

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1975

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

МОСКВА

№ 1, 1975

## СОДЕРЖАНИЕ

Ю. М. Пущаровский. О тектонике и нефтегазоносности приокеанических зон . . .	3
В. Е. Хаин. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации . . . . .	13
А. Б. Дергунов, А. П. Казак, <b>Ю. Е. Молдавандев.</b> Серпентинитовый меландж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал)	28
Н. Н. Херасков. Формации и стадии геосинклиального развития Западного Саяна	35
Л. Ф. Добржинская. Структуры кольской серии — как результат многократной деформации . . . . .	54
В. Ф. Балабанов. Тектоническая природа структур Причерноморской впадины	62
А. Н. Вишневикий, А. И. Кривцов, А. В. Развальяев. Тектоника докембрия обрамления Красного моря . . . . .	73
Я. М. Кисляков. Верхнемезозойские впадины Нерча-Куэнгинского междуречья (Забайкалье) и некоторые особенности позднеюрского и раннемелового тектогенеза . . . . .	87
Г. И. Амурский. О происхождении Сернозаводской зоны дробления . . . . .	98
Э. Н. Эрлих, И. В. Мелекесцев, Г. С. Штейнберг. Общие вопросы вулканизма Луны . . . . .	104

## Критика и дискуссии

А. Б. Вистелиус. О методе обзора числовых совокупностей, спектрально-тектоническом анализе и характеристике волновых движений земной коры по И. А. Одесскому . . . . .	117
А. Л. Ставцев. К вопросу о тектонической номенклатуре и классификации основных структурных элементов земной коры материков . . . . .	124

## Хроника

О деятельности Подкомиссии по тектонической карте мира во время пленарной сессии Комиссии по геологической карте мира (Париж, апрель 1974 года)	126
---	-----

## GEOTECTONICS

JANUARY — FEBRUARY

MOSCOW

№ 1, 1975

## CONTENTS

<b>Yu. M. Puscharovsky.</b> On the tectonics and the presence of oil and gas in near-ocean zones . . . . .	3
<b>V. E. Khain.</b> Fundamental stages in the tecto-magmatic evolution of the Caucasus: an attempt of a geodynamic interpretation . . . . .	13
<b>A. B. Dergunov, A. P. Kazak, Yu. E. Moldavantzev.</b> Serpentinitic melange and the structural position of the Rai—Iz ultrabasic massif (the Polar Urals) . . . . .	28
<b>N. N. Kheraskov.</b> Formations and stages in the geosynclinal development of Western Sayany . . . . .	35
<b>L. F. Dobrzhinetzkaia.</b> Structures of the Kola series as the result of repeated deformations . . . . .	54
<b>V. F. Balabanov.</b> The tectonic nature of structures in the Black Sea depression . . . . .	62
<b>A. N. Vishnevsky, A. I. Kravtsov, A. V. Razvaliaev.</b> The tectonics of the Red Sea Precambrian margin . . . . .	73
<b>Ya. M. Kisliakov.</b> Upper Mesozoic depressions of the Nercha—Kuenginsk interfluve (Transbaikal region) and some specific features in the Late Jurassic and Early Cretaceous tectogenesis . . . . .	87
<b>G. I. Amursky.</b> On the origin of the Sernozavodskaia zone of crushing . . . . .	98
<b>E. N. Erlikh, I. V. Melekestzev, G. S. Shteinberg.</b> General problems of volcanicity on the Moon . . . . .	104

## Critique and Discussions

<b>A. B. Vistelius.</b> On a method of observing numerical conjunctions, a spectral-tectonic analysis and a characteristic of undulatory crustal movements according to I. A. Odessky . . . . .	117
<b>A. L. Stavtzev.</b> To the problem of a tectonic nomenclature and classification for the main structural elements of the crust under continents . . . . .	124

## Chronicle

On the activities of the Subcommittee on the Tectonic Map of the World during the Plenary Session of the Commission on the Geological Map of the World (Paris, April 1974) . . . . .	126
--	-----

УДК 551.242.2+552.578.2

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

**О ТЕКТОНИКЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ  
ПРИОКЕАНИЧЕСКИХ ЗОН**

Существуют три главных тектонических типа разграничения континентов и океанов: а) зоны, представленные структурным комплексом островных гряд, б) зоны конформных складчатых поясов и в) зоны соприкосновения древних платформ и океанского ложа. Каждому из них свойственны нефтегазоносные районы и бассейны, которые соответственно ассоциируют с различными по характеру тектоническими структурами. Основываясь на этом, можно подробно оценивать перспективность в смысле нефтегазоносности приокеанических зон: шельфовых, окраинно-материковых и современных геосинклинальных. В статье делается попытка в этом направлении.

**ВВЕДЕНИЕ**

Время от времени в публикациях разного рода появляются сообщения об обнаружении новых крупнейших по перспективам нефтегазоносности районов. Как правило, такие районы связаны с приокеаническими зонами. Например, это относится к районам Севера Аляски, Северного моря, Восточно-Китайского моря, Зондского шельфа и т. д. В этом нет случайности, так как в связи с энергетическим кризисом и возросшими потребностями в нефтепродуктах вообще проблеме нефтегазоносности приокеанических зон стало уделяться большое внимание. Подход при этом бывает разный. Некоторые авторы стремятся найти связи между размещением нефтегазоносных зон и глубинными разломами, видя в последних основной фактор контроля распространения залежей (Кудрявцев, 1963; Кропоткин и др., 1971). Другие пытаются опереться на плитовую тектонику. В Техасе, например, был проведен симпозиум «Глобальная тектоника и ее значение для поисков нефти и газа» (Oil and Gas J., 1973).

Основательно аргументирован и разработан подход, основанный на обособлении нефтегазоносных бассейнов, рассматриваемых в качестве важнейшей единицы нефтегеологического районирования (Брод, 1964; Вассоевич, 1967; Соколов и др., 1973). Нефтегазоносные бассейны — это самые разнообразные прогибы земной коры, выполненные мощными (несколько тысяч метров) толщами осадочных отложений. Подчеркивается, что нефть и газ образовались именно в этих бассейнах в результате соответствующих превращений первичного органического вещества.

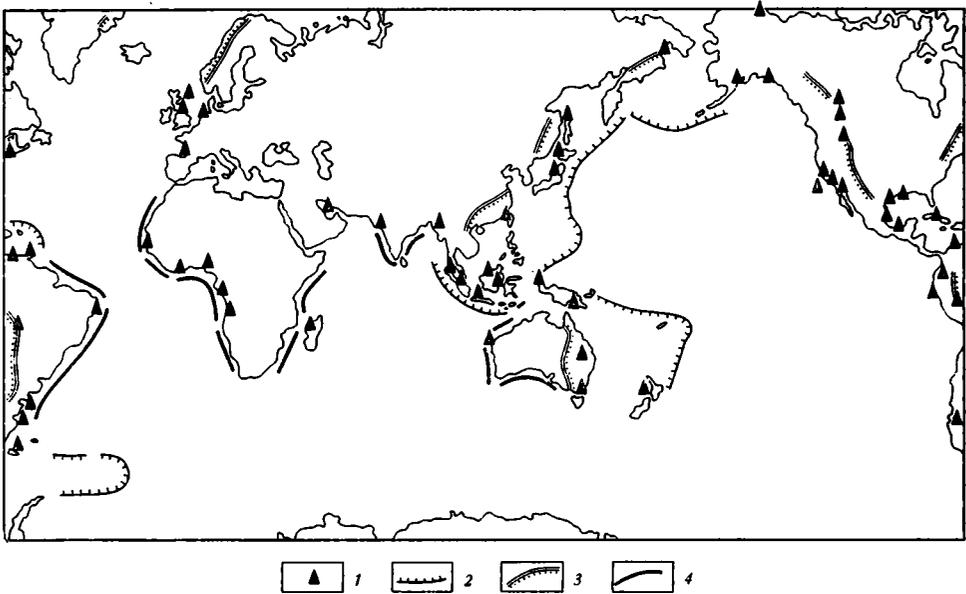
Существуют и иные подходы к анализу нефтегазоносности земной коры. Ниже будет сделана попытка проанализировать тектоническое положение в приокеанических зонах нефтегазоносных районов и бассейнов, исходя из эмпирически установленной связи между ними и типами тектонических структур. Ранее автору приходилось публиковать работы в таком плане, из которых можно упомянуть статью о тектонике и нефтегазоносности Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца (Пущаровский, 1965).

За последние годы в Советском Союзе опубликовано несколько сводок о нефтегазоносности по существу всех районов земного шара. Среди

них книги: «Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран» (Успенская; Таусон, 1972), «Нефтегазоносность морей и океанов» (Соколов и др., 1973), «Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР» (1970), «Нефтегазоносность акваторий мира» (Калинко, 1969) и др. В этих книгах можно почерпнуть большой фактический материал о геологической обстановке нефтегазоносных районов и о них самих. В данной работе из-за недостатка места приводится лишь немного конкретных сведений.

### ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ В ПРИОКЕАНИЧЕСКИХ ЗОНАХ

К приокеаническим зонам, если их понимать широко, относятся окраины континентов, шельфы, материковые склоны, а также зоны островных гряд и глубоководных желобов. Тем самым приокеанические зоны включают большой комплекс разнообразных по строению, происхождению и истории развития тектонических структур. Эти зоны противопоставляются внутриконтинентальным областям, с одной стороны, и центральным областям океанского ложа — с другой. Последняя категория областей с точки зрения нефтегазоносности пока интереса не представляет; нефтяные и газовые залежи сосредоточены в областях первых двух категорий<sup>1</sup>. Что касается приокеанических зон, то в их пределах нефтегазоносные районы имеют следующее распространение (рисунок).



1 — нефтегазоносные районы; 2 — фронтальные границы современных геосинклинальных областей; 3 — внутренние границы конформных складчатых поясов; 4 — зоны обрыва древних платформ

**Периферия Тихого океана.** Здесь имеется несколько очень крупных и важных с геолого-экономической точки зрения нефтегазоносных районов. В их число входят бассейн залива Кука, Калифорнская приокеаническая зона (включая прогиб Большой Долины Калифорнии), приокеанические зоны Эквадора и Перу, нефтегазоносные районы Калиман-

<sup>1</sup> Здесь не идет речь о возможной нефтегазоносности океанских прогибов, лежащих у подножья материковых склонов (см. ниже).

тана, Яванского моря и Зондского шельфа, район Восточно-Китайского моря. Весьма важными являются районы Сахалина, Японии, Тайваня, Новой Гвинеи и ряд других. Перспективны районы морей Росса и Уэддела в Антарктике.

**Периферия Атлантики.** Вокруг Атлантического океана также расположено несколько нефтегазоносных районов большого значения. Среди них в первую очередь нужно упомянуть акваторию Северного моря, район Мексиканского залива, нефтегазоносные бассейны Карибской области (включая бассейны озера Маракайбо). Значительные перспективы связываются с Аргентинским шельфом, Предаппалачской приокеанической зоной и акваторией Гвинейского залива.

**Периферия Индийского океана.** В приокеанических зонах Индийского океана крупным промышленным нефтегазоносным районом является Суматринско-Яванский. Хорошие перспективы связываются с районами Западного побережья Индии (Камбейский залив), Бенгальского залива, Западной Австралии, Сомалийским. К окраинам Индийского океана тяготеют нефтегазоносные районы Персидского залива.

**Периферия Северного Ледовитого океана.** Здесь находятся такие нефтегазоносные районы, как Северо-Аляскинский, устья р. Маккензи, севера Сибири (в особенности Западной Сибири). Большие перспективы, вероятно, имеют акватории Баренцева и Норвежского морей. Можно видеть, что приокеанические зоны действительно играют важную роль в мировом размещении запасов нефти и горючего газа и обладают большими перспективами в этом отношении. Не случайно здесь производятся крупные поисково-разведочные работы.

#### ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРИОКЕАНИЧЕСКИХ ЗОН

Хорошо известны тихоокеанский и атлантический типы береговых зон океанов, выделенные еще Э. Зюссом. О взглядах Зюсса, как и о некоторых других, более поздних высказываниях на ту же тему, автор писал в одной из предшествующих статей (Пушаровский, 1972<sub>2</sub>). В последнее время появились еще некоторые работы о характере тектонических соотношений материков и океанов. Так, В. Е. Хаин, Б. А. Соколов и Я. Г. Кац (1973) в отношении Атлантического и Индийского океанов подчеркнули широко распространение под шельфом, континентальным склоном и его подножием глубинных асимметричных прогибов. Они отнесли такие прогибы к категории геосинклинальных и описали как паралиагеосинклинали, представляющие тип структур, образованных на стыке континентальных и океанических платформ. Ниже мы к ним еще вернемся.

Международной программой глубоководного бурения (IPOD), разработанной Объединенной организацией океанографических институтов для глубокого бурения Земли (JOIDES) в 1973 г., материковые окраины разделены на две категории: активные и пассивные, различающиеся по сейсмичности и вулканизму. Такая классификация предопределилась идейной основой программы — гипотезой «тектоники плит». С точки зрения структурного анализа эта классификация не полна и носит столь общий характер, что фактически означает возврат к взглядам Э. Зюсса.

Современные тектонические и геофизические данные позволяют обобщить три главных структурных типа разграничения континентов и океанов, каждый из которых характеризуется собственным комплексом структурных форм. Эти типы следующие (Пушаровский, 1972<sub>2</sub>): а) зоны, представленные структурным комплексом островных гряд (современные геосинклинальные зоны); б) зоны конформных складчатых поясов (Северная Атлантика, Кордильеры Северной Америки, Анды, Западная Антарктида); в) зоны соприкосновения древних платформ и

океанского ложа<sup>1</sup>. Структурные комплексы островных гряд хорошо известны. Обратим внимание, что они тесно связаны с позднекайнозойскими складчатыми зонами, где еще не завершена последняя стадия геосинклинального развития. Такие комплексы типичны для западной половины Тихоокеанского пояса. Поэтому здесь особенно широкое распространение получили геологически молодые нефтегазоносные бассейны.

С общих позиций кайнозойский тектонический пояс в целом представляет область приращения континентальной коры, происходящего в результате геосинклинального процесса. Такой процесс протекает сложно и сопровождается даже крупными изменениями тектонического плана геосинклинальной зоны, причем не только в поздние, но и в ранние стадии их развития.

Зоны конформных складчатых поясов занимают еще более обширные пространства на краях континентов. По периферии Северной Атлантики возраст складчатости в них палеозойский. Но они, как уже указывалось, развиты также на востоке Тихого океана, где образование складчатых поясов происходило в основном в мезозое или кайнозое. В таких поясах часто обнаруживаются древние океанические геосинклинали. Тектоническое значение последних состоит в том, что они позволяют от современных приокеанических зон (и океанов) перейти к приокеаническим зонам отдаленного геологического прошлого (и праокеанам).

Характер сочленения таких поясов с океаническим ложем различен. Так, Андийский пояс отделен от ложа Тихого океана глубоководным желобом, Кордильерский пояс Северной Америки по крайней мере частично находится в надвиге по отношению к океанскому ложу. Аппалачский пояс, наоборот, представляет зону, где в прошлом имело место перекрытие океаническими структурами континентальных. Все это очень осложняет понимание геодинамических процессов на стыке материков и океанов, и мы еще далеки от того, чтобы связать указанные различия единой геодинамической теорией.

Коснемся третьего тектонического типа приокеанических зон, где с океаническим ложем контактируют древние платформы. Это приокеанические зоны южных материков и Индии. Резкий обрыв материковым склоном структур континентов бесспорно свидетельствует о вторичности установившихся здесь тектонических соотношений. Однако время и механизм образования таких соотношений составляют большую проблему.

Главные типы тектонических соотношений континентов и океанов могут встречаться на периферии одного и того же океана. Поэтому можно считать, что составные части океанов по времени образования и условиям развития должны отличаться. В порядке постановки вопроса можно полагать, что разную структурную историю имели северная и южная половины Атлантики. Их объединяет ныне (маскируя указанное различие) Срединно-Атлантический хребет — сравнительно молодое новообразование. Срединно-Атлантический хребет представляет единственное структурное образование подобного типа, простирающееся именно в срединной зоне океана. Морфологически и тектонически сходный хребет имеется в западной части Индийского океана, но структурное положение его здесь иное.

В этой связи нужно коснуться тектонических прогибов, обычно крупных, лежащих у подножья материковых склонов<sup>2</sup>. Они образуют огромные линейные системы, протягивающиеся по обеим сторонам Атлантики, а также отмечаются местами на западе Индийского океана (Drake et al., 1959; Орленок, 1971; Laughton et al., 1972; Хаин и др., 1973). Обращает на себя внимание, что такие прогибы отсутствуют в других областях

<sup>1</sup> На юге Западной Европы материковый склон обрывает структуры палеозоид, и такой характер разграничения может быть выделен как четвертый тип. Однако сравнительно с другими типами он имеет совершенно незначительное распространение.

<sup>2</sup> В. В. Орленок (1971) описывает их как предматериковые прогибы.

Мирового океана, из чего следует, что они как пространственно, так и генетически сопряжены с Срединно-Атлантическим хребтом и сходным с ним по структуре хребтом в Индийском океане. На этом основании они должны включаться в океанический ряд структур, и к приокеаническим зонам их относить не следует. Мощность осадков, заполняющих такие прогибы, может достигать многих километров (иногда более 10), ширина их — до 400—500 км. Это пока единственный тип структур океанского ложа, представляющий интерес с точки зрения нефтегазоносности.

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ

Структурную позицию нефтегазоносных районов и бассейнов рассмотрим на фоне главных тектонических типов приокеанических зон. Современные геосинклинальные зоны (или структурные комплексы островных гряд) интересны в данное время лишь с точки зрения своих потенциальных возможностей. В этом отношении привлекает внимание несколько типов имеющих здесь прогибов и впадин.

Благоприятны для поисков залежей мощные толщи осадочных отложений, выполняющие глубоководные геосинклинальные котловины, расположенные с материковой стороны островных гряд. Глубоководное бурение в котловине Японского моря (а также и в некоторых других) обнаружило горючий газ<sup>1</sup>. В современных геосинклинальных зонах существует большое число подобных структурных форм. Они нуждаются в дальнейшем изучении прежде всего сейсмическими методами, а также глубоководным бурением.

О глубоководных желобах (геосинклинальных рвах) можно сказать, что в тех случаях, когда они заполнены осадками, их следует рассматривать как возможно нефтегазоносные. Это относится, например, к северной части Яванского желоба, где мощность отложений около 5 км, или к южной части Перуанско-Чилийского желоба, также заполненной осадками.

Скопления углеводородов могут быть найдены в центральных прогибах двойных островных гряд. В СССР такой прогиб существует между дугами Больших и Малых Курил. Он заполнен осадочными и вулканогенно-осадочными толщами мощностью более 3 км. В этой связи необходимо упомянуть о нефтепроявлениях, обнаруженных в скважине на о. Вавау в архипелаге Тонга. Остров лежит восточнее вулканической оси этого архипелага, т. е. занимает непосредственно приокеаническую позицию.

В структурные комплексы современных геосинклинальных зон входят также внутренние массивы — блоки больших или меньших размеров, лежащие в основном ниже уровня моря. Некоторые из них (Бородино, Наньша, Ансон и др.) представляют собой, по-видимому, фрагменты кайнозойских складчатых образований. Если это так, то в их пределах могут оказаться нефтегазоносные районы. В особенности это относится к массиву Наньша в Южно-Китайском море, который является лишь недавно и незначительно погруженной частью общей с Калимантаном позднекайнозойской складчатой страны. Что же касается Калимантана, то нефтяные ресурсы его, как известно, весьма богаты.

