началу рифея тоже представляла собой систему узких шовных межгорных прогибов—грабенов (Холоднинский, Талоинский, Ангаро-Мамский, Средне-Витимский, Верхне-Каларский), разделенных горстами. Прогибы развились в осевой части крупного Байкало-Витимского поднятия, оформившегося к началу рифея (Салоп, 1967). В прогибах накапливались терригенные, карбонатные, в меньшей степени эффузивные отложения венда, нижнего кембрия, ордовика, платформенного типа, мощностью от сотен метров до 8—10 км (Клитин и др., 1970; Федоровский, Лейтес, 1968 и др.). Прогибы представляли собой нормальные или односторонние грабены, вытянутые параллельно простиранию Байкальской ослабленной зоны. Осадконакопление в грабенах закончилось в разное время: в западных раньше, чем в восточных, где оно продолжалось в ордовике (Верхне-Каларская депрессия). В верхнепротерозойских отложениях впадин в отдельных случаях прослеживаются основные трещинные интрузивы, возможно выполняющие подводящие каналы эффузий, покровы которых к настоящему времени размыты. Верхнепалеозойские щелочные и гранитоидные породы размещаются как в грабенах, так и в их бортах (особенно граниты). Формирование этой группы пород проходило 350—180 млн. лет назад (Архангельская, 1967); т. е. тогда, когда грабены, по-видимому, уже прекратили свое существование и в их пределах опускания сменились поднятиями. Формирование щелочных и гранитоидных верхнепалеозойских пород в западных грабенах Байкальской ослабленной зоны закончилось на несколько десятков миллионов лет раньше, чем в ее восточной части (Архангельская, 1967). Таким образом, развитие палеозойских грабенов и возникновение в них пород щелочно-гранитоидного комплекса тесно связаны: во впадинах, закончивших свое развитие раньше, эти интрузивы тоже более ранние. Палеозойские грабены Байкальской ослабленной зоны, как видим, во многом напоминают современные рифтовые структуры и поэтому ниже именуются рифтоподобными.

Мезозойские щелочные и гранитоидные породы рассматриваемого региона представляют собой западную оконечность пояса мезозойских интрузивов Алданского щита. Известно (Кац, 1962 и др.), что в южной части щита к началу мезозоя существовал узкий односторонний грабен, протягивающийся «субширотно вдоль северного подножия „Прастанового“ хребта», т. е. вдоль Станового разлома, имевший ответвления к северу и сохранившийся частично еще с протерозоя. Некоторые исследователи считают его типичной рифтовой структурой (Красный и др., 1970). К на-

стоящему времени он сохранился в виде отдельных изолированных мелких грабен. В мезозое в нем накопились континентальные юрские и меловые отложения с покровами эффузивов основного, щелочно-основного, реже более кислого составов. Мезозойские щелочные, нефелиновые, псевдолейцитовые сиениты, щелочные граниты и ассоциирующиеся со щелочными породами щелочно-земельные сиенит-диориты, сиенит-порфиры, монцонит-порфиры приурочены, главным образом, к этому грабену или к его бортам.

Они образуют близповерхностные лакколиты, местами с вулканическими куполами на них. Среди мезозойских щелочных пород щита подчиненное развитие имеют эссекситовые габбро (Кац, 1968). Время возникновения щелочных и ассоциирующих с ними щелочно-земельных пород алданского комплекса — 105—155 млн. лет назад (Кравченко, Владова, 1962).

Таким образом, мезозойская рифтовая структура южной части Алданского щита характеризуется наличием вулкано-плутонического комплекса щелочных и ассоциирующих со щелочными щелочно-земельных пород и представляет собой непосредственное продолжение к востоку верхнепалеозойской рифтовой системы Байкальской ослабленной зоны. Иначе говоря, развитие рифтовой структуры в пределах всей Байкало-Становой ослабленной зоны сочленения Сибирской платформы с обрамляющими ее подвижными зонами происходило последовательно во времени и пространстве.

Этим, по-видимому, объясняется сходство мезозойских щелочных и щелочно-земельных пород Алданского щита и аналогичных верхнепалеозойских пород платформенной части Байкальской горной области и постепенное омоложение последних с запада на восток.

Глубина формирования сложенных щелочными породами интрузивов в пределах описываемой мезозойско-палеозойской рифтовой структуры с запада на восток уменьшается от 3—5 км в Северо-Байкальском нагорье (Андреев, 1965) до 1,5 км — сотен метров на Алданском щите (Билибина и др., 1967). Возможно, однако, что интрузивы щелочных пород в этой структуре формировались на всей ее территории примерно одинаково: поэтажно друг над другом, а наблюдаемая картина обусловлена различием в уровне ее современного эрозионного среза. Так, в наименее эродированной восточной части структуры, возникшей только в мезозое, эрозией вскрыты жерловые фации алданского вулкано-плутонического комплекса щелочных пород, а эффузивные его покровы и вулканические конуса большей частью размыты и сохранились лишь в наиболее опущенных участках грабенов, прилегающих к Становому хребту. В средней своей части (Олекмо-Витимская страна) мезозойско-палеозойская рифтоподобная структура эродирована уже на глубину 1—2 км (глубина образования Имангрских массивов), а в западной (Северо-Байкальское нагорье) — 3—5 км. В этой ее части, естественно, не сохранились вулканические постройки, эффузивные покровы и жерловые образования щелочно-гранитоидного «рифтового» комплекса, и в современном эрозионном срезе комплекс имеет уже не вулкано-плутонический, а исключительно плутонический характер (ингамакитско-сакунский комплекс Олекмо-Витимской страны, конкудеро-мамаканские, витимканские гранитоиды и щелочные и нефелиновые сиениты сыннырского комплекса Северо-Байкальского нагорья).

Интересно, что верхнепалеозойско-мезозойский рифт сечет нижнепротерозойскую рифтоподобную структуру, а современный Байкальский рифт — верхнепалеозойско-мезозойскую рифтовую зону (рис. 4). В грабенах современного Байкальского рифта отлагаются уже только континентальные толщи, глубина грабенов этого рифта — первые километры, сотни метров, а магматизм — щелочно-основного состава (базальты, трахибазальты)

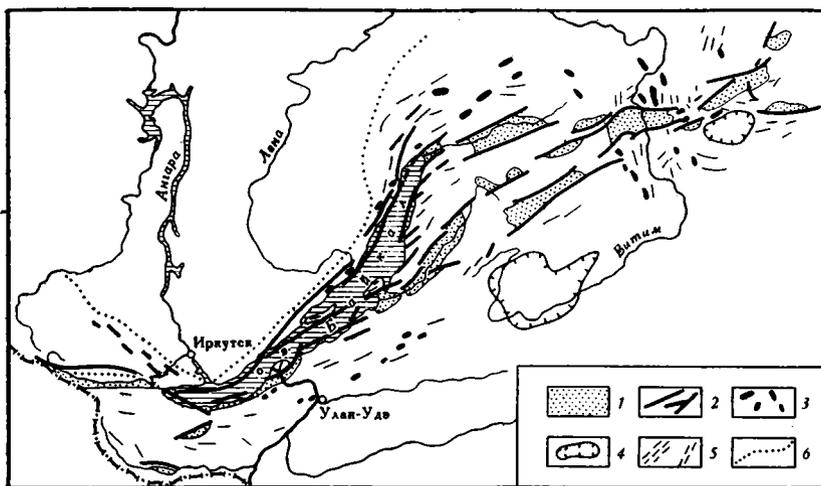


Рис. 4. Схема современного Байкальского рифта (по Н. А. Флоренсову, 1968)

1 — рифтовые впадины; 2 — главные рифтообразующие разломы; 3 — древние разновозрастные базальтовые и ультрабазальтовые пояса; 4 — области распространения неоген-четвертичных базальтов; 5 — простирания складок в дорифейском фундаменте; 6 — южная граница палеозойского чехла Сибирской платформы

Таким образом, все щелочные породы платформенной части Байкальской горной области пространственно и во временном отношении связаны с рифтовыми и рифтоподобными структурами, развивавшимися на ослабленных зонах глубинных разломов. Вместе с породами щелочно-земельного ряда они обособляются в единые магматические (метасоматические) комплексы. При этом в составе почти не эродированных комплексов области (кайнозойских) наблюдаются лишь щелочно-основные породы, в составе несколько глубже эродированных (мезозойско-палеозойских) — щелочно-сиенитовые с подчиненным количеством основных, а в составе глубоко эродированных (протерозойских) — щелочно-гранитоидные породы при практически полном отсутствии основных.

Из изложенного явствует, что в развитии Байкало-Становой ослабленной зоны был необратимый период ее активизации, характеризующийся растяжением и образованием сводового поднятия, а позже — наличием рифтовой структуры, т. е. опусканием; затем — после инверсии тектонического режима — поднятием (прекращением осадконакопления). Периоду активизации свойственно проявление своеобразного магматизма «рифтового» типа: основные и ультраосновные эффузии и интрузии на стадии опускания, щелочные и щелочно-земельные магматические расплавы сиенитового и гранитоидного состава — на постинверсионной стадии. Подчиненное развитие на этой стадии имеют щелочные габброиды: эссекситовые габбро мезозойского рифта, щелочные габброиды Сыннырского массива. Последующие периоды активизации зоны уже не сопровождаются образованием рифтов и не проявляются как магмообразующие.

По-видимому, такая же картина исторического развития характерна для периодов активизации, сопровождающихся внедрением щелочных пород, и в других ослабленных зонах протоплатформенной части Байкальской горной области. Но для нижнепротерозойских рифтоподобных структур существование предшествовавших им поднятий достоверно не установлено, а вместо магматических щелочных пород «рифтовый» комплекс представлен в них, главным образом, инфильтрационно-метасоматическими породами.

Докембрийские и посткембрийские периоды образования рифтовых структур неодинаковы по длительности, особенностям осадконакопления

и магмообразования. Наиболее длительны первые — до полумиллиарда лет. Они же характеризуются и наибольшей (6—10 км и более) глубиной прогибов — грабенов, осадконакопление в которых приближается к геосинклинальному (морские субгеосинклинальные отложения, Миرونюк, 1968), большим объемом интрузивов ультраосновных пород начальных этапов развития структуры и, наконец, возникновением в постинверсионный период ее развития инфильтрационно-метасоматических, а не магматических щелочно-гранитоидных пород. Мезозойско-палеозойский рифт развивался в течение первых сотен миллионов лет. Глубина его грабенов достигала только первых километров, осадки в них имели субплатформенный характер, основной магматизм развит незначительно, а гранитоидные и щелочные сиенитовые породы постинверсионного этапа магматические.

Щелочно-сиенитовые и щелочно-земельные гранитоидные породы появляются на заключительных стадиях развития рифтовых структур, когда «очаг растяжения» начинает отмирать и грабены сменяются поднятиями. Можно утверждать, что возникновение рифтовых структур обусловлено перераспределением вещества верхней мантии, так как ультраосновные и основные магмы образуются лишь в начальные периоды развития таких структур, а в конечные, по-видимому, уже не генерируются.

Представляется, что в развитии рифтовых и рифтоподобных структур региона и в эволюции связанного с ними магматизма существует определенная аналогия с развитием геосинклинальных подвижных зон и с характером присущих им магматических проявлений: прогибание; осадконакопление, ультраосновной и основной магматизм начальных этапов развития; смена опусканий поднятиями — инверсия геотектонического режима — в средние этапы развития структур; гранитоидный и щелочно-сиенитовый магматизм — на заключительных этапах. Однако в рифтовых структурах все эти явления, сравнительно с геосинклиналями, несоизмеримо меньших масштабов, а роль щелочных пород среди других магматических (и инфильтрационно-метасоматических) образований несоизмеримо значительнее.

Отсюда очевидно, что механизм, вызывающий образование рифтовых и рифтоподобных структур и их своеобразный магматизм, и механизм обуславливающий развитие геосинклинальных зон и геосинклинальный магматизм, имеют некоторые общие черты, вызываемые единой причиной — глубинной энергией Земли, — но условия ее проявления, естественно, разнятся для платформ и геосинклиналей.

Согласно современным представлениям, процессы растяжения земной коры в связи с образованием рифтов предопределяются коренными изменениями в составе и физическом состоянии вещества подкоровых областей. Предполагается, что эти изменения знаменуются возникновением сводового поднятия, а затем — опусканием его осевой части, постепенно захватывают всю кору вплоть до поверхности и создают активизированную ослабленную область. Вследствие снижения давления на поверхность мантии в таких областях появляется возможность частичной ее дегазации и расплавления. Потоки плавней и продуктов дегазации, несущие большое количество тепла, поднимаются в верхние слои Земли. Появление в коре ультраосновных магм и горячих сквозьмагматических растворов приводит к местному разогреву, метасоматической переработке и к плавлению базальтовой, а затем и силикатной оболочек. Возникшие в результате этого основные и кислые расплавы, так же как и ультраосновные, поднимаются в верхние этажи коры. При этом они могут интродуцировать по одним и тем же или пространственно близким каналам, смешиваться друг с другом в различных пропорциях, насыщаться продуктами дегазации мантии, гибридизироваться при взаимодействии с вмещающими породами, ассимилировать их и, наконец, скапливаться в промежуточных очагах, где при отстаивании дифференцироваться. В ко-

нечном счете в общем случае в пределах единой ослабленной зоны и даже единого массива (вулкана, субвулкана) может наблюдаться сосуществование ультраосновных, основных, кислых и щелочных сиенитовых пород, что и есть в действительности в современных рифтовых структурах Африки (Буданов, 1969; Короновский, 1967 и др.).

Вероятно, общий ход развития современных и древних рифтовых систем и история их магматизма должны быть сходны. Поэтому рассмотренную выше картину следует считать в общих чертах приемлемой для объяснения генезиса щелочных пород протоплатформенной части Байкальской горной области. Однако сравнивать магматизм древних рифтовых и рифтоподобных структур с магматизмом современных рифтов нужно весьма осторожно. Надо иметь в виду, что кайнозойский магматизм и история развития современных рифтов в некоторых отношениях должны отличаться от магматизма и истории развития палеорифтов, тем более докембрийских. Палеорифтовые структуры глубоко эродированы. Поэтому, в отличие от вулcano-плутонических комплексов современных рифтов, в них должны быть обнажены субвулканические и даже глубинные магматические комплексы — «корни» вулcano-плутонических. Составы же эффузивных и интрузивных продуктов единого магматического расплава, как известно, несколько различаются. Провинциально-геологические особенности Байкальской горной области и областей развития современных рифтов Африки тоже различны.

В протерозое, когда потоки продуктов дегазации мантии были наиболее масштабны и мощны сравнительно с другими периодами геологической истории, а кора была еще относительно тонкой, эти потоки, видимо, проникали на всю ее мощность, и магматические породы в ослабленных зонах развития рифтоподобных структур не образовывались.

Наличие в палеозойских и мезозойских сиенитах и гранитоидах «рифтовых» комплексов Байкало-Становой ослабленной области элементов — примесей, свойственных ультрабазитам, близкий возраст щелочных сиенитовых и гранитоидных пород, наличие в составе комплексов щелочных базальтоидов — все эти факты указывают на сосуществование в данной области в период становления «рифтовых» комплексов очагов щелочно-сиенитовых и гранитоидных магм. Эти магмы образовались в результате смешения (в разных пропорциях) ультраосновных магм с веществом гранитного основания. Таким образом, они имеют гетерогенное происхождение и возникли, в конечном счете, из единых источников. Представляется, что обусловившие образование палеорифта изменения вещества мантии создали предпосылки для проникновения в кору Земли мощного теплового и «элементного» потоков, а также ультраосновного расплава, который, поднимаясь, образовал серию промежуточных очагов. Магма таких очагов в базальтовом слое из-за сходства составов базитов и ультрабазитов имела еще первичный мантийный состав. Магма очагов, расположившихся на границе «базальтового» и «гранитного» слоев или в низах последнего, ассимилировала некоторое количество сиалического материала и, таким образом, преобразовалась в гибридную щелочно-базальтоидную (калиевая природа щелочности) магму. Эта магма интродировала в верхние этажи коры и там дифференцировалась (кристаллизационная дифференциация) до щелочно-сиенитовой. Промежуточные очаги располагались над материнскими и имели с ними постоянную или периодическую связь, из-за чего среди нефелиновых и щелочных сиенитов массивов «рифтового» комплекса Байкальской ослабленной зоны наблюдаются дайки щелочных базальтоидов. Мантийная магма, достигшая верхних горизонтов «гранитного» слоя, очевидно, смешалась с далеко превосходящим ее по количеству сиалическим материалом, предварительно прогретым тепловым потоком; таким образом возникла гибридная гранитоидная магма, содержащая несвойственные гранитной магме геосинклиналей  $\text{Cu}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ni}$  и повышенные количества  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ . Интрузии недифферен-

цированной гибридной гранитоидной магмы образовали массивы граносиенитов, монзонитов, сиенит-диоритов, а дифференцированной (кристаллизационная дифференциация) — граниты и лейкократовые граниты.

Таким образом, очаги щелочной калиево-базальтоидной магмы были более глубинными и возникали ранее, чем щелочно-земельной монзонит-сиенитовой и гранитной. Образование тех и других, в конечном счете, обусловлено явлением смешения мантийных магм с материалом сиалической покровы и, по-видимому, невозможно без наличия теплового потока, подготавливающего материал к ассимиляции. К составу недифференцированных первичных магм, очевидно, ближе мезозойские породы алданского комплекса, чем ингамакитско-сакунского или витимкано-сыннырского палеозойских комплексов.

Тесная пространственная ассоциация продуктов кристаллизации магм разного состава — характернейшая особенность многих кайнозойских рифтовых областей. Химически различные породы там тоже объединяются в единые магматические комплексы, а для объяснения их происхождения привлекаются сходные гипотезы (Тернер, Ферхуген, 1961 и др.).

Предложенная гипотеза образования щелочных и гранитоидных пород Байкальского щелочного пояса не оригинальна: сходные гипотезы привлекались для объяснения происхождения аналогичных щелочных пород других районов (Абдрахманов, 1965), а для щелочных и нефелиновых сиенитов Северо-Байкальской провинции подобная гипотеза была впервые высказана Л. И. Салопом (1967). Новое в нашей концепции — выявление временной, пространственной и генетической связи щелочных пород с палеорифтовыми структурами, ранее ни для этих регионов, ни вообще для районов развития щелочных пород, древнее мезо-кайнозойских, так отчетливо не устанавливаемой.

#### Литература

- Абдрахманов К. А. Петрология и металлогения щелочных пород в Таласском Алатау. Алма-Ата, «Наука», 1965.
- Андреев Г. В. Петрология Сыннырского щелочного плутона. Улан-Удэ, Изд-во БурятКНИИ СО АН СССР, 1965.
- Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала. Тр. Всес. н.-и. ин-та минерального сырья. Изд-во «Недра», вып. 16. Нов. сер., 1967.
- Архангельская В. В. Некоторые особенности интрузий щелочных и нефелиновых сиенитов внешней зоны Байкальской складчатой области. Тр. Всес. н.-и. ин-та минерального сырья. В сб. «Минеральное сырье», вып. 14. «Недра», 1966.
- Архангельская В. В. О длительности становления некоторых щелочных массивов Байкальской горной области. Докл. АН СССР, т. 175, № 3, 1967.
- Архангельская В. В. О тантало-ниобиевом орудуении в древних метасоматических образованиях одного из районов Восточной Сибири. Геол. рудн. месторождений, № 5, 1968.
- Архангельская В. В. Первая находка редкометалльных альбитизированных гранитов в Олекмо-Витимской горной стране. Докл. АН СССР, т. 183, № 5, 1968.
- Архангельская В. В. Сакунский массив ультраосновных, щелочных и гранитоидных пород. Геол. и геофиз., № 4, 1969.
- Билибина Т. В., Донаков В. И., Дашкова А. Д., Титов В. К., Щукин С. И. Петрология щелочного вулcano-интрузивного комплекса Алданского щита. «Недра», 1967.
- Буданов В. И. Мезо-кайнозойский щелочной магматизм южной части Аравийской пустыни. Автореф. канд. дис., Новосибирск, 1969.
- Гамалея Ю. Н. Условия проявления гранитоидной щелочной формации на юго-востоке Сибирской платформы (на примере Улканского массива). Автореф. канд. дис., М., 1968.
- Глуховский М. З. Тектоника фундамента и чехла протоплатформы Восточной Сибири (на примере хр. Удокан). Автореферат канд. дис., М., 1970.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов. Сов. геология, № 12, 1970.
- Жидков А. Я. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород. Докл. АН СССР, т. 140, № 1, 1961.
- Зак С. И., Дудкин О. Б., Горстка В. К., Скуфьин П. К. Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива в Северном Прибайкалье. «Наука», 1968.