Рассмотрим складчатые пояса, окаймляющие океаны (категория структурных зон второго типа). Если их понимать широко, то в них должен быть включен весь комплекс складчатых зон, прослеживающихся между шельфом и краем древних платформ — остовом континентов. Такое представление обусловлено повсюду существующей тесной текто-

<sup>1</sup> Geotimes, 1973, v. 18, No. 10.

нической взаимосвязью отдельных частей складчатых поясов, хотя и разных по структурной истории.

При таком понимании рассмотрение нефтегазоносности поясов нужно начать с краевых прогибов, отделяющих пояса от древних платформ. В этой структурной позиции находится большая группа нефтегазоносных бассейнов: преаппалачские, приверхоанские, предкордильерские, предандийские<sup>1</sup>, предкарибские (венесуэльские). Колвилский прогиб на севере Аляски, вероятно, принадлежит к этой группе. То же можно сказать о районах морей Росса<sup>2</sup> и Уэдделла.

Предкордильерский прогиб прослеживается в Канаде, но на территории США на его простирании лежит мозаика позднемеозойских впадин Большого Бассейна, обычно промышленно нефтегазоносных (Сан-Хуан, Уинта, Биг-Хорн и др.).

Следует заметить, что в предкордильерской и предандийской зонах существуют нефтегазоносные бассейны и более молодого возраста, чем краевые прогибы. Они связаны с предгорными впадинами эпох негеосинклинального орогенеза. В Северной Америке такой орогенез был вызван ларамийскими движениями; в Южной Америке — более поздними, позднекайнозойскими. Бассейны подобной группы могут быть крупными, например Денверский бассейн в США.

Не меньшее значение в отношении нефтегазоносности имеют как бы антиподально расположенные, непосредственно прибрежные зоны окаймляющих океаны складчатых поясов. Основное значение среди них имеют такие зоны, где возраст складчатости позднекайнозойский. Последняя стадия геосинклинального развития (орогенная стадия) в них не закончилась, и поэтому отдельные их районы нередко лежат ниже уровня моря. Распространены такие зоны по обе стороны Тихого океана и на востоке Индийского. К ним относятся зоны, расположенные на юго-востоке Корякского нагорья и на западе Камчатки, Сахалинско-Хоккайдская, запада Японии, Тайвань, Калимантан (почти целиком) и сопредельные с ним районы ряда больших островов Индонезии, зона востока Суматры и Явы, основная часть Новой Гвинеи, Новая Каледония, Новая Зеландия, зона на крайнем юге Аляски, Калифорнийская, отчасти Калифорнийского п-ова, Боливарская и некоторые участки побережья Чили. Повсюду здесь распространены геосинклинальные прогибы, выполненные мощными толщами обломочных пород, в том числе неогенового возраста. Мощность только позднекайнозойских отложений, к которым в основном и приурочена нефтегазоносность, может достигать в них многих километров. Автору уже приходилось обращать на них внимание с точки зрения связи с ними нефтегазоносности (Пушаровский, 1965), а основательное тектоническое описание многих из них дано недавно Е. Н. Меланхолиной (1973).

Как можно видеть, здесь были упомянуты и такие складчатые зоны, которые не окаймляют ложе океана непосредственно, а отделены от него тектоническими комплексами островных гряд. Но они входят в единый кайнозойский тектонический пояс, кольцом окружающий Тихий океан.

Внутренние области горно-складчатых поясов, окаймляющих океаны, включают сравнительно небольшое число нефтегазоносных бассейнов. Такие бассейны занимают внутренние впадины, образовавшиеся в позднегеосинклинальную (орогенную) стадию развития поясов, когда происходило образование внутренних моласс. Ряд бассейнов такого типа имеет большое значение. Например, это относится к бассейнам озера

---

<sup>1</sup> Месторождения Огненной Земли лежат в краевом прогибе молодой платформы.

<sup>2</sup> Горючий газ здесь был обнаружен при глубоководном бурении в трех скважинах (Geotimes, 1973, v. 18, No. 6).

Маракайбо в Венесуэле, впадине Магдалены в Колумбии и впадине залива Кука на Аляске.

Внутри складчатых поясов существуют и другого рода впадины — послегеосинклинальные. Обычно они представляют собой одиночные грабенообразные структуры, выполненные молодыми формациями. С точки зрения нефтегазоносности важнейшее значение среди них имеют впадины Бассова пролива, отделяющего зону среднепалеозойской складчатости материка от ее продолжения на острове Тасмания. Здесь имеются два грабена. Значительные залежи нефти и газа содержатся в мощных мезозойских и кайнозойских (преимущественно палеогеновых) отложениях. Несколько западнее Бассова пролива на берегу океана существует еще один подобный грабен.

Аналогичные структуры имеются в Андах, где к ним относятся грабен Центральной Чилийской долины и грабенообразная впадина Альтиплано, перспективы которых, однако, еще не ясны.

Особую группу структурных областей представляют платформенные чехлы, образовавшиеся поверх погруженных частей складчатых поясов. Они принадлежат молодым платформам. Значение таких плит очень велико. На западе Атлантики платформенный чехол развит по периферии Мексиканского залива и на его дне; перекрывает он палеозоиды. Нефть и газ южных штатов США (Техаса, Луизианы) с их месторождениями гигантами связаны именно с эпипалеозойской плитой.

Эпипалеозойские чехлы имеются и в пределах акватории Северного моря и его окаймления, хотя в последнее время считается, что в основном море перекрывает западное продолжение Восточно-Европейской древней платформы<sup>1</sup>. Вопрос этот, по мнению автора, решенным считать нельзя, но важно отметить, что ряд крупных нефтяных месторождений, например Экофиск, несомненно принадлежит приокеанической зоне молодой платформы.

Третья значительная область распространения платформенного чехла в приокеанических зонах находится в Восточной Австралии. Это основная часть Большого артезианского бассейна Австралии. Нефть и газ связаны здесь преимущественно с прогибом Боуэн, расположенным на востоке плиты, который Н. А. Богданов (1967) рассматривает как краевой прогиб Австралийских герцинид.

Четвертая молодая платформенная область лежит в Аргентине. Строение ее осложнено выступами складчатого основания на поверхность. Она занимает большую часть юга Южной Америки, и в ее пределах выделяется несколько нефтегазоносных районов, хотя особенно крупных месторождений пока не найдено. Область простирается до Огненной Земли, где на молодой плите лежит упоминавшийся выше краевой прогиб Южных Анд.

Молодой плитой является, наконец, Зондский шельф, где активно ведутся поиски месторождений.

Перейдем теперь к приокеаническим зонам третьего типа, где граничат между собой океаны и древние платформы. Их значение в смысле нефтегазоносности стало выявляться недавно, причем распространение зон такого типа ограничено южными материками и Индией.

Различного рода впадины, прогибы, синеклизы древних платформ во многих случаях простираются здесь в пределы шельфа. Там они перекрываются прибрежно-морскими и дельтовыми отложениями, мощность которых зависит от особенностей проявления в соответствующих районах тектонических движений. Иногда формируются чехлы плитного характера; в других случаях образуются различные впадины, обычно связанные с разломами. Общую особенность строения приокеанических зон данного типа составляет сравнительно небольшая ширина шельфов.

<sup>1</sup> Именно такая трактовка дается на Международной тектонической карте Европы 2-го издания (в печати).

Многие из чехольных структур и локальных впадин здесь оказываются нефтегазоносными.

На западе Африки под воды Атлантического океана уходит обширная синеклиза Гвинейского залива, выполненная мезозойскими (преимущественно меловыми) и кайнозойскими отложениями. Огромная мощность этих отложений, увеличивающаяся в сторону ложа океана, указывает на крупное прогибание этого района материковой окраины<sup>1</sup>. Нефтегазоносны здесь толщи мела, палеогена и неогена, причем главные месторождения лежат в морской зоне.

Аналогична по заполнению и нефтегазоносности более северная впадина, протягивающаяся вдоль приокеанической зоны в Сенегале и Мавритании.

По другую сторону Атлантики, на востоке Бразильского щита<sup>2</sup>, структурные формы типа синеклиз (или моноклиз) отсутствуют. Здесь развито несколько глубоких мезозойских грабенообразных впадин (Байя и др.). Они и заключают месторождения нефти, основные для Бразилии.

Аналогичная грабенообразная нефтегазоносная впадина существует на западе Индии — Камбейская впадина. Она лежит в основном на суше у края Индостанского щита, но в южной части перекрыта водами Камбейского залива. Впадина выполнена мощными мезозойско-кайнозойскими отложениями. Именно с ней связана основная нефтедобывающая промышленность Индии.

Наконец, коснемся западной приокеанической зоны Австралии. Здесь к западу от Австралийского щита, отделяясь крупными субмеридиональными разломами, по краю континента протягиваются глубокие тектонические впадины (Перт, Карнарвон и др.). В основном это палеозойские синеклизы, перекрытые мощными мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Впадины нефтегазоносны, причем перспективы их оцениваются высоко, особенно в морской части.

## ОБЩИЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ И ЗАМЕЧАНИЯ

Все сказанное выше действительно свидетельствует, что приокеанические зоны в отношении нефти и горючего газа обладают огромными возможностями. Для многих государств мира они являются наиболее важным или единственным источником топливных ресурсов, причем крупные по значению нефтегазоносные районы находятся на шельфах. В подавляющем большинстве случаев месторождения приокеанических зон заключены в мезозойских и кайнозойских отложениях, но они находятся в различной тектонической позиции. А отсюда и разные пути их прогноза.

В последнее время все более проясняется строение составных элементов современных геосинклинальных зон, и сейчас уже трудно сомневаться в возможности обнаружения здесь отдельных залежей. Последние могут быть приурочены к геосинклинальным котловинам и желобам, прогибам, осложняющим геосинклинальные зоны, а также к внутренним массивам, обычно лежащим почти целиком ниже уровня моря. Интересно, что, как оказывается, нефть и газ сопутствуют довольно ранним стадиям геосинклинального процесса. Ни на одном из примеров древних (ископаемых) геосинклиналей из-за миграции и исчезновения скопленных углеводородов подобный факт не устанавливается. Тем самым от-

<sup>1</sup> Следует отметить, что крупные дифференцированные движения вдоль окраин Африки, имевшие место в ряде мест в мезозое-кайнозое, не позволяют подходить упрощенно к процессу раздвигания южных материков вследствие формирования южной части Атлантического океана.

<sup>2</sup> При палеотектонических реконструкциях этот район обычно стыкуется с районом Гвинейского залива.

крывается возможность изучения связи нефтегазоносности с геосинклинальным процессом, в том числе в генетическом аспекте. Возможно, что именно в условиях приокеанических геосинклинальных зон, где большие участки занимает океаническая кора, углеводороды могут иметь и глубинное происхождение. Во всяком случае, открытия нефти в архипелаге Тонга и газа в глубоководных котловинах Японского моря и некоторых других имеют непреходящее научное значение.

Другой тектонический тип приокеанических зон — конформные складчатые пояса — с точки зрения нефтегазоносности необходимо рассматривать дифференцировано. В тыловой их части, на стыке с древними платформами, нефтегазоносность приурочена к краевым прогибам. В этом смысле большие перспективы нужно связывать с огромным по протяженности Приверхоянским краевым прогибом. Иногда большая нефтегазоносность сопряжена с другой категорией также позднегеосинклинальных структур — внутренними (орогенными) впадинами. Однако такие структуры в приокеанических зонах встречаются не столь часто. Сравнительно с другими районами наименее изучены в отношении нефтегазоносности соответствующие впадины в мезозоидах востока СССР, среди которых могут оказаться промышленно интересные месторождения.

Послегеосинклинальные внутригорные впадины распространены ограниченно, хотя отдельные из них могут быть очень крупными. И в этом случае восточные районы СССР представляют определенный интерес.

Среди геосинклинальных форм наибольшее значение имеют линейные крупные прогибы, выполненные в верхней части мощными неогеновыми толщами. Они существуют только в Тихоокеанском сегменте Земли и распространены по всему окружению Тихого океана на краях материков или на крупных островах. Нужно сказать, что только в СССР не обнаружены в них нефтяные или газовые месторождения. Большой эффект должны дать подводные продолжения структур этого типа.

В структурах и позднегеосинклинальной группы, и геосинклинальных упомянутого выше типа известны очень крупные месторождения нефти и газа, но не меньшее значение имеют молодые плиты, распространенные на отдельных участках складчатых поясов. Однако это относится к Атлантической периферии, а что касается обрамления Тихого океана, то здесь молодые плиты, существующие в юго-восточной и северо-восточной Азии (поверх ранних и поздних мезозой, а также эпипалеозойские), еще не раскрыли содержание своих недр.

Наконец, важная роль в отношении нефтегазоносности приокеанических зон принадлежит структурам чехла древних платформ, обычно только частично расположенным на суше, но главным образом на шельфе. Выше были названы примеры синеклиз, грабенообразных впадин и других структур, находящихся в приокеанических зонах Африки, Азии и т. д., перспективных с точки зрения нефтегазоносности. Дополнительно можно упомянуть очень крупную зону опускания Бенгальского залива, где, по сейсмическим данным, мощность осадков достигает 12 км (Laughton, 1972).

Мы рассмотрели основные черты тектоники и нефтегазоносности приокеанических зон всего земного шара, кроме зон, расположенных по периферии Северного Ледовитого океана. Этот океан, с его огромными шельфами, небольшими площадями развития океанической коры и вообще относительно малыми размерами, специфичен и требует специального подхода.

Нужно отметить, что большой интерес представляет также особый вопрос — о связи нефтегазоносности с районами утоненной земной коры. Таких примеров известно много. Один из них представляет район Северного моря с его крупной нефтегазоносностью. Анализ подобных

примеров несомненно приведет к важным уточнениям генетических представлений.

Итак, со структурной точки зрения приокеанические зоны принадлежат трем главным типам: современные геосинклинальные зоны складчатые зоны континентальных окраин, оборванные приокеанические структуры древних платформ. В Атлантике существует также случай обрыва материковым склоном структур палеозой. Важно обратить внимание, что в разных частях одного и того же океана разграничение океанского ложа и материковых блоков может иметь разный характер. Анализируя пространственное положение приокеанических зон разных типов, нетрудно прийти к представлению о различии по времени и условиям развития крупных областей земной коры, охватывающих одновременно части материков и океанов. И едва ли можно сейчас говорить о существовании единого, универсального механизма, объясняющего происхождение столь значительных различий.

#### Литература

- Богданов Н. А.* Палеозой востока Австралии и Меланезии. М., «Наука», 1967.
- Брод И. О.* Основы учения о нефтегазоносных бассейнах. М., «Недра», 1964.
- Вассоевич Н. Б.* Теория осадочно-миграционного происхождения нефти.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.
- Калинко М. К.* Нефтегазоносность акваторий мира. М., «Недра», 1969.
- Кропоткин П. Н., Валиев Б. М., Гафаров Р. А., Соловьева И. А., Трапезников Ю. А.* Глубинная тектоника древних платформ. М., «Наука», 1971.
- Кудряцев Н. А.* Глубинные разломы и нефтяные месторождения.— Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 25.
- Меланхолина Е. Н.* Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М., «Наука», 1973.
- Орленок В. В.* Строение и мощность осадков Атлантического океана по сейсмическим данным.— В кн. «Условия седиментации в Атлантическом океане». (Океанологические иссл., № 21). М., «Наука», 1971.
- Пуцаровский Ю. М.* О тектонике и нефтегазоносности Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— Геотектоника, 1965, № 1.
- Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972<sub>1</sub>.
- Пуцаровский Ю. М.* Тектоника континентальных окраин Тихого океана.— В кн. «Геология и геофизика моря». Тр. XXIV сессии Междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1972<sub>2</sub>.
- Соколов Б. А., Гайнанов А. Г., Несмеянов Д. В., Серегин А. М.* Нефтегазоносность морей и океанов. М., «Недра», 1973.
- Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Л., «Недра», 1970.
- Успенская Н. Ю., Таусон Н. Н.* Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., «Недра», 1972.
- Хаин В. Е., Соколов Б. А., Кац Я. Г.* Особенности сочленения континентов и океанов и концепция тектоники плит.— Высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1973, № 10.
- Drake C. L., Ewing M., Suttom G. M.* Continental margins and geosynclines: the east coast of North America north of Cape Hatteras.— Physics Chem. Earth, 1959, No. 3.
- Geologists study economics of plate tectonics theory.— Oil and Gas J. 1973, v. 71, No. 21.
- Laughton A. S., McKenzie D. P., Sclater J. C.* The structure and evolution of the Indian Ocean. 24th IGG, Section 8, Montreal, 1972.
- Sutherland F. L.* The geological development of the southern shores and islands of Bass Strait.— Proc. Roy. Soc. Victoria, 1973, v. 85, No. 2.

УДК 551.24+551.11 (479)

В. Е. ХАИН

**ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ  
КАВКАЗА: ОПЫТ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ**

В работе делается попытка пересмотра представлений об условиях развития Кавказа на разных тектонических этапах в свете новых идей глобальной тектоники. Для каждого этапа намечено возможное положение зон с океанической корой и зон Беньофа. Как те, так и другие закономерно смещаются в течение фанерозоя с севера на юг, от южного Предкавказья до южного Закавказья.

Как известно, в последние 5—10 лет в теоретической геотектонике произошли весьма существенные сдвиги. Заметную эволюцию претерпели, в частности, взгляды в области учения о геосинклиналях (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971; Хаин, 1972, 1974). В связи с этим настало время для пересмотра и наших представлений о развитии Кавказа; такая ревизия пока коснулась лишь Малого Кавказа, точнее, его центральной и южной частей (Книппер, 1971). В настоящей работе делается попытка новой интерпретации геодинамических условий, существовавших на основных этапах развития Кавказа. Первый вариант этой работы публикуется в томе «American Journal of Science», посвященном Дж. Роджерсу (Khain, 1974); настоящий вариант содержит некоторые уточнения и дополнения; кроме того, в нем отсутствует вводная часть, необходимая для зарубежного читателя.

Должен отметить, что одновременно к сходным построениям пришел, исходя из металлогенического анализа В. И. Смирнов (1974). В. И. Смирнов считает подобно автору, что на Кавказе существовали зоны Беньофа, которые от этапа к этапу закономерно смещались к югу. По мнению В. И. Смирнова, на каждом этапе развития Кавказа таких зон было две, и обе они были наклонены к северу. Как будет видно из дальнейшего, представление автора в этом отношении несколько отличаются (но не принципиально) от представлений В. И. Смирнова.

Заложение Средиземноморского геосинклинального пояса с разобщением некогда единых Восточно-Европейского и Африкано-Аравийского или шире Европейского и Гондванского кратонов должно было произойти в конце докембрия, после 1000—800 млн. лет (поздний рифей — советской, гадриний — канадской номенклатуры). Это вытекает, с одной стороны, из возраста наиболее древних толщ пояса (бриовер Армориканского массива, алкудий Иберийской Месеты, так называемый альгонк Центральной Европы, зеленые сланцы Предкарпатья и Добруджи и т. п.) и, с другой — соотношения его границ с ориентировкой внутренней структуры фундамента прилегающих кратонов, включая элементы гренвильско-дальсландского возраста (дальсландский Балтийского щита, фарузий Хоггара и т. п. — подробнее см. Хаин, 1970).

Соответственно первым этапом самостоятельного развития пояса стал байкальский этап на Кавказе, как и на Балканах (Сербско-Македонский массив), завершившийся в основном уже в кембрии в противоположность более южной части альпийского пояса (Иран, Анатолия),

где он закончился к венду. Приараксинская зона может относиться еще к этой области; более раннее проявление главной байкальской складчатости возможно и для Предкавказья. Байкальский комплекс образует древнейшее известное нам основание Кавказа; оно повсеместно складчато, затронуто метаморфизмом зеленосланцевой ступени и местами заметно гранитизировано, хотя самостоятельные крупные интрузии байкальских гранитоидов нигде на Кавказе не известны. Присутствие вулканогенных пород в байкальском комплексе несомненно, и первичная геосинклиальная природа довольно очевидна, но большего об условиях образования этого комплекса и о геодинамической обстановке времени его накопления сказать пока нельзя. Тем не менее стоит, очевидно, упомянуть некоторые факты, могущие свидетельствовать о заложении в байкальский этап Кавказской геосинклинали на океанической коре. На северном склоне Центрального Кавказа и южной окраине Предкавказской плиты известны выходы серпентинизированных ультрабазитов, из которых наиболее крупные Малкинский и Беденский (на р. Большой Лабе) массивы. Беденский массив приурочен к крупному разлому на границе Лабино-Малкинской зоны и Передового хребта, по которому кристаллические сланцы верхов докембрия граничат с девонскими вулканитами и филлитами. Малкинский массив находится на юге в тектоническом контакте с филлитами силура<sup>1</sup>, а на севере скрывается под трансгрессивным покровом юрских отложений. Критическое значение для определения возраста серпентинитов Беденского и соседнего Нижнетебердинского массивов имеет факт внедрения в них гранитов (гранитогнейсов) с возрастом (К/Аг-метод) 450—470 млн. лет (в первом случае) и 500 (во втором) (Афанасьев и др., 1971). Следовательно, эти серпентиниты заведомо досилурийские и даже доордовикские, а их появление близ земной поверхности может отвечать фазе становления байкальской геосинклинали. Аналогичный тектонический смысл могут иметь серпентиниты, встречающиеся в виде тектонических линз среди древних метаморфитов Дзиркульского и Арзаканского массивов в Закавказье.

Как бы то ни было, к середине кембрия все пространство Средиземноморского пояса было (вновь?) заполнено континентальной корой; эта новообразованная кора опять ненадолго спаяла разобщенные поясом древние кратоны. Отложения верхнего кембрия и ордовика на большей части Кавказа все еще не известны, можно думать, что в течение этого времени здесь господствовала обстановка денудационной равнины, и, следовательно, каледонский этап прошел на Кавказе под знаком умеренных поднятий и выравнивания, связанных с байкальской консолидацией.

Где-то в конце ордовика или уже в течение силура эта эпибайкальская платформа подверглась новому раздроблению, в максимальной степени проявившемуся в зоне Передового хребта Большого Кавказа, где возникает уже герцинская эвгеосинклинали. В низах ее разреза развита диабаз-кератофировая формация, возраст нижних горизонтов которой не слишком уверенно датируется в 436 млн. лет (К/Аг-методом по серициту — Афанасьев и др., 1971). С этой эффузивной формацией в пространстве и во времени, вероятно, сопряжен интрузивный комплекс, выделенный в свое время Г. Д. Афанасьевым под названием уруштенского (р. Уруштен — один из истоков р. Большой Лабы). Он включает гамму пород от серпентинизированных гипербазитов через габбро (габбро-амфиболиты, амфиболиты, в том числе гранатовые) до плагιοгранитов (плагιοгранито-гнейсов). Возраст метаморфизма уруштенского

<sup>1</sup> Тектонический характер этого контакта был установлен еще А. П. Герасимовым, но оспаривался Н. Д. Соболевым (1952); наблюдения Г. Д. Афанасьева, а также наши с М. Г. Ломизе и Ю. Я. Потапенко подтверждают, однако, заключение А. П. Герасимова.

комплекса надежно, по нескольким минералам, установлен в  $360 \pm \pm 15$  млн. лет (Афанасьев и др., 1968, 1971), что примерно соответствует концу среднего девона. Можно полагать, что обе эти формации — гипербазит — габбро-плаггиогранитовая и диабаз-кератофировая составляют члены единой, подчас тектонически несколько разобщенной офиолитовой ассоциации заведомо досреднедевонского возраста, так как галька серпентинитов впервые появляется, по данным Н. П. Лупановой (см. Афанасьев и др., 1968) в нижнем карбоне, а в основании среднего карбона отмечалась уже многими исследователями. В среднем и позднем девоне на смену офиолитовой ассоциации приходит уже существенно иная по составу вулканогенная формация, которую Г. Д. Афанасьев (Афанасьев и др. 1971) именуется теперь базальт-трахитовой. Фактически, однако, породы трахибазальтового состава лишь завершают разрез этой формации, которая сложена в основном альбитизированными диабазовыми и андезитовыми порфиритами, кератофирами, кварцевыми кератофирами (Афанасьев и др., 1968).

Офиолитовый пояс Передового хребта и южной части Предкавказской платформы (фактически это, вероятно, два разновозрастных пояса — северный, Бедено-Малкинский позднедокембрийский и южный, Передового хребта — ранне-среднепалеозойский) на западе и на востоке выходят за пределы горного сооружения Большого Кавказа и скрываются под мощным чехлом мезозоя и кайнозоя передовых прогибов. Однако, как показала недавно М. Н. Смирнова (1974), они могут быть прослежены по интенсивным магнитным аномалиям как на запад, вплоть до Крыма, так и на восток, до Каспийского моря, составляя в целом достаточно крупный Северо-Кавказский офиолитовый пояс (рис. 1). Более того, те же аномалии позволяют проследить этот пояс далеко на восток через Каспийское море и северную периферию Копетдага, очевидно, на соединение с аналогичными образованиями Паропамиза, Гиндукуша, Бадахшана и Северного Памира. Значение этого пояса очень велико — он маркирует южную границу Восточно-Европейского континентального блока (плиты) в позднем докембрии и, еще более определенно, в раннем и среднем палеозое. Как подметила М. Н. Смирнова, к северу от этого офиолитового пояса разрез среднего и верхнего палеозоя (геосинклинальный комплекс здесь охватывает весь карбон и низы перми) носит уже миogeосинклинальный характер, к югу же, как мы видели выше, эвгеосинклинальный.

К сожалению, не существует достаточной определенности в наших сведениях о нижнем и среднем палеозое зоны Главного хребта. Эта зона на большей части своей площади сложена позднепалеозойскими гранитоидами, вмещающими породами которых служит комплекс метаморфитов амфиболитовой фации, с которыми тесно связаны более древние плаггиограниты. В отношении возраста этого комплекса до последнего времени на равных основаниях обсуждались две точки зрения: одни исследователи, в том числе автор, считали его верхнедокембрийским, следовательно, байкальским, другие — палеозойским и, стало быть, герцинским. Недавняя находка фрагментов криноидей (Адамия и др., 1973) принесла подтверждение второй точке зрения, хотя, с другой стороны, появились сведения об обнаружении в том же Главном хребте пегматитов (или пегматоидных гранитов), мусковит из которых дал при определении Rb/Sr-методом цифру 790 млн. лет (данные И. М. Горохова — см. Афанасьев и др., 1973). Вероятно, в центральной части зоны Главного хребта имеются выступы древнего основания, возможно, даже отторгнутого от фундамента древней платформы и радиометрически омоложенного при заложении Средиземноморского геосинклинального пояса. Но наряду с этим здесь развита и геосинклинальная серия ордовика — девона, притом со значительным участием основных вулканитов, превращенных в амфиболиты, т. е. скорее эвгеосинклинальная. Средний

карбон на южной периферии зоны Главного хребта залегает уже трансгрессивно с конгломератом в основании и представлен мелководными осадками (Гамкрелидзе, 1963); следовательно, к этому времени Главной хребет превратился в геоантиклиналь — островную дугу.

Приведенные данные, все еще очень неполные, могут быть истолкованы следующим образом. Примерно в конце ордовика в зонах Передового и Главного хребтов начались интенсивные растяжения, которые проявились сначала в утонении и прогибании эпибайкальской континентальной коры, а затем в ее полном разрыве и замещении океанической

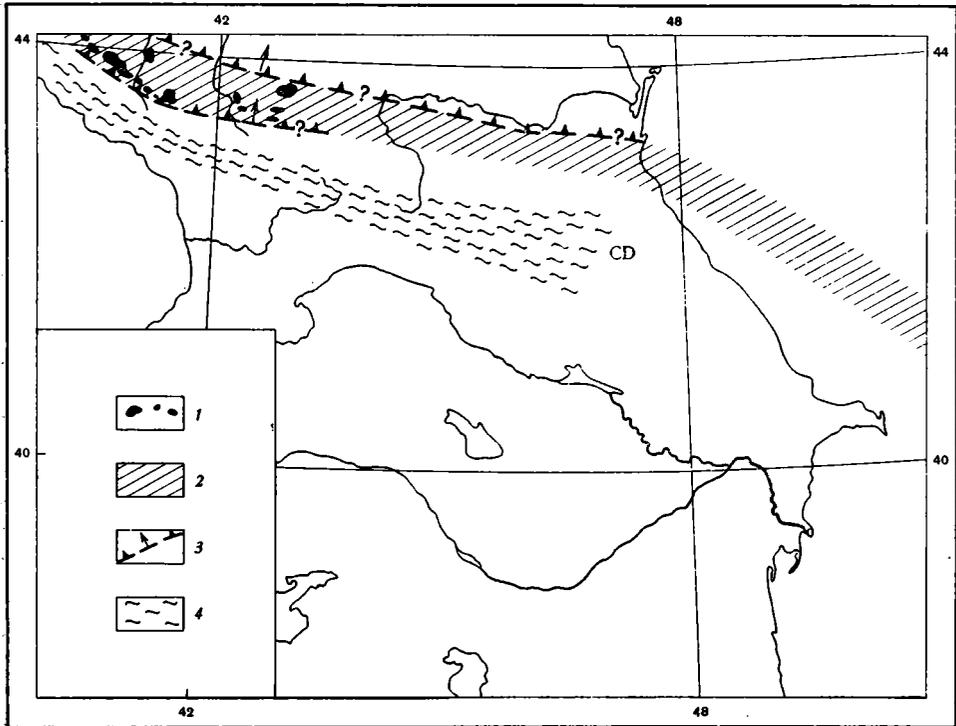


Рис. 1. Элементы палеогеодинамики Кавказа в раннем и среднем палеозое  
 1 — выходы офиолитов в Передовом хребте и Лабино-Малкинской зоне; 2 — Северо-Кавказский офиолитовый пояс (на востоке по геофизическим данным); 3 — гипотетические зоны Беньофа — на севере для позднего докембрия — раннего палеозоя, на юге для среднего палеозоя (стрелки указывают вероятный наклон зон); 4 — Южно-Кавказский (Сванетско-Дагестанский, СД) многогеосинклиальный прогиб;  
 На рис. 1—6 ширина геосинклиальных трогов показана современная, не палинпастическая

корой, реликт которой — уруштенский комплекс. Автор пришел к выводу, что тектоническая позиция этого комплекса нуждается в ревизии и что представление о сравнительно простой структуре Передового хребта, вероятно, отражает лишь его позднегерцинскую структуру, что вертикальные разрывы возникли лишь на позднеорогенной стадии, а относительно пологие складки суть лишь анти- и синформы, образовавшиеся в раннеорогенную стадию и смявшие более ранние пластины шарьяжа (Khain, 1974). Этот вывод недавно подтвердился в работе И. И. Грекова, С. М. Кропачева, С. П. Момот и Т. К. Корень (1974), показавших, что в зоне Передового хребта, в бассейнах рек Теберды и Маруха существует тектонический покров отложений силура — среднего девона, лежащий на породах верхнего девона — нижнего карбона, с амплитудой перемещений не менее 14—15 км. В подошве, а также в со-

ставе этого покрова указываются тела серпентинизированных ультрабазитов, габбро, плагιοгранитов; авторы считают их интрузивными или (под вопросом в конце статьи) протрузивными, но, очевидно, это скорее всего элементы меланжа. Восточнее, в северном Приэльбрусье Ю. Я. Потапенко и В. А. Снежко (1973) установили существование покрова примерно той же амплитуды в пределах метаморфических толщ верхнего докембрия. Оба эти покрова перемещены с юга на север. Этим, во-первых, доказывається покровная структура зоны Передового хребта и, во-вторых, устанавливается, что в досилурийское время непосредственно к югу от этой зоны находилось пространство с океанической корой, впоследствии подвергшейся выжиманию и перемещению к северу, с перекрытием сформированной на байкальском этапе континентальной коры (так называемая обдукция). Процесс этот закончился в раннем карбоне, когда покровы подверглись деформации с ремобилизацией фундамента, образованием гранитоидных куполов типа Больше-Балканского в бассейне р. Лабы (Самохин, 1962) и архызского интрузивного комплекса гранитоидов.

В свете всех этих данных становится весьма вероятным, что в среднем палеозое вдоль южного ограничения зоны Передового хребта функционировала наклоненная к северу зона Заварицкого — Беньофа.

Значительно более ясная картина вырисовывается для позднего палеозоя (рис. 2). В зоне Передового хребта подобно западноевропейским герцинидам собственно геосинклинальное развитие закончилось в раннем карбоне; средний и верхний карбон залегают резко несогласно и представлены угленосной лимнической молассой, пермь — красноцветной грубой континентальной молассой. Одновременно близ северной границы зоны возник вулканоплутонический пояс кислой магмы, относительно небольшого масштаба. Для наиболее поздних эффузивов характерно повышение щелочности. Комплекс верхнепалеозойских малых интрузий этой же зоны имеет преимущественно сиенит-диоритовый состав.

Позднепалеозойский магматизм широко проявился и в южной части Предкавказской плиты (Лабинско-Малкинская зона). Здесь известны, главным образом по данным бурения, многочисленные и довольно крупные тела гранитов, в основном нормального типа, позднекарбонного возраста. Более поздние граниты отличаются уже высоким содержанием калия.

Зона Главного хребта Центрального Кавказа — область наиболее интенсивного позднепалеозойского гранитообразования. Гранитоиды этой зоны формировались на протяжении позднего карбона и ранней перми в такой последовательности (Афанасьев и др., 1971, 1973): а) диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, порфировидные граниты позднего карбона (315—310 млн. лет); б) нормальные граниты (конец карбона — 300—290 млн. лет); в) аляскитовые граниты (ранняя пермь — 260—250 млн. лет).

Важное значение приобретает тот факт, что вдоль южной границы зоны, вдоль надвига Главного хребта, почти на всем протяжении известны тектонические линзы серпентинитов, иногда в ассоциации с габброидами, в том числе габбро-пегматитами (Соболев, 1952 и др.). Это, очевидно, реликты той же океанической коры, на которой возникла Кавказская палеозойская (герцинская) эвгеосинклиналь, а полоса их выходов намечает древнюю зону Беньофа, с активным развитием которой в позднем палеозое и следует связывать гранитоидный магматизм как зоны Главного хребта, так и более северных зон Большого Кавказа. Действительно, последовательность позднепалеозойских магмопроявлений, которая наблюдается в поперечном сечении Главного хребта северного склона Центрального Кавказа: а) гранит-гранодиоритовые батолиты в зоне интенсивного орогенного поднятия и регионального метамор-

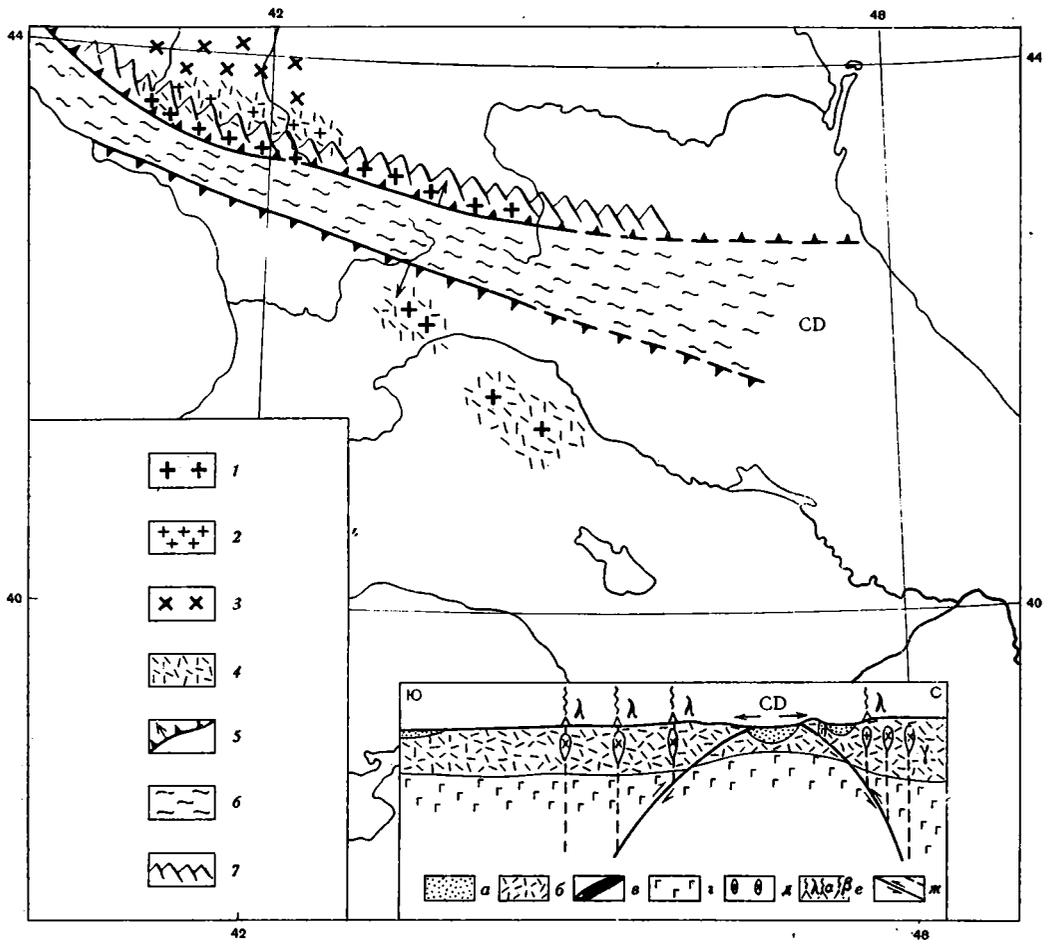


Рис. 2. Элементы палеогеодинамики Кавказа в позднем палеозое  
 1 — граниты и плагииграниты; 2 — малые интрузии диоритов и сиенито-диоритов; 3 — нормальные граниты; 4 — кислые наземные вулканы; 5 — гипотетические зоны Беньофа; 6 — Южно-Кавказский (Сванетско-Дагестанский, СД) геосинклинальный прогиб; 7 — островная дуга

Условные обозначения к профилям на врезках к рис. 2—6  
 а — осадки; б — континентальная кора; в — океаническая кора; г — верхняя мантия; д — субвулканические интрузии; е — вулканы с излияниями кислых (λ), средних (α), основных (β) лав; ж — предполагаемые зоны Беньофа

физма (Главный хребет); б) известково-щелочной вулканизм и плутонизм ограниченного масштаба, включая сиенит-диоритовые интрузии, слабый метаморфизм, относительное погружение (Передовой хребет); в) интрузии гранитов нормального типа или с небольшим содержанием калия на поднятом краю платформы (Лабино-Малкинская зона) вполне отвечает структурно-магматической зональности в всячем крыле зоны Беньофа, намеченной для западной части Тихоокеанского пояса в мезозое в работе коллектива авторов во главе с Л. П. Зоненшайном (Зоненшайн и др., 1973). Более древняя зона Беньофа на южном ограничении зоны Передового хребта к этому времени, видимо, уже утратила свою активность, вероятно, в связи с коллизией (столкновением) блоков континентальной коры.