- Кац А. Г. К вопросу об истории формирования мезо-кайнозойских впадин Алданского щита. В сб. «Тектоника Сибири», т. 1, Изд-во АН СССР, 1962.
- Кац А. Г. Эссекситы кольцевой горы Кара-Буран. Изв. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, т. 4, вып. 2, Чита, 1968.
- Клитин М. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. «Наука», 1970.
- Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. «Наука», 1968.
- Короновский Н. В. Основные черты молодого вулканизма Африки. Тр. НИЛЗарубежгеология. Сер. «Геология и полезные ископаемые зарубежных стран», вып. 17, «Недра», 1967.
- Кобаевич Л. В., Кац А. Г., Неелов А. Н., Глебовицкий В. А., Седова И. С. Юго-западная граница и возраст Алданского щита. Геология и геофизика, № 1, 1962.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Вотах О. А., Красильников Б. Н., Парфенов Л. М. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии. Геол. и геофиз., № 10, 1962.
- Косыгин Ю. А. Докембрийская тектоника Сибири. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1964.
- Кравченко О. М., Власова Е. В. Щелочная провинция Центрального Алдана. Тр. ИМГРЭ, вып. 14, Изд-во АН СССР, 1962.
- Красный Л. И., Ициксон М. И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР. Геотектоника, № 2, 1970.
- Лейтес А. М. Нижний протерозой Олекмо-Витимской горной страны. Автореф. канд. дис., М., 1963.
- Миронюк Е. П. Геология докембрия западной части Алданского щита. Автореф. канд. дис., Л., 1968.
- Осокин Е. Д. Редкие элементы в щелочных массивах Северо-Байкальского нагорья и некоторые вопросы общей геологии щелочных пород. Автореф. канд. дис., М., 1970.
- Павловский Н. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. В сб. «Геология и петрология докембрия», Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 5, Изд-во АН СССР, 1962.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. «Недра», т. I, 1964; т. II, 1967.
- Свириденко В. Т. Физико-химические и петрохимические особенности гранитоидов Кодаро-Удоканской зоны. В сб. «Тезисы докладов XIX Герценовских чтений». Отд. геогр. и геол. Изд-во Ленингр. пед. ин-та, 1966.
- Спижарский Т. Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития. В кн. «Вопросы сравнительной геотектоники древних платформ». «Наука», 1964.
- Тернер Ф. Дж., Ферхуген Дж. Петрология изверженных пород. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Федоровский В. С. Объем и границы Удоканской серии. Автореф. канд. дис., М., 1968.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. Геотектоника, № 4, 1968.
- Jacobson R. E., Macleod W. N., Black R. Ring complexes in the younger granite province of Northern Nigeria. Geol. Soc. Lond., Mem. No. 1, 1958.

Всесоюзный институт  
минерального сырья

Статья поступила  
15 декабря 1970 г.

УДК 551.242.3 (234.3)

А. А. БЕЛОВ

**ТЕКТОНИКА ДОАЛЬПИЙСКОГО ОСНОВАНИЯ  
ПАННОНСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ**

Приводятся сведения по стратиграфии, палеонтологической охарактеризованности, структуре, магматизму и метаморфизму различных доальпийских комплексов основания Паннонской впадины. В истории тектонического развития основания впадины выделяются добайкальские, байкальский и герцинский этапы.

Паннонская впадина окружена горными сооружениями Западных, Восточных и Южных Карпат, Апусеней и Динарских гор и заполнена мощными четвертичными и неогеновыми отложениями, из-под которых лишь в некоторых местах выступают более древние формации.

Наши знания о строении глубоких частей Паннонской впадины основываются на многочисленных данных бурения этой территории и геофизических материалах.

В течение долгого времени эта область рассматривалась в качестве классического срединного массива (или его части). Однако многосторонние современные исследования показали, что под молодыми отложениями чехла Паннонской впадины нет однородного жесткого массива, а наоборот, находится гетерогенная структура, отражающая сложную донеогеновую историю развития территории впадины.

Донеогеновый период развития рассматриваемой территории подразделяется на ряд этапов, среди них намечаются несколько докембрийских этапов с последним байкальским, затем герцинский, и альпийский. Нами будет рассмотрено лишь строение и история формирования доальпийского основания впадины.

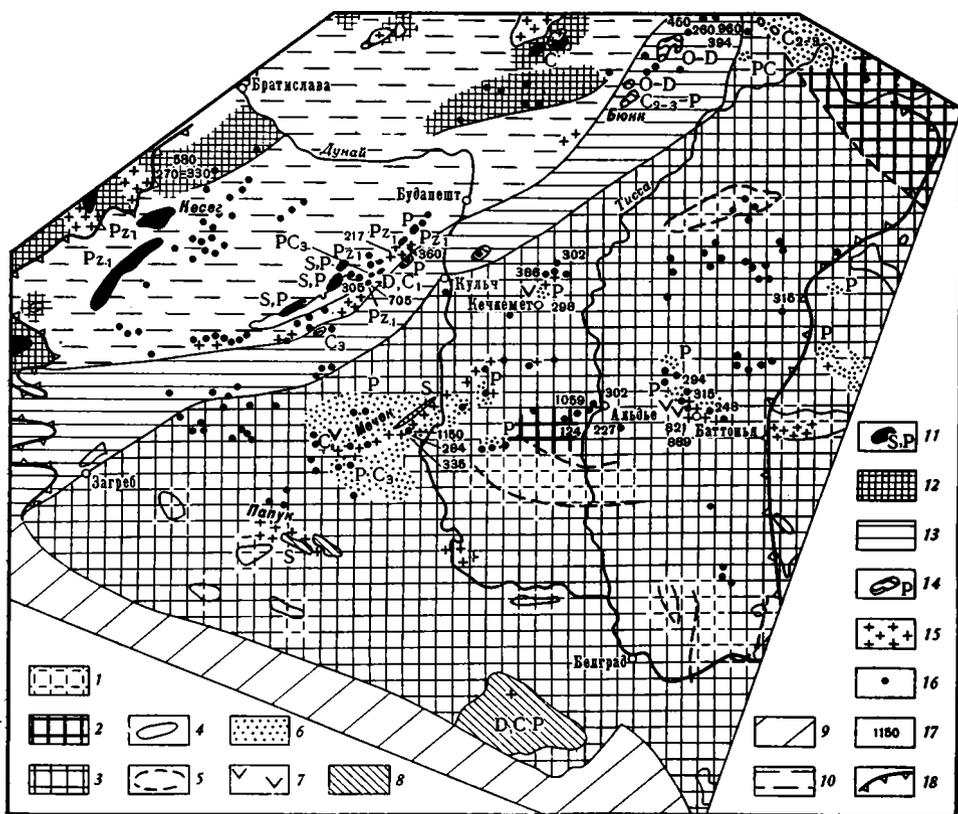
При написании статьи в качестве главных источников были использованы следующие работы: Э. Вадас (1964), Э. Садецки-Кардош (1969), И. Фюлеп и др. (1969), Z. Balla (1967), K. Balogh (1964), K. Balogh, L. Körössy (1968), V. Dank (1963), L. Körössy (1964), J. Oravec (1964), Z. Schréter (1963), K. Viragh, J. Vincze (1967), G. Wein (1969), а также Геологическая карта палеозойско-мезозойского фундамента Венгрии (1967), Tektonische karte Ungarns (Balogh, Körössy, 1968), Geoloska karta SK Srbije (1968). Дополнительные материалы заимствованы из многочисленных статей, посвященных частным вопросам. В 1969 г. в Венгрии автор лично познакомился с некоторыми геологическими образованиями фундамента Паннонской впадины.

В структуре доальпийского основания Паннонской впадины выделяются две крупные области, граница между которыми проходит с юго-запада на северо-восток от г. Загреб в направлении г. Кульч. Северо-Западная область относится к Альпийско-Западно-Карпатской герцинской системе, а юго-восточная область представляет собой крупный выступ кристаллических пород, образованных в байкальскую и более древние эпохи складчатости. Граница между ними соответствует зоне разломов, ограничивающих с северо-запада так называемый «порог Лоци», который в современной структуре фундамента Паннонской впадины представлен узким вытянутым с юго-запада на северо-восток выступом кри-

сталлических пород. Древние кристаллические породы юго-восточной части ограничиваются с юго-запада герцинской геосинклинальной складчатой системой Динарских гор, а на востоке они выступают из-под чехла молодых отложений на значительных площадях в горах Апусени и в Южных Карпатах.

### ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ПАННОНСКОЙ ВПАДИНЫ — БАЙКАЛЬСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ

Многочисленные данные бурения показывают, что в юго-восточной части Паннонской впадины широко развиты под чехлом кайнозойских пород, а также под мезозойскими прогибами различные кристаллические сланцы и магматические образования. Эти породы испытали неоднократное воздействие процессов метаморфизма, время протекания которых фиксируется радиологическими измерениями. Образование исходных пород произошло в основном, видимо, в докембри. Близкие по возрасту и времени метаморфизма комплексы пород распространены и к северо-западу от «порога Лоци», выступая во многих местах среды герцинид северо-западной части страны (рисунок).



Тектоническая карта докембрийского основания Паннонской впадины.

Область байкальской и более древних складчатостей. Метаморфические комплексы: 1 — эпизональные кристаллические породы; 2 — катонные и мезозональные кристаллические породы; 3 — полиметаморфические нерасчлененные кристаллические породы; 4 — их выходы на поверхность; 5 — площади их распространения на глубине; 6 — наложенные позднегерцинские впадины (индекс указывает возраст пород); 7 — пермские вулканические породы; 8 — морские палеозойские отложения платформенного чехла.

Герцинские геосинклинальные складчатые системы. 9 — Динаридская. 10—14 — Альпийско-Западно-Карпатская; 10 — палеозойские отложения, смятые в складки и различным образом метаморфизованные и неметаморфизованные; 11 — палеозойские отложения, выходящие на поверхность и достигнутые скважинами (индекс указывает возраст пород); 12 — выступы догерцинских метаморфических комплексов; 13 — зона Южных Альп — Северной Венгрии (морские верхнепалеозойские отложения); 14 — палеозойские породы, выходящие на поверхность и достигнутые скважинами (индекс указывает возраст). 15 — герцинские гранитоиды; 16 — некоторые скважины, вскрывшие палеозойские и допалеозойские комплексы пород; 17 — цифры радиологических измерений возраста в млн. лет; 18 — граница Паннонской впадины на отдельных участках.

Кристаллический комплекс представлен эпи-, мезо- и катазонально измененными породами: различными сланцами (амфиболитовыми, биотитовыми, мусковитовыми, гранат-мусковитовыми, серицитовыми, двуслюдяными, актинолитовыми, хлоритовыми, цоизитовыми, кварцитовыми), кварцитами, филлитами, порфиритоидами, ортоамфиболитами, гнейсами и др. Исходными породами для них служили мощные терригенные песчано-глинистые и глинистые толщи и вулканические образования основного и ультраосновного состава. Они были регионально метаморфизованы и прорваны различными гранитоидами. Возраст гранитов в массиве Мечек, определенный Rb/Sr-методом, составляет 1150 млн. лет. Они перекрыты несогласно силурийскими сланцами (Wein, 1967). Наиболее древние цифры радиологических измерений Rb/Sr-методом возраста метаморфических сланцев и гнейсов дают значения в пределах от  $1059 \pm 70$  до  $742 \pm 50$  млн. лет. Эти цифры времени метаморфизма кристаллических пород свидетельствуют об интенсивных тектоно-магматических процессах, протекавших здесь в байкальскую и более древние эпохи тектогенеза. Часть из этих цифр, видимо, близка к истинному возрасту пород, а часть является результатом омоложения каких-то значительно более древних толщ.

Впоследствии эти метаморфические толщи вместе с древними гранитоидами подверглись еще раз метаморфической перекристаллизации, возраст которой, по радиологическим данным, определяется цифрами (млн. лет): 315 (г. Керешзегепати), 302, 284, 227 (г. Альдьё), 315 (г. Баттонья), 386, 322, 315 (г. Пуштафельдвар) и др., укладываемымися в рамки герцинского этапа развития. В этот же период произошло широкое внедрение позднепалеозойских гранитных интрузий, возраст которых характеризуется следующими цифрами (млн. лет): 335, 285, 280 (горы Мечек), 302, 298 (г. Цеглед — Надькёрёш), 294, 248 (г. Баттонья) и др.

В дальнейшем те же породы испытали влияние альпийской ремобилизации, характеризуемой цифрами радиологических измерений (млн. лет): — 188 (слюдистый сланец, г. Асотталом), 134 (гранит, г. Кочкемет), 124 (грантосодержащий амфиболит, г. Альдьё), 121 (парагнейс, район г. Баттонья), 48 и 22 (кварцево-слюдяной и слюдяной сланец, г. Асотталом). Таким образом, если основываться на цифрах абсолютно возраста кристаллических пород фундамента Паннонской впадины, учитывая при этом и все прочие сведения, а также привлечь данные по смежным районам, где фундамент выходит на поверхность на более широкой площади (Апусени, Giusča et al., 1968; Южные Карпаты, Dessiła-Codarcea, 1968), можно прийти к выводу о наличии в составе комплекса основания рассматриваемой территории разных по возрасту древних метаморфических образований: добайкальских, раннебайкальских и позднебайкальских.

Последней докембрийской складчатостью была по-видимому позднебайкальская, она спаяла воедино существовавшие здесь более древние блоки метаморфических пород, и после нее здесь образовался срединный массив.

На завершенность последнего байкальского этапа геосинклинального развития указывают присутствующие местами грубые терригенные отложения и сопровождающие их андезито-базальтовые вулканы (субсеквентный вулканизм) конца позднего докембрия, которые можно трактовать как образования срогенной стадии развития (Белов, в печати).

Основные направления простираения доальпийских структур пока неясны. Видимо, здесь присутствуют разновозрастные структуры разных направлений, которые были усложнены в дальнейшем альпийскими дислокациями и в настоящее время с трудом отделяются друг от друга под чехлом молодых мезо-кайнозойских отложений. Именно этим можно

объяснить расхождение мнений по этому вопросу среди исследователей. Так, В. Данк (Danck, 1963), и З. Белла (Balla, 1967) утверждают, что простираются доварисских структур северо-северо-восточные, а по Г. Вейну (Wein, 1969) простираются ассинтских структур запад-северо-западное.

Между метаморфическим докембрийским основанием и мезозойско-кайнозойским покрытием местами находятся палеозойские отложения, которые можно трактовать частью как остатки чехла платформенного типа, частью как заполнение наложенных впадин, одновозрастных орогенной стадии развития смежных герцинид (см. рисунок).

К отложениям чехла на байкалидах относятся силурийские глинистые, отчасти зеленые сланцы с прослоями лидитов, в которых находятся остатки граптолитов. Они известны в районе гор Мечек и Виллань на юге Венгрии и в горах Папук в Хорватии (Oravec, 1964, Wein, 1969). Эти образования в районе гор Мечек залегают несогласно на докембрийских гранитоидах и имеют в основании вначале горизонт пестрых глинистых сланцев (прежняя кора выветривания?), а затем конгломераты с галькой лежащих ниже гранитов (Wein, 1967). Силурийские отложения метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев и дислоцированы в предпермское время. Их мощность составляет примерно 300 м. В Западной Сербии к отложениям чехла следует, видимо, относить палеозой «типа Ядар», представленный песчаниками, глинистыми сланцами, конгломератами и известняками девона, карбона и перми общей мощностью 1,5 км. В районе горы Цер этот чехол прорван гранитоидами пермского возраста, а дислокациям он подвергся лишь в мезозойское время, так как средняя пермь и триас залегают, хотя и с перерывами, но без несогласий на карбоне.

Оценивая допермскую историю развития юго-восточной части Паннонской впадины, Г. Вейн (Wein, 1969) пришел к выводу о том, что здесь не могут быть выделены какие-либо структурные этажи. Причиной этого является интенсивнейшая региональная раннекаменноугольная гранитизация и динамометаморфизм, приведшие к образованию более или менее гомогенного комплекса.

При этом данный автор исходит из предположения, что на рассматриваемой территории так же, как и в Альпийско-Западно-Карпатской системе герцинид, до проявления раннекаменноугольных процессов гранитизации и динамометаморфизма имелись докембрийский, раннепалеозойский и раннекаменноугольный структурные этажи, образовавшиеся во время соответствующих этапов геосинклинального развития.

Эти представления могут быть приняты лишь при значительном уточнении. Думается, что если геосинклинальное развитие данной территории в докембрии сомнений не вызывает, то в ранне- и среднепалеозойский этап здесь образовывался лишь маломощный и, видимо, не повсеместно распространенный осадочный чехол на срединном массиве, а в конце среднего палеозоя (в раннем карбоне) и в верхнем палеозое происходил интенсивный процесс активизации, повторного метаморфизма и интенсивной магматической деятельности, связанный с эпохой основных складчатых движений и орогенеза в соседних герцинских геосинклинальных системах. Такая взаимосвязь срединного массива со смежной геосинклинальной системой является четко выраженной закономерностью, что недавно было подчеркнуто М. В. Муратовым (1970).

Более широко на байкальском и более древнем метаморфическом фундаменте распространены континентальные орогенного характера толщи верхнего палеозоя. К ним относятся известные в районе гор Виллань среднекаменноугольные отложения, представленные конгломератами, песчаниками и глинисто-сланцевыми сланцами. Они залегают с базальным конгломератом в основании несогласно на кристаллических сланцах, гранитах и силурийских отложениях. Имеющаяся здесь ископаемая

флора датирует московский ярус. Мощность толщи 500 м. В этом же районе были распространены ранее и верхнекаменноугольные континентальные отложения, полностью денудированные, либо еще не вскрытые скважинами. Об их былом присутствии свидетельствуют находки в молодых отложениях галек серицитово-глинистых сланцев с остатками верхнекаменноугольной флоры в районе гор Мечек (Weber, 1964). По последним данным (Jámbog, 1967), каменноугольные породы с флорой и прослоями угля вскрыты скважинами и в районе Мечек и в районе Виллань.

Пермские красноцветные отложения в районе гор Виллань залегают согласно или с небольшим несогласием на каменноугольных отложениях и переходят в восточном направлении с краевым несогласием на древний кристаллический цоколь (устное сообщение Е. Надь, Венгерск. геол. ин-т). Везде в других местах рассматриваемой области (кроме Западной Сербии) пермские красноцветы несогласно налегают непосредственно на древние метаморфические толщи (см. рисунок). Они известны в районе гор Мечек, между Дунаем и Тиссой в районах г. Шюкёшд и г. Надькёрёш, восточнее Тиссы в районах горы Баттонья и г. Тоткомлош. В районе г. Баттонья верхнепермские кварцевые порфиры прорывают метаморфические сланцы и каменноугольные граниты. Их возраст, измерений Rb/Sr-методом, составляет по двум определениям  $230 \pm 20$  и  $250 \pm 20$  млн. лет.

Пермский вулканизм широко проявился на рассматриваемой территории; следы его в виде галек в красноцветных конгломератах верхней перми встречаются в районе г. Надькёрёш. Возраст толщи устанавливается по определениям споро-пыльцевых комплексов. В районе г. Шюкёшд (Ерсекшанад) континентальные красноцветные отложения с карбонатным цементом содержат флору перми, мощность толщи составляет 2000 м.

Наиболее полные разрезы континентальной перми известны в районе гор Мечек, где с нею связаны урановые месторождения. Здесь пермская толща подразделяется на три свиты. Нижняя представлена буровато-красными, преимущественно грубозернистыми слабосцементированными песчаниками, песчанистыми глинистыми сланцами с углистыми пропластками и растительными остатками. В верхней части свиты преобладают красноцветные глинистые сланцы. Среди пород свиты присутствуют прослои доломитов, для которых А. Барабаш предполагал морское происхождение (Вадас, 1964). Думается, что более правильно считать их озерными образованиями по аналогии с подобными же карбонатными и карбонатно-кремнистыми пластами в красноцветах перми в других районах альпийской складчатой области и Средней Европы. Пермская флора нижней свиты содержит небольшое количество хвойных деревьев, родственных группе *Araucarites*, она не дает возможности точно установить возраст, который условно по стратиграфическому положению принимается как нижнепермский. Мощность нижней свиты свыше 900 м. К ней же относятся и наземные излияния кварцевых порфиров и порфиритов, залегающие в юго-западной части гор Мечек на эпиметаморфизованных сланцах и известняках. Их мощность 200—300 м. В базальных комплексах средней свиты в изобилии содержится их галька.

Средняя свита представлена линзовидным горизонтом красноцветных грубогалечных и валунных конгломератов, залегающих согласно на подстилающих породах и содержащих гальку кристаллических и метаморфических пород — гнейсов, гранитов, филлитов, при преобладании гальки лежащих ниже кварцевых порфиров и кварца. Мощность конгломератов 50 м.

А. Барабаш и И. Киш (1958, по Вадасу, 1964) выделяют в среднюю свиту еще и различного генезиса пестро- и красноцветные песчаники —

мелководно-озерные, речные, лагунные. Видимо, к средней свите относится нижняя часть разреза верхней перми, приводимого в работе К. Вирага и Я. Винце (Viragh, Vincze, 1967). В нижней части этого разреза выделяются несколько самостоятельных толщ (снизу вверх):

1. Конгломераты и пестроцветные песчаники, залегающие с крупным перерывом и размывом, но без углового несогласия на нижней свите. Мощность 100—300 м.

2. Серые песчаники 150—300 м.

3. Зеленые ураноносные песчаники  $\leq 130$  м.

4. Красные песчаники кровли 30—250 м.

Общая мощность 400—1000 м. Среднюю свиту по аналогии с другими районами альпийской области целесообразнее всего относить к саксонии, т. е. к верхней части нижней перми.

Третья свита (так называемые якабхедьские песчаники) имеет характерные литологические особенности, отличающие ее от остальных песчаных толщ перми. Это диагонально слоистые и волнисто слоистые красноцветные песчаники с прослоями глинистых песчаников и песчаных глинистых сланцев. В верхней части свиты последние начинают преобладать, иногда среди них появляются гипсоносные аргиллиты. По возрасту верхняя свита сопоставляется с тюрингием, т. е. с верхней пермью. Переход верхней свиты в триас постепенный. Мощность верхней свиты 200—500 м.