К югу от Главного хребта в зоне южного склона Центрального Кавказа и на ее продолжении в Восточном Кавказе в позднем палеозое, как

и в среднем, развивался прогиб (Сванетский) с практическим отсутствием проявлений магматической деятельности. Еще южнее располагался крупный континентальный массив — окраина Гондваны, который лишь временами и местами захватывался мелким морем. Этот массив испытал известное воздействие герцинского тектогенеза, выразившееся в образовании ряда плутонов позднегерцинских гранитоидов, в проявлениях вулканизма кислого состава (Дзирульский, Храмский массивы), в радиометрическом омоложении пород байкальского основания. Эти явления затухают к югу, где в перми образовался уже обширный эпиконтинентальный морской бассейн с широкими связями на западе и востоке. Приходится, следовательно, допустить, что по границе Южно-Кавказского геосинклинального прогиба и Закавказского массива существовала самостоятельная зона Беньофа, более круто наклоненная под массив и не столь активная, как северная.

В итоге позднепалеозойских тектонических деформаций, регионального метаморфизма и гранитизации вновь в пределах всего Кавказа и к югу от него образовалось пространство со сплошной континентальной корой, соединившее Восточно-Европейский кратон с Африкано-Аравийским, Лавразию с Гондваной. Такое положение сохранялось почти до конца триаса, являвшегося для большей части Кавказа временем умеренных поднятий или погружений; участки последних были покрыты эпиконтинентальными мелководными бассейнами с накоплением либо карбонатов с типичной средиземноморской фауной (северо-западная часть Большого Кавказа, Южное Закавказье), либо пестроцветов с фауной опресненного бассейна (Северо-Восточное Предкавказье). Своеобразное исключение — лишь Ейско-Березанский трог Северо-Западного Кавказа — тафrogenная структура, крайнее восточное звено аналогичных грабен-прогибов, протягивающихся со стороны Добруджи и Крыма. Ее возникновение, сходное по механизму с образованием окраинных морей (мантийный диапиризм — Karig, 1971), возможно, сопровождалось утонением континентальной коры, а развитие выразилось в накоплении морской терригенной формации среднего — верхнего триаса мощностью около 2—3 км с подчиненными эффузивами спилито-кератофирового типа, и завершилось инверсией и складчатостью в начале юры. С этого же времени начались довольно интенсивные опускания в смежном с северо-востока Восточно-Кубанском прогибе, продолжавшиеся в течение всего лейаса и доггера.

Однако уже с начала лейаса основной зоной погружений на Большом Кавказе стала зона южного склона Центрального Кавказа с ее продолжением в осевые зоны северо-западного и восточного сегментов этого сооружения. Это было вполне естественным, ибо на предыдущем герцинском этапе развития именно данная зона испытала минимальную консолидацию. Перед лейасом консолидация, вероятно, сменилась утонением, а возможно, и разрывом (см. ниже) коры, способствовавшим проявлениям спилито-диабазового магматизма в форме покровов и силлов, прослаивающих мощную терригенную формацию нижней и низов средней юры. Вблизи надвига Главного хребта среди диабазов данной формации появляются редкие тектонические линзы серпентинитов, по данным Н. Д. Соболева (1952) возникших по пикритам (пикритовые порфириды). Вероятно, это можно рассматривать как некоторое указание на возобновившуюся активность зоны Беньофа, проекцией которой на поверхность является надвиг Главного хребта. Однако активность эта была скорее всего незначительной, судя по устойчивому накоплению в Южно-Кавказском прогибе мощных толщ осадков, не подвергшихся субдукции.

В конце же аалена зона Беньофа переместилась далее к югу, на контакт между сланцевой и флишевой зонами, которая с того времени стала энергично развиваться. Висячем боку этой новой зоны Беньофа в конце аалена — начала байоса, а затем в бате возникли интрузии гранитоид-

дов умеренно-кислого состава — Санчаро-Кардывачская группа в зоне надвига Главного хребта на западе, мелкие интрузии в антиклинориях Главного и Бокового хребтов на востоке и более крупная, не вскрытая эрозией интрузия, установленная геофизиками на южном склоне в Западном Азербайджане. С этой интрузивной деятельностью, вероятно, связаны месторождения меди и полиметаллов Восточного Кавказа и Северной Осетии. Кроме того, в результате повторных импульсов складчатых деформаций и поднятий (перед байосом, келловеем, берриасом) к началу мела оформилась антиклинорная структура центральной зоны всего Большого Кавказа и здесь возник устойчивый архипелаг островов (невулканическая островная дуга). В Центральном Кавказе эта островная дуга примкнула к более древней герцинской, вошедшей уже в состав континента.

Серьезные события разыгрались в юре, начиная с байоса, в Закавказье. Вся его территория до Мисхано-Зангезурской зоны на юге после накопления маломощных терригенных или карбонатных осадков лейаса стала ареной исключительно интенсивного подводного андезитобазальтового вулканизма; продукты последнего местами образуют толщ

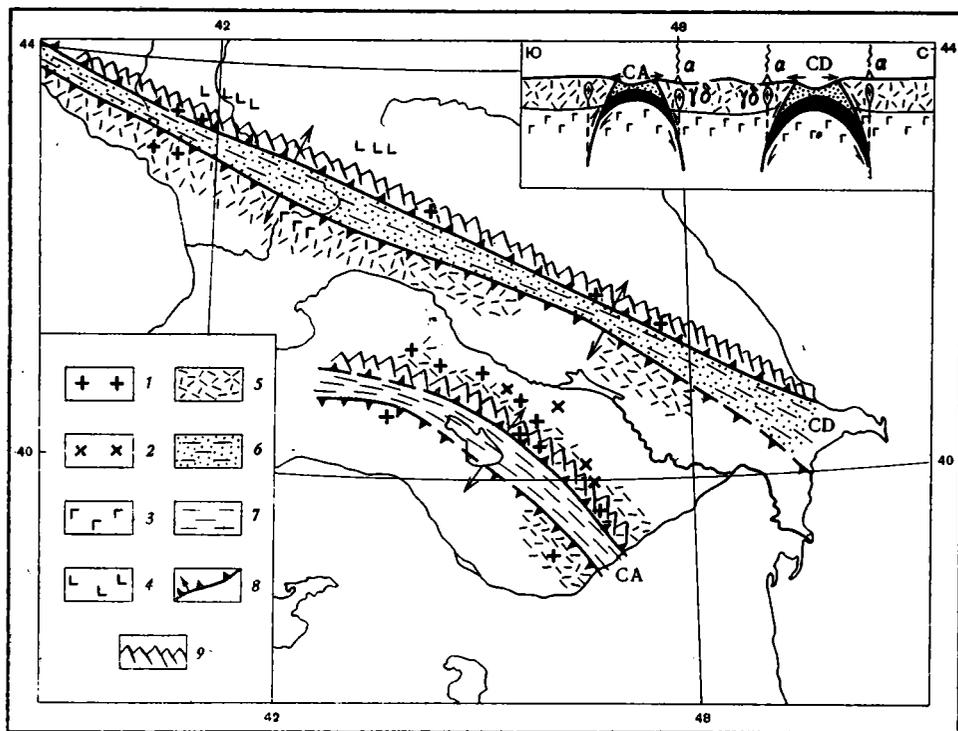


Рис. 3. Элементы палеогеодинамики Кавказа в средней и поздней юре  
 1 — граниты и плагииграниты; 2 — нормальные граниты; 3 — трахибазальты; 4 — базальтоиды; 5 — андезиты и андезитобазальты; 6 — Южно-Кавказский (Сванетско-Дагестанский, СД) сланцево-диабазовый (с бата флишевый) прогиб; 7 — Севано-Акеринский (СА) офиолитовый прогиб; 8 — предполагаемые зоны Беньофа; 9 — островные дуги

мощностью до 2,5—3 км. На севере вулканическая деятельность в бате прекратилась, а море отступило; на юге и юго-востоке вулканизм продолжался и в бате на фоне мелкого моря с отдельными вулканическими островами. В пределах Абхазо-Рачинской зоны и Дзирульского массива, а также Артвино-Карабахской и Кафанской зон в конце байоса и бате возникли многочисленные плутоны гранит-гранодиоритового состава.

В поздней юре и неокOME интенсивность вулканизма ослабла и на юге, а состав его продуктов, чередующихся с известняками и доломитами, стал чисто андезитовым. На севере, в Окрибском поднятии, в поздней юре известны лишь лагунные пестроцветы, а вместе с ними эффузивы трахибазальтовой формации.

Весь этот магматизм находит, очевидно, наиболее логичное объяснение в существовании по обе стороны Закавказского массива полого падающих под него зон Беньофа. Северная из этих зон должна была образоваться, как мы видели выше, еще в позднем палеозое; остается допустить, следовательно, возобновление ее активности в байосе, на границе с прогибом южного склона Большого Кавказа. Что касается южной зоны, то она должна была возникнуть впервые лишь в юре. Очевидно, этому должно было предшествовать рифтообразование в южной части Закавказского массива и становление Севано-Акеринского прогиба с новообразованной корой океанического типа, за счет которой позднее, уже в середине мела возник серпентинитовый меланж и олистостромы этой зоны (Книппер, 1971, и др.). По другую, южную ее сторону приходится предположить образование еще одной зоны Беньофа, на этот раз наклоненной на юг; о ее существовании свидетельствуют вулканизм Кафанской зоны и гранитоидные интрузии юрско-раннемелового возраста как этой зоны, так и Арзаканского массива.

Следовательно, в течение юры, в период особенно активного развития Кавказа, в его пределах, вероятно, действовали две пары зон Беньофа (рис. 3) — по обе стороны двух основных геосинклинальных трогов — Сванетско-Дагестанского Большого Кавказа (с лейаса) и Севано-Акеринского Малого Кавказа (с байоса). С южной парой зон Беньофа, как и с северной, связано колчеданное медно-полиметаллическое оруденение — известные месторождения Алавердов, Кедабека, Кафана и др.

В меловом и палеогеновом периодах активность наиболее северной из этих зон не ощущалась — проявления магматизма данного времени на Большом Кавказе не известны<sup>1</sup>. Но зона Беньофа, пограничная между флишевым прогибом южного склона и Закавказским массивом, испытала некоторую активизацию в альбе-сеномане — проявления андезитового вулканизма и интрузии субщелочных габброидов, правда, скромных масштабов наблюдаются на разных участках пограничного разлома на пространстве от Туапсе до Шемахи (рис. 4).

Существенно иначе обстоит дело на Малом Кавказе. Зона Беньофа вдоль границы Севано-Акеринской и Артвино-Карабахской зон сохраняла достаточно высокую тектоническую активность в течение почти всего мела и особенно в раннем сеноне, когда вдоль современных северных склонов Мровдагского и Карабахского хребтов возникла андезитовая вулканическая дуга, а севернее обозначился довольно глубокий тыльный прогиб — Предмалокавказский. Любопытно, что конечные продукты вулканизма этой зоны носят уже субщелочной характер. С западным отрезком той же зоны Беньофа, очевидно, связан одновозрастный вулканизм Болнисской зоны и ее металлогения. В тылу Болнисской зоны (часть Артвино-Карабахской) в середине раннего мела возник Аджаро-Триалетский прогиб. Рифтовая природа этого прогиба, подтверждаемая характером его вулканизма, недавно обоснована Ш. А. Адамия, И. П. Гамкрелидзе, Г. С. Закариадзе и М. Б. Лордкипанидзе (1974). Аналог Аджаро-Триалетского прогиба на юго-востоке Закавказья — Талышский прогиб, продолжающийся в Иране вдоль северного склона хр. Эльбурс. Образование этих прогибов не сопровождалось полным разрывом континентальной коры, а, вероятно, лишь некоторым ее утонением и переработкой.

<sup>1</sup> Отдельные радиометрические датировки (Афанасьев и др., 1971) как будто указывают на наличие интрузивных тел этого возраста на Большом Кавказе, но они не подтверждаются геологическими данными и могут рассматриваться как омоложенные.

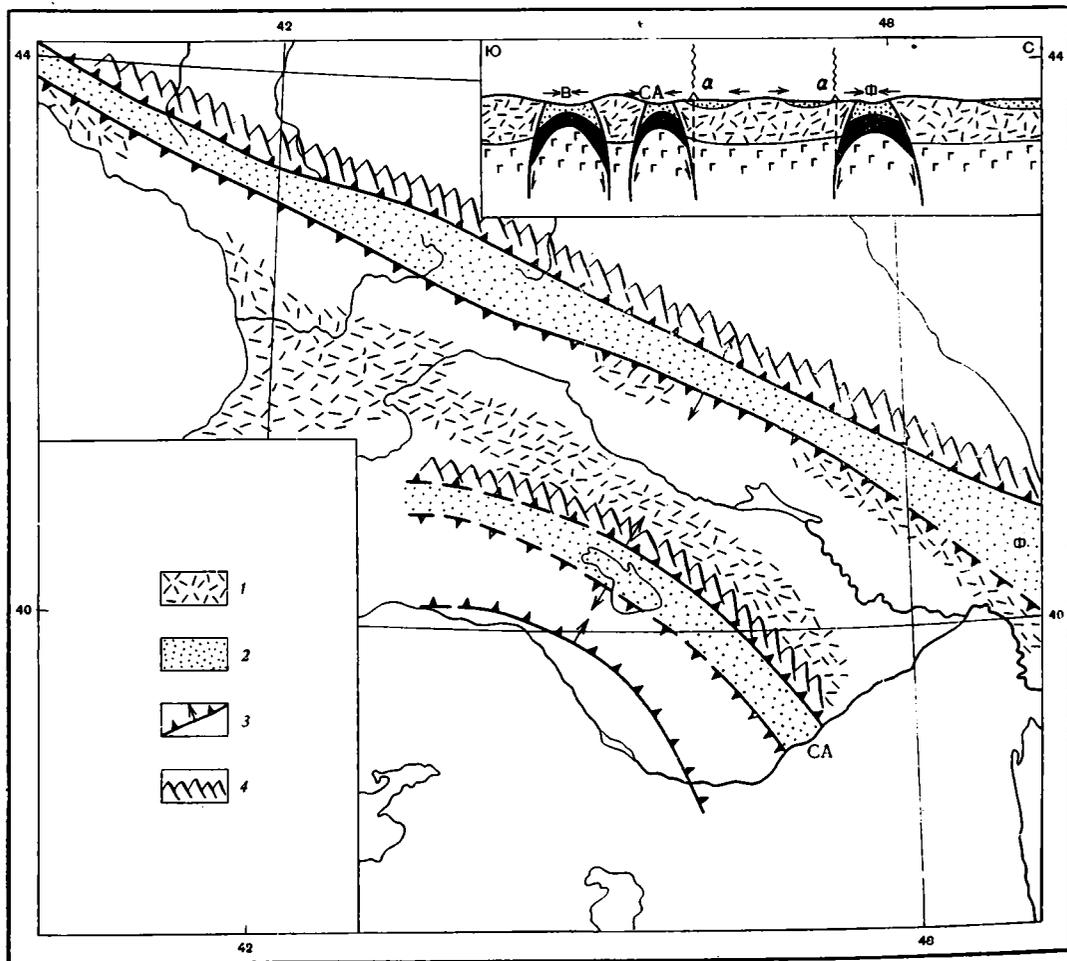


Рис. 4. Элементы палеогеодинамики Кавказа в альбе — раннем сеноне  
 1 — вулканы андезитовой формации; 2 — Южно-Кавказский (ЮК) и Севано-Акеринский (СА) флишевые трог; 3 — гипотетические зоны Беньофа; 4 — островные дуги  
 На профиле: В — Вединский трог, Ф — флишевый трог южного склона Большого Кавказа

Опять-таки не позднее середины мела, а, возможно, еще в конце юры на крайнем юге Малого Кавказа мог возникнуть еще один квазиокеанический трог — Вединский, офиолитовое выполнение которого выжато в виде покрова (Ломизе, 1971). По мнению М. Г. Ломизе, Вединский трог имел самостоятельное значение и покров (покровы) происходят из его осевой части. Однако имеются данные (центроклинальное замыкание покрова — А. Л. Книппер, С. Д. Соколов), противоречащие этому представлению. Поэтому отнюдь не исключено, что Вединский офиолитовый покров происходит из Севано-Акеринской зоны, а Арзаканский массив выступает в тектоническом окне (покров мог быть размыт здесь перед поздним сеноном). В этом случае условием сохранения офиолитов в Вединской полосе было формирование приразломного прогиба.

Аналогичная альтернатива — один офиолитовый трог или несколько обсуждается для центральной Анатолии (Brinkmann, 1972; Brunn a. Mopod, 1973), куда непосредственно продолжают офиолитовые зоны Малого Кавказа (Ломизе, 1970).

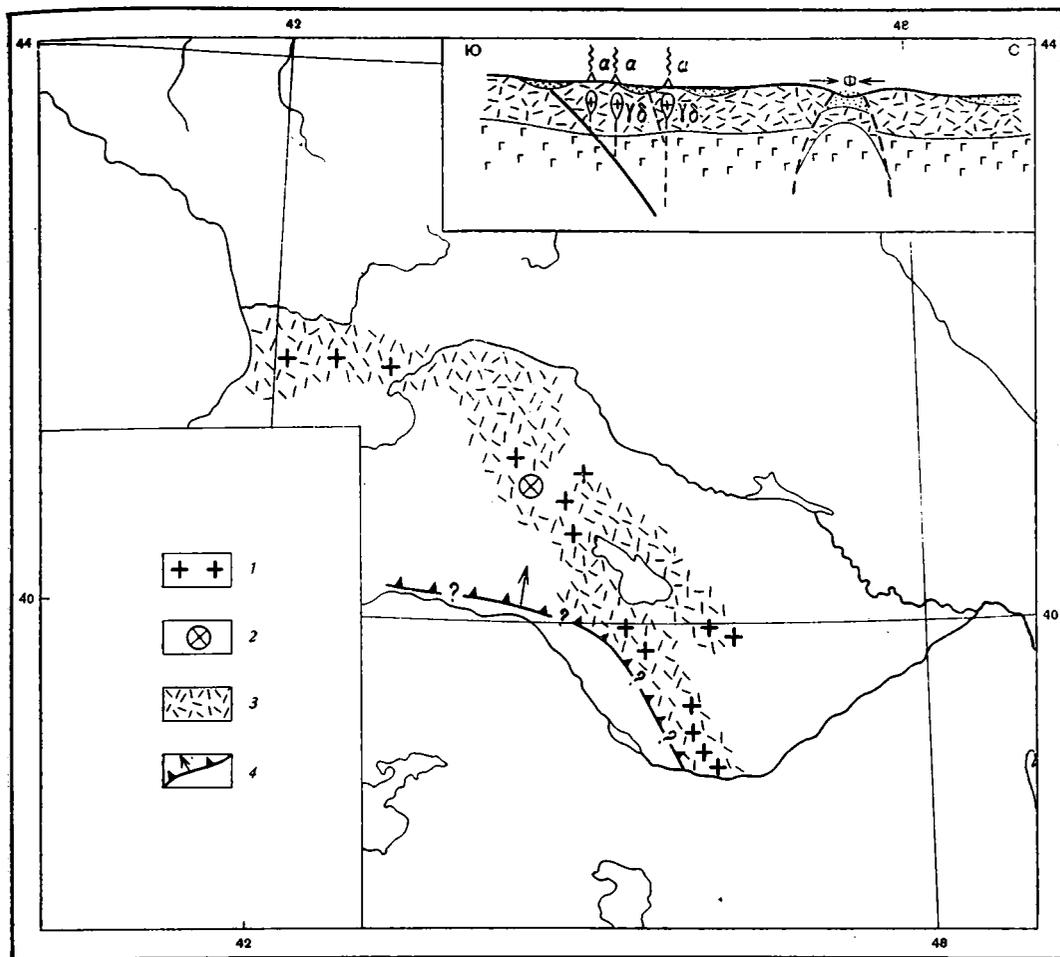


Рис. 5. Элементы палеогеодинамики Кавказа в эоцене  
 1 — граниты, плагиограниты, монзониты; 2 — Памбакский плутон нефелиновых сиенитов; 3 — андезитовые вулканиды; 4 — гипотетические зоны Беньофа

Севано-Акеринский трог уже в начале альба стал испытывать сжатие и превратился в альбе-сеномане в зону флишеннакопления. В начале сенона это сжатие резко усилилось, привело к образованию шарьяжей и распространилось также с аналогичным эффектом на Вединский прогиб. Эта фаза покровообразования лишь несколько опережает аналогичную фазу, проявившуюся перед маастрихтом еще южнее, в Тавре и Загросе.