Суммируя данные по юго-восточной части Паннонской впадины, следует отметить, что эта территория имела геосинклинальное развитие в протерозое, а затем составлявшие ее толщи горных пород неоднократно подверглись метаморфизму, в частности гранитизации. К концу протерозоя здесь сформировалась гранитно-метаморфическая кора и эта территория приобрела относительную жесткость. В дальнейшем в течение палеозоя она испытывала преимущественно поднятия и иногда незначительные платформенного типа опускания с накоплением относительно маломощных осадков, от которых к настоящему времени почти ничего не осталось. В позднем палеозое в связи с энергичными тектоническими движениями и возникновением гор в смежных областях герцинид на этой территории также образовались горные поднятия и несколько небольших, видимо связанных с разломами, наложенных впадин, в которых накапливались грубые обломочные континентальные угленосные и красноцветные отложения. Образование этих структур сопровождалось широким проявлением процессов гранитообразования, повторного метаморфизма древних толщ, местами возникновением зон дислокаций, а в перми вспышкой вулканизма.

### АЛЬПИЙСКО-ЗАПАДНОКАРПАТСКАЯ ГЕРЦИНСКАЯ СИСТЕМА

Северо-Западная часть Паннонской впадины, расположенная между Восточными Альпами, с одной стороны, и Западными Карпатами, с другой, охватывает территории Малой Венгерской впадины, Задунайского Среднегорья и северной части Венгрии — горы Матра, Бюкк, Сендрё, Токайские и др. Хотя палеозойские образования на этой территории скрыты в основном под более молодыми толщами, известные данные о них несомненно свидетельствуют о принадлежности их к системе Альпийско-Западнокарпатских герцинид.

Как уже указывалось, наиболее древние образования, известные на этой территории, принадлежат к еще более раннему докембрийскому складчато-метаморфическому комплексу, выступы которого расположены в районе г. Шопрон, в Задунайском среднегорье, в южном продолжении Вепорид и в районе Вий-Витань.

В Шопронском выступе, сложенном ортогнейсами, слюдяными сланцами, филлитами и кварцитами, радиологическое измерение возраста

гранито-гнейса дало цифру 580 млн. лет. В Задунайских Средних горах выступают эпиметаморфизованные филлиты, радиологический возраст которых в районе сел. Фюле определяется цифрой  $705 \pm 60$  млн. лет. Позднее эти филлиты подверглись перекристаллизации в герцинское время ( $305 \pm 30$  млн. лет).

В Вий-Витаньской глыбе имеется полиметаморфическая толща пород, радиологический возраст которой составляет 960 млн. лет, с позднегерцинской перекристаллизацией (262 млн. лет). Она аналогична когутской серии верхнего протерозоя Словацких Карпат. Здесь же из толщи эпизональнометаморфизованных пород получены цифры возраста 394—450 млн. лет, с последующей позднегерцинской перекристаллизацией (258 млн. лет). Хотя цифры 399—450 млн. лет и соответствуют позднему ордовику — раннему девону, отложения, подвергшиеся метаморфизму в это время, могли быть и более древними. Не исключена возможность, что цифры возраста метаморфизма несколько уменьшены, так как в целом для данной территории метаморфизм каледонского времени не характерен.

Приведенные радиологические данные о возрасте метаморфизма самых древних пород рассматриваемой области позволяют относить их к байкальскому тектоно-магматическому этапу развития. Это подтверждается и геологическими данными, по которым этот комплекс пород имеет доордовикский возраст. Общее простирание байкальских структур северо-северо-восточное.

Палеозойские отложения в северо-западной части Паннонской впадины известны из трех районов: район Австро-Венгерской границы (г. Кесег и др.), Задунайские Средние горы и район гор Бюкк, Уппонь и Сендрё в Северной Венгрии. Кроме того, палеозойские отложения вскрыты скважинами на широкой площади к востоку и юго-востоку от Шопронского и Кёсёгского выходов, на территории Задунайского Среднегорья и в полосе к юго-востоку от оз. Балатон и оз. Веленце.

В Кёсёгских горах известны кварцо-филлиты, известково-сланцевые сланцы, филлиты, известковые филлиты, мраморизованные известняки и конгломераты, а также и вулканогенные породы: кварцевые порфиры, диабазы и их туфы. Эти эпиметаморфические толщи уверенно сопоставляются с нижним палеозоем и девонем Восточных Альп.

На остальной части рассматриваемой области палеозойские породы известны в широкой полосе, вытянутой вдоль ее юго-восточной границы. Внутри этой полосы по характеру палеозойского разреза резко различаются район Прибалатонско-Веленцейский и район гор Бюкк — Сендрё.

В первом из этих районов палеозойские отложения образуют два комплекса пород, разделенных крупным перерывом и несогласием: среднепалеозойский, представленный морскими геосинклинальными отложениями силура — нижнего карбона, и верхнепалеозойский, представленный континентальными орогенными формациями среднего карбона — перми. Второй район отличается присутствием ордовик-девонских отложений и полного разреза верхнего палеозоя, представленного морскими отложениями. Этот разрез, по мнению многих исследователей (Balogh, 1964 и др.), имеет определенно южно-альпийско-динарский характер. Присутствие морских верхнепалеозойских отложений, вскрытых скважинами к юго-востоку от Прибалатонско-Веленцейской гряды, намечает линию связи между бассейнами Северной Венгрии и Южноальпийско-Динарским.

Древнейшими отложениями Задунайского Среднегорья являются эпиметаморфические сланцы, обнаженные вдоль оз. Балатон и гранитного плутона Веленце. Эта мощная, первоначально преимущественно песчано-глинистая толща, подразделяется на три свиты.

Нижняя песчаниковых, кварцитовых и хлоритовых сланцев не содержит палеонтологических остатков. Средняя свита представлена серицито-песчаниковыми сланцами с линзами кремнистых сланцев и прослоями кварцевого порфира и диабазы. Линзы черных кремнистых сланцев содержат фауну *Monograptidae* (обломки теки в шлифах?), которая доказывает силурийский возраст содержащих ее слоев. Граптолитам сопутствуют представители *Huysrichosphaeridae*, *Chitinozoa*, *Radiolaria* и *Silicospongia*. Верхняя свита сложена серицитовыми, песчаниковыми и хлоритовыми сланцами с маломощными прослоями кварцевых порфиров, кварцево-порфировых туфов и туффитов. Отложения этой свиты заметно менее метаморфизованы. Мощность всех трех свит составляет не менее нескольких сотен метров. Вполне можно предполагать, что ее нижняя часть является более древней, чем силур.

К девонской системе в районе оз. Веленце и юго-западнее г. Секешфехервара условно относится преимущественно карбонатная толща пород. Она представлена белыми кристаллическими и полукристаллическими известняками, доломитовыми известняками, железистыми и битуминозными известняками, местами с прослоями серицитовых, хлоритовых и песчанистых сланцев и филлитов. Иногда в известняках встречаются внедренные в них кварцевые порфиры. В настоящее время этот комплекс пород имеет ограниченное распространение, однако о его значительно более широком распространении в прошлом и в настоящее время на глубине под мезо-кайнозойскими отложениями свидетельствуют, с одной стороны, гальки кристаллических известняков в конгломератах перми и, с другой стороны, частая встречаемость их в виде ксенолитов в обломочном материале в плиоценовых базальтах Балатонского нагорья.

Также очень ограниченными являются наши знания о нижнекаменноугольных отложениях. Только в районе Сабадбаттьян над кристаллическими известняками, предположительно девонского возраста, залегает толща темных известковистых, мергелистых и глинистых сланцев, глинистых сланцеватых песчаников и битуминозно-графитовых известняков. В ней содержатся кораллы, брахиоподы и фораминиферы визейского яруса.

После нижнего карбона внедрились граниты плутона Веленце (имеющиеся цифры радиологических измерений возраста сильно различаются между собой — K/Ar-метод по калиевому полевому шпату 280, по биотиту 360 млн. лет, Rb/Sr-метод 214 и 330 млн. лет по породе). Хотя галька гранитов и не встречена среди пермских отложений, гранитные массивы считаются допермскими в Задунайских Средних горах.

Видимо, в конце раннего карбона на территории Северо-Западной части Венгрии, так же как и на смежных территориях Альп и Западных Карпат, произошли серьезные изменения. Геосинклинальное прогибание и осадконакопление закончились, усилились складкообразовательные движения и связанный с ними во времени метаморфизм и внедрились гранитоиды. Со среднего карбона начался заключительный орогенный этап развития. Верхнепалеозойские отложения представлены существенно иным, совсем метаморфизованным континентальным, грубо-обломочным комплексом пород.

Залегают верхнепалеозойские отложения, видимо, несогласно на подстилающих породах, хотя непосредственный контакт хорошо изучен лишь между пермскими отложениями и силурийскими зелеными сланцами.

Средний карбон в Задунайском Среднегорье известен лишь в одном месте в районе Сабадбаттьяна, где он представлен песчаниками и алевролитоглинистыми породами, содержащими остатки наземной флоры. Здесь же несколько юго-западнее предполагается присутствие верхнека-

менноугольно-нижнепермских отложений. Континентальные средне- и верхнекаменноугольные отложения, представленные песчаниками, конгломератами, песчано-сланцевыми глинистыми сланцами с остатками флоры папоротников, известны еще на крайнем северо-востоке Венгрии близ границы с Чехословакией. По своему структурному положению они являются частью зон Спишко-Гемерского рудогорья.

Осадочные угленосные песчано-глинистые отложения, а также туфы кварцевых порфиров, относящиеся по возрасту к пермо-карбону, известны также несколько южнее в Токайских горах (Panto, 1965). Их пространственное положение ограничивает распространение морского верхнепалеозойского бассейна, частью которого являлась территория гор Бюкк.

Более широко распространенные красноцветные отложения перми представлены континентальной толщей песчаников, известной в обнажениях на юго-восточном склоне Задунайских Средних гор и по многочисленным данным буровых скважин. Данная серия пород залегает на размытой неровной поверхности силурийских сланцев. В ее основании обычно прослеживаются горизонт брекчий меняющейся мощности. Перекрывается пермская толща нижнетриасовыми отложениями, причем на юге Задунайского Среднегорья между ними наблюдается несогласие, а севернее граница между обеими системами постепенная. По-видимому, несогласие между пермью и триасом исчезает и к югу от оз. Балатон, где пермь представлена уже морскими отложениями. В низах толщи перми выделяется пачка конгломератов мощностью 50—150 м. Гальки в конгломератах представлены в основном глинистыми сланцами, кварцем, кварцитами, кварцевыми порфирами, песчаниками, меньше кристаллическими сланцами и эпиметаморфическими силурийскими сланцами.

Выше конгломератовой пачки залегает толща красных песчаников с постепенно и ритмично уменьшающимся размером зерен вверх по разрезу. В верхней части разреза перми залегает пачка тонкозернистых песчаников и глинистых сланцев с пестроцветными и серыми прослоями, местами наблюдаются тонкие пропластки угля. Цемент песчаников состоит из кремнезема, карбонатов, в частности из анкерита. Каолинит также является характерным компонентом цемента.

Севернее Веленцейского гранитного массива в юго-восточных предгорьях гор Вертеш в верхней части пермской толщи встречены лагунные ангидрито-гипсоносные отложения, переходящие вверх в морские известняки, доломиты и мергели триаса.

Палеонтологическое обоснование возраста красноцветной толщи очень ненадежно. В песчаниках были найдены окремнелые и обугленные обломки растений, ходы илоедов и отпечатки ног наземных пресмыкающихся (*Chirotherium*). По своему стратиграфическому положению и литологическим особенностям эта толща соответствует, по-видимому, средней и верхней частям пермской толщи района горы Мечек. В конгломератах, залегающих в ее нижней части, содержится много гальки кварцевых порфиров, которые в разрезе гор Мечек приурочены к самой нижней свите нижней перми. По всей вероятности, красноцветная толща перми Задунайского Среднегорья соответствует по возрасту саксонию и тюрингию. Мощность красноцветной толщи увеличивается с юго-востока к северо-западу от 200 до 800 м.

По своему генезису отложения перми являются продуктом континентальной речной седиментации, в процессе которой роль пойменных и озерных осадков постепенно увеличивалась. Внутри толщи выделяются 20—30-метровые пачки, частью разделенные между собой эрозионными несогласиями.

В районе гор Бюкк, Уппонь и Сендрё в Северной Венгрии имеется наиболее полный разрез морских палеозойских отложений, наиболее

хорошо обоснованных палеонтологически. Эти выходы палеозоя наряду с известными по буровым данным морскими верхнекаменноугольными и пермскими отложениями к юго-востоку от Прибалатонско-Веленцевской гряды образуют наиболее юго-восточную зону герцинской системы, где, так же как и в Южных Альпах, преобладают морские отложения, в отличие от более северных зон.

Разрез в горах Сендрё начинается с толщи белых и светло-серых мраморов, темных глинистых и графито-углистых мраморов и рыжеватого-серых известково-серицитовых сланцев с прослоями кварцитов. Мраморы преобладают. В этой толще Т. Яшко (Jaskó, 1970) встречены остатки члеников криноидей и крупная гастропода, ближе не определимая. Возраст этой толщи впервые указан в статье В. И. Славина (1963) как ордовикский на основании фауны криноидей, известковых губок и археоциат, определенных Г. Вологдиным. Однако конкретных названий родов и видов фаунистических находок приведено не было. Кроме того, как известно, археоциаты не встречаются в отложениях моложе нижнего кембрия. Поэтому относительно возраста этой толщи остаются сомнения. Либо это более древние, чем ордовик отложения, либо, если это ордовик, то в нем не могут находиться археоциаты.

Подобная же толща мраморов имеется в нижней части разреза палеозоя в горах Уппонь, где она имеет мощность 400 м. К. Балог (Balogh, 1964) палеозойский разрез гор Уппонь не охарактеризованный в то время палеонтологически, относил к нижнему карбону. Однако позже здесь в верхней части были найдены фаунистические остатки силура и его стали сопоставлять с разрезом гор Сендрё.

Выше по разрезу как в горах Сендрё, так и в горах Уппонь залегает толща филлитов и глинистых сланцев с немногочисленными прослоями известняков, песчаников и лидитов.

В горах Уппонь в средней и верхней частях разреза указываются прослой миндалекаменных диабазов и диабазовых туфов, а в верхней части конгломератов и линз марганцевых руд. Кроме того, в верхней части толщи увеличивается количество прослоев песчаников. Новые данные, полученные Т. Яшко (Jaskó, 1970) в горах Сендрё, показывают, что эта толща отделена от лежащей ниже толщи мраморов стратиграфическим перерывом. В ее основании имеется горизонт базальных конгломератов, мощностью 1 м, переходящих вверх в песчаники (5 м) и затем в толщу переслаивания песчаников и глинистых сланцев. Галька базальных конгломератов состоит на 90% из подстилающих мраморов, а остальное составляют серицитовые сланцы и кварц.

В прослоях лидитов среди глинисто-сланцевой толщи и в горах Уппонь и в горах Сендрё обнаружены остатки граптолитов (обломки теки монограптоидов в шлифах), которые, по заключению Я. Оравец (J. Oravec), свидетельствуют о силурийском возрасте толщи. Кроме того, в этой толще встречены остатки других групп организмов — Hydrozoa, Protozoa, Chytinozoa. Вполне вероятен также ордовикский возраст нижней части этой толщи. Ее мощность в горах Уппонь составляет свыше 2000 м. В горах Сендрё ее мощность, судя по профилю, приведенному в работе В. И. Славина (1963), составляет 500—600 м.

Выше по разрезу в горах Сендрё согласно залегают преимущественно темные известняки с отдельными прослоями глинистых сланцев и песчаников. В известняках содержатся обильные остатки фауны кораллов, амфипор и др., которые датируют здесь нижний и средний девон. Мощность девонских отложений около 2000 м. Общая мощность разреза трех толщ в горах Сендрё составляет не менее 3000 м.

На этом заканчивается среднепалеозойская часть разреза. Нижний карбон пока нигде фаунистически не доказан. Верхнепалеозойские отложения известны только в горах Бюкк. Их контакт со средним палеозоем нигде не наблюдался. Однако К. Балог (Balogh, 1964) предпола-

гает между ними перерыв и несогласие, хотя теперь время перерыва в связи с изменившимся представлением о возрасте уппоньской толщи палеозоя становится еще более неопределенным.

Разрез верхнего палеозоя начинается с мощной глинисто-сланцевой толщ, содержащей прослой известняков и песчаников. Эта толща содержит фаунистические остатки московского яруса. Ее мощность не менее 1300 м. К. Балог предполагал, что самые низы этой толщи относятся к намюру. Выше залегает согласно песчано-глинистая толща, относящаяся к верхнему карбону. Она плохо обоснована фаунистически (Schgréter, 1963) и, видимо, имеет небольшую мощность. В верхах этой толщи появляются линзы и прослой известняков, в которых имеется обильная фауна фузулинид, относящаяся по возрасту, видимо, к переходным слоям от карбона к перми. К. Балог отнес эту часть разреза к верхнему карбону, а Ц. Шретер — к сакмарскому ярусу нижней перми. Мощность сакмарского яруса, по Ц. Шретеру, 70—100 м. Средне- и верхнекаменноугольная толща гор Бюкк сравнивается с ритмично слоистой толщей ауэрниг Карнийских Альп.

Выше залегает характерная толща, сравниваемая с греденскими песчаниками Южных Альп. В ее основании, по Ц. Шретеру, имеется перерыв. Она представлена здесь переслаиванием пестроцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников с карбонатным цементом. В верхней части ее имеются доломиты. К. Балог считает эту толщу лагунным регрессивным образованием без полного наступления континентального режима.

По возрасту эта толща охватывает артинский и кунгурский ярусы нижней перми и, возможно, низы верхней перми. Фаунистических остатков в ней не встречено. Мощность ее 250 м.

Выше согласно залегают черные битуминозные известняки с пачками доломитов, содержащие обильную фауну верхней перми (верхи гваделупского и джюльфинский ярус). Мощность этой части перми, по К. Балогу, 200 м, по Ц. Шретеру, 400 м. Переход к нижнему триасу постепенный через пачку карбонатных аргиллитов и плотных пластинчатых мергелей. Вместе с тем на геологической карте, масштаба 1 : 100 000, приложенной к работе К. Балога (Balogh, 1964), показано залегание нижнего триаса на всех горизонтах перми и даже на верхнем карбоне.

Как уже упоминалось выше, морские верхнепалеозойские отложения известны по данным буровых скважин юго-западнее гор Бюкк. В районе г. Корара к югу от оз. Балатон в светлых и желтовато-белых известняках обнаружены фораминиферы верхнего карбона. В районе к югу от оз. Веленце и на левом берегу Дуная к северо-западу от г. Дабаш известны известняки перми, сопоставляемые с белерофовыми известняками Южных Альп.

Итак, рассмотрение палеозойских отложений северо-западной части Паннонской впадины показало, что мы здесь имеем дело с типичными геосинклинальными образованиями герцинского тектонического этапа. Их формационный состав, структурные взаимоотношения, эволюция магматизма позволяют выделить здесь две обычные стадии герцинского развития — раннюю собственно геосинклинальную (ордовик — ранний карбон) и позднюю орогенную (средний карбон — пермь). Некоторым своеобразием строения и развития отличается самая южная зона этой системы, которая продолжается в Южные Альпы и подобно им является наиболее устойчивой областью прогибания. В ней преобладают морские отложения даже в заключительную орогенную стадию, а перерыв, разделяющий обе стадии, был, видимо, очень коротким (в Карнийских Альпах перед намюром).

Переход к альпийскому этапу происходил постепенно и одновременно. Для южной зоны можно считать, что уже с поздней перми на-

чались апыийские опускания, а в северных зонах в это время еще продолжалось формирование орогенных впадин. Вероятно, современная северо-западная граница «порога Лоци» являлась юго-восточным ограничением герцинской геосинклинальной системы. Однако существуют и иные точки зрения. Так, например, Г. Вейн (Wein, 1969) считает, что эта геосинклинальная система простиралась гораздо дальше к юго-востоку за пределы границ Венгрии, т. е. занимала всю или почти всю территорию Паннонской впадины, а осевая часть этой системы проходила вдоль «порога Лоци».

Мне представляется это мнение неправильным. Те морские палеозойские отложения, которые сохранились местами в юго-восточной части Паннонской впадины, распространены очень локально и представляют собой, по-видимому, остатки чехла срединного массива, а не геосинклинальные образования. Если представить себе, что последние присутствовали там раньше в значительном объеме, а потом были денудированы, то становится непонятным, куда они девались и когда это могло произойти, так как уже со среднего карбона начали накапливаться континентальные орогенные формации непосредственно на глубоко метаморфизованном основании. Предполагать же, что палеозойские геосинклинальные отложения находятся в больших количествах среди метаморфических толщ фундамента юго-восточной части впадины, данных нет. Действительно, мы нигде не знаем полно развитой геосинклинальной системы неогей, которая была бы на две трети по площади (в нашем случае вся юго-восточная часть Паннонской впадины) почти полностью преобразованной в метаморфический комплекс. Далее, если бы центральная часть геосинклинальной системы занимала то положение, которое предполагает Г. Вейн, то мы были бы вправе ожидать там гораздо более интенсивного, коренного преобразования вещества коры и его полного или почти полного «омоложения». Мы же имеем в юго-восточной части Паннонской впадины, как в обычном случае срединных массивов, разновозрастные полиметаморфические комплексы пород, формирование которых происходило в течение более миллиарда лет.