В конце мела — начале палеогена на Кавказе наблюдается почти полное затухание вулканической деятельности. Новая резкая вспышка ее приходится на эоцен, причем по сравнению с мелом и особенно юрой ареал вулканической деятельности заметно смещается к югу, в центральную и южную зоны Малого Кавказа, охватывая также Аджаро-Триалетскую зону и Талыш. Мощность лав и пирокластолитов, в основном андезитового состава, достигла 3—5 км. В конце эоцена на всем этом пространстве возникли интрузии гранитоидов — от нормальных гранитов до монзонитов, а в заключительную фазу — кольцевой плутон нефелиновых сиенитов Памбакского хребта, к западу от оз. Севан (рис. 5).

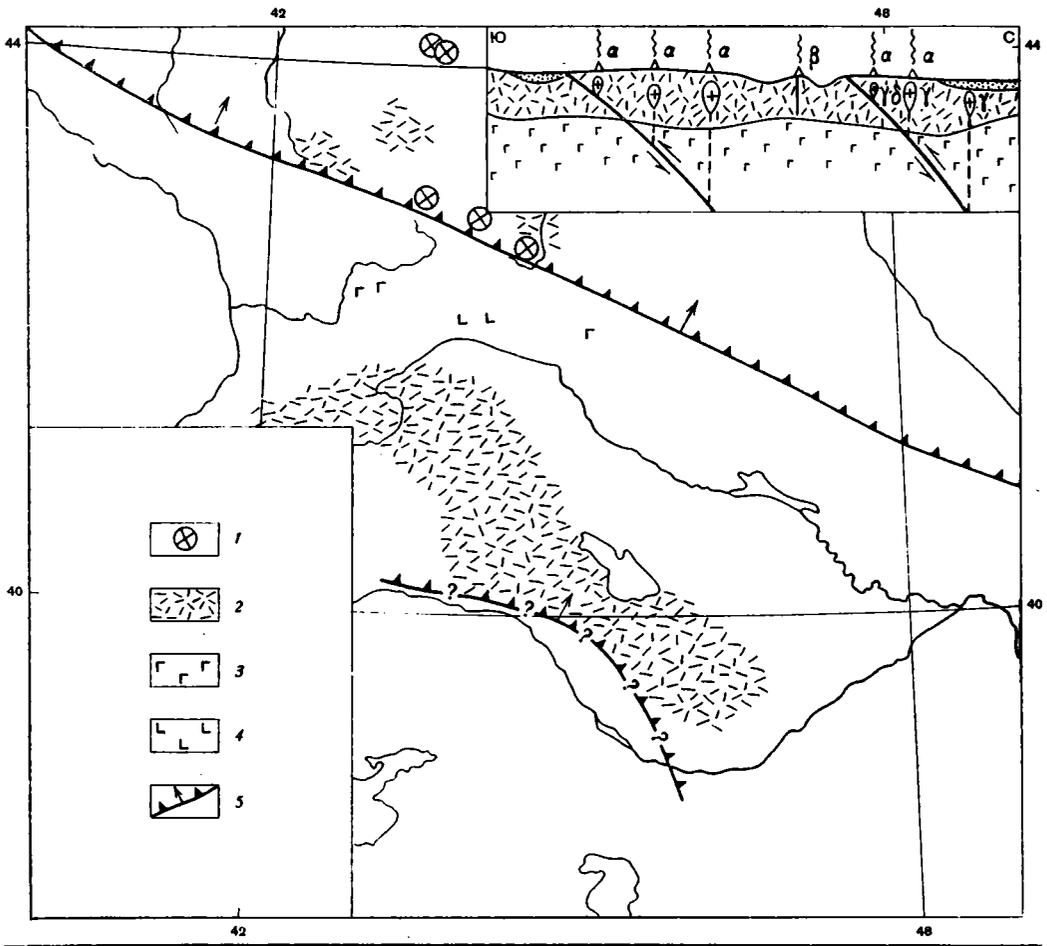


Рис. 6. Элементы палеогеодинамики Кавказа в неогене — антропогене  
 1 — гипабиссальные интрузии субщелочных гранитоидов; 2 — наземные вулканы кислого и среднего состава; 3 — базальты; 4 — интрузии тешенитов; 5 — гипотетические зоны Беньофа

Южная граница области проявления эоценового магматизма — по существу Вединская офиолитовая зона. Поэтому можно было бы думать, что этот магматизм связан в основном с активностью зоны Беньофа вдоль северного края Вединской зоны; разлом этот, очевидно, должен был обладать пологим наклоном к северу. Однако такое предположение носит весьма условный характер, поскольку, как мы видели выше, самостоятельность Вединского офиолитового трога не доказана. Кроме того, эоценовый андезитовый вулканизм очень широко развит в Северном и Центральном Иране, где он явно связан с другой зоной Беньофа — на границе Центрально-Иранского срединного массива и Загросской геосинклинали. Представляется, однако, сомнительным, чтобы аналогичный вулканизм Малого Кавказа был функцией активности той же зоны.

В конце эоцена как на Большом, так и на Малом Кавказе происходили интенсивные складчатые деформации, свидетельствующие о проявлении регионального сжатия. Эти движения возобновились в конце миоцена — начале плиоцена и достигли своей кульминации в середине

плиоцена с образованием тектонических покровов вдоль южного склона Большого Кавказа, примерно в полосе зоны Беньофа, существовавшей здесь с поздней юры. В более слабой форме деформации этой зоны продолжают до современной эпохи.

На юго-востоке Еревано-Ордубадской зоны в олигоцене продолжался андезитовый вулканизм, который протекает уже в наземных условиях и образует переход к вулканизму орогенного этапа, начавшемуся на большей части территории Кавказа уже в олигоцене. Однако основной период орогенного вулканизма на Малом Кавказе, где он охватил его центральные зоны, приходится на конец миоцена — четвертичный период, на Большом Кавказе — на поздний плиоцен и четвертичный период. Вулканизм Малого Кавказа можно предположительно и опять-таки очень условно (см. выше) связать с продолжающейся активностью зоны Беньофа вдоль Вединского офиолитового шва<sup>1</sup>, вулканизм Большого Кавказа с возобновлением подвижек вдоль аналогичной зоны на его границе с Закавказским срединным массивом (рис. 6). Последнее предположение подтверждается существованием еще довольно отчетливо выраженной наклонной сейсмофокальной поверхности на западном продолжении этого разлома к югу от Горного Крыма, а также тем, что в Среднекаспийской впадине зарегистрировано землетрясение с очагом на глубине более 100 км<sup>2</sup>. К северу от Большого Кавказа, в глубоком тылу этой зоны в олигоцен-четвертичное время формируется полоса передовых прогибов с утонением коры и подъемом поверхности Мохо, наиболее ярко выраженном, по новейшим данным в Дербентской котловине Среднего Каспия, представляющего гомолог окраинных морей Тихого океана.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сделанный выше анализ, несмотря на предположительный характер многих выводов, обусловленный недостатком фактического материала, тем не менее, как представляется автору, показывает, что современные идеи о заложении эвгеосинклинальных прогибов на океанической коре и о связи их дальнейшего развития с активностью сверхглубинных наклонных разломов — зон Беньофа позволяют лучше понять и интерпретировать тектоно-магматическую эволюцию Кавказа. На примере Кавказа с достаточной определенностью устанавливается новообразование трогов с корой океанического типа в результате раздробления и раздвига ранее существовавшей континентальной коры. Выясняется, что в среднем палеозое осевая зона Тетиса проходила через современный северный склон Большого Кавказа, в позднем палеозое переместилась в полосу южного склона, а в юре — в центральную зону Малого Кавказа. В раннем палеозое, с середины кембрия до середины ордовика и в начале мезозоя, в триасе бассейнов с океанической корой в пределах Кавказа не существовало. Бассейны такого типа, существовавшие здесь в промежутке между этими эпохами «континентализации» отличались, вероятно, ограниченной шириной (сотни, а не тысячи километров). Значительно большей шириной мог отличаться бассейн, возникший в конце триаса и существовавший почти до конца мела на юге Анатолии и Ирана в зоне современного «периаравийского» офиолитового пояса (Ломизе, 1972; Рісои, 1971). Правда, само существование такого бассейна не бесспорно, как показывает дискуссия относительно происхождения покро-

<sup>1</sup> Подобно эоцену значительная вулканическая активность наблюдалась в плиоцене — антропогене и в Северном и Центральном Иране, к северу от тыльного шва Загроса.

<sup>2</sup> Мысль о существовании реликтовой зоны Беньофа вдоль южного подножия Большого Кавказа была высказана П. Н. Кропоткиным на заседании Геодинамического семинара в Московском университете.

вов Анталы в Южной Анатолии (Brunn, 1974; Monod et al., 1974; Ricou et al., 1974).

Зоны Беньофа, существовавшие на Кавказе, испытывали в ходе геологического времени закономерное смещение с севера на юг, от широты Кисловодска до широты Еревана. При этом одновременно развивалось от одной-двух до трех-четырех зон Беньофа, максимальное количество их было в юре<sup>1</sup>. Развитие этих зон протекало достаточно длительно, с чередованием эпох затухания и активизации, и продолжалось нередко уже в условиях сплошной континентальной коры; это касается в особенности орогенного периода альпийского этапа развития (олигоцен — квартал). В этих условиях основным фактором магмообразования был высокий тепловой поток в висячих крыльях подобных зон, способствовавший появлению коровых магматических очагов. В тылу зон Беньофа и расположенных в их висячем крыле островных дуг время от времени возникали зоны растяжения, рифтообразования и мантийного диапиризма, приводивших к образованию бассейнов типа окраинных или междуговых морей. Таковы триасовые прогибы Предкавказья, позднеюрский — меловой Предмалокавказский прогиб, меловые — раннепалеогеновые Аджаро-Триалетский и Талышский прогибы, неогеново-четвертичные предкавказские прогибы, включая Среднекаспийскую котловину.

В конце орогенного периода зоны Беньофа приобрели, как и в начале их развития, близкое к вертикальному положение, которое и фиксируется на современных глубоких сейсмических профилях, а условия сжатия вдоль некоторых из них сменились условиями растяжения. С этим, очевидно, связано изменение характера магматизма — переход к излияниям базальтов (долеритовые базальты конца плиоцена в Армении).

#### Литература

- Адамия Ш. А., Абесадзе Г. Х., Хотяковский П. А. О стратиграфии и возрасте метаморфитов Главного хребта Большого Кавказа. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 4.
- Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной Черноморской впадины. — Геотектоника, 1974, № 1.
- Афанасьев Г. Д. (ред.) Закономерности развития магматизма в складчатых областях. М., «Наука», 1968.
- Афанасьев Г. Д., Бенеш К., Бойко А. К. и др. Предварительные результаты научного сотрудничества Чехословакии и СССР по проблеме корреляции докембрийских формаций и этапов развития подвижных поясов на их сочленении с платформами. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 11.
- Афанасьев Г. Д., Борсук А. М., Кондаков Л. А., Лупанова Н. П., Плошко В. В. Конкретные магматические формации Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7.
- Гамкрелидзе П. Д. Новые данные по тектонике центральной части Большого Кавказа (в пределах Сванетии). — Сообщ. АН ГССР, 1963, т. 31, № 3.
- Греков И. И., Кропачев С. М., Момот С. П., Корень Т. К. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа. — Сов. геология, 1974, № 2.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. М., Коваленко В. И., Салтыковский А. Я., Натанов Л. М., Кудрявцев Г. А., Гатинский Ю. Г., Виноградов И. В., Мишина А. В. Структурно-магматическая зональность и металлогения северо-западной части Тихоокеанского пояса. — Геотектоника, 1973, № 5.
- Ломизе М. Г. Место офиолитов в тектонической структуре Анатолии и Загроса. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1970, № 11.
- Ломизе М. Г. Вединский покров (Малый Кавказ). — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 3.
- Ломизе М. Г. Краевой офиолитовый шов альпид Ближнего и Среднего Востока. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 2.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.

<sup>1</sup> Автор не исключает, что для отдельных эпох число зон Беньофа могло быть меньше указанного им, но ему казалось полезным наметить возможное местоположение таких зон для каждой эпохи.

- Лейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Потапенко Ю. Я. и Снежко В. А. Тектонический покров в метаморфическом комплексе Северного Приэльбрусья.— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 2.
- Самохин А. А. Вопросы геологии метаморфического комплекса зоны Передового хребта в бассейне р. Лабы. В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа, т. 3, 1962.
- Смирнов В. И. Зоны Беньюфа и магматическое рудообразование.— Геол. рудн. месторождений, 1974, № 1.
- Смирнова М. Н. О внутреннем строении доюрского основания Терско-Каспийского прогиба.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 3.
- Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолтехиздат, 1952.
- Хаин В. Е. Условия образования и главные этапы развития Среднеземноморского геосинклинального пояса.— Вест. МГУ. Геология, 1970, № 2.
- Хаин В. Е. О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах.— Геотектоника, 1972, № 4.
- Хаин В. Е. Учение о геосинклиналиях на новом этапе развития геологической науки.— Вестн. МГУ, Геология, 1974, № 2.
- Brinkmann R. Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, No. 3.
- Brunn J. H. Le problème de l'origine des nappes et de leurs translations dans les Taurides occidentales.— Bull. Soc. géol. France, 1974, t. XVI, No. 2.
- Brunn J. H. a. Monod O. Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, No. 4.
- Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 11.
- Khain V. E. Structure and main stages in the tectonomagmatic development of the Caucasus: an attempt at geodynamic interpretation.— Amer. J. Sci., 1974, v. 274, No. 6.
- Monod O., Marcoux J., Poisson A. et Dumont J.-F. Le domaine d'Antalya, témoin de la fracturation de la plate-forme africaine au cours du Trias.— Bull. Soc. géol. France, 1974, t. XVI, No. 2.
- Ricon L.-E. Le crescent ophiolitique periarabique, une ceinture de nappes emplacements au Cretacé superieur.— Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., 1971, ser. 2, t. 13, No. 4.
- Ricou L.-E., Argyriadis I. et Lefèvre R. Proposition d'une origine interne pour les nappes d'Antalya et le massif d'Alanya (Taurides occidentales, Turquie).— Bull. Soc. géol. France, 1974, t. XVI, No. 2.

Московский государственный  
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила  
10 июля 1974 г.

УДК 551.243.4(234.851).

А. Б. ДЕРГУНОВ, А. П. КАЗАК, Ю. Е. МОЛДАВАНЦЕВ**СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ:  
ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА РАЙ-ИЗ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

Тектонические нарушения обусловили сложное пластинчатое строение северного контакта гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал). Ограниченные разломами пластины погружаются на юг под гипербазиты и лежат на миогеосинклинальных толщах. Они сложены метаморфическими породами и полимиктовым серпентинитовым меланжем, в составе которого встречаются глыбы экзотических пород, отсутствующих в толщах, обрамляющих массив. Отсюда следует, что гипербазитовый массив Рай-Из, находящийся в основании разреза эвгеосинклинали восточного склона Полярного Урала, надвинут на миогеосинклинальные толщи западного склона.

Гипербазитовый массив Рай-Из расположен в пределах Полярного Урала, непосредственно севернее Полярного круга, на пересечении Харбейского антиклинария Собским поперечным поднятием (Перфильев, 1968). Он имеет серповидное очертание и занимает площадь около 380 км<sup>2</sup> и ограничен со всех сторон разломами. Вдоль северного края массива развиты своеобразные брекчии, в которых валуны и глыбы разных пород заключены в перемятом серпентинитовом цементе. Изучение состава, строения и структурного положения этих брекчий, проведенное в последние два года, позволило выяснить их происхождение и по-новому оценить тектоническое положение самого массива Рай-Из.

Расположенный в относительно доступной части Полярного Урала гипербазитовый массив Рай-Из был открыт Н. А. Куликом еще в 1913 г. (Кулик, 1925). В 1925 г. массив был изучен А. Н. Заварицким, а в 1932 г. вышло в свет выполненное им монографическое описание, в котором были освещены многие особенности его строения. Прежде всего подчеркивалась тесная связь слагающих основную часть массива дунитов и гарцбургитов с пироксенитами и габбро-амфиболитами его южной окраины. О структурной позиции массива было сказано, что «... он расположен как бы в синклиналеподобной впадине, образованной зелеными сланцами, непосредственно под него уходящими...» (там же, стр. 164—165). На северном контакте массива у подножия г. Нырдьвомен-Из А. Н. Заварицкий обнаружил «...в массе змеевика огромные глыбы, имеющие вид включений посторонних пород» (там же, стр. 35).

Позднее изучением гипербазитов массива Рай-Из и окружающих его толщ пород занимались многие исследователи. Следует отметить исследования сотрудников МГУ Г. Л. Кашинцева, И. Е. Кузнецова и Г. Б. Рудника, которые выявили главные особенности внутреннего строения массива и сложную историю его формирования, а также открыли ряд проявлений хромитов (Рудник и др., 1971). Своеобразные серпентинитовые брекчии с инородными обломками были описаны Е. В. Воловичем, Б. Я. Дембовским (1972) и Х. Т. Шляховой (1965) в районе горы Шлем у северо-западной оконечности массива и к юго-западу от нее.