### Литература

- Вада с З. Геология Венгрии. «Мир», 1964.  
 Геологическая карта палеозойско-мезозойского фундамента Венгрии. Масштаб 1 : 500 000. Ред. В. Данк и Й. Фюлэп. Изд-во Венгерск. геол. ин-та, 1967.  
 Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 2 500 000, ГУГК, 1962.  
 Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. Геотектоника, № 2, 1970.  
 Садецкий-Кардош Э. Обзор геологического строения Венгрии. Доклад на IX конгрессе Карп.-Балк. геол. ассоц., Будапешт, 1969.  
 Славин В. И. Стратиграфия палеозоя внутренней части Карпато-Балканского сооружения. Карп.-Балк. геол. ассоц. 5 конгр., вып. 3, ч. 2, Бухарест, 1963.  
 Фюлэп Й. и др. Геология Задунайского Среднегорья. Путеводитель к экскурсии, IX конгресс Карп.-Балк. геол. ассоц., Изд-во Венгерск. геол. ин-та, Будапешт, 1969.  
 Balla Z. A Dunántul perm előtti képződményeinek szerkezetéről. Földtani közlony, XCVII kötet, 1 füzet, 1967.  
 Balogh K. A Bükkhegység földtani képződményei. A Magyar állami földtani intézet évkönyve. XLVIII kötet, 2 (záró) füzet, Műszaki könyvkiado, 1964.  
 Balogh K., Kőrössi L. Tektonische karte Ungarns im maßstabe 1 : 1 000 000. Acta geol. Acad. sci. hung., t. 12 (1—4), 1968.  
 Dank V. Subsurface geology of the Southern great Hungarian plain, as shown by oil drillings. Ann. univ. sci. Bud. de Rol. өт. nom. sec. geol., t. VI, 1963.  
 Dessila-Codarcea M. Evolution préalpine des massifs crystallophylliens des Carpates roumaines. XXIII Int. Geol. Gong., v. 3—Orogenic belts, Publ. Acad. Prague, 1968.  
 Geoloska karta SR Srbije. Sostavili B. Milovanović i B. Ćirić, Štampa «Geokarta» Beograd, 1968.  
 Jambor A. Karbon képződmények a Mecsek es a Villányihegység közötti területen. Magyar. állami földt. intezevi jelent. 1967 (1969).

- Jaskó T. Metamorfizált transzgressziós konglomerátum Szendrőihegységben. Földt. közlöny, t. 100, No. 3, 1970.
- Giuscá D., Savu H., Borcos M. La stratigraphie des schistes cristallins des monts Apuseni. Rev. roumaine geol., geophys. et géogr. Sér. géol., t. 12, No. 2, 1968.
- Körössy L. Tectonics of the basin areas of Hungary. Acta geol. Acad. sci. hung., t. 8, No. 1-4, 1964.
- Oravec J. Szilur képződmények Magyarországon. Földt. közlöny, t. 94, No. 1, 1964.
- Pantó G. A Tokaji-hegység harmadkor előtti képződményei. Magyar állami földt. int. évi jelentése 1963, Budapest, 1965.
- Schréter Z. A. Bükkhegység felső-permi brachiopodái. Geol. hung. Ser. paleontol. fasc. 28, 1963.
- Szádeczky-Kardoss E., Juhász A., Balázs E. Erläuterung zur karte der metamorphite von Ungarn. Acta geol. Acad. sci. hung., t. 13, 1969.
- Viragh K., Vincze J. A Mecseki uránérclelőhely képződésének sajátosságai. Földtani Közönlöny, t. 97, No. 1, 1967.
- Weber B. Újabb növénymaradványos felső-karbon kavicsok a NY-1 Mecsek helvétai re-tegeiből. Földt. közlöny, t. 94, No. 3, 1964.
- Wein Gy. Délkelet-dunántúl hegységszerkezete. Földt. közlöny, t. 97, No. 4, 1967.
- Wein Gy. Tectonic review of the neogene-covered areas of Hungary. Acta geol. Acad. sci. hung., t. 13, 1969.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
4 августа 1970 г.



УДК 551.242.2(571.63)

Ю. А. ТРАПЕЗНИКОВ

**СТРУКТУРА И ВОПРОСЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ  
ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ**

На основании новейших геологических и геофизических съемок, выполненных на побережье Приморского края и в смежной части Японского моря, обоснована схема структурного продолжения тектонических элементов материка на площадь шельфа и указаны перспективы угленосности и нефтегазонасности мелководных прибрежных участков Японского моря.

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МОРФОЛОГИИ ШЕЛЬФА**

В связи с открытием крупных запасов нефти и газа на шельфе у берегов Азербайджана, в Мексиканском заливе, в Северном море (у берегов ФРГ, Голландии и Англии), Персидского залива, Индонезии и в других местах, проблемы морской геологии приобретают сейчас особое значение.

Технически вполне доступна эксплуатация нефтяных и газовых месторождений при глубине моря до 100 м, разведочное бурение проводится при глубинах до 500 м. Геофизические исследования (сейсморазведка, магниторазведка) возможны при любых глубинах.

В настоящей статье дается краткая характеристика небольшой, но перспективной в отношении различных полезных ископаемых части шельфа СССР, примыкающей к берегам Южного Приморья между п-овом Трудным и мысом Гамова. В статье использованы имеющиеся геологические и геофизические материалы, включая результаты магнитной и гравиметрической съемки, проведенной нами в 1968—1969 гг.

Шельф, т. е. плоская прибрежная часть моря с глубинами до 200 м, имеет в этой части Японского моря ширину от 8 км (у границы с Кореей) и 12—22 км (у мысов Поворотного и Гамова) до 70—90 км к югу от Уссурийского залива. На большое расстояние в полосу шельфа вдаются полуострова, на продолжении которых лежат острова, расположенные еще дальше от берега (о. Фуругельма между устьем р. Туманган и мысом Гамова; о-ва Римского-Корсакова, о. Аскольд на продолжении п-ова Дунай). Это обстоятельство наряду с небольшой шириной шельфа дает возможность обоснованной экстраполяции по простиранию тех основных тектонических структур, которые известны на суше.

К шельфу примыкает крутой материковый склон, прорезанный подводными долинами (каньонами). Его ширина — от 8 км (к югу от мыса Поворотного, у устья р. Туманган и в других местах) до 20 км. На этом расстоянии глубина моря возрастает от 200 до 2000 м и происходит радикальное изменение структуры земной коры: от материкового типа с хорошо развитым гранитным слоем на суше и шельфе до коры океанического типа во впадине Японского моря. Здесь она состоит главным образом из базальтового слоя и имеет толщину в 3—4 раза меньше (7—12 км), чем обычная толщина материковой коры (30—40 км) (Андреева, Удинцев, 1958; Ковылин, Непрочнов, 1965).

Уклон поверхности дна на материковом склоне составляет 0,09—0,23 (или 5—15°), т. е. в десятки раз больше, чем наклон на шельфе (7—40'). Наиболее крутые участки склона, по-видимому, представляют собой скалистые сбросовые уступы, изучение которых могло бы дать много нового для понимания структуры шельфа.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

С севера к зоне шельфа примыкают области палеозойской и мезозойской складчатости (Кропоткин, 1954; Геология СССР, 1969; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Берсенева, 1959, 1963; Иванов, 1960; Салун, 1963).

Западную часть области палеозойской складчатости, примыкающую к границе с Китаем, составляет Западно-Приморская зона (рис. 1). В Корее и Китае ее продолжение известно под названием Туманганской складчатой зоны (Кропоткин, Ро Су Вон, 1966). На севере Западно-Приморская зона граничит с Ханкайским массивом, на востоке — с Южно-Приморской зоной (по Нижне-Суйфунскому разлому, совпадающему с долиной р. Суйфун).

Территория Западно-Приморской зоны в основном сложена верхнепалеозойскими и частично девонскими и более древними отложениями Тумангано-Суйфунской геосинклинали, смятыми в складки северо-западного и меридионального простирания. В районе залива Посыета и на

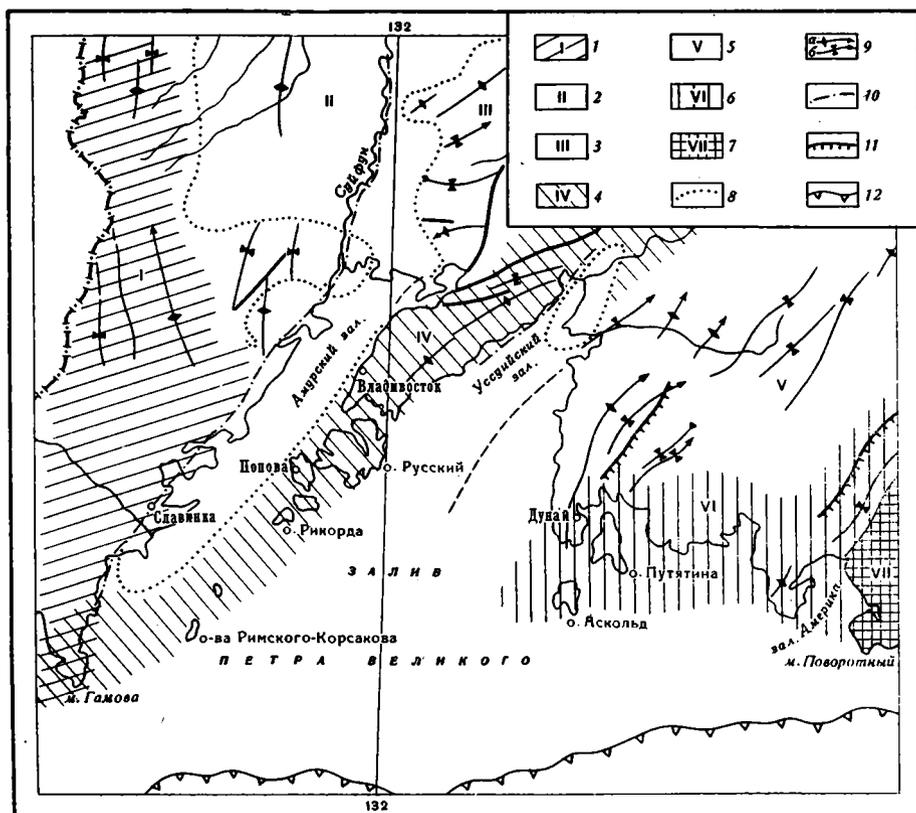


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Юга Приморского края (по И. И. Берсенева, Б. И. Васильеву и Б. Д. Черемису, с дополнениями). Заштрихованы области с поверхностным или неглубоким залеганием складчатого палеозоя или докембрия 1, 2 — Западно-Приморская зона (в том числе 1 — Хасанская; 2 — Суйфунская подзона); 3—7 — Южно-Приморская зона (в том числе 3 — Сулутинская, 4 — Муравьевская, 5 — Сучано-Дадяньская, 6 — Дунайско-Сучанская, 7 — Судзухинская подзона); 8 — границы кайнозойских впадин; 9 — оси складок (а — антиклинальных, б — синклинальных); 10 — сбросы, свдвиги и другие разломы; 11 — надвиги; 12 — южная граница шельфа

западном побережье Амурского залива их простираение составляет 310—320°, далее к северу — 340—345°, а еще севернее оно становится почти меридиональным. В бассейне р. Ситухе встречены уже северо-восточные простираения. Таким образом, при движении к северу структуры приспособляются к границам Ханкайского массива, представляющего собой область более древней консолидации. Палеозой Западно-Приморской зоны прорван гранитными интрузиями верхнепермского и триасового возраста.

С резким угловым несогласием на верхний палеозой налегают (на р. Монгугай и в соседних районах) континентальные отложения верхнего триаса — так называемая монгугайская свита. Структуры, образованные триасовыми породами, представляют собой пологие синклинали с углами падения крыльев 10—20°. Именно здесь по седиментационному контакту мезозойских отложений проводится граница особой структурной подзоны, выделяемой в восточной части Западно-Приморской зоны. Это С у й ф у н с к а я п о д з о н а, или Суйфунская впадина, которая занимает бассейн среднего и нижнего течения рек Суйфун и Амба-Бира. Она расположена непосредственно к югу от Ханкайского массива и представляет собой область распространения слабодислоцированных меловых (частично также юрских и триасовых) отложений, несогласно залегающих на палеозойском фундаменте. В северной части Суйфунской впадины этот складчатый фундамент представляет собой продолжение Ханкайского массива. Южное продолжение Суйфунской подзоны уходит на шельф Амурского залива.

Значительная часть площади Западно-Приморской зоны покрыта эффузивами палеогенового возраста, покровами неогеновых базальтоидов и кайнозойскими отложениями. Все эти отложения подверглись лишь пологим деформациям (с углами наклона не более нескольких единиц градусов), и только вблизи дислокаций сбросового типа углы наклона достигают 10—30°.

К востоку от Западно-Приморской зоны расположена Ю ж н о - П р и м о р с к а я з о н а. Этот термин впервые был введен И. И. Берсеневым в 1959 г. с целью подчеркнуть специфику развития юга Приморского края. Если Западно-Приморская зона (включая фундамент Суйфунской впадины) единодушно относится различными исследователями к области палеозойской складчатости, то в отношении тектонического районирования Южно-Приморской зоны существуют различные взгляды. По мнению И. И. Берсенева, эта зона, отделенная от более северных районов Южным Сихотэ-Алиньским структурным швом, является областью позднепалеозойской складчатости. Мезозойские отложения выполняют здесь наложенные впадины и дислоцированы значительно слабее, за исключением участков, нарушенных дизъюнктивными дислокациями (Берснев, 1963). Согласно другой точке зрения, высказанной П. Н. Кропоткиным (1954; Кропоткин, Шахварстова, 1965), в пределы Южного Приморья продолжаются структуры Даубихинской синклинали зоны и Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, относимых к области мезозойской складчатости.

Для правильного решения вопроса необходимо прежде всего обратить внимание на тот факт, что почти повсеместно в Приморском крае приблизительно на рубеже палеозоя и мезозоя наблюдается крупное региональное несогласие. Так, например, в Западно-Приморской зоне отложения мезозоя, в основании представленные триасом или юрой и мелом, залегают с резким угловым несогласием на породах верхнего палеозоя, прорванных верхнепермскими интрузиями. Мезозойские породы здесь дислоцированы слабо. Обращаясь к Даубихинской синклинали зоне, мы также можем отметить наличие резкого несогласия в верхах верхней перми (перед отложением угодинзинской свиты). Сходная картина наблюдается в пределах Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и Южно-Приморской зоны.

Складчатый палеозой Главного антиклинория и Даубихинской зоны, а также такие структуры юга Приморья, как Муравьевский антиклинорий, в мезозое представляли собой геоантиклинальные поднятия, подвергавшиеся размыву. Между тем в палеозое структурный план территории был иным. Об этом свидетельствуют огромные мощности палеозойских отложений в системе Главного антиклинория (10—17 км) и большие мощности пермских отложений в пределах антиклинория п-ова Муравьева-Амурского. Особенности распределения мощностей и фаций палеозойских отложений по отношению к структурам, выделенным на мезозойском этапе, свидетельствуют об изменении общего структурного плана на рубеже палеозоя и мезозоя, хотя общее простираие структур в целом и оставалось прежним.

Более детальное рассмотрение позволяет заключить, что процесс складчатости и поднятия в различных зонах геосинклинальной системы Сихотэ-Алиня происходил не одновременно. Ранее всего эти процессы проявились в Главном антиклинории, в антиклинории Муравьева-Амурского, в Прибрежной антиклинальной зоне. В первых двух антиклинориях значительная складчатость имела место уже в конце перми. Нижний триас залегает здесь на пермских отложениях несогласно, с падением под углом 45—50° на северо-западном и 20—45° на юго-восточном крыле Муравьевского антиклинория, 20—40° на о-вах Аскольд и Путятин и п-ове Дунай. Отложения верхнетриасового — нижнеюрского возраста, сохранившиеся в мелких синклиналях, усложняющих структуру Главного антиклинория (например, в верховьях р. Сандагоу и на юго-западном побережье п-ова Трудного в 10 км от г. Находка), смяты в такие же сложные, с углами 20—80°, опрокинутые и разорванные складки, как и верхний палеозой. Отложения верхней юры в полосе, протягивающейся от окрестностей г. Сучан к сел. Тихангоу (в 8 км западнее г. Находка), также образуют сложные складки, частью приразломного генезиса, которые указывают на значительные дислокации верхнемезозойского времени. Изучение разрезов нижней юры в бассейне рек Шитухе, Линда и Таудеми показало, что нижнеюрские отложения юго-западного Приморья залегают с размывом, но без видимого углового несогласия на нижне- и среднетриасовых и верхнепалеозойских образованиях (Устиновский, Мишин и др., 1966).

Таким образом, на значительной территории Южного Приморья мезозойские породы интенсивно дислоцированы. Наиболее интенсивно они смяты в системе Главного антиклинория, где степень их дислоцированности вполне сравнима с дислоцированностью верхнепалеозойских пород. Во всех остальных районах, в удалении от разломов, породы мезозоя дислоцированы слабее, чем палеозойские. Вообще заметно уменьшение дислоцированности мезозойских пород как в южном — по направлению к шельфу, так и в западном направлении. Мезозойские отложения Западно-Приморской зоны дислоцированы очень слабо по сравнению с областью Главного антиклинория.

Значительная дислоцированность мезозойских комплексов и значительная их мощность в таких прогибах, как Сучанский, не позволяют рассматривать южную часть Складчатой системы Сихотэ-Алиня как область завершенной палеозойской складчатости (как это делает И. И. Берсенев) или относить к герцинидам всю территорию, расположенную к западу от Главного синклинория Сихотэ-Алиня (по Б. А. Иванову). Но по видимому, было бы неправильно просто отнести эту территорию к области мезозойской складчатости. Скорее, о первой половине мезозойской эры в развитии структур Приморья можно говорить как об орогенном этапе, завершающем геосинклинальное развитие палеозойской геосинклинали.

Южно-Приморская зона с запада на восток подразделяется на следующие 5 подзон: 1) Супутинскую, 2) Муравьевскую, 3) Сучано-Даяншаньскую, 4) Дунайско-Сучанскую, 5) Судзухинскую.

Супутинская подзона, расположенная восточнее Суйфунской впадины, является как бы ее продолжением на востоке. С востока Супутинская подзона граничит с Муравьевской, а на юге продолжается в Амурский залив. Так же как и Суйфунская, Супутинская подзона представляет собой мезозойскую впадину, наложенную на верхнепалеозойский складчатый фундамент. Во многих структурах фундамент выходит на поверхность, что объясняется меньшей глубиной впадины, чем у соседней Суйфунской. В пределах Супутинской подзоны выделяется ряд мезозойских структур северо-восточного, реже субширотного простирания. Мезозойская структура перекрыта рядом наложенных кайнозойских впадин, таких, как Глуховская, Артемо-Тавричанская и др.

Муравьевская подзона (п-ов Муравьева-Амурского, о-ва Русский, Попова, Рейнеке, Рикорда и др.) представляет собой поднятие, в своде которого выходят пермские отложения. Крылья антиклинали сложены триасом и мелом; шарнир складки погружается к северу.

Сучано-Дадяншаньская подзона охватывает Сучанский угольный бассейн и выходит на восточное побережье Уссурийского залива. Она сложена главным образом мощными толщами меловых отложений; в антиклиналях выступают триас и верхний палеозой. Мезозойские отложения смяты в складки северо-восточного простирания.

Дунайско-Сучанская подзона охватывает побережье от п-ова Дунай на западе до зал. Америка на востоке и сложена в основном палеозойскими породами, на которых местами сохранились мезозойские отложения. Выделение этой подзоны как единого целого несколько условно; она выделяется по выходу на поверхность палеозойских толщ. Но в то же время в структурном плане поднятие п-ова Дунай и о. Аскольд прослеживается далее на север в области распространения мезозойских отложений, как бы отделяя Сучанскую подзону от более западной подзоны Уссурийского залива. Это хорошо заметно по рельефу подошвы мезозойских отложений. Поэтому в целом как Муравьевский антиклинорий, так и поднятие п-ова Дунай (Таудеминское поднятие) и Сучанское поднятие можно рассматривать как разветвленное продолжение Главного антиклинория, расположенного севернее.

Судзухинская подзона является продолжением так называемой Прибрежной антиклинальной зоны, протягивающейся от мыса Поворотного и р. Судзухе по побережью на северо-восток до бухты Ольга. Она сложена главным образом верхнепалеозойскими и триасовыми отложениями, которые прорваны многочисленными верхнемеловыми и третичными гранитными интрузиями и перекрыты эффузивами близкого возраста.

Береговая линия во многих местах срезает под углом 60—90° складчатые структуры Хасанской зоны, Муравьевского антиклинория, Дунайско-Сучанской подзоны (о. Аскольд, о. Путятин, п-ов Трудный) и Судзухинской подзоны. Это делает несомненным продолжение рассмотренных нами структур на территории шельфа. Сходная картина наблюдается у берегов Северной Кореи около г. Чхончжин (Кропоткин, Ро Су Вон, 1966). С этим выводом вполне согласуются имеющиеся геофизические данные.