Массив Рай-Из в основном сложен породами дунит-гарцбургитового комплекса. В Центральной его части в субширотном направлении прослеживается зона вторичных метаморфогенных гипербазитов, в юж-

ной — неравномерно- и гигантозернистых дунитов. Еще южнее дунит-гарцбургитовый комплекс сменяется верлит-клинопироксенит-габброидным. Преобладающее простирание зон и планпараллельных текстур по-

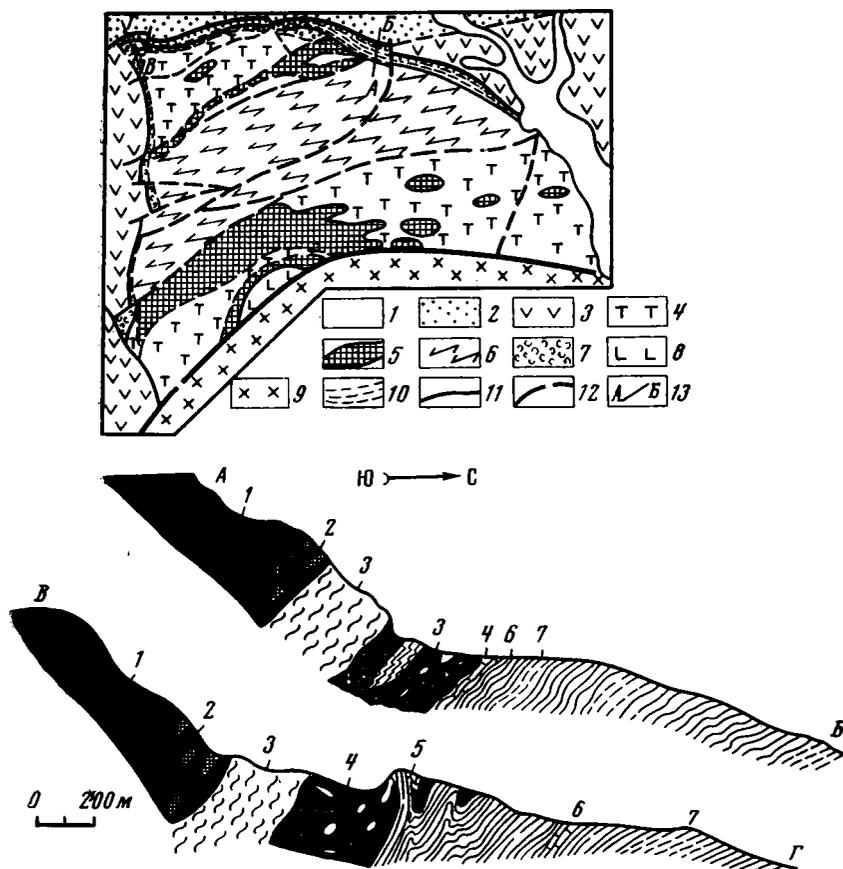


Рис. 1. Схема геологического строения гипербазитового массива Рай-Из и геологические разрезы через его северный контакт с вмещающими породами.

1 — четвертичные отложения; 2 — терригенные и кремнистые сланцеватые породы ( $Pz_{2-3}$ ); 3 — амфиболиты и зеленые сланцы по терригенно-вулканогенным породам (R—Ст); 4 — дунит-гарцбургитовый комплекс; 5 — дуниты, в том числе гигантозернистые, 6 — вторичные метаморфогенные гарцбургиты; 7 — рассланцованные, брекчированные и сильно серпентинизированные гипербазиты; 8 — верлит-клинопироксенит-габброидный комплекс; 9 — диорит-тоналит-плагиигранитовый комплекс; 10 — полимиктовый серпентинитовый меланж с пластинами существенно амфиболовых сланцев; 11 — разломы зоны меланжа (на знаке 11 пропущены зубцы вниз); 12 — прочие разломы. 13 — Места геологических разрезов: А—Б — на северном склоне горы Нырдовомен-Из, В — Г — по руч. Хребет-Шор. Цифры на разрезах обозначают: 1 — серпентинизированные гипербазиты, 2 — брекчированные и рассланцованные серпентиниты, 3 — существенно амфиболовые сланцы, 4 — полимиктовый серпентинитовый меланж; 5—7 — вмещающие породы ( $Pz_{2-3}$ ); 5 — углисто-кремнистые сланцы, 6 — известняки, 7 — углисто-глинистые сланцы

род, восток-северо-восточное, падение на юго-юго-восток под углами от 30 до 70°. Более поздние поперечные разломы создали блоковую структуру массива (рис. 1).

Наиболее интересно строение северной окраины массива, где гипербазиты контактируют с палеозойской толщей кремнисто-глинистых, углисто-глинистых и филлитовидных сланцев, алевролитов, песчаников с редкими линзами известняков. Возраст этой толщи определяется находками каменноугольных фораминифер (Войновский-Кригер, 1963) и верх-

недевонских конодонт в долинах ручья Хребет-Шор и четвертого сверху правого притока р. Сось, причем последние были найдены всего в 300 м от контакта с гипербазитами (Пучков, 1973). Осадочные породы очень слабо метаморфизованы не выше фации аспидных сланцев и даже непосредственно на контакте с гипербазитами лишь слабо хлоритизированы. Обычно они смяты в крутые, нередко опрокинутые на северо-запад изоклинальные складки восток-северо-восточного простирания, поэтому преобладающее направление падения слоистости юго-восточное под углами 40—60°. По мере приближения к массиву заметно увеличивается степень рассланцевания и появляется мелкая плейчатость. Так, в основании левой цокольной террасы р. Нырдовомен-Шор (около отм. 237,0) углисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями песчаников интенсивно сплюснуты и раскливажированы, причем осевые плоскости складок волочения и плоскости кливажа почти параллельны и падают на восток-юго-восток под углами 70—80°. Можно предположить, что они образовались при субгоризонтальном движении гипербазитов с юго-востока на северо-запад по поверхности сланцев. Более массивные пласты кремнистых пород не плейчатые, но сохраняют крутое или относительно пологое (40—50°), падение на юг под гипербазиты.

Северная часть самого массива Рай-Из доступна для изучения в ущельях ручьев Нырдовомен-Шор и Хребет-Шор, текущих с него на север, а также на склонах гор Шлем и Нырдовомен-Из (см. рис. 1). Здесь было установлено сложное пластинчатое (чешуйчатое) строение окраины массива, причем плоскости разломов, разделяющих пластины, круто (40—60°) падают на юг под гипербазиты. Непосредственно в контакте с осадочной верхнедевонской толщей почти непрерывно прослеживается зона, сложенная полимиктовым серпентинитовым меланжем. Южнее располагается пластина амфиболовых (часто содержащих глаукофан) сланцев, далее идут рассланцованные, местами раздробленные серпентиниты, которые постепенно сменяются сначала массивными серпентинитами, а потом слабо серпентинизированными гипербазитами (рис. 2).

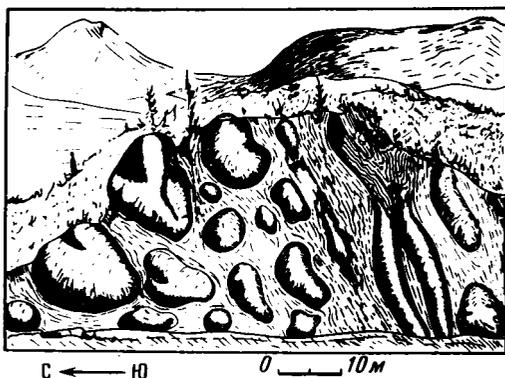


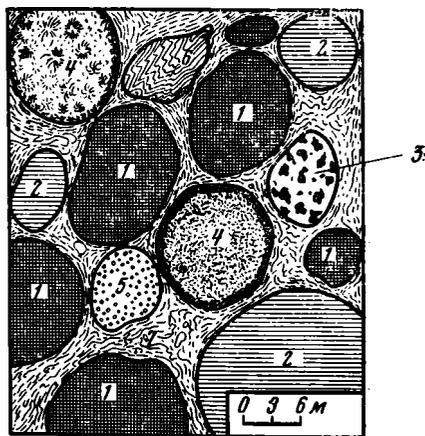
Рис. 2. Выход полимиктового меланжа на правом берегу руч. Нырдовомен-Шор. Крупные глыбы серпентинизированных гарцбургитов, жадеитов (?), гранат-пироксеновых пород, кристаллических сланцев, «плавающие» в серпентинитовом цементе

Следует отметить, что в большинстве случаев нижняя зона меланжа залегает согласно со структурами толщ обрамления массива, но местами она их срезает.

Слагающий эту зону полимиктовый меланж прослеживается почти без перерыва вдоль северной окраины массива от горы Шлем на западе до долины р. Сось на востоке. Мощность его изменяется от 15—20 до 300—350 м, как, например, в ущелье р. Нырдовомен-Шор. В полимиктовом меланже цементирующей массой служит сильно рассланцованный и перемятый серпентинит. В нем заключены как-бы «плавающие» угловатые глыбы, но чаще округлые валуны и гальки разнообразных пород размером от нескольких сантиметров до нескольких метров (рис. 3).

Расположение включений хаотическое, признаков сортировки не отмечено. Эти глыбы и валуны представлены массивными, иногда нацело серпентинизированными гарцбургитами, дунитами, изредка хромитовыми рудами. Встречены также зеленокаменноизмененные базальты, их туфы, диабазы, существенно амфиболовые сланцы, кремнистые породы, углисто-кремнистые сланцы, кварциты, клинопироксениты (жадеититы?), хлорит-амфибол-клинопироксеновые, гранат-пироксеновые и

Рис. 3. Расположение глыб в полимиктовом меланже на левом берегу руч. Хребет-Шор: 1— гарцбургиты; 2— серпентиниты; 3— хромиты; 4— мелкозернистые гранат-пироксеновые породы; 5— гранат-оливин-пироксеновые породы; 6— кристаллические сланцы; 7— рассланцованный серпентинит (цемент)



оливин-гранат-пироксеновые породы. Гроссуляр-клинопироксеновые породы, близкие к родингитам, были описаны здесь еще А. Н. Заварицким. Следует отметить, что на долю гипербазитов приходится не менее 80% всех включений.

Преобладающие среди включений гарцбургиты, дуниты и их серпентинизированные разности не отличимы от аналогичных горных пород гипербазитового массива. Предварительное петрографическое изучение других характерных разновидностей горных пород, слагающих глыбы и валуны, показало следующее. В различной степени зеленокаменноизмененные базальты, их субщелочные (?) разности и туфы, а также диабазы встречаются в виде эллипсоидальных, округлых и иногда угловатых с округленными поверхностями валунов и «окатышей» размером обычно не менее 5—10 см в поперечнике. Они нередко заключены в тонкую серпентинитовую рубашку, на отполированной поверхности которой видны многочисленные разнонаправленные борозды скольжения. Все это свидетельствует о перемещении названных включений и их истирании в движущейся массе меланжа.

По внешнему облику диабазы и базальты представляют собой темно-серые с буроватым и зеленоватым оттенком тонкозернистые породы, как правило, афирового сложения. Под микроскопом в относительно редких порфириковых выделениях встречены клинопироксен и оливин. Основная масса обнаруживает микропикритовое строение и состоит в основном из лейстовидного альбита, хлорита и лейкоксена.

Горные породы пироксенового, гранат-пироксенового и гранат-оливин-пироксенового состава встречаются в меланже в виде крупных эллипсоидальных и шарообразных валунов до 2 м в поперечнике. Внешне это обычно мелкозернистые светло-серые с зеленоватым и розоватым оттенком породы, осветленные с поверхности и нередко одетые в серпентинитовую рубашку. Главными порообразующими минералами этих пород являются клинопироксен и гранат (гроссуляр по А. Н. Заварицкому). Структура гранобластовая, неравномерно-зернистая. Интерстиции выполнены агрегатом хлорита. Отдельные несколько меньшие по разме-

рам валуны целиком состоят из клинопироксена (жадеита?), представленного таблитчатыми или призматическими зернами, участками образующими спутанно-волокнистый агрегат. Часто наблюдается замещение названных выше минералов карбонатом и хлоритом.

Повсеместно в составе серпентинитового меланжа в виде крупных угловатых глыб, а также линзовидных блоков мощностью до 10—15 м (г. Нырдовомен-Из) встречаются метаморфические сланцы и кварциты. Ориентировка уплощенных глыб почти всегда совпадает с общим субширотным простиранием зоны меланжа. Сланцы обычно плотные, в своем составе помимо кварца и альбита содержат клинопироксен, щелочной амфибол, гранат и крупночешуйчатый мусковит. Нередко они окварцованы и пиритизированы, имеют массивную текстуру и часто интенсивно трещиноваты. Они содержат идиобласты и сноповидные сростки щелочного амфибола, а также скопления мелких зерен граната. В верхней части зоны полимиктового меланжа встречаются крупные линзовидные и каплевидные тела жадеититов.

Пластина амфиболовых сланцев расположена непосредственно южнее и выше зоны меланжа. Она прослеживается вдоль всего северного края гипербазитового массива, иногда выклиниваясь и достигая в раздвухах 1500—2000 м мощности. В западной части пластины преобладают актинолитовые, эпидот-актинолитовые, альбит-кварц-актинолитовые и альбит-эпидот-цоизитовые актинолитсодержащие сланцы. В восточной части появляются альбит-эпидот-глаукофановые, альбит-эпидот-хлорит-глаукофановые, эпидот-глаукофановые, часто стильпномелансодержащие сланцы с участками почти мономинеральных глаукофановых пород. В кровле пластины вблизи контакта ее с гипербазитами местами прослеживается зона светло-зеленых клинопироксенсодержащих пород мощностью до 15—20 м связанных постепенным переходом с глаукофановыми сланцами. Эти клинопироксенсодержащие породы слагают например большую часть горы Нырдовомен-Из. В них развиты отдельные порфиробласты (размером 0,1—0,5 мм), сростки и линзовидные обособления клинопироксена (жадеита?), реакционно развивающегося за счет основной ткани породы. Изредка встречаются маломощные прослои, состоящие из спутанно-волокнистых агрегатов того же клинопироксена.

Реликтовые структуры изверженных горных пород (офитовые, порфировые, обломочные и др.), встречающиеся в некоторых разностях существенно амфиболовых сланцев, а также наличие в них прослоев кремнистых сланцев убедительно свидетельствуют в пользу осадочно-вулканогенной природы исходного субстрата. Присутствие в них глаукофана и жадеита (?) указывает на относительно низкотемпературные условия преобразования при высоких давлениях. Подобные условия могли возникнуть при интенсивном горизонтальном сжатии (стрессе) в зоне сопряжения перемещающегося тела гипербазитов с толщами осадочно-вулканогенных образований, а также на контактах отдельных чешуй и пластин.

Пластину амфиболовых сланцев перекрывают рассланцованные, местами перемятые серпентиниты, по существу составляющие единое целое с основным телом гипербазитов, которое они подстилают. В нижней части, на контакте с амфиболовыми сланцами, серпентиниты оталькованы и карбонатизированы. Выше в их составе преобладают крупные угловатые, часто клиновидные глыбы серпентинизированных дунитов и гарцбургитов размером до 5—10 м и более. Ориентировка глыб соответствует общему юго-восточному падению, причем нередко они плотно прилегают друг к другу, соприкасаясь по идеально отполированным зеркалам скольжения. Местами глыбы разделены сильно рассланцованным, листоватым и милонитизированным антигиритовым серпентинитом. Южнее, вверх по разрезу и в глубь массива, количество цементирующего серпен-

тинита уменьшается и происходит постепенный переход к массивным гипербазитам внутренней части массива Рай-Из.

В верхнем течении руч. Нырдовомен-Шор строение краевой части массива гипербазитов и его обрамления несколько более сложно. Здесь вблизи отм. 380.0 (в месте слияния трех составляющих ручья) непосредственно южнее и выше пластины существенно амфиболовых сланцев прослеживается вторая зона серпентинитового меланжа мощностью около 250—300 м, возможно, представляющая ответвление от главной зоны меланжа, развитой севернее. В этой зоне раздробленные серпентиниты цементируют крупные округлых очертаний блоки и валуны, преимущественно состоящие из массивных габбро-диабазов, метадиабазов, диабазовых порфиритов и их туфов. Реже встречаются меньшие по размерам обломки сливных черных фтанитов и кремнистых сланцев. Далее на юг после перерыва в обнажениях (около 250 м) на расстоянии около 500—600 м в глыбовых развалах и коренных выходах прослеживаются аповулканогенные зеленые сланцы с линзовидными участками метавулканитов и глаукофансодержащих сланцев. Встречены также прослой темно-серых кремнистых сланцев и небольшие неправильные по форме участки кремнистой яшмовидной породы красновато-сургучного цвета. Сланцеватость этих образований простирается в субширотном направлении и падает на юг под углом 40—50°.

Охарактеризованная кремнисто-вулканогенная ассоциация по набору пород идентична молудшорской свите ( $O_{2-3}$ ), выделенной в более южных районах, непосредственно западнее гипербазитов Войкаро-Синьинского массива (Гессе, Маслов, 1972). Рассланцованные метавулканиты через зону разлинзованных и брекчированных серпентинитов (около 30—40 м) контактируют с породами дунит-гарцбургитового комплекса, слагающими северную часть массива Рай-Из. Вероятно, в рассматриваемом разрезе в верховьях руч. Нырдовомен-Шор вместо единой пластины существенно амфиболовых (аповулканогенных) сланцев мы имеем дело с пакетом, состоящим по крайней мере из двух пластин чешуй, разделенных зоной серпентинитового меланжа.

Таким образом, тектонические соотношения гипербазитов с толщами осадочных и осадочно-вулканогенных горных пород в пределах северного контакта массива Рай-Из можно считать достаточно очевидными.

Тектонический характер западного и восточного контактов массива Рай-Из впервые был отмечен еще А. Н. Заварицким и позднее подтвержден многими исследователями. Было установлено, что на западе и на востоке гипербазиты граничат с метаморфическими образованиями относительно более высоких (по сравнению с породами северного обрамления) ступеней метаморфизма, отвечающими зеленосланцевой и альбит-эпидот-амфиболитовой фациям. Обычно это разнообразные пара- и ортосланцы, а также альбитовые амфиболиты и мусковит-альбитовые гнейсы с эпидотом и иногда гранатом.

Субмеридиональный разлом, ограничивающий гипербазитовый массив с запада, характеризуется почти вертикальной или крутопадающей на восток под гипербазиты плоскостью сместителя. Его строение осложнено поперечными разрывными нарушениями с амплитудой от первых сотен метров до 1 км. Ширина полосы нацело серпентинизированных гипербазитов вблизи разлома не превышает 20—30 м. Фиксируется относительно слабая тектоническая переработка (разлинзование, рассланцевание) как гипербазитов, так и вмещающих метаморфических горных пород. Последние иногда включают мелкие линзы амфиболитовых пород. Можно предполагать, что в результате движений по рассматриваемому разлому гипербазиты были опущены относительно метаморфических сланцев и сдвинуты в направлении с юга на север.

Восточный контакт скрыт аллювиальными отложениями долины р. Сось и делювиальными развалами склона гипербазитового массива.

На его тектонический характер указывает наличие крутых уступов в рельефе, отделяющих гипербазиты от вмещающих метаморфических сланцев. При этом вмещающие горные породы круто падают на запад под гипербазиты.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные о характере соотношений гипербазитов массива Рай-Из с вмещающими толщами горных пород достаточно однозначно свидетельствуют об его аллохтонности. Преобладающие в составе массива породы дунит-гарцбургитового комплекса вместе с тесно связанными с ними образованиями верлит-клинопироксенит-габбродного комплекса в виде мощной пластины были выведены из глубинных зон эвгеосинклинали варисцид и шарьированы в верхние горизонты земной коры в пределы миогеосинклинали.

В подошве выдвигающейся аллохтонной гипербазитовой пластины и в подстилающих ее автохтонных образованиях фиксируются минеральные ассоциации с глаукофаном и жадеитом, указывающие на повышение давления и относительно низкие температуры.

На наличие значительных горизонтальных перемещений указывают мощные и протяженные зоны полимиктового серпентинитового меланжа, прослеживающиеся вдоль северной окраины массива Рай-Из. Эти перемещения, очевидно, продолжались и после формирования жадеит- и глаукофансодержащих ассоциаций, поскольку представляющие их горные породы встречаются в виде включений в составе меланжа.