#### **МОЩНОСТЬ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ШЕЛЬФЕ (ПО ДАННЫМ ГРАВИМЕТРИИ И НА ОСНОВАНИИ ЭКСТРАПОЛЯЦИИ С СУШИ)**

Благодаря тому, что ширина шельфовой зоны у берегов Приморья невелика (8—80 км), можно достаточно обоснованно экстраполировать главные тектонические структуры с суши в пределы шельфа, дополняя выводы по результатам геофизических исследований. Нами в 1968 г. были проведены магнитные съемки в районе п-ова Трудного и в 1969 г. гравиметрические работы на побережье залива Петра Великого и на

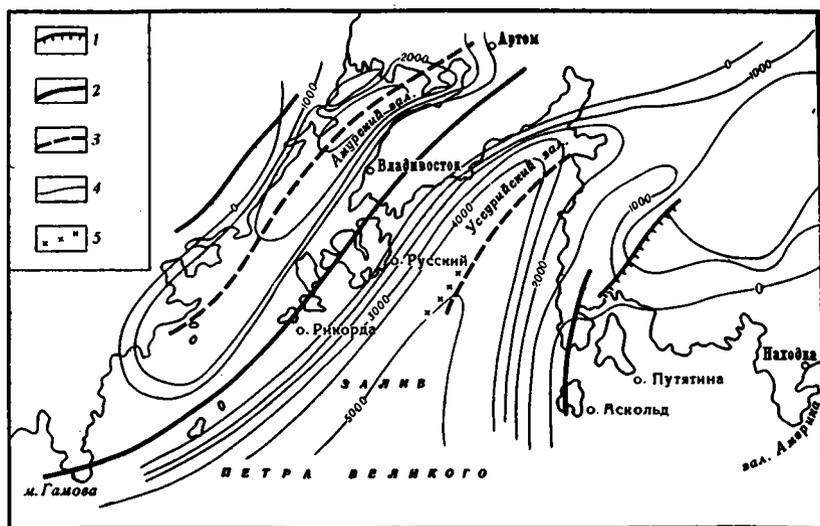


Рис. 2. Схематическая карта поверхности домезозойских пород  
 1 — надвиги; 2 — оси максимумов силы тяжести; 3 — оси минимумов силы тяжести;  
 4 — изогипсы подошвы мезозойских отложений; 5 — пологое поднятие в рельефе дна

ряде островов. На рис. 2 показано расположение основных зон максимумов и минимумов силы тяжести в пределах рассматриваемой территории. Наличие основной границы раздела плотностей, проходящей в разрезе осадочных отложений между мезозойскими и палеозойскими породами, и совпадение в пределах суши основных структурных элементов с расположением осей максимумов и минимумов и контурами изолиний силы тяжести (аномалии в свободном воздухе, частью пересчитанные приближенно к редукции Буге) позволяют экстраполировать эту зависимость в пределы шельфа. Так, например, структура Сучанской впадины в целом характеризуется значительным понижением силы тяжести. Понижение величины силы тяжести по направлению к Уссурийскому заливу от п-ова Муравьева-Амурского и от Таудеминского поднятия позволяет предполагать продолжение структуры Сучано-Дадяньшаньской подзоны под водами Уссурийского залива.

Общее понижение силы тяжести в Амурском заливе и продолжение такой структуры поля в пределы Азимовской и Артемо-Тавричанской впадин позволяют очертить продолжение Суйфунской и Супутинской подзон под водами Амурского залива. Максимум силы тяжести совпадает с п-овом Муравьева-Амурского и системой островов, расположенных южнее и юго-западнее. Продолжение этого максимума в районе о. Рикорда и мыса Гамова, по-видимому, свидетельствует о том, что структура Муравьевского антиклинория также продолжается в этом направлении. Такое предполагаемое продолжение структур отражено на нашей схеме (см. рис. 1).

Опираясь на те же данные о структуре гравитационного поля и на подсчеты мощности мезозойских и кайнозойских отложений, известных в разрезах у побережья, мы построили схематическую карту (см. рис. 2) рельефа подошвы мезозойских отложений. На ней выделяются две крупные впадины, территориально совпадающие с районами Амурского и Уссурийского заливов. Некоторым подтверждением этой картины являются следующие данные. Скважина, пробуренная в районе Амурского залива в 3 км западнее Владивостока (по направлению к п-ову Песчаному), вскрыла под отложениями неогена палеогеновые толщи, которые отсутствуют в прилегающих районах суши в пределах Муравьевского

антиклинория, но распространены в Азимовской и Артемо-Таврической впадинах. Судя по имеющимся данным, магнитное поле в пределах Амурского залива почти не дифференцировано и очень сходно с магнитным полем, характеризующим Суйфунскую впадину.

На шельфе, в пределах залива Петра Великого и южнее, по мере приближения к материковому склону, можно предполагать резкое увеличение суммарной мощности неогена и палеогена. Такое увеличение мощности кайнозоя к нижнему краю шельфа часто наблюдается в других районах (например, на побережье Африки и Северной Америки) и, по-видимому, вообще характерно для тех зон, где происходит сравнительно быстрое выклинивание «гранитного слоя» у края материковых глыб по мере приближения к впадинам, характеризваемым океаническим типом строения земной коры.

#### **РАСПРОСТРАНЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ**

Как известно, стратиграфический разрез Южного Приморья богат угленосными толщами. Угленакопление происходило здесь в среднем и верхнем триасе (бассейн р. Монгугай), средней юре (р. Большая Эльдуга), в нижнемеловое время (Суйфунская, Сучанская впадины), в палеогене (бурые угли Суйфунской, Артемо-Тавричанской и Хасанской впадин) и неогене (лигниты в Артемо-Тавричанской впадине).

Палеогеографический анализ показывает, что области мезозойского и кайнозойского угленакопления должны были частично захватывать и территорию, занятую в настоящее время шельфом Японского моря.

Обращаясь к распространению угленосных триасовых свит и следуя палеогеографическим построениям М. В. Коржа (1957), можно убедиться, что угленосные свиты нижнемонгугайская (т. е. верхи ладинского яруса  $T_2^2$  и карнийский ярус  $T_3^1$ ), и верхнемонгугайская (принадлежащая к норийскому ярусу  $T_3^2$ ), несомненно, распространялись в пределы нынешней акватории Амурского залива. Судя по мощности отложений этого возраста на побережье, триасовые отложения должны присутствовать по крайней мере на двух третях площади Амурского залива. Нижнемонгугайская угленосная свита известна не только на западе, но и на восточном берегу Амурского залива на р. Лянчихе (углистые сланцы, угли) и севернее по юго-восточному краю Суйфунской подзоны (реки Спутинка, Раковка). Верхнемонгугайская свита выступает на западном побережье Амурского залива у дер. Або и в среднем течении р. В. Монгугай. Во всем этом районе триасовые отложения имеют сходный разрез. Триасовые отложения выклиниваются, вероятно, лишь в южной части Амурского залива, что связано с поднятием Муравьевского антиклинория. На общее резкое сокращение мощностей мезозойских отложений указывает здесь нарастание силы тяжести по мере приближения к о-вам Антипенко и Сибирякова и о-вам Римского-Корсакова.

Триасовые отложения с размывом перекрываются апт-альбскими отложениями. В разрезах бассейна р. Амба, на п-овах Речном и Де-Фриз, в Подгородненском месторождении (р. Лянчихе) и на мысе Фирсова севернее Владивостока они расчленяются на две толщи: угленосную и безугольную. Отложения угленосной толщи распространены в ряде пунктов Суйфунской впадины (с. Липовцы, Занадворовская мульда). Палеогеография времени накопления угленосного горизонта старосучанской свиты в Суйфунской подзоне характеризовалась, по А. Л. Мудрову, сносом материала с севера на юг. В полосе, примыкающей к нижнему течению р. Суйфун, протягивалась озерно-болотная равнина, которая имела продолжение на территории Амурского залива.

Выдержанность разреза мезозойских отложений на периферии Амурского залива, общая обстановка, характеризовавшаяся с середины триас-

са до середины мела медленным прогибанием, которое чередовалось с эпохами незначительного подъема, и фациальный переход мелководных отложений к угленосным на прибрежной суше ( $T_2^2$ ,  $G_3^1$ ,  $T_3^2$ ,  $Cr_1$ ) или к зоне размыва ( $I_3$ ) позволяют предполагать, что угленосные формации триаса и нижнего мела продолжались на значительной площади Амурского залива.

Признаки угленосности апт-альбских слоев отмечаются на восточном берегу Уссурийского залива у дер. Петровки (Геология СССР, 1969; Меланхолина, 1965). Эти отложения представляют собой продолжение меловых комплексов Сучанской зоны. Судя по изменению мощностей и фаций, эти отложения должны иметь распространение в акватории Уссурийского залива и могут здесь быть угленосными.

Угленосный палеоген Суйфунской и Артемо-Тавричанской впадин находит себе аналогию в отложениях Адиминской и Хасанской впадин. Очевидно, эти структуры представляют собой части единой депрессии, которая образует продолжение Суйфунской впадины и в основном скрыта под водами Амурского залива. Ю. Б. Устиновский уже отмечал, что, «по всей вероятности, Адиминская впадина является лишь небольшой юго-западной частью кайнозойской впадины Амурского залива» (Устиновский, Болотникова и др., 1966, стр. 200).

Таким образом, анализ палеогеографии мезозойских и кайнозойских угленосных отложений показывает, что все эти формации должны распространяться на площади Амурского залива; меловые отложения Уссурийского залива также могут быть угленосными. Практический интерес может представлять, по-видимому, прослеживание угленосных меловых отложений Подгородненского месторождения на шельфе в районе бухты Угловой, где глубина моря очень невелика (до 10 м), а также изучение палеогеновой Адиминской впадины. Строение и перспективы угленосности ее подводной части могут быть выяснены путем бурения на мысах Брюса, Клерка, п-ове Турик и соседних островах.

Как известно, прогибы с мощным накоплением слабоуплотненных осадочных отложений (в том числе толщ, богатых органическим веществом), затронутые слабыми складчатыми деформациями, часто рассматриваются как перспективные в отношении нефтегазоносности. В зоне шельфа к таким структурам относятся прогибы Амурского и Уссурийского залива. Мощность мезозоя и кайнозоя в Амурском заливе, по-видимому, не меньше 3000 м, а в Уссурийском заливе 5000 м. Мощность третичных отложений, которые по своей пористости могут рассматриваться как потенциальные коллекторы нефти и газа, достигает здесь, вероятно, 1000 м. Косвенным указанием на газоносность прогиба Амурского залива являются выбросы углеводородного газа, зарегистрированные в скважинах Артемо-Тавричанской впадины и в депрессии нижнего течения р. Суйфун.

Наиболее перспективным в отношении нефтегазоносности является прогиб Уссурийского залива, характеризующийся большой площадью и большими мощностями мезозоя и кайнозоя. Здесь, по мнению П. Н. Кропоткина, обращает на себя внимание пологое поднятие дна в осевой части прогиба в 20—23 км к юго-востоку от Владивостока, отмеченное крестиками на рис. 2. Изобата 50 м оконтуривает этот пологий вал, обходя его с северо-запада, юго-запада и юго-востока. Сейсморазведка легко позволила бы установить, не повторяет ли такой рельеф дна пологую антиклиналь в третичных отложениях, что вполне возможно при унаследованном характере неотектонических деформаций.

Поиски газовых месторождений на шельфе Уссурийского и Амурского залива при глубинах, не превышающих 30—50 м, не представляют больших технических трудностей и были бы вполне оправданны, если учесть потребности Дальнего Востока.

## Литература

- Андреева И. Б., Удинцев Г. Б. Строение дна Японского моря по данным исследований экспедиции на «Витязе». Изв. АН СССР, Сер. геол., № 10, 1058.
- Берсенев И. И. О тектоническом районировании Приморья. Сообщ. Дальне-Вост. фил. АН СССР, вып. 10, 1959.
- Берсенев И. И. Основные черты тектоники Приморского края. В сб. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР, 1963.
- Геология СССР, т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. Ред. И. И. Берсенев. «Недра», 1969.
- Иванов Б. А. Структурно-фациальное и тектоническое районирование южного Сихотэ-Алиня. Сов. геология, № 10, 1960.
- Ковылин В. М., Непрочнов Ю. П. Строение земной коры и осадочной толщи в центральной части Японского моря по сейсмическим данным. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1965.
- Корж М. В. Палеогеография триасового периода в Южном Приморье. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 32, вып. 6, 1957.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Кропоткин П. Н., Ро Су Вон. Тектоника северо-восточной Кореи юго-западного Приморья. В кн. «Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья». «Наука», 1966.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 134. «Наука», 1965.
- Меланхолина Е. Н. Очерк геологии меловых отложений Приморья. Тр. ГИН АН СССР, вып. 139. «Наука», 1965.
- Салун С. А. Основные черты тектоники и истории развития фундамента Сихотэ-Алинской области. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 38, вып. 6, 1963.
- Устиновский Ю. Б., Болотникова М. Д., Карасев М. С., Хан Дон Сик, Бэ Ген Зын. Стратиграфия и условия формирования кайнозойских отложений. В кн. «Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья». «Наука», 1966.
- Устиновский Ю. Б., Мишин В. П., Михайлов М. А., Хан Дон Сик. Стратиграфия и условия формирования мезозойских отложений. В кн. «Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья». «Наука», 1966.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
15 октября 1970 г.

УДК 551.242.32(571.66)

С. Е. АПРЕЛКОВ, Ю. В. ЖЕГАЛОВ

## О ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСАХ КАМЧАТКИ

В статье предпринята попытка доказать тождественность происхождения Охотско-Чукотского (мелового), Центрально-Камчатского (неогенового) и Восточно-Камчатского (четвертичного) вулканических поясов и тесную структуру связь их с геосинклиналями различного возраста.

Вулканические пояса в последнее время не случайно стали предметом углубленных исследований. Магматизм широких масштабов, интенсивная гидротермальная деятельность определяют перспективность этих структур для поисков ряда полезных ископаемых. К числу этих поясов на Северо-Востоке СССР относится Охотско-Чукотский пояс<sup>1</sup>, протягивающийся по окраине Азиатского материка, и молодые вулканические пояса, обрамляющие северо-западное побережье Тихого океана. Как известно, относительно природы вулканических поясов существуют две точки зрения. С. В. Обручев (1938) и Л. А. Снятков (1957) полагали, что Охотско-Чукотский пояс сходен с современными островными дугами. Е. К. Устиев (1959) рассматривает Охотско-Чукотский пояс в качестве самостоятельной структуры, выделяя его в самостоятельную пограничную зону между мезозойской складчатой областью и геосинклиналью или в качестве краевой зоны геосинклинали верхнеюрского — верхнетретичного времени. Он же отметил ряд существенных различий между Охотско-Чукотским и молодыми вулканическими поясами. Сходство их Е. К. Устиев видит лишь в их большой протяженности и огромных мощностях вулканогенных образований. Как теперь стало ясно, различия между поясами, отмеченные Е. К. Устиевым, основаны на ошибочном представлении об однородном строении островных дуг и, в частности, Камчатки. Между тем Камчатка представляет собой далеко не однородную область, в пределах которой имеются разновозрастные вулканические пояса, связанные с развитием молодых геосинклиналей. Основной вулканический пояс Камчатки, который протягивается вдоль центральной части полуострова, возник в конце палеогена — начале миоцена и закончил свое развитие в раннем — среднем плейстоцене. В четвертичное время начал формироваться Восточно-Камчатский вулканический пояс, сопряженный с Курило-Камчатским глубокоководным желобом.

Вопрос о структурной позиции Центрально-Камчатской вулканической зоны так или иначе затрагивался во всех работах, посвященных региональной тектонике полуострова. В какой-то мере позиция того или иного автора относительно структурного положения и геологической истории этой зоны является определяющей в решении вопроса о геологической структуре полуострова. В настоящей статье нет необходимости рассматривать все существующие представления о тектонике полуострова. При всей противоречивости взглядов большинство авторов представляют Центрально-Камчатскую вулканическую зону как крупное антиклинальное сооружение, возникшее в результате мощных тектонических

<sup>1</sup> По другим авторам, Охотский, Охотско-Чаунский.

движений в позднекайнозойское время на месте позднемелового — кайнозойского геосинклинального трога. Наиболее полно и аргументированно эта точка зрения выражена в трудах Г. М. Власова (1957, 1962, 1964).

Полуостров Камчатка, по Г. М. Власову, представляет собой двойную островную дугу, непосредственным продолжением которой является Курильская островная дуга. Внутренняя вулканическая дуга продолжается на островах Большой Курильской гряды, внешняя (не вулканическая) соединяется через подводный хребет Витязя с Малой Курильской грядой. Развитие внутренней вулканической дуги, по Г. М. Власову, представляет собой последовательный геосинклинальный цикл: от накопления терригенных и вулканогенных осадков в глубоком геосинклинальном прогибе через андезитовый вулканизм островной дуги к субазральному вулканизму заключительных этапов геосинклинального развития. Заложение геосинклинального прогиба относится к позднемеловому времени, а заключительные этапы развития — к началу антропогена, к моменту излияния платобазальтов.

На Камчатке внутренней вулканической дуге соответствует выделенный Г. М. Власовым Камчатско-Корякский антиклинорий, внешней — Восточно-Камчатский антиклинорий. Необходимо отметить, что Г. М. Власов первым из исследователей Камчатки указал на чрезвычайную важность изучения Центрально-Камчатской вулканической зоны, где локализуется подавляющая часть проявлений рудных полезных ископаемых полуострова.

Материалы геологических и геофизических исследований последних лет, проведенных в пределах вулканической зоны и всего полуострова, позволяют по-иному трактовать структурное положение зоны.

### СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОЯСОВ

Структурное положение и история геологического развития Охотско-Чукотского пояса достаточно полно освещены в цитированной выше работе Е. К. Устиева, поэтому более подробно мы рассмотрим только структурную позицию Центрально-Камчатского пояса и покажем, что он также является окраинным по отношению к Восточно-Камчатской кайнозойской геосинклинали и разделяет две сугубо различные структурные зоны Камчатки.

Геологосъемочными работами в Центральной и Северной части п-ова Камчатки (бассейны рек Кирганик, Ича, Хайлюля, Лесная, Палана и др.) отчетливо доказано отсутствие прямой структурной связи между позднемеловыми образованиями геосинклинального типа (ирунейская и лежащие ниже свиты верхнемелового возраста) с вулканогенными образованиями Центрально-Камчатской вулканической зоны.

В бассейне р. Ичи верхнемеловые образования имеют меридиональное простирание и прослеживаются далее к северу в бассейн р. Тигиль, что вполне определенно доказано гравиметрическими работами. В то же время вулканогенные образования в этом районе имеют четкое северо-восточное простирание, прослеживаясь в водораздельных частях Козыревского, Срединного и Быстринского хребтов. Очень резко отличаются упомянутые выше комплексы пород и по характеру складчатых дислокаций. Если верхнемеловые породы образуют крутые линейные складки, сопровождающиеся надвигами, то вулканогенные породы Центрально-Камчатской зоны имеют складчато-глыбовый характер дислокаций, образуя блоковые структуры или весьма пологие складки.

Таким образом, вулканогенные образования Центрально-Камчатской вулканической зоны имеют отчетливый наложенный характер и отделены крупным перерывом (почти весь палеоген) от подстилающих позднемеловых геосинклинальных отложений. Такого же рода наложенный характер имеет Центрально-Камчатская вулканическая зона и в других частях

полуострова. Значительная мощность, состав, характер складчатости и главным образом континентальные условия формирования вулканогенных образований не позволяют отнести их к образованиям геосинклинального типа.

К началу накопления вулканогенных толщ Центрально-Камчатской вулканической зоны западная часть территории полуострова претерпела инверсию тектонического режима и представляла собой сравнительно стабильную складчатую область. Накопление палеогеновых и неогеновых

осадочных толщ происходило в этой области главным образом в условиях остаточных прогибов:

В целом для верхнемеловой складчатой области Западной Камчатки характерно двухъярусное строение (в связи с чем она может рассматриваться как структура субплатформенного типа), где верхнемеловые образования играют роль фундамента, а палеогеновые и неогеновые осадочные породы — роль чехла. Строение последнего целиком зависит от структуры верхнемелового фундамента. Это отчетливо просматривается в тех районах, где верхнемеловые породы доступны для изучения на поверхности (Тигильский район). Восточную часть полуострова занимает молодая кайнозойская геосинклинальная область. От верхнемеловой складчатой области она отделена крупными разломами преимущественно северо-восточного простирания и на большей части полуострова (как и в Олюторском прогибе) имеет также выдержанное северо-восточное простирание.