#### Литература

- Войновский-Кригер К. Г.* Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1933, т. 38, № 2.
- Волович Е. В., Дембовский Б. Я.* Хараматалоуский разлом. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР, сб. 7. Сыктывкар, Коми книжн. изд-во, 1972.
- Гессе В. Н., Маслов М. А.* Ордовикский вулканизм на западном склоне Полярного Урала.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР, сб. 7. Сыктывкар, Коми книжн. изд-во, 1972.
- Заварицкий А. Н.* Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Изд. Главного геол.-развед. объедин., 1932.
- Кулик Н. А.* Работы в Полярном Урале на широте г. Обдорска.— Изв. геол. комитета, 1925, т. 44, № 2.
- Пучков В. Н.* Находки конодонтов в палеозое севера Урала и их стратиграфическое значение.— Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 3.
- Перфильев А. С.* Особенности тектоники севера Урала. М., «Наука», 1968.
- Рудник Г. Б., Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е.* Геологическое строение и хромитоносность массива Рай-Из.— В кн.: Материалы совещ. по составлен. прогнозно-металлогенич. карт на хромиты, 1971.
- Шляхова Х. Т.* Интрузии г. Шлем.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР, сб. 5, Сыктывкар, Коми книжн. изд-во, 1965.

Геологический институт  
АН СССР  
ВСЕГЕИ

Статья поступила  
30 января 1974 г.

УДК 551.242.3+551.263.2(235.223)

Н. Н. ХЕРАСКОВ

**ФОРМАЦИИ И СТАДИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ  
ЗАПАДНОГО САЯНА**

Описаны основные формации Западного Саяна: венд-нижнекембрийские спилито-кератофировая, рифо-туфоконгломератовая, спилито-фтанито-сланцевая, формировавшиеся в океаническую стадию развития Западного Саяна; нижнесреднекембрийская зеленых туфов, верхнекембрийская зеленоцветная флишондная, формировавшиеся в островодужную стадию; ордовикская пестроцветная флишондная, нижнесилурийская карбонатно-флишондная, отлагавшиеся в остаточном прогибе. Проведено сравнение выделенных формаций с формациями современных островных дуг и сделаны выводы о том, что спилито-фтанито-сланцевая формация образовалась на океанической земной коре, а спилито-кератофировая, вероятно, на земной коре переходного типа.

Западный Саян представляет собой каледонское складчатое сооружение, орогенный этап которого начался в верхнем силуре — нижнем девоне. С трех сторон складчатое сооружение Западного Саяна окружено более древними салаирскими (раннекаледонскими) складчатыми сооружениями Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна и Тувы, основная складчатость в которых произошла в конце кембрия, а на западе сочленяется с разновозрастным складчатым сооружением Горного Алтая.

Еще первые исследователи Западного Саяна И. К. Баженов (1934) и Н. А. Батов (1931), выделяли комплексы стратифицированных пород, отвечающие основным формациям. Более подробно стратиграфия региона была разработана А. Г. Сивовым (1948, 1953), причем выделенные им крупные стратиграфические подразделения также отвечали формациям. Более детальная стратиграфия была разработана при среднемасштабной геологической съемке, данные по которой были обобщены Л. П. Зоненштайном (1963) и И. Н. Казаковым (1961). Основываясь главным образом на материалах среднемасштабных съемок, Л. П. Зоненштайн выделил основные формации в Западном Саяне и дал их характеристику. На основе формационного анализа группой геологов Всесоюзного аэрогеологического треста была составлена тектоническая карта Алтае-Саянской складчатой области и дана краткая характеристика выделенных регионов (Белостоцкий и др. 1959).

За последние годы в результате крупномасштабных геологических съемок и многочисленных тематических работ получено много новых данных, позволяющих во многом по-новому осветить историю развития Западного Саяна. Эти данные освещены в многочисленных работах, касающихся отдельных вопросов стратиграфии (Антонов, 1963; Безруков, 1971; Велинский, 1968; Владимирский, Задорожная, 1967; Волков и др., 1970; Исаков, 1969, 1972; Коробейников, 1965; Конюшков, 1969; Любалинская, Семенов, 1970; Щеглов, Богнибова, 1970, и мн. др.), и обобщающих материалов по Западному Саяну и его окружению в целом (Велинский, Щеглов, 1965; Мусатов и др., 1969; Зоненштайн, 1968; Щеглов, 1967).

В данной статье делается попытка провести формационный анализ истории развития Западного Саяна на основании имеющихся материалов по геологии Западного Саяна и собственных многолетних исследований автора, а также исходя из общей теории развития эвгеосинклиналей, разрабатываемой под руководством А. В. Пейве (Пейве и др., 1972). Современное распространение различных формаций дано на тектонической карте (рис. 1), а взаимоотношение формаций показано на схеме сопоставления разрезов (рис. 2) и на тектоническом профиле (рис. 3).

Наиболее древними образованиями Западного Саяна являются венд-нижнекембрийские, объединяемые в спилито-кератофировую, рифо-туфоконгломератовую и спилито-фтанито-сланцевую формации.

Спилито-кератофировая формация развита только по северному склону Западного Саяна в Хансынско-Амыльском горст-антиклинории (нижнемонокская свита). Формация сложена диабазами, спилитами, кварцевоыми и бескварцевыми плагиолипаритами (кератофирами). Зеленокаменноизмененные диабазы и спилиты часто обладают шаровой отдельностью, а по химическому составу отвечают нормальным толеитовым базальтам и андезитобазальтам (см. табл. 1). Для формации характерно контрастное сочетание, с одной стороны, толеитовых базальтов и андезитобазальтов, а с другой — плагиолипаритов, при очень небольшом количестве промежуточных разностей (плагиоклазовых порфиритов). Кроме эффузивов в составе формации принимают участие небольшое количество туфов и туфобрекчий основного и кислого состава, а также зеленые кремнистые туффиты, зеленые и красные яшмокварциты, образующие маломощные линзы.

Каких-либо закономерностей в распределении эффузивов по разрезам установить не удастся. Можно лишь говорить, что плагиоклазовые порфириты приурочены в основном к верхним частям вулканогенной толщи и главным образом к восточной части распространения описываемой формации. Мощность формации более 4000 м.

Как показали детальные исследования З. П. Любалинской и Г. Г. Семенова (1970), изливания эффузивов происходили в подводных условиях из вулканов центрального типа.

Со спилито-кератофировой формацией генетически тесно связаны интрузии трондьемитов и плагиогранитов (майнский комплекс). Как выяснил В. Н. Смышляев (1963), по химизму породы этих интрузий совершенно аналогичны плагиолипаритам (см. табл. 1).

В западной части северного склона Западного Саяна стратиграфически выше спилито-кератофировой формации залегает рифо-туфоконгломератовая формация (верхнемонокская свита), представленная в основном туфоконгломератами, среди которых находятся линзы рифогенных археоциатовых известняков объемом от нескольких кубических метров до нескольких кубических километров (Кизасский риф). Кроме того, присутствуют песчаники, туфопесчаники, туффиты, кремнистые сланцы, редко потоки плагиолипаритов и андезитовых порфиритов. Мощность формации колеблется в широких пределах — от 500 до 3000 м.

В районе р. Табат наблюдается замещение туфоконгломератовой толщи эффузивами спилито-кератофировой формации. Это замещение было установлено в 1956 г. А. А. Моссаковским и автором (Кац и др., 1958), а в последующие годы «зубчатый» контакт эффузивов и туфоконгломератов откартирован при крупномасштабной съемке А. О. Аноприенко западнее р. Табат. К востоку от р. Табат рифо-туфоконгломератовая формация отсутствует (см. рис. 1).

По фауне архециатов и трилобитов (санаштыкгольский комплекс) устанавливается принадлежность рифо-туфоконгломератовой формации ко второй половине нижнего кембрия и соответственно (по стратиграфическому положению) венд-раннекембрийский возраст спилито-кера-

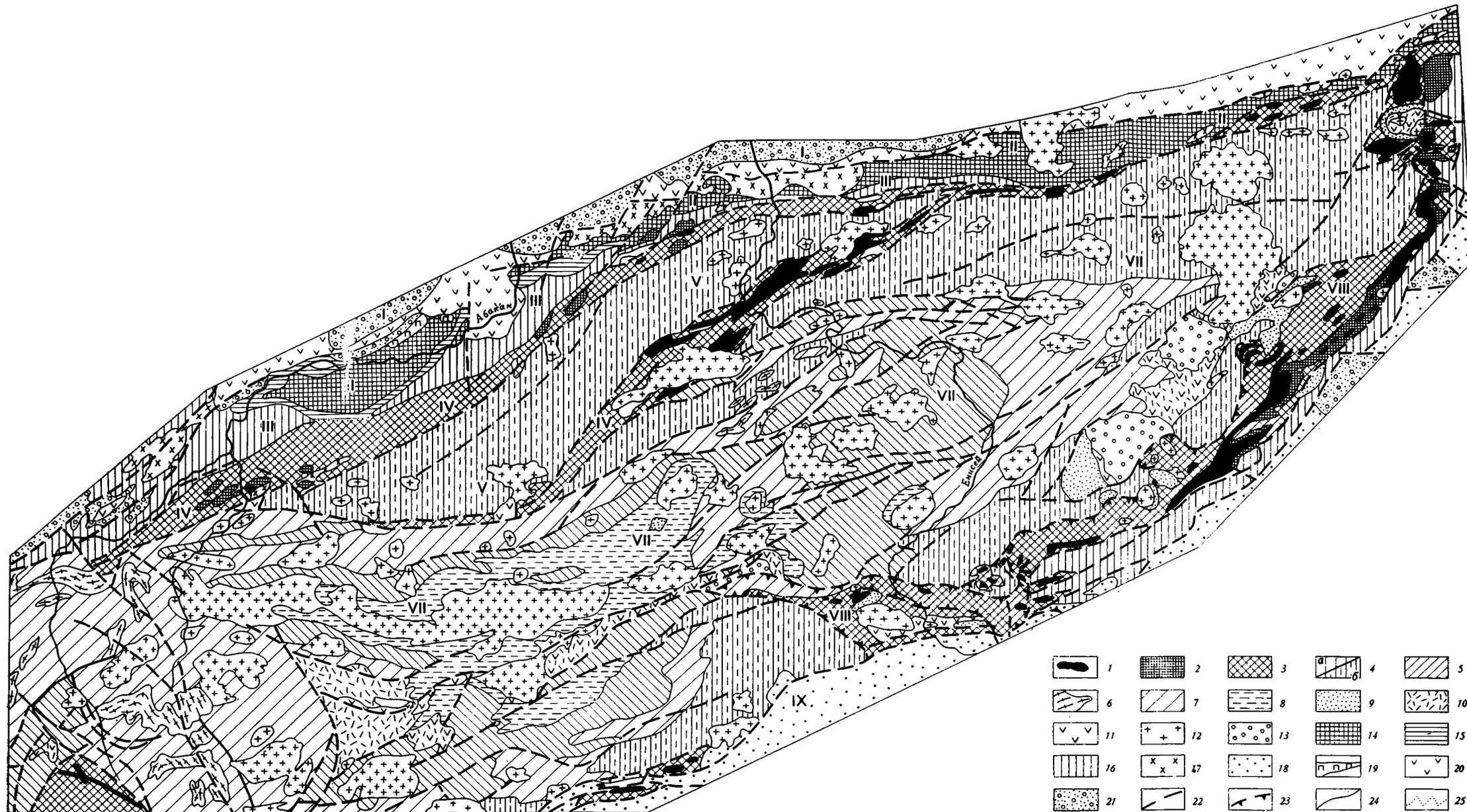


Рис. 1. Тектоническая карта Западного Саяна.

Зоны с силурийским возрастом гранитно-метаморфического слоя земной коры. 1, 2 — меланократовый фундамент структур океанического типа: 1 — дунит-гарцбургитовый комплекс, полосчатый дунит-пироксенитовый комплекс, мелкие тела серпентинитов, 2 — габброиды интрузивные и метасоматические (в том числе стратифицированные); 3 — формации, формировавшиеся на земной коре океанического типа: спилито-сланцевая океанической стадии развития (венд — нижний кембрий); 4—10 — формации, формировавшиеся на земной коре переходного (субокеанического) типа: 4 — «зеленых туфов» переходной (или островодужной) стадии развития (нижний — средний кембрий); а — метаморфизованная в зеленокаменной фации, б — метаморфизованная в зеленосланцевой фации; 5 — зеленоцветная флишеидная (верхний кембрий), 6 — комплекс гнейсо-гранитов (верхний кембрий ?), 7 — пестроцветная флишеидная (ордовик), 8 — карбонатно-флишеидная (нижний силур), 9 — нижняя пестроцветная моласса (верхний силур), 10 — нижняя вулканогенная моласса (верхний силур), 11, 12 — формации, формировавшиеся на земной коре континентального типа: 11 — липаритовая (нижний — средний девон), 12 — верхняя красноцветная моласса (средний девон — нижний карбон); 13 — силурийские и девонские гранитные интрузии.

Зоны с кембрийским возрастом гранитно-метаморфического слоя земной коры. 14—18 — формации, формировавшиеся на земной коре переходного типа: 14 — спилито-кератофировая (венд — нижний кембрий); 15 — рифо-туфоконгломератовая (нижний кембрий); 16 — зеленых туфов (нижний — средний кембрий); 17 — трондьемитовые интрузии комагатичные спилито-кератофировой формации, 18 — нижняя зеленоцветная и красноцветная моласса (ордовик — силур); 19 — плагногранитная интрузия (преддевонская); 20—21 — формации, формировавшиеся на континентальной земной коре: 20 — порфирировая (нижний — средний девон), 21 — верхняя пестроцветная моласса (средний девон — нижний карбон).

Прочие условные обозначения: 22 — разломы разного типа; 23 — надвиги; 24 — стратиграфические и интрузивные границы; 25 — латеральные границы формаций.

Тектонические структуры (номера на карте): I — Южно-Минусинская межгорная впадина; II — Хансыно-Амыльский шовный горай-антиклинорий; III — Майнский синклинорий; IV — Джойский шовный горст; V — Джебашский синклинорий; VI — Бурский шовный горст; VII — Центрально-Западно-Саянский синклинорий; VIII — Куртшибинский шовный горст; IX — Хемчикско-Систигхемский межгорный прогиб; X — Тоджинская межгорная впадина

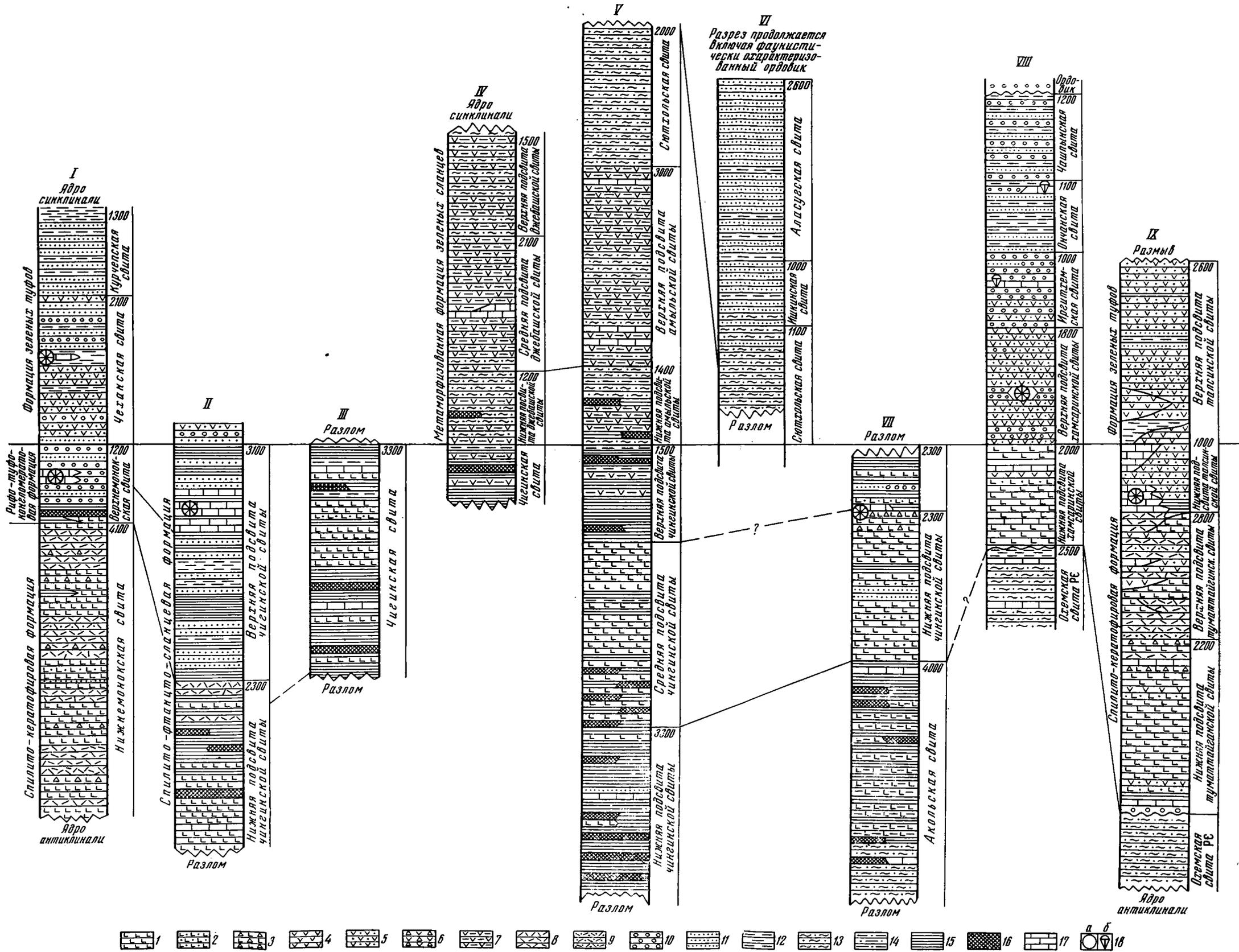


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов кембрийских отложений.

I — Хансынская антиклиналь и Курчепская синклинали (по В. Н. Шишлову); II — Джойский горст, хр. Шаман (по В. Н. Шишлову); III — Джойский горст, р. Малая Шушь (по Н. Н. Хераскову); IV — Джебашский синклинорий, реки Карасибо, Чеханка (по Г. Г. Семенову, Р. А. Еферову и Н. Н. Хераскову); V — Куртушибинский горст и Центрально-Западно-Саянский синклинорий, реки Амыл, Ус, Тихая, Чежи (по Н. Н. Хераскову); VI — Центрально-Западно-Саянский синклинорий, р. Мунчурек (по Н. Н. Хераскову); VII — Куртушибинский горст, р. Урбун (по Г. М. Владимирскому, Н. М. Задорожной и А. Г. Сивову); VIII — Тоджинская впадина (по В. Н. Чучко, А. В. Сарбе, В. К. Шульге); IX — Азасская зона Восточной Тувы, хребты Тумат-Тайга и Ондут-Тайга (по В. Б. Агентову, Г. М. Владимирскому, Г. А. Кудрявцеву).