Время заложения Восточно-Камчатского геосинклинального

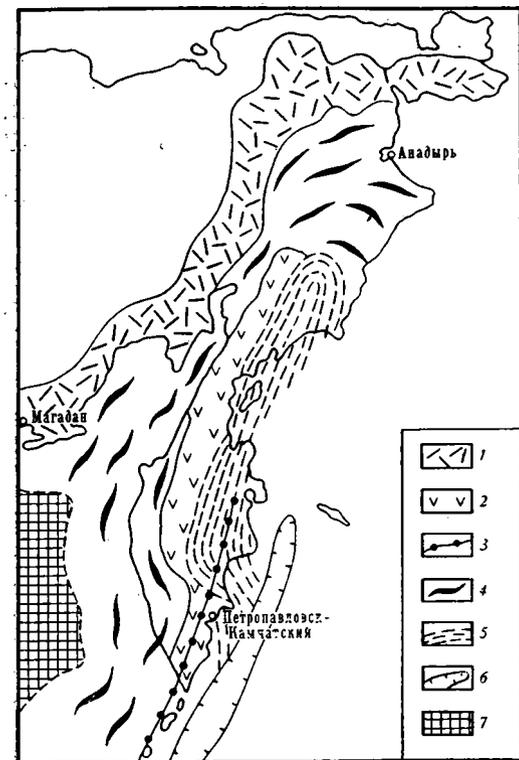


Схема расположения вулканических поясов и геосинклиналей Северо-Востока СССР

Вулканические пояса: 1—Охотско-Чукотский; 2—Центрально-Камчатский; 3—Восточно-Камчатский современный. Геосинклинали: 4—Камчатско-Корякская позднемезозойская; 5—Восточно-Камчатская кайнозойская; 6—Курило-Камчатская современная; 7—Охотская платформа

го трога — вопрос дискуссионный. Во всяком случае, существовавшее на протяжении многих лет мнение о преимущественном развитии на территории Восточной Камчатки пород позднемелового возраста не подтверждается материалами исследований последних лет. Основная роль в строении Восточно-Камчатской геосинклинальной области принадлежит палеогеновым вулканогенным и осадочным породам.

По-видимому, геосинклинальный трог был заложен в конце поздне-мелового времени, но совершенно очевидно, что главный этап геосинклинального развития относится к кайнозою. Однако, до сих пор не получено каких-либо основательных материалов, чтобы судить о том, на коре какого типа была заложена Восточно-Камчатская геосинклиналь. Структуры Восточно-Камчатской геосинклинальной области отличаются от остальных структур полуострова очень сложным строением. Для геосинклинальных образований Восточной Камчатки (общей мощностью до

10 и более километров) характерна линейная изоклиальная складчатость с опрокидыванием складок к востоку. Характерны пологие (на восток) надвиги, протягивающиеся на десятки и сотни километров. Так, известный в литературе надвиг Гречишкина прослежен от Кроноцкого полуострова до бассейна р. Алтын.

Центрально-Камчатская вулканическая зона расположена на границе описанных выше региональных структур Камчатки и на всем своем протяжении почти строго параллельна Восточно-Камчатской геосинклинальной области. Здесь следует отметить, что заложение вулканической зоны произошло позднее начала развития геосинклинали. Так же, как и Охотско-Чукотский вулканический пояс, она возникла, очевидно, на стадии максимального прогибания геосинклинального трога.

Центрально-Камчатский вулканический пояс возник на границе Западно-Камчатской поздне меловой складчатой области и Восточно-Камчатской геосинклинали (рисунок). Формирование и развитие пояса тесно связано с тектоническими движениями в Восточно-Камчатской геосинклинали. Интенсивное прогибание Восточно-Камчатского трога вызвало появление трещин растяжения в пограничной верхнемеловой складчатой области, которые послужили каналами для поступления на поверхность больших масс магматического материала. Характерной особенностью является двухъярусное строение пояса. На всех доступных наблюдениям участках вулканогенные породы пояса залегают на интенсивно дислоцированных верхнемеловых геосинклинальных породах или, в центральной части полуострова, на глубоко метаморфизованных породах Срединного массива, возраст которых проблематичен, но во всяком случае не моложе верхнего мела. Таким образом, по своему структурному положению Центрально-Камчатский пояс (зона) аналогичен Охотско-Чукотскому вулканическому поясу, развитие которого связано с поздне мезозойской Камчатско-Корякской геосинклиналью (Устиев, 1959).

Начало формирования Охотско-Чукотского пояса датируется ранним мелом. По-видимому, этому же времени предшествовали начальные этапы прогибания Корякско-Камчатской геосинклинали. Завершающие этапы развития Охотско-Чукотского пояса относятся к палеогену, что связано с инверсией и превращением в складчатую область геосинклинали, включая и ее Западно-Камчатскую часть. После верхнемеловой — палеогеновой складчатости геосинклиналь сместилась к востоку. Геосинклинальный трог занимал восточную часть п-ова Камчатки и на севере, по-видимому, оканчивался в пределах современного Олюторского прогиба. Вдоль западной окраины Восточно-Камчатской геосинклинали время заложения которой, как указывалось выше, датируется, по последним данным, верхним мелом — палеогеном, в конце палеогена — начале миоцена вдоль мощной зоны разломов начинает развиваться Центрально-Камчатский вулканический пояс. Вулканический хребет, существовавший в течение всего неогена, служил источником вулканогенного материала, поступавшего в геосинклинальный прогиб и остаточные прогибы Западно-Камчатской складчатой области. Завершение геосинклинального развития и формирование складчатой области на месте Восточно-Камчатской геосинклинали относится к концу плиоцена. Формирование Центрально-Камчатского пояса завершается в плейстоцене.

Восточно-Камчатский наложенный вулканический пояс является современным аналогом более древних наложенных вулканических поясов. Его формирование тесно связано с развитием глубоководного Курило-Камчатского желоба, который рассматривается многими исследователями как современный геосинклинальный трог, заложившийся в позднем плиоцене или раннем плейстоцене. Доказательством прямой связи Восточно-Камчатского вулканического пояса с развитием глубоководного желоба служит также и то обстоятельство, что последний из действующих

щих вулканов Восточно-Камчатского пояса расположен приблизительно на широте п-ова Камчатского Мыса, т. е. именно там, где оканчивается глубоководный желоб.

В качестве древнего аналога наложенного вулканического пояса можно указать девонский пояс, развивавшийся на жестком фундаменте Омолонского массива и обнаруживающий тесную связь с Еропольским эвгеосинклинальным прогибом (Тильман, 1963). Таким образом, для Центрально-Камчатского пояса мы можем полностью использовать определение Е. К. Устиева (1959), сформулированное для Охотско-Чукотского пояса: — «...он является пограничной зоной между позднемеловой складчатой областью и Восточно-Камчатской кайнозойской геосинклиналью, или краевой зоной этой геосинклинали». Это определение верно и по отношению к Восточно-Камчатскому наложенному вулканическому поясу. Другими словами, для всех поясов характерно то, что они созданы главным образом за счет вулканической аккумуляции на складчатом основании разнородного строения и сопряжены с геосинклинальными прогибами.

### ЧЕРТЫ СХОДСТВА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО И ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

По мнению Е. К. Устиева, Охотско-Чукотский вулканический пояс существенно отличается от молодых поясов по химическому составу вулканитов, характеру интрузивного магматизма и металлогении. Е. К. Устиев подчеркивает, что породы Охотско-Чукотского пояса имеют в среднем более кислый состав ( $\text{SiO}_2=63,49\%$ ), чем соответствующие образования Камчатки ( $\text{SiO}_2=55,47\%$ ). Для Камчатки использованы данные В. И. Влодавца (1946), которые следует признать устаревшими, поскольку Центрально-Камчатская вулканическая зона стала детально изучаться лишь в 50—60-х годах текущего столетия. В эти годы получены более полные сведения о ее геологическом строении, произведено много анализов химического состава пород. Нами сделана попытка рассчитать средние составы отдельных вулканических формаций, используя данные по центральным и южным районам пояса. Они сильно отличаются от величины, выведенной В. И. Влодавцем (таблица). Много новых материалов получено в последние годы и по Охотско-Чукотскому вулканическому поясу. Так, В. Ф. Белый (1968) сделал новые расчеты количественных соотношений вулканитов различного состава, из которых видно, что около 70% излившихся продуктов в пределах пояса составляют базальты и андезиты. Примерно такое же соотношение устанавливается и для Центрально-Камчатского вулканического пояса, где отчетливо проявлена цикличность вулканизма. В неогене полуострова хорошо выделяются два гомодромных цикла вулканизма, каждый из которых характеризуется сменой основных и средних вулканитов кислыми. Третий цикл проявился в начале четвертичного периода — массовые излияния базальтов повышенной щелочности, связанных с крупными щитовыми вулканами. Базальты сплошным покровом распространены на протяжении всего пояса. Их мощность превышает 500 м. Эти образования мы сопоставляем с палеогеновыми платобазальтами Охотско-Чукотского пояса. В свете изложенного, вероятно, можно считать справедливым допущение, что средний повышенно кислый состав пород Охотско-Чукотского пояса, указанный Е. К. Устиевым, обусловлен и недооценкой широкого площадного распространения палеогеновых платобазальтов, представляющих собой самый верхний структурный этаж пояса и в настоящее время в значительной степени уничтоженных эрозией. Сходная цикличность с ходом дифференциации от основных пород к кислым проявляется и в Охотско-Чукотском поясе, в частности в Пенжинском и Охотском районах. Цикличность вулканизма, очевидно, — закономерное явление.

Кайнозойские вулканические пояса		Охотско-Чукотский пояс	
Центрально-Камчатский	Индонезия (по Р. В. Бемеллену, 1957)	Пенжинский район	Охотский район (по В. Г. Пескову, Р. Б. Умитбаеву, 1968)
Раннечетвертичная базальт-трахибазальтовая $\text{SiO}_2$ —53,78%	Четвертичная андезитовая	Палеогеновая, базальтовая	Палеогеновая базальт-трахибазальтовая
Плиоценовая липарито-дацитовая $\text{SiO}_2$ 71,31%	Плио-плейстоценовая вулкано-плутоническая кислая	Поздне меловая липарито-дацитовая	Поздне меловые — палеогеновые: 1. Трахилипаритовая 2. Липаритовая
Верхнемиоцен-плиоценовая, базальт-андезитовая $\text{SiO}_2$ —54,16%	Мио-плиоценовая андезитовая	Поздне меловая, андезитовая	Поздне меловые 1. Базальтовая
Среднемиоценовая липарито-дацитовая $\text{SiO}_2$ —66,03%	Среднемиоценовая, вулкано-плутоническая, кислая	Меловая, липарито-дацитовая	Поздне меловая, базальт-андезит-липаритовая
Олигомиоценовая, базальт-андезитовая $\text{SiO}_2$ —56,25%	Олиго-миоценовая андезитовая	Ранне меловая, андезитовая	Ранне меловая базальт-андезитовая

ние для вулканических поясов, что отчетливо видно на следующей таблице, где для Камчатки указаны средние составы формаций (см. таблицу).

Приведенные соотношения основных и кислых вулканитов в поясах хорошо согласуются с данными экспериментальных работ (Наседкин, Геншафт и др., 1965) и позволяют судить, что кислые вулканиты в значительной степени являются продуктом дифференциации основной магмы. Нами установлено, что на ранних стадиях развития Центрально-Камчатского пояса преобладали существенно известковистые вулканиты; породы, формировавшиеся в заключительные этапы, имеют повышенную щелочность. Совершенно аналогичный характер эволюции химизма отмечают исследователи и для Охотско-Чукотского пояса (Аникеев, Дабкин, Титов, 1967).

Интересно, что повышенная известковистость присуща лавам Восточно-Камчатского четвертичного вулканического пояса, который проходит начальные стадии развития. Е. К. Устиев указывает, что в отличие от Охотско-Чукотского пояса интрузивный магматизм в пределах островных дуг имеет подчиненное значение. Однако это положение не относится к Центрально-Камчатскому поясу. В его пределах сосредоточена большая часть интрузивных и субвулканических образований полуострова. Два первых цикла вулканической деятельности сопровождались внедрением многочисленных интрузий сложного состава (от габбро до гранитов) и субщелочных пород. Последний базальтовый цикл вулканизма ознаменовался формированием основных интрузий: долеритов, габбро-долеритов. В Охотско-Чукотском поясе отмечается подобная же направленность эволюции вулкано-плутонических ассоциаций. Многочисленные интрузии Центрально-Камчатского пояса отличаются лишь небольшими размерами. Последнее обстоятельство, вероятно, связано с незначительной эродированностью интрузий, так как некоторые наиболее вскрытые массивы имеют площадь до 250 км<sup>2</sup>.

Для рассматриваемых поясов устанавливается совершенно определенный комплекс металлических полезных ископаемых. Ведущую роль имеют золото-серебряные, золото-полиметаллические и сурьмяно-ртутные месторождения. Для золото-серебряных эпitherмальных месторождений Камчатки и Охотско-Чукотского пояса отмечается весьма характерная особенность — крайне неравномерное содержание металлов и почти полное отсутствие ореолов россыпного золота, даже при значительных параметрах месторождений.

В качестве отличительного признака металлогении Охотско-Чукотского пояса некоторые исследователи указывают наличие в его пределах рудопроявлений олова. Это мнение, однако, разделяется далеко не всеми: в частности, Б. Н. Ерофеев и С. Ф. Лугов (1962) считают, что оловянная минерализация в Охотско-Чукотском поясе развита слабо и не характерна для районов широкого развития вулканогенных пород.

Как в Охотско-Чукотском, так и в Центрально-Камчатском вулканическом поясах наиболее многочисленные золото-полиметаллические с медью и молибденом рудопроявления локализируются в ассоциации с интрузиями габбродиорит-гранодиоритовой формации, прорывающими андезитовые толщи (Аникеев и др., 1967; Апрельков и др., 1967, 1968). С большими полями гидротермально измененных пород в Охотско-Чукотском поясе установлены ртутные рудопроявления. Имеются предпосылки для открытия серных месторождений, которые так характерны для Камчатки, Японии и других районов молодого вулканизма. Список металлических рудопроявлений и месторождений, открытых в рассматриваемых поясах, дает основание говорить о идентичности их металлогении.

Таким образом, по ряду особенностей Охотско-Чукотский и Центрально-Камчатский вулканические пояса обнаруживают отчетливое сходство. При сходстве поясов возникает трудно разрешимый, на наш взгляд, вопрос философского плана: чем вызвана резко различная продолжительность развития обоих поясов? Если развитие Охотско-Чукотского пояса оценивается некоторыми авторами периодом в 150 млн. лет, то время формирования Центрально-Камчатского пояса едва ли превышает 50 млн. лет (имеются палеогеновые эффузивы с таким абсолютным возрастом).

Затронутая проблема безусловно заслуживает привлечения более широкого материала, однако совершенно очевидны следующие особенности вулканических поясов:

1. Наложенный характер и независимость по отношению к структурам фундамента, на котором они располагаются.

2. Подчиненность простирания и тесная пространственная связь со смежными геосинклинальными зонами.

3. Миграция вулканических поясов во времени вслед за геосинклинальными прогибами в направлении от континента к океану.

Указанные особенности неизбежно приводят к заключению, что вулканические пояса являются структурно-сопряженными и в значительной степени сингенетичными элементами развивающихся геосинклиналей.

#### Литература

- Аникеев Н. П., Дабкин И. Е., Типов В. А. О геологическом строении и металлогении Охотско-Чаунского вулканогенного пояса. В сб. «Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока СССР». Магадан, 1967.
- Апрельков С. Е., Жегалов Ю. В., Слепов Ю. М., Харченко Ю. И. Металлогеническая характеристика кайнозойских вулканогенных формаций Камчатки. В сб. «Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока СССР». Магадан, 1967.
- Апрельков С. Е., Долматов Б. К., Слепов Ю. М., Шеймович В. С. Миоценовые интрузии Южной Камчатки. В сб. «Вулканизм и геохимия его продуктов». «Наука», 1967.
- Апрельков С. Е., Харченко Ю. И., Фролов Ю. Ф. Миоценовые интрузии Центральной Камчатки. В сб. «Магматизм Северо-Востока СССР». Магадан, 1968.
- Белый В. Ф. Структурно-формационное районирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В сб. «Магматизм Северо-Востока СССР». Магадан, 1968.
- Бемеллен Р. В. Геология Индонезии. Изд-во иностр. лит., 1957.
- Венчугова М. С. Некоторые данные о распространении и количественных соотношениях магматических пород на территории Северо-Востока СССР. Материалы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР, вып. 10. Магадан, 1956.
- Власов Г. М. История кайнозойского вулканизма тихоокеанских окраин СССР. Тр. XX сессии Междунар. геол. конгр., т. 2. «Недра», 1957.

- Власов Г. М., Жегалов Ю. В., Ярмолюк В. А. Некоторые важнейшие вопросы тектоники Камчатки. Сов. геология, № 6, 1962.
- Власов Г. М. (редактор). Геология СССР, т. XXXI, «Недра», 1964.
- Влодавец В. И. О химическом составе Камчатской магматической провинции. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1946.
- Ерофеев Б. Н., Лугов С. Ф. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, его металлоносность и вопросы поисков. Сов. геология, № 10, 1962.
- Наседкин В. В., Геншафт Ю. С. и др. Превращения в базальтах при высоких температурах и давлениях. Тезисы симпозиума «Вулкано-плутонические формации», Алма-Ата, 1965.
- Обручев С. В. Очерк тектоники Северо-Восточной Азии. Сборник к 50-летию акад. В. А. Обручева. Изд-во АН СССР, 1938.
- Песков Е. Г., Умитбаев Р. Б. Мезо-кайнозойские магматические формации Охотского района. В сб. «Магматизм Северо-Востока СССР», Магадан, 1968.
- Снятков Л. А. Геологическое строение и главные этапы развития Северо-Востока СССР. Совещ. по разраб. униф. стратигр. схем Северо-Востока СССР, Магадан, 1957.
- Тильман С. М. К вопросу о тектоническом развитии Северо-Восточной окраины Азии и Аляски в палеозойское время. В сб. «Геология Корякского нагорья», Госгеолтехиздат, 1963.
- Устиев Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР. В сб. Материалы по геологии Северо-Востока СССР, вып. 4. Магадан, 1949.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. Сов. геология, № 3, 1959.
- Устиев Е. К., Анিকেев Н. П. и др. Магматические формации и петрографические провинции Северо-Востока СССР. В сб. «Магматизм Северо-Востока СССР». Магадан, 1967.

Камчатское геологическое  
управление

Статья поступила  
19 сентября 1970 г.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.242.3(517)

М. С. НАГИБИНА

К ВОПРОСУ О «МЕЗОЗОИДАХ» СОЛОНКЕРСКОЙ ЗОНЫ  
ВНУТРЕННЕЙ МОНГОЛИИ(По поводу статьи Ю. А. Борзаковского и О. Д. Суетенко  
«О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных  
прогибах Центральной и Восточной Азии»<sup>1</sup>)

В статье Ю. А. Борзаковского и О. Д. Суетенко, опубликованной в 1970 г. в журнале «Геотектоника» № 5, приводятся интересные новые материалы, полученные авторами в результате личных исследований на обширной и еще слабо геологически изученной территории юго-восточной Монголии. На основании формационного анализа позднепалеозойских отложений Солонкерского прогиба Монголии и сравнения с другими разновозрастными прогибами Центральной и Восточной Азии авторы пришли к довольно неожиданному выводу. Они считают, что Солонкерский и другие позднепалеозойские прогибы, расположенные от него к востоку, не являются структурными элементами Центрально-Азиатской области палеозойской складчатости, как это рассматривалось ранее (Синицин, 1956; Васильев, Волхонин, Иванов, Маринов и др., 1959; Красный, Смирнов, 1957; Нагибина, 1963; Тектоника Евразии, 1966), а представляют особую «апофизу Тихоокеанских мезозонид» или «гобид».

Авторы рассматриваемой статьи пришли также в выводу о тесной связи раннемезозойского гранитообразования, вообще, и раннемезозойских гранитоидов Яньшаньского пояса, в частности, с завершающими этапами развития раннекаменноугольно-пермских геосинклинальных прогибов.

Такие принципиальные выводы, как выделение особой системы «мезозонид» под названием «гобид» или новые закономерности развития мезозойских гранитоидов на востоке Азии заслуживают более внимательного их рассмотрения. Постараемся это сделать как на основании новых материалов, приведенных в статье Ю. А. Борзаковского и О. Д. Суетенко (1970), так и ранее известных данных по прилегающим районам Центральной и Восточной Азии.

Основная часть изложенных в статье геологических материалов, составляющая главную ее ценность, касается характеристики стратиграфического разреза Солонкерского прогиба. До исследования авторов в рассматриваемой зоне выделялась мощная 8-километровая толща глинисто-кремнистых сланцев, диабазовых порфиритов и песчаников пермского возраста. Новые находки О. Д. Суетенко фауны силурийских кораллов и девонских криноидей, фораминифер позднекаменноугольного и раннепермского возраста позволили авторам расчлнить эту толщу на два комплекса: ранне- и среднепалеозойский, преимущественно терригенно-кремнистый с отдельными пачками хлоритизированных эффузивов среднего и основного состава и линзами известняков и каменноугольно-пермский (так называемая солонкерская серия) — более пестрого состава. В пределах Солонкерского прогиба, по данным авторов, наибольшим распространением пользуется каменноугольно-пермский комплекс. В монгольской части Солонкерского прогиба в основании этого комплекса залегает пестроцветная молассоидная толща (несколько сотен метров) аркозовых и кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов с подчиненными горизонтами известняков и реже кислых эффузивов. Соотношение их с отложениями силура и девона неясны, залегают они на докаменноугольных гранитоидах.

Пестроцветная молассоидная толща согласно сменяется в Центральной части Солонкерского прогиба мощной (свыше 3000 м) каменноугольно-нижнепермской солон-

<sup>1</sup> Геотектоника, № 5, 1970 г.

керской серии. Формационные особенности этой серии проявляются «в тесной ассоциации грауввакковых песчаников и гравелитов со спилитами и кремнистыми породами, свидетельствуют о значительной дифференциации Солонкерского трога» (Борзаковский, Суетенко, 1970, стр. 17), весьма не характерной, как отмечают сами авторы, для начальных стадий развития геосинклиналей. Если к этому добавить ассоциацию пестроцветных конгломератов, кварцевых песчаников, кислых эффузивов, описанных авторами в основании верхнепалеозойского Солонкерского прогиба, то «начальная стадия» геосинклинали приобретает еще большую неправдоподобность. Отложения Солонкерской серии в центральных частях прогиба с разрывом перекрываются «фациально изменчивой верхнепермской вулканогенно-осадочной толщей» (там же) с базальными конгломератами в основании. В верхней части разреза этой толщи, состоящей из туфо-песчаников, туфов средних и кислых эффузивов, с линзами известняков, появляются пакки кремнистых сланцев и алевролитов. Мощность этой толщи, содержащей фауну низов поздней перми, превышает 1500 м. Позднепалеозойский комплекс Солонкерского прогиба венчается песчано-сланцевой толщей, предположительно отнесенной к самым верхам поздней перми или низам раннего триаса.

Таким образом, почти весь разрез позднепалеозойских отложений Солонкерского прогиба характеризуется пестрым чередованием разнофациальных, контрастных по своему составу отложений. Авторы подчеркивают, что общий план складчатых дислокаций позднепалеозойского комплекса унаследован от ранне- и среднепалеозойских структур, но уже в отложениях верхней перми и пермо-триаса наблюдается заметное упрощение дислокаций и появление брахиформных овальных структур.

К сожалению, более подробной характеристики морфологии структур в статье не приводится, особенно это относится к разрывным нарушениям, роль которых в этом районе исключительно велика. Даже на приложенных мелкомасштабных тектонических схемах авторов преобладающими являются тектонические контакты между выделенными геологическими комплексами, еще больше разрывных дислокаций внутри каждой из выделенных структурных зон. При такой сложной разрывной тектонике не остается полной уверенности в том, что сочетание кремнистых сланцев и спилитов с красноцветными конгломератами в едином разрезе центральной части прогиба является нормальным, а не представляет собой тектонической смеси, при которой на один гипсометрический уровень выведены среднепалеозойские кремнистые породы, спилиты, гипербазиты и терригенно-карбонатные, песчано-конгломератовые отложения карбона и перми.

Весьма неудачно и небрежно изложен в статье материал, касающийся интрузивных образований. Например, принципиальнейший вопрос о характере внедрения гипербазитов даже не рассматривается, а в тексте статьи после слова «гипербазиты» следует либо слово «интрузии», либо «протрузии» без какой-либо элементарной характеристики их контактов с вмещающими толщами.

К эпохе замыкания позднепалеозойских прогибов, по мнению авторов, приурочено: внедрение послепермских габбро и гранитоидов (от умеренно кислых до нормальных и щелочных), а также гипербазитов. Верхняя возрастная граница, как правило, не рассматривается, за исключением гранитоидов Южно-Гобийской зоны, которые прорывают отложения поздней перми и перекрываются вулканами с абсолютным возрастом 185—150 млн. лет (без указания метода определения возраста).

На чем же основаны выводы авторов о «мезозоидах (гобидах)» Солонкерской зоны и где они «отвечаются»? от мезозоид Сихотэ-Алиня? К востоку и северо-востоку от Солонкерского прогиба на протяжении 2200 км до Амура (к юго-западу от Хабаровска) и около 2000 км до Южного Приморья в так называемой Гиринской зоне и других местах прослеживаются выходы фаунистически охарактеризованных разнофациальных терригенных, терригенно-карбонатных морских и континентальных (угленосных) позднепалеозойских отложений от раннего карбона до поздней перми включительно, порванных гигантскими интрузивами гранитоидов. (Ю. А. Ходак, Сунь-Шу, 1963). Внедрение этих гранитоидов завершило здесь становление герцинских или позднегерцинских систем. Позднепалеозойские отложения, как это характерно для орогенного этапа развития структур, залегают здесь на различных возрастных комплексах среднепалеозойского и докембрийского возраста. Вся эта огромная территория протяженностью свыше 2000 км, лежащая между Солонкерским прогибом и мезозоидами Сихотэ-Алиня, не может рассматриваться как мезозойская геосинклинальная область, ибо в ее пределах отсутствуют мезозойские геосинклинальные формации.

К западу от Солонкерского прогиба вплоть до Южного и Восточного Тянь-Шаня также прослеживаются позднепалеозойские прогибы, с морским и континентальным осадконакоплением (терригенно-карбонатные, терригенно-песчано-конгломератовые и вулканогенные формации). Эти отложения, залегающие на среднепалеозойских и докембрийских комплексах, везде прорваны гранитоидами. И к востоку и к западу от Солонкерского прогиба в рассматриваемой зоне в позднем палеозое наряду с орогенными структурами местами сохранились остаточные прогибы с геосинклинальным осадконакоплением, что также весьма характерно для последних этапов формирования геосинклинальных структур, а не для начала заложения новых геосинклинальных систем. Авторы статьи территорию, лежащую к востоку от Солонкерского прогиба (включая последний), относят к «особым мезозоидам» или «гобидам», а территорию, лежащую к западу от Солонкерского прогиба,—к герцинидам.

Свой вывод о «мезозоидах» Солонкерской зоны авторы, главным образом, обосновывают особенностями формационного состава каменноугольно-пермских отложений Солонкерского прогиба. Однако изменчивый состав этих отложений не позволяет сделать определенного вывода в пользу раннегеосинклинального развития, и поэтому в тексте статьи нелогично сочетаются противоречивые рассуждения авторов. С одной стороны, они подчеркивают большую дифференцированность Солонкерского прогиба и неестественное сочетание красноцветной молассы с кремнистыми сланцами, спилитами и порфиритами, весьма не характерное для начальной стадии развития геосинклинали. С другой стороны, они приходят к выводу о новообразованной геосинклинальной природе «мезозоид» или «гобид» Солонкерской зоны, при этом считают их ответвлением сихотэалинских мезозоид, удаленных от Солонкерского прогиба более чем на 2000 км.

Собственно Солонкерский прогиб авторы рассматривают как внутреннюю зону «мезозоид», а позднепалеозойские прогибы Южно-Гобийской зоны, расположенные к северу от него (Борзакский, Суетенко, 1970, рис. 1), сложенные вулканогенно-терригенными отложениями и конгломератами (знаки 6 и 7, в том же рисунке), они относят к внешней зоне «мезозоид» или «гобид». Здесь необходимо подчеркнуть, что позднепалеозойские прогибы Южно-Гобийской зоны по составу отложений принципиально не отличимы от орогенных позднепалеозойских прогибов, широко развитых почти на всей территории Монголии.

Где же границы «мезозоид» или «гобид» Солонкерской зоны? Тянутся ли они через всю Центральную и Восточную Азию или ограничивается Солонкерским прогибом? Очевидно, эту границу авторы рецензируемой статьи и сами потеряли, так как на тектонических картах, приложенных к статье (рис. 1 и 4), эта граница не показана.

Приложенные к статье карты, особенно более детальная (рис. 1), составлены небрежно и не всегда соответствуют тексту статьи. Например, тела гипербазитов в виде удлинненных овалов разбросаны среди выходов ранне- и среднепалеозойских геосинклинальных комплексов, позднепалеозойских терригенных и кремнисто-эффузивных комплексов вдали от разломов, в то время как в тексте статьи подчеркивается, что тела гипербазитов приурочены к разломам.

Какое историко-тектоническое значение авторы придают протрузиям гипербазитов и каково их отношение к «мезозоидам» — остается также неясным. Если обратиться к тексту статьи, то мы видим, что внедрение гипербазитов, по мнению авторов, завершает развитие верхнепалеозойского Солонкерского прогиба, но такие же гипербазиты, как пишут они далее, проникают по разломам и в зону байкалhid Внутренней Монголии. Артинские гипербазиты приурочены к Джунгарскому разлому Центральной Азии, известны протрузии гипербазитов в Сихотэ-Алине и т. д. Здесь можно еще дополнить авторов тем, что протрузии гипербазитов в соседних к северу районах Гурбан-Сайхан в Монголии приурочены к разломам, органичивающим позднепалеозойские и мезозойские грабены, а также к современным сейсмоактивным разломам. Из приведенного материала видно, что аргументация авторов в пользу выделения особой структурной зоны «Солонкерских мезозоид» или «гобид» совершенно несостоятельна.

Остается разобрать последний вывод авторов (стр. 22) «О тесной связи ранне-мезозойского гранитообразования с завершающими этапами развития каменноугольно-пермских геосинклинальных прогибов». Здесь же встает вопрос, какие граниты авторы относят к «ранне-мезозойским»? Если «ранне-мезозойскими» гранитами считать граниты, прорывающие позднепермские или пермо-карбоновые отложения, с неясной верхней возрастной границей их становления, то такая связь существует и везде наблюдается. Но авторы тут же упоминают о «внегеосинклинальных» ранне-мезозойских гранитоидах Яньшаньского пояса, связывая их также с развитием орогенного позднепалеозойского гранитообразования. Здесь необходимо начать с фактической справки. В Яньшаньском поясе нет ни позднепалеозойских геосинклинальных прогибов, ни ранне-мезозойских гранитов. В пределах Яньшаньского пояса поздне-мезозойские (яньшаньские) гранитоиды прорывают грубообломочные континентальные, угленосные и вулканогенные отложения нижней, средней, верхней юры и нижнего мела. Юрские и меловые отложения в пределах Яньшаньского пояса залегают на отложениях платформенного чехла синийского и палеозойского возраста и протерозойского основания Китайской платформы (Основы тектоники Китая, 1962; Нагибина, 1963).

Примеры распространения ранне- и поздне-мезозойских гранитоидов легко указать на востоке всего Азиатского континента, где они исключительно широко развиты и не имеют никакой пространственной и генетической связи с «завершающими этапами развития каменноугольно-пермских» прогибов. Можно упомянуть триасово-юрские гранитоиды Дашибадбраского и Сайханобинского прогибов и поднятй Центрально-Монгольской зоны, юрско-меловые гранитоиды той же зоны, а также юрские и меловые граниты Большого Хингана и многих других районов, в том числе, конечно, юрские и меловые граниты крупнейших Яньшаньского и Катазиатского поясов. Здесь следует также упомянуть, что в пределах Центральной Азии до Тянь-Шаня включительно в зоне распространения описанных авторами рецензируемой статьи геосинклинальных и орогенных каменноугольно-пермских прогибов нигде нет мезозойских гранитов.

Специальное рассмотрение планов развития мезозойских и палеозойских структур было сделано Л. П. Зоненшайном, Н. Г. Марковой и М. С. Нагибиной (1971), которые

пришли к выводу о самостоятельности плана развития мезозойских структур ревивации и сопровождающего их гранитообразования, совершенно независимого от плана развития герцинских орогенных и геосинклинальных структур.

В заключении критического рассмотрения статьи Ю. А. Борзаковского и О. Д. Суетенко (1970) следует с сожалением отметить, что изложенный ими новый геологический материал проанализирован не полно, односторонне и во многом без учета опубликованного ранее фактического материала. Поэтому сделанные авторами основные принципиальные выводы не согласуются не только с ранее известными фактами, но и с новыми данными, изложенными в их статье.

#### Литература

- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Гостоптехиздат, Л., 1959.
- Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Г., Нагибина М. С. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии. Геотектоника № 4, 1971.
- Красный Л. И., Смирнов А. М. Геологическая схема Дальнего Востока СССР и сопредельных с юга территорий. Докл. АН СССР, т. 117, № 3, 1957.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963<sub>1</sub>.
- Нагибина М. С. Впадины и прогибы восточно-азиатской группы и их положение в систематике тектонических форм. В кн. «Проблемы региональной тектоники Евразии». Изд-во АН СССР, 1963<sub>2</sub>.
- Основы тектоники Китая. Госгеолтехиздат, 1962.
- Синицин В. М. Основные элементы геологической структуры Гоби. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 6, 1956.
- Тектоника Евразии. Главный редактор А. Л. Яншин. «Наука», М., 1966.
- Ходак Ю. А., Сунь-Шу. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Северо-восточного Китая и сопредельных территорий Юга Советского Дальнего Востока. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVIII, 1963.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
18 марта 1971 г.

УДК 551.242.3(517)

Ю. А. БОРЗАКОВСКИЙ, О. Д. СУЕТЕНКО

#### ОТВЕТ М. С. НАГИБИНОЙ

В нашей статье, подвергшейся критическому разбору М. С. Нагибиной, выделяется и рассматривается Внутренне-Монгольская позднепалеозойская геосинклинальная система, прослеживаемая в широтном направлении на крайнем юго-востоке Монголии и в Северном Китае. Авторы делают вывод о связи этой системы с синхронными позднепалеозойскими структурами мезозойд Сихотэ-Алиня, а следовательно, о тесной ее зависимости от развития Тихоокеанского (а не Атлантического) сегмента земной коры.

М. С. Нагибина считает, что в рассматриваемой системе в позднем палеозое развивались или орогенные структуры, или «местами сохранившиеся остаточные прогибы с геосинклинальным осадконакоплением». Неясно, как можно отнести к остаточным или к орогенным прогибам зону, где в течение карбона и перми накопились мощные (до 5000 м) морские серии с известняками, зеленокаменно измененными эффузивами основного и среднего состава, кремнистыми сланцами, к тому же часто вмещающими гипербазиты? Подобные разрезы описаны в хр. Чжангуанцайлинь, Тайпинлинь (Северный Китай), а также в Юго-Восточной Монголии (Солонжерская зона). В самое последнее время в нижнепермских отложениях Солонжерской зоны были найдены яшмы с радиоляриями, являющиеся, как известно, показателями открытого глубоководного морского бассейна с нормальной соленостью, а отнюдь не принадлежностью небольших полузамкнутых прогибов. Имеющиеся данные и по Монголии, и по Северному Китаю не позволяют рассматривать развитые здесь позднепалеозойские прогибы как остаточные или тем более орогенные. Кстати, сама М. С. Нагибина ранее писала, что в пермское время вдоль северного края Китайско-Корейской платформы в «Гобийско-Гириинской» геосинклинальной системе происходило развитие «глубоких, линейных, протяженных на многие сотни километров эвгеосинклинальных прогибов, выполненных глинистыми и кремнистыми сланцами и вулканогенными породами типа спилит-кератофировой формации, до 8 км мощности» (Нагибина, 1963, стр. 441). Остается только недоумевать, то ли наш оппонент пересмотрел в последнее время свои взгляды (но тогда неясно, какие новые материалы побудили ее это сделать), то ли термин «остаточный» прогиб понимается ею столь широко, что включает в себя и эвгеосинклинальные прогибы.

Перейдем к следующему положению, критикуемому М. С. Нагибиной,— тектонической типизации и трактовке рассматриваемых структур. Вопрос это сложный и дискуссионный. Спор о том, как называть «вырожденные» (термин Н. П. Хераскова) системы с коротким (карбон — пермь, возможно, низы триаса) временем геосинклинального развития — поздними герцинидами или ранними мезозоидами, — не нов. Как известно, он неоднократно возникал при рассмотрении ряда окраинных областей мезозойд Тихоокеанского сегмента, и здесь, как и при решении многих сложных вопросов, возможны различные точки зрения.

М. С. Нагибина считает, что площадь развития описываемых позднепалеозойских прогибов Центральной Азии не может рассматриваться «как мезозойская геосинклинальная область, ибо в ее пределах отсутствуют мезозойские геосинклинальные формации». Но еще Н. П. Херасков справедливо, по нашему мнению, подчеркивал, что в «пределах мезозойских областей складчатости имеются районы, в которых геосинклинальное развитие закончилось близ границы палеозоя и мезозоя и которые тем не менее следует относить к мезозоидам, а не к герцинидам» (Херасков, 1963, стр. 48). В первую очередь это районы периферии и особенно апофиз области распространения мезозойд. Именно к такому апофизу, по мнению авторов, принадлежит система верхнепалеозойских геосинклинальных прогибов Центральной Азии.

Впервые на возможную связь верхнепалеозойских геосинклинальных прогибов Северо-Восточного Китая и структур Тихоокеанского сегмента указал Н. П. Херасков (1963), Ю. А. Борзаковский и О. Д. Суетенко (1970) были приведены материалы (в большей степени оригинальные и новые), дающие вещественное подтверждение гипотезе Н. П. Хераскова. Оспаривая эту гипотезу, М. С. Нагибина в первую очередь ссылается на ряд работ авторитетных исследователей (Синицын, 1956; Васильев и др., 1959; Тектоника Евразии, 1966), в которых освещенная в статье территория рассматривается как неотемлемая часть Центрально-Азиатской области палеозойской складчатости. В связи с этим хочется подчеркнуть, что эти районы Центральной Азии и сейчас остаются еще недостаточно изученными. В то же время работы, на которые ссылается М. С. Нагибина (кстати, очень широкого плана и отнюдь не посвященные рассматриваемым нами районам) были выполнены в 50-х — начале 60-х годов, а большая часть материалов, на которые мы опираемся, были получены позже и, несомненно, не учитывались в упомянутых выше работах. Однако даже в некоторых из них, например в капитальной монографии «Тектоника Евразии» (1966), указывается, что для восточной части Центрально-Азиатской складчатой области «очень характерно своеобразное развитие верхнего палеозоя, формационно близкое к синхронным геосинклинальным отложениям мезозойд». Это явление «связано с влиянием процессов, происходивших в Тихоокеанском поясе» (Тектоника Евразии, 1966, гл. VII, стр. 171).

Отвлекаясь от в значительной степени формального вопроса о тектонической трактовке областей развития позднепалеозойских геосинклинальных отложений, хочется подчеркнуть резкое отличие («чужеродность») Солонкерского и аналогичного ему прогибов от герцинид Южной Монголии и Казахстана. Принадлежность последних к западному, Атлантическому сегменту земной коры не вызывает сомнений, и для них характерно появление в верхнем палеозое континентальных моласс и субсеквентных вулканитов преимущественно кислого и среднего состава, т. е. орогенных образований; морские осадки позднего карбона и перми развиты ограниченно и представлены или грубообломочными, или угленосными параллическими толщами. Общеизвестно, что в герцинидах Атлантического сегмента на границе среднего и верхнего палеозоя произошло крупная тектоническая перестройка, приведшая к почти повсеместной смене геосинклинального этапа развития орогенным. Подобная перестройка не чувствуется в позднепалеозойских прогибах Юго-Восточной Монголии и Северного Китая. Однако именно верхний палеозой является временем начала развития мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского сегмента Земли и примерно в начале карбона произошло, видимо, заложение большинства прогибов Внутренне-Монгольской позднепалеозойской геосинклинальной системы, восточный фланг которой подходит непосредственно к мезозоидам Сихотэ-Алиня.

В структурах мезозойд широко развиты зеленокаменные вулканогенно-терригенные формации верхнего палеозоя. Сходные образования устанавливаются нами и в Солонкерской зоне (МНР). В противовес этому М. С. Нагибина высказывает предположение, что на территории МНР мы имеем дело с тектонической смесью, «при которой на один гипсометрический уровень выведены среднепалеозойские кремнистые породы, спилиты, гипербазиты и терригенно-карбонатные, песчано-конгломератовые отложения карбона и перми». Как видно, М. С. Нагибина противопоставляет, с одной стороны, яшмовидные породы, спилиты и гипербазиты (по ее мнению, среднепалеозойские), а с другой — терригенно-карбонатные породы (достоверно каменноугольно-пермские). Конечно, нельзя отрицать возможность присутствия в Солонкерской зоне тектонического меланжа. Однако несомненно, что зеленокаменные вулканогенно-кремнистые породы здесь являются каменноугольно-пермскими. Полевые исследования и авторов, и других геологов в центральной части Солонкерской зоны показали, что пачки спилитов и андезитовых порфиритов содержат прослои или замещаются по простиранию известняками с фораминиферами позднего карбона и нижней перми; кремнистые породы чередуются с линзами известняков с брахиоподами верхней перми.

В то же время М. С. Нагибина справедливо обратила внимание на некоторые спорные места нашей статьи, касающиеся вещественного выполнения Солонкерского прогиба. В частности, нами указывалось, что в основании каменноугольно-пермского комплекса здесь залегает пестроцветная молассоидная толща нижнего карбона. М. С. Нагибина подчеркивает, что «сочетание кремнистых сланцев и спилитов с красноцветными конгломератами в едином разрезе центральной части прогиба» вряд ли является нормальным стратиграфическим. Действительно, такое сочетание не подтвердилось исследованиями А. С. Перфильева и О. Д. Суетенко в 1969 г. Выходы нижнекаменноугольных молассоидных отложений в пределах МНР оказались приуроченными к краевой части позднепалеозойского прогиба, где в разрезе карбона и перми преобладают рифогенные известняки и терригенные породы. В центральной же части прогиба основание каменноугольно-пермского разреза не вскрыто, и в настоящее время характер соотношения каменноугольно-пермских и более древних структур в этом районе не выяснен.

Наконец, М. С. Нагибина критикует наш вывод о тесной связи раннемезозойского гранитообразования в пределах Внутренне-Монгольской системы и ее обрамления с завершающими этапами развития каменноугольно-пермских геосинклинальных прогибов. В частности, она возражает против распространения этого вывода на площадь Яньшаньского пояса развития наложенных мезозойских структур. Но ведь северная часть пояса располагается севернее байкалид «Оси Внутренней Монголии» (Тектоника Евразии, 1966, глава IX, стр. 198). Следовательно, территориально эта часть Яньшаньского пояса совпадает с Внутренне-Монгольской системой.

М. С. Нагибиной осталось неясным, какие граниты мы относим к раннемезозойским. Это триасово-юрские гранитоиды, прорывающие отложения верхней перми и кроющиеся отложениями верхов юры — низов мела. Абсолютный возраст их 185—220 млн. лет (определения из проб, взятых по северному обрамлению Солонкерской зоны, калиево-аргоновым методом по биотиту). Для собственно Внутренне-Монгольской системы характерны интрузии умеренно кислых гранитоидов, местами ассоциирующихся с породами габбро-диоритового ряда. Внедрение их, насколько позволяют судить имеющиеся геологические данные, связано с периодом замыкания верхнепалеозойских геосинклинальных прогибов, так что они являются, по существу, раннеорогенными (синорогенными). Несколько более молодые позднеорогенные интрузии лейкократовых, нормальных биотитовых и субщелочных «редкометалльных» гранитов развиты собственно во Внутренне-Монгольской системе ограниченно, но достаточно широко распространены по ее северному обрамлению.

Следовательно, на юго-востоке Монголии в размещении различных типов раннемезозойских гранитоидов устанавливается субширотная зональность, примерно совпадающая с ориентировкой главнейших позднепалеозойских структур. Подобная же зональность намечается и для более северных районов Монголии (Борзаковский, Хасин, 1971). Что же касается вопроса о позднемезозойских гранитоидах, который М. С. Нагибина затрагивает в конце своей статьи, то мы их вообще не рассматривали.

Из статьи М. С. Нагибиной и из нашего ответа видно, что на целый ряд вопросов мы придерживаемся отличных, иногда противоположных точек зрения. Приведенный в нашей статье фактический материал в значительной степени противоречит развиваемой М. С. Нагибиной концепции. Именно поэтому, видимо, и выводы, сделанные нами на основе этого материала, не удовлетворили нашего оппонента. Но в целом мы благодарны М. С. Нагибиной за ее критические замечания, привлекающие внимание геологов к весьма интересной проблеме тектоники Центральной Азии.

#### Литература

- Борзаковский Ю. А., Суетенко О. Д. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии. Геотектоника, № 5, 1970.
- Борзаковский Ю. А., Хасин Р. А. Некоторые закономерности развития магматизма Монголии. Тезисы доклада. В кн.: «II конференция по проблеме «Геология и полезные ископаемые зарубежных стран». Ротапринт НИЛЗарубежгеологии. М., 1971.
- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной республики (стратиграфия и тектоника). Гостоптехиздат, Л., 1959.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Синицын В. М. Основные элементы геологической структуры Гоби. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 31, вып. 6, 1956.
- Тектоника Евразии. «Наука», М., 1966.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Изд-во АН СССР, М., 1963.

## ХРОНИКА

УДК 551.242.5(470.2).

МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ТЕКТОНИКЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

(Ленинград — Петрозаводск, 7—16 июля 1971 г.)

С 7 по 16 июля Институт геологии Карельского филиала АН СССР, Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР и Комиссия по международным тектоническим картам Отделения ГГГ АН СССР провели Международную конференцию по тектонике восточной части Балтийского щита. В ее работе приняли участие свыше 150 советских геологов из 26 научных и производственных организаций Москвы, Ленинграда, Петрозаводска, Тюмени, Киева, Таллина, Алма-Аты, Вильнюса, Владивостока, Фрунзе, Свердловска и других городов, а также ряд зарубежных ученых: Д. Кожухаров (БНР), Ф. Ф. М. де Альмейда (Бразилия), З. Лехельт, П. Банквитц, Ю. Вастернак, В. Нейманн (ГДР), М. Жуливер, И. Замарреньо (Испания), Е. Р. Фолинсби (Канада), Г. Сколлволл (Норвегия), Е. Зноско, В. Рыка (ПНР), П. Е. Клауд (США), А. Симонен, М. Хярме (Финляндия), Ж. Шубер, А. Фор-Мюре (Франция), Г. Каутский, Э. Велин, Б. Эрикссон (Швеция).

Конференция открылась 7 июля в Ленинграде. Во вступительном слове А. А. Богданов рассказал о ходе работ над вторым изданием Международной тектонической карты Европы, о проведенных в связи с этим международных совещаниях и о задачах настоящей конференции. Д. В. Наливкин от имени ленинградских геологов приветствовал участников и обратил их внимание на необходимость постановки таких важных геологических проблем, как вопрос времени (абсолютного и относительного), вопрос составления международной геологической карты мира, проблема океанов и их изображения на геологических картах. К. О. Крайтц выступил с подробным сообщением об основных чертах стратиграфии и тектоники докембрия Карелии, упомянув также о многих спорных вопросах, с которыми участникам предстоит ознакомиться во время геологической экскурсии.

Затем участники Конференции специальным поездом выехали в геологическую экскурсию по Карелии. 8 и 9 июля были осмотрены обнажения горных пород в основном нижнего и среднего протерозоя (сумийско-сарниольский комплекс) и магматические образования в районе г. Медвежьегорска, а 10 и 11 июля — выходы архейских образований (беломорский комплекс) в районе ст. Амбарной. 12 июля работа Конференции была продолжена в г. Петрозаводске. После приветствия, с которым к участникам обратился председатель Президиума Карельского филиала АН СССР Н. И. Пьявченко, был заслушан ряд докладов.

М. М. Стенарь рассказал о тектонической истории археид, изложив развитие представлений по этому вопросу и их современное состояние. Ю. И. Лазарев сообщил о тектонических этапах развития нижнего протерозоя, отвечающего геосинклинальной стадии в истории земной коры рассматриваемой территории, о ребольской и селецкой складчатостях и деформированных ими лопском и сумском комплексах. В. А. Соколов детально изложил историю тектонического развития восточной части Балтийского щита в среднем протерозое, а А. Д. Лукашов — представления о связи докембрийских тектонических структур и новейших движений.

13 июля с сообщениями выступили зарубежные участники Конференции. Ф. Ф. М. де Альмейда продемонстрировал Тектоническую карту Южной Америки в масштабе 1:5 000 000, подготавливаемую к XXIV сессии Международного геологического конгресса. На ней, в частности, выделен ряд комплексов докембрийских образований (с нижней возрастной границей до 3200 млн. лет), образующих несколько циклов, например с интервалами 1800—1300, 1300—850 млн. лет и более поздний бразильский цикл, отвечающий времени образования слабосмятого и слабометаморфизованного осадочного чехла. Е. Р. Фолинсби рассказал о геологическом строении района Седбери, трактуя известную кольцевую структуру (диаметром 3 км) с позиций распространенного ныне в Канаде представления о ее ударно-метеоритном происхождении, с воз-

растом 2000 млн. лет. Э. Велин сообщил о зонах свекофеннской складчатости в северной Швеции. Они располагаются на досвекофеннском фундаменте и прорываются интрузиями, попадая в возрастной интервал 2700—1880 млн. лет. Б. Эрикссон рассказал о стратиграфии и тектонике докембрия Северной Швеции на примере листа Витанги, где на гнейсо-гранитах (2700 млн. лет) залегает осадочный комплекс, сформировавшийся в основном в течение карельского цикла. Е. Зноско (совместно с В. Рыка) выступил с сообщением о геологическом строении и тектонике фундамента Польши в свете новейших данных, приведя соображения о корреляции его образований с комплексами Балтийского щита.

14 июля состоялась геологическая экскурсия по маршруту Петрозаводск — Гирвас, в ходе которой были осмотрены обнажения пород в основном среднего и верхнего протерозоя.

15 и 16 июля продолжались заседания. Были заслушаны доклады П. Е. Клауда о древнейших формах органической жизни на Земле и Ж. Шубера о докембрии западной Африки и имеющихся радиологических данных. П. Банквитц сообщил о докембрии ГДР, который относится к верхнему протерозою (обычно испытывавшему ваврисийскую переработку) и имеет дальсландский и более молодой возраст; в нем выделяются зоны более сильного и более слабого метаморфизма, отмечаются несогласия и процессы огнейсования. Затем с сообщениями о своих исследованиях и замечаниями по теме конференции выступили Р. А. Гафаров, Ю. С. Зайцев, В. А. Первозчикова, М. А. Гилярова, Г. А. Поротова, К. О. Кратц и С. Б. Лобач-Жученко, А. А. Предовский, А. С. Новикова, Ю. Д. Смирнов, Ю. Б. Богданов, В. И. Робонен, В. В. Эз, Л. Н. Прияткина, Л. И. Салоп, М. В. Муратов, В. Е. Хаин, А. А. Богданов В. А. Соколов. Оживленный обмен мнениями по вопросам тектоники и корреляции докембрийских комплексов и методов их изучения был присущ всей работе конференции, а ссылки на конкретные рассмотренные совместно обнажения сделали дискуссию более плодотворной.

Подводя итоги, участники единодушно отметили большое методическое и научное значение проведенной Конференции и обратились в редакцию журнала «Геотектоника» с просьбой опубликовать наиболее интересные доклады. Было решено также обратиться с просьбой к Геологической службе Швеции об организации аналогичной конференции в Швеции и к Отделению геологии, геофизики и геохимии АН СССР, Национальному комитету геологов СССР и Комиссии по международным тектоническим картам ОГГГ АН СССР — о проведении конференции с экскурсиями в 1973 г. в Центральной Казахстане и Тянь-Шане, для сопоставления метаморфических толщ древних щитов и палеозоид. В заключение участники отметили отличную организацию Конференции на всех ее этапах и выразили благодарность всем ее организаторам.

*В. А. Соколов, В. П. Колчанов*

УДК 550.3+528.1/5

## **XV ГЕНЕРАЛЬНАЯ АССАМБЛЕЯ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОДЕЗИЧЕСКОГО И ГЕОФИЗИЧЕСКОГО СОЮЗА**

**(Москва, 30 июля — 14 августа 1971 г.)**

Недавно в Москве закончила работу XV генеральная ассамблея Международного геодезического и геофизического союза, в которой приняли участие 1306 советских и 1845 зарубежных геофизиков, океанологов, геодезистов, геологов, вулканологов, астрономов, гляциологов и представителей других специальностей. Международный геодезический и геофизический союз является одним из крупнейших среди научных союзов и состоит из нескольких ассоциаций.

На заключительных заседаниях председателями основных научных ассоциаций на ближайшие 4 года были избраны В. А. Магницкий (Ассоциация сейсмологии и физики недр Земли), В. А. Троицкая (Ассоциация земного магнетизма и аэрономии), Ю. Д. Буланже (Геодезическая ассоциация), и Г. С. Горшков (Ассоциация вулканологии и химии недр Земли). Председателем союза избран английский геофизик Г. Чарнок (океанография).

Во время ассамблеи происходили заседания 36 симпозиумов, на которых было заслушено более тысячи докладов. На 9 симпозиумах рассматривались вопросы, имеющие отношение к тектонике. Так, например, на симпозиуме по современным движениям земной коры был представлен ряд докладов о результатах измерения вертикальных и горизонтальных движений геодезическими методами. Демонстрировалась карта, показывающая скорость поднятия или опускания на территории восточной Европы (вклю-

чая ГДР, Польшу, Чехословакию, Венгрию и Болгарию). Горизонтальные смещения, происходящие со скоростью 0,5—5 см в год, зарегистрированы в Калифорнии, Японии, Венгрии и на Оби-Гармском полигоне в Таджикистане (сближение пунктов со скоростью 2 см в год, по-видимому связанное с продолжающейся складчатостью). Обсуждалась программа прецизионных наблюдений, с использованием искусственных спутников, лазерной техники и международной сети. Предполагается провести проверку гипотезы дрейфа материков в течение ближайших десятилетий.

Симпозиум «Расширение дна океанов» привлек большое количество участников. Раздвигание материков и расширение площади океанов и морей, по мере нарастания новой базальтовой коры в рифтовых зонах срединных хребтов, было аргументировано по данным магнитных профилей и съемок на территории северо-западной части Тихого океана (Б. Эрикссон и др.), Баффинова залива между Гренландией и Канадой (К. Кин и Д. Росс), Норвежского и Гренландского морей (М. Тальвани, У. Питман), Северного Ледовитого океана (А. Ф. Грачев, Р. М. Дементицкая, А. М. Карасик) и Индонезии (У. Гамильтон). Г. Хейртцлер и Ч. Боуин продемонстрировали мировые карты, иллюстрирующие разделение площади океанов по геологическому возрасту их коры и распространению каменной соли в отложениях, сформировавшихся на океанической коре. В этом докладе и в сообщении Дж. Дьюи (США) рассматривалась гипотеза «тектоники плит», охватывающих как континенты, так и смежные части океанов, и перемещающихся друг относительно друга, как это принимается в современных вариантах теории мобилизма (вместо движения одних лишь материковых глыб по океанической коре, фигурировавшего в прежних вегенеровских вариантах). Геохимические данные в пользу гипотезы расширения океанического дна были приведены в докладе Р. Армстронга (США), палеонтологические — в сообщении А. Халлэма (Англия). Результаты бурения дна Атлантического океана (Д. Хэйс и другие океанологи из США, ФРГ и пр.) и Средиземного моря (К. Хсю, У. Райан) также рассматривались с этих позиций. Противоположная точка зрения была представлена в докладе В. В. Белоусова «Критика гипотезы растекания океанического дна».

В проведенной на симпозиуме дискуссии большинство участников (в особенности зарубежных ученых) принимало расширение океанов, связанное с раздвиганием материков, как установленный факт; основное внимание обращалось на определение пока еще неясного механизма этих горизонтальных перемещений.

На симпозиуме «Распределение напряжений в Земле, медленные деформации и механизм землетрясений» рассматривались доклады по методике и результатам изучения механизма смещений, происходящих в сейсмическом очаге (А. В. Введенская, Н. В. Шебалин, Р. Адамс, Т. Хагивара), и напряжений в зонах нарушения изостатического равновесия (М. Е. Артемьев и В. И. Бунэ). В сообщениях Н. Хаста (Швеция), П. Н. Кропоткина и И. А. Турчанинова были обобщены результаты непосредственных измерений напряженного состояния горных пород в глубоких подземных выработках. Они показывают, что в консолидированном слое земной коры (не только в альпийских складчатых областях, но и на платформах, и в таких районах, как Исландия, где предполагалось растяжение) наблюдается горизонтальное сжатие, на 100—500 кг/см<sup>2</sup> превышающее ту величину, которую можно было бы отнести за счет давления, обусловленного весом лежащих выше слоев. В докладе, составленном М. В. Гзовским, А. С. Григорьевым и Д. Н. Осокиной, были представлены результаты моделирования тектонофизических процессов.

Интересные сообщения были сделаны на симпозиуме «Кислый вулканизм (геофизические, геохимические и петрологические аспекты)» и «Вулканизм и землетрясения в верхней мантии». Так, К. Бло (Франция) показал на примере Ново-Гебридских и Курильских островов, что извержения нередко предшествуют длительное, в течение нескольких лет, перемещение магмы с глубины около 500 км до поверхности земли. Оно прослеживается по серии сейсмических толчков, которые начинаются с глубокофокусных землетрясений и становятся все более поверхностными, хотя и локализованными у поверхности одного и того же наклонного глубинного разлома—подводящего канала.

В сообщениях советских (С. А. Федотов, П. И. Токарев, Е. К. Мархинин, Р. З. Тараканов) и зарубежных (Б. Айзекс) исследователей было отмечено, что у наклонных сейсмичных разломов на глубинах от 100 до 300 км под вулканическими поясами островных дуг располагаются такие зоны, в которых вещество верхней мантии имеет пониженную скорость распространения сейсмических волн и повышенную способность к их поглощению. Вероятно, здесь и находятся основные очаги зарождающейся магмы главнейших вулканических поясов.

В докладе Д. Свансона и др. (США) на основании геодезических измерений установлено гравитационное сползание южного склона гавайского вулкана Килауэа на 4,5 м за 75 лет.

На заседаниях комиссии по палеомагнетизму рассматривались, главным образом, данные об инверсиях магнитного поля и их стратиграфическом значении. В докладе Г. Сполла была сделана попытка охарактеризовать дрейф материков в течение декабря по данным палеомагнетизма; в докладе П. Бурека сделан вывод о небольшом повороте против часовой стрелки массива Данакильских Альп в Эфиопии.

Ряд новых фактов был сообщен на симпозиумах «Тепловой поток», «Состояние ве-

щества в недрах Земли», «Структура и эволюция Земли и планет», и «Физика, химия и фигура Луны».

Много участников привлек симпозиум, на котором была поставлена серия докладов, обобщающих итоги 10-летних международных исследований по проекту «Верхняя мантия» (доклады С. К. Ранкорна о конвекции и других процессах в мантии Земли, Дж. Т. Уилсона о петрологических и тектонических особенностях формирования докембрийского цоколя материков, А. Н. Храмова по палеомагнетизму и др.). Эти итоги резюмированы в книге «Земная кора и верхняя мантия» (Изд-во «Мир», 1972), содержащей более 80 статей американских, советских, английских и японских геофизиков (перевод с американского издания 1969 г.). Комитетом по верхней мантии были организованы дополнительные симпозиумы по рифтам и по результатам изучения структуры земной коры методами сейсмозондирования.

В связи с завершением работ по проекту «Верхняя мантия», была принята новая программа международных исследований, рассчитанная на ближайшие 10 лет. Она называется «Геодинамический проект» и посвящена изучению движений, наблюдаемых на поверхности Земли, процессов, происходящих в глубоких недрах, и познанию их взаимосвязи. Предусматривается как исследование геологического строения различных тектонических зон (океанов и их срединных хребтов, рифтов, островных дуг), так и всестороннее геофизическое изучение коры и мантии Земли и проведение сети геодезических наблюдений с целью определения вертикальных и горизонтальных перемещений у земной поверхности.

Одним из центральных вопросов в программе геодинамического проекта будет проверка и дальнейшая разработка гипотезы «новой глобальной тектоники» (тектоники плит). Эта концепция предполагает постепенное расширение площади Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов и некоторых окраинных морей по мере раздвигания континентов одновременно с перекрытием материковыми глыбами некоторых частей океана. Принимается, что перекрыты те части океанического дна, которые опущены под наклонные сейсмические зоны глубинных разломов у периферии Тихого океана и в других местах. Работа XV Ассамблеи МГГС показала, что крупный международный форум ученых, по-существу, принял в качестве важнейшей рабочей гипотезы идею мобилизма (дрейфа материков) в ее современном оформлении.

Прочитанные доклады будут в ближайшее время опубликованы в различных зарубежных (Tectonophysics, Physics of the Earth and Planetary Interiors) и советских (Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли и др.) журналах.

*П. Н. Кропоткин, Р. А. Гафаров*

---

*Редакционная коллегия:*

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,  
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),  
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ,  
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

*Адрес редакции*

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

Телефон 233-00-47, доб. 3-77

Технический редактор *Купцова Т. К.*

---

Сдано в набор 7/1-1972 г. Т-03931 Подписано к печати 24.11-1972 г. Тираж 1800 экз.  
Зак. 4872 Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Усл. печ. л. 10,5 Бум. л. 3<sup>3</sup>/<sub>4</sub> Уч.-изд. листов 11,5

---

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер. 10

# ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Г о т о в и т с я к п е ч а т и к н и г а :

**ДОМЫШЕВ В. Г. ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ТОЛЩИ, ТРАППОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТОНИКА ЮГО-ВОСТОКА ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ.**  
8 л. 64 к.

В монографии изложены результаты многолетних комплексных литолого-стратиграфических и структурно-фациальных исследований. Было установлено трехчленное строение позднепалеозойско-раннемезозойской вулканогенной толщи и дана ей полная литолого-петрографическая характеристика. Структурно-тектонические построения для юго-востока Тунгусской синеклизы базируются на анализе морфологии структурных форм и разрывной тектоники в совокупности с геофизическими материалами. В результате всестороннего анализа истории геологического развития региона выявлены рудоконтролирующие структуры и некоторые общие закономерности распространения полезных ископаемых.

Книга рассчитана на геологов, тектонистов, минералогов, геохимиков, геофизиков и нефтяников.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:  
МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;  
ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

## А д р е с а м а г а з и н о в «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.

Б-232

ПЕСОТНЫЙ ПЕР 3 КВ 42  
МАКАРЧЕВУ Г И  
70228  
1-12

Индекс  
70228

Цена 1 р. 20 к.

и м и 3

В монографии рассмотрены вопросы влияния на развитие культуры и искусства в условиях капитализма. Автор анализирует процесс формирования культуры в условиях капитализма, рассматривая ее как продукт общественного бытия. В работе дан анализ культуры в условиях капитализма, рассматривая ее как продукт общественного бытия. В работе дан анализ культуры в условиях капитализма, рассматривая ее как продукт общественного бытия.

Данная монография посвящена вопросам влияния на развитие культуры и искусства в условиях капитализма. Автор анализирует процесс формирования культуры в условиях капитализма, рассматривая ее как продукт общественного бытия.

В монографии рассмотрены вопросы влияния на развитие культуры и искусства в условиях капитализма. Автор анализирует процесс формирования культуры в условиях капитализма, рассматривая ее как продукт общественного бытия.