1 — основные эффузивы; 2 — туфы основного состава; 3 — лаво- и туфобрекчии основного состава; 4 — средние эффузивы; 5 — туфы среднего состава; 6 — лаво- и туфобрекчии среднего состава; 7 — зеленые метаморфические ортосланцы и порфиритоиды; 8 — кислые эффузивы; 9 — туфы кислого состава; 10 — конгломераты и туфоконгломераты; 11 — песчаники; 12 — зеленые и сиреневые алевролиты и глинистые сланцы; 13 — зеленые метаморфические парасланцы; 14 — серицит-кварцитовые сланцы; 15 — серые и черные глинисто-кремнистые, углисто-кремнистые сланцы и филлиты; 16 — фтаны и микрокварциты; 17 — известняки и мраморы; 18 — находки органических остатков (а — археоцнат; б — трилобитов)

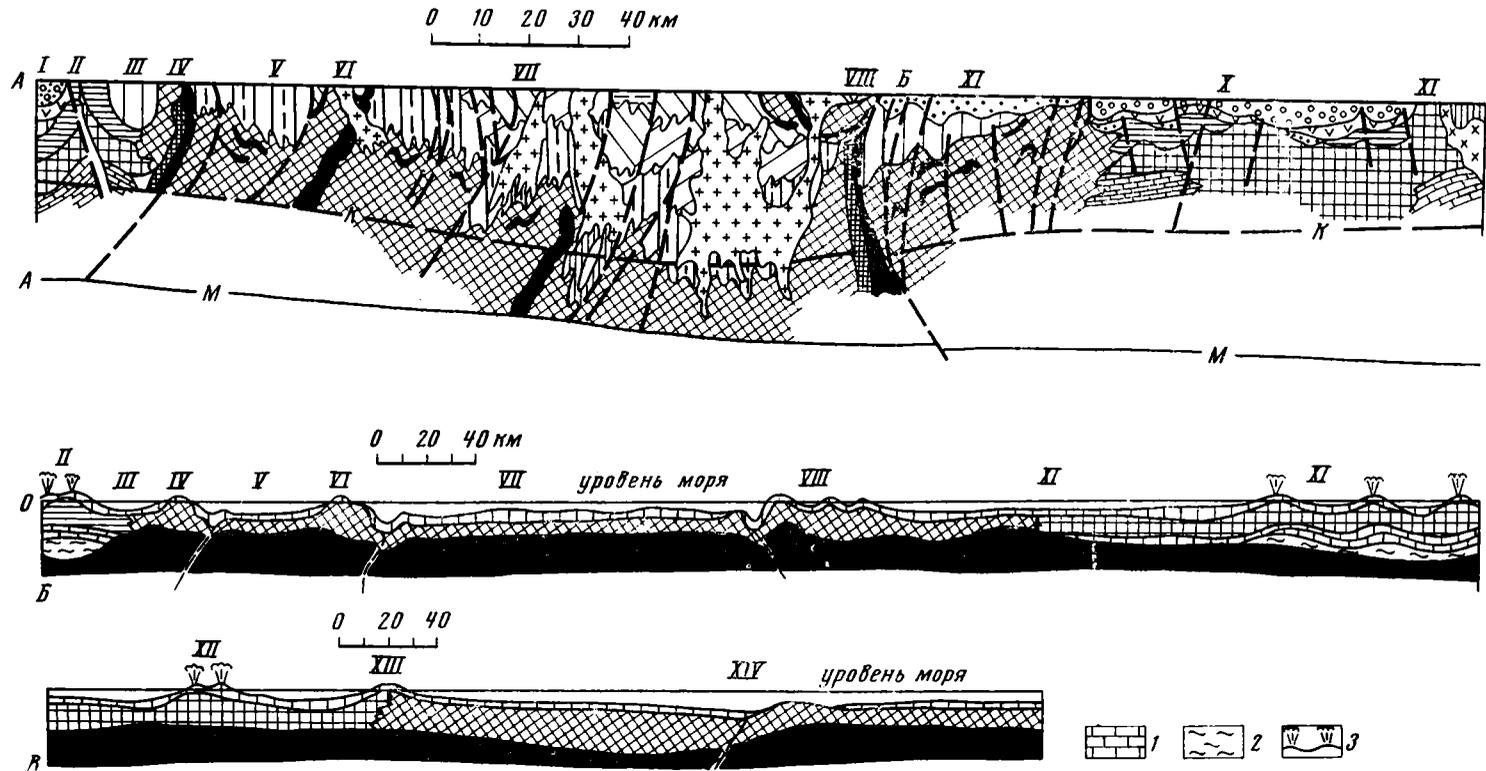


Рис. 2. А — поперечный разрез через современную структуру Западного Саяна (по линии А — Б на рис. 1) и Центральной Тувы; Б — палеотектонический поперечный разрез через те же структуры для конца раннего кембрия; В — поперечный разрез через Курильскую островную дугу.

Условные обозначения см. на рис. 1; дополнительные знаки: 1—2 — проблематичные толщи, залегающие под спилито-кератофировой формацией: 1 — карбонатные; 2 — метаморфические сланцы и гнейсы; 3 — вулканы.  
 Тектонические и морфологические структуры на разрезах:  
 I — Южно-Мипусинская межгорная впадина (разрез А); II — Хансыинско-Амыльский шовный антиклинорий (разрез А), внутренняя островная дуга (разрез Б); III — Майнский синклиниорий (разрез А), межгорная впадина (разрез Б); IV — Джойский шовный горст (разрез А), внешняя островная дуга (разрез Б); V — Джебашский синклиниорий (разрез А), внутренний морской бассейн (разрез Б); VI — Борусский шовный горст (разрез А), одиночная островная дуга (разрез Б); VII — Центрально-Западно-Саянский синклиниорий (разрез А), океанический бассейн (разрез Б); VIII — Куртушибинский шовный горст (разрез А), внешняя островная дуга (разрез Б); IX — Хемчикский межгорный прогиб (разрез А), межгорная впадина (разрез Б); X — Западнотаннуольская межгорная впадина (разрез А); XI — Восточнотаннуольский горст (разрез А), внутренняя островная дуга (разрез Б); XII — внутренняя островная дуга (разрез Б); XIII — внешняя островная дуга (разрез Б); XIV — глубоководный желоб (разрез Б)

тофировой формации. Надо отметить, что трондьемитовая интрузия многофазна, формировалась длительное время, так как, с одной стороны, единичная галька трондьемитов встречается в рифо-туфоконгломератовой формации (Сивов, 1948), а с другой — плагиограниты прорывают нижние части вышележащей формации зеленых туфов (Кац и др., 1958).

На большей части Западного Саяна в основании геосинклиналиного разреза находится спилито-фтанито-сланцевая формация (чингинская свита), сложенная спилитами, вариолитами, реже диабазами и пироксеновыми порфиритами, черными, темно-серыми углисто-кремнистыми сланцами, серыми, зелеными, редко сиренево-серыми глинисто-кремнистыми сланцами и филлитами. Для формации характерны мощные линзы и тонкие прослои микрокварцитов, в том числе черных фтанитов, и линзовидные прослои обычно слоистых, реже массивных известняков. Массивные известняки редко содержат остатки архециат. Кроме вышеперечисленных пород обычно присутствуют серые мелкозернистые песчаники, алевролиты, туфы основного состава. В некоторых разрезах наблюдаются конгломераты и гравелиты с галькой кварцитов и эффузивов. Очень редко в Куртушибинском и Борусском горстах встречаются маломощные покровы плагиолипаритов.

На северо-западе Западного Саяна в бассейне р. Абакан наблюдается латеральный переход от спилито-кератофировой формации к спилито-фтанито-сланцевой. Там в видимом основании чингинской свиты на хребте Шаман (см. рис. 3) располагается толща спилитов, в которой залегают многочисленные гипабиссальные тела диабазов. Выше следует толща плагиолипаритов, переслаивающихся с кремнистыми сланцами и кварцитами. Верхняя половина чингинской свиты представлена переслаивающимися серыми и зелеными филлитами, глинистыми сланцами и песчаниками. По юго-восточному крылу Курчепской синклинали в верхней части толщи прослеживается горизонт известняков, в котором содержатся остатки архециат санаштыкгольского комплекса (Конюшков, 1969). Этот горизонт В. Н. Шишловым при крупномасштабной съемке прослежен на северо-восток, где он переходит в цепочку рифов, залегающих среди конгломератов рифо-туфоконгломератовой формации и содержащих остатки санаштыкгольских архециат. Таким образом, на крыльях и восточном замыкании Курчепской синклинали непосредственно доказываемый постепенный латеральный переход рифо-туфоконгломератовой формации в верхнюю часть спилито-фтанито-сланцевой формации. Еще в 50-х годах Г. Г. Семенов (1961) на основании изучения литологии толщ и их картирования доказывал одновозрастность спилито-фтанито-сланцевой формации со спилито-кератофировой и рифо-туфоконгломератовой формациями.

Надо отметить, что в районе хребта Шаман и вплоть до р. Чехан на востоке разрезы чингинской свиты носят переходный характер. Так, с одной стороны, здесь широко развиты сланцевые толщи, характерные для спилито-фтанито-сланцевой формации, а с другой — мало кремнистых пород и довольно много плагиолипаритов и средних эффузивов, характерных для спилито-кератофировой формации. Здесь также встречаются небольшие интрузии плагиогранитов тараскырского комплекса (Халфин, 1963).

На правобережье р. Чехан правого притока р. Абакан наблюдается, как пачка кремнистых сланцев, лежащая в основании верхней осадочной части чингинской свиты, переходит по простираанию в толщу конгломератов, состоящих почти целиком из гальки кремнистых пород и филлитов. Эти конгломераты ложатся на существовавшую вулканогенную нижнюю толщу, а северо-восточнее ручья Карасук они залегают уже на толще серых и черных углисто-кремнистых, глинисто-кремнистых сланцев и филлитов, содержащих прослои и линзы серых микрокварцитов и черных фтанитов. Характер перехода вулканогенной толщи в осадочную неясен,

так как в этом месте нижняя часть чингинской свиты срезана Джебашским надвигом. Возможно, отмеченные конгломераты следует рассматривать как мелкообломочную олистострому, возникшую в самом начале нижнего кембрия перед фронтом надвига, по которому существенно осадочная чингинская свита внутренних частей Западного Саяна надвинута на чингинскую свиту, имеющую переходный тип разреза — между спилито-кератофировой и спилито-фтанито-сланцевой.

Далее к востоку по северному склону Западного Саяна спилито-фтанито-сланцевая формация слагает узкую полосу между двумя разломами — Кандатским и Джебашским, причем породы залегают очень круто. Простираения слоев местами совпадают с простираениями разломов, но часто подходят к разломам под острым углом. Поэтому выяснить закономерности изменения разрезов не удастся. Но в общем состав рассматриваемой формации очень однообразен. Облик толщи определяется серыми и темно-серыми углито-кремнистыми сланцами и филлитами, но кроме них присутствует большое количество серых микрокварцитов и темных фтанитов, реже встречаются серые и зелено-серые алевролиты и песчаники, серые слоистые известняки. Большую роль в строении толщи играют сильно зеленокаменноизмененные основные эффузивы, реже их туфы, слагающие от 20 до 40% толщи в разных разрезах (см. рис. 3).

Южнее спилито-фтанитовая формация обнажается в Борусском горсте, ограниченном двумя почти параллельными разломами. Породы повсеместно залегают очень круто и обычно обнажены на небольшой площади около крупных массивов гипербазитов. Только на юго-западе горста, в районе горы Копен и хребта Стан-Таскыл, они обнажаются на широкой площади. По данным В. М. Исакова и В. П. Коробейникова (1965), в этих районах развиты темно-серые углито-кремнистые сланцы и филлиты, часто встречаются черные массивные, реже слоистые фтаниты, необычайно много серых известняков; вулканогенные породы представлены в основном туфами основного состава, реже спилитами, диабазами и пироксеновыми порфиритами.

Общие закономерности в распределении пород внутри спилито-фтанито-сланцевой формации довольно уверенно удастся установить в Куртушибинском горсте. Еще А. Г. Сивовым (1953) в районе р. Урбун в основании разреза была выделена аккольская свита мощностью около 4000 м, представленная зелеными ортосланцами по основным эффузивам и туфам, графит-кварцевыми сланцами, кварцитами и мраморизованными известняками. Выше, по данным Г. М. Владимирского и Н. М. Задорожной (1967), залегают толща голубовато-зеленых метаморфизованных спилитов, диабазов, их лавобрекчий и туфов, среди которых в верхней части толщи появляются прослойки и пачки серых туфопесчаников, кремнистых сланцев и зелено-черных филлитов. Мощность толщи 2300 м. Верхняя часть рассматриваемой формации видимой мощностью 900—1000 м представлена темно-серыми кремнистыми сланцами и филлитами, зелено-серыми туфами и туфопесчаниками, туфогравелитами. В низах пачки наблюдаются мелкие линзы темно-серых известняков с остатками санаштыккольских археоциат.

Похожий трехчленный разрез спилито-фтанито-сланцевой формации был установлен автором (Кудрявцев, Херасков, 1963) на крайнем востоке Куртушибинского горста в верховьях рек Ус, Амыл, Тихой. Там нижняя часть чингинской свиты представлена серыми и черными углито-кремнистыми сланцами, серыми и зеленоватыми филлитами и рассланцованными алевролитами, редко песчаниками. Среди сланцев наблюдаются прослойки черных и серых фтанитов и других микрокварцитов, редкие прослойки черных известняков и покровы зеленовато-серых диабазов, прослойки их туфов. Видимая мощность этой существенно сланцевой толщи около 4000 м. Выше залегают зелено-серые и серые диабазы и

Средние составы эффузивов и плагногранитов венда—нижнего кембрия по формациям

Формация и зона	Породы	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	MnO	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	П. п. п.	
Спилито-кератофи- ровая формация Хансынско-Амыльский горст-антиклинорий	Оливиновые базальты (5 анализов)	46,18 0,28	0,97 0,63	15,84 1,25	4,41 2,56	7,98 1,69	0,23 0,10	5,77 1,21	8,78 3,14	3,61 1,02	0,24 0,11	0,16 0,05	0,45 0,03	7,38 1,45	
	Толентовые базальты (19 анализов)	50,27 1,13	1,06 0,70	15,49 1,84	3,70 2,36	8,77 1,98	0,20 0,06	5,74 1,96	7,24 2,04	3,72 1,62	0,43 0,57	1,14 2,59	0,18 0,11	3,95 1,13	
	Андезиты-базальты (11 анализов)	53,48 0,74	0,81 0,53	14,96 1,68	4,19 2,20	7,37 1,86	0,14 0,09	4,24 0,75	6,25 2,74	4,29 1,43	0,28 0,21	0,16 0,08	0,28 0,19	3,82 1,32	
	Андезиты (4 анализа)	59,02 0,77	0,84 0,25	13,94 0,91	4,85 0,86	5,45 1,66	0,04 0,03	2,97 0,73	5,65 2,65	4,04 1,19	0,23 0,08	0,62 0,80	0,32 0,03	2,69 0,83	
	Дациты (10 анализов)	63,31 2,04	0,56 0,12	14,06 2,37	4,37 1,66	3,39 1,90	0,09 0,07	2,39 0,79	2,90 1,94	5,04 1,00	1,00 0,98	1,00 0,09	0,17 0,09	0,26 0,05	2,31 1,19
	Плагнолипариты (29 анализов)	71,80 1,59	0,33 0,10	12,27 0,92	1,63 1,09	4,00 1,30	0,09 0,04	1,31 0,53	1,46 0,93	4,63 0,91	0,72 0,81	0,16 0,32	0,16 0,09	0,20 0,09	1,44 0,83
	Плагнограниты (13 анализов)	73,43 2,24	0,28 0,12	13,10 1,04	1,76 0,57	2,38 1,12	0,08 0,05	0,77 0,53	2,23 0,96	4,15 0,70	0,66 0,54	0,06 0,05	—	—	1,12 0,64
	Переходная зона от спи- лито-кератофировой формации к спилито- фтанито-сланцевой	44,88 —	1,54 —	15,03 —	2,32 —	11,52 —	0,25 —	7,01 —	11,70 —	2,83 —	0,17 —	—	—	—	—
	Андезиты-базальты (4 анализа)	53,25 0,98	1,03 0,75	14,97 1,07	2,17 0,14	8,69 0,80	0,17 0,01	5,02 1,17	7,20 1,35	3,41 0,60	0,88 0,41	—	—	—	—
	Джойский горст, хребет Шаман	57,01 1,26	0,78 0,04	15,07 0,19	3,84 2,17	6,75 0,50	0,17 0,03	4,82 1,63	3,16 1,69	5,14 0,44	0,37 0,13	—	—	—	—
Дациты (1 анализ)	62,52 —	0,61 —	13,92 —	1,97 —	7,07 —	0,19 —	3,15 —	3,10 —	5,40 —	0,39 —	—	—	—	—	
Плагнолипариты (7 анализов)	76,15 2,49	0,23 0,05	11,42 1,17	0,65 0,39	3,20 1,24	0,06 0,03	1,34 0,47	0,93 0,49	4,72 0,99	0,37 0,33	0,11 0,02	—	—	0,89 0,53	
Плагнограниты (5 анализов)	73,46 1,84	0,25 0,12	13,38 1,16	1,23 0,80	1,77 0,43	0,01 0	1,11 0,65	2,13 0,40	5,44 0,63	0,23 0,14	0,07 0,01	—	—	0,81 0,36	
Спилито-фтанито-сланце- вая формация Джой-	40,50 2,41	2,20 1,03	13,50 1,69	4,52 2,97	9,20 2,46	0,18 0,05	7,56 4,61	11,32 3,69	2,39 1,06	0,71 0,47	0,21 0,05	0,51 0,25	7,74 3,43		

ский, Борусский и Куртушибинский горсты	Оливиновые базальты (37 анализов)	<u>46,01</u> 0,85	<u>1,89</u> 0,88	<u>15,04</u> 1,85	<u>2,94</u> 1,84	<u>9,34</u> 1,87	<u>0,20</u> 0,11	<u>7,35</u> 2,51	<u>8,76</u> 2,43	<u>2,77</u> 1,14	<u>0,77</u> 0,64	<u>0,38</u> 0,40	<u>0,21</u> 0,16	<u>4,56</u> 1,49
	Толентовые базальты (46 анализов)	<u>49,78</u> 1,52	<u>1,87</u> 0,74	<u>14,77</u> 1,93	<u>2,84</u> 1,80	<u>8,67</u> 2,15	<u>0,17</u> 0,05	<u>6,45</u> 1,95	<u>7,15</u> 2,13	<u>3,72</u> 1,06	<u>0,85</u> 0,47	<u>0,65</u> 0,45	<u>0,1</u> 0,15	<u>3,82</u> 1,05
	Андезиты (2 анализа)	<u>57,56</u> 0,39	<u>1,61</u> 0,14	<u>12,12</u> 2,56	<u>0,81</u> 0,24	<u>9,05</u> 0,51	<u>0,14</u> 0,02	<u>6,17</u> 0,17	<u>6,46</u> 0,19	<u>3,35</u> 1,05	<u>0,94</u> 0,72	<u>0,22</u> 0,02	<u>—</u> —	<u>4,31</u> 0,43
	Плагиолипариты (5 анализов)	<u>71,49</u> 1,17	<u>0,67</u> 0,02	<u>11,64</u> 0,10	<u>1,02</u> 0,59	<u>5,36</u> 1,04	<u>0,08</u> 0,01	<u>1,43</u> 0,74	<u>1,20</u> 0,72	<u>3,89</u> 0,79	<u>0,83</u> 0,44	<u>0,68</u> —	<u>3,00</u> —	<u>2,00</u> —
	Переходная зона от спилито-кератофировой формации к спилито-фтанито-сланцевой	<u>44,44</u> 0,88	<u>1,51</u> 0,80	<u>14,71</u> 1,82	<u>3,79</u> 1,06	<u>7,83</u> 2,00	<u>0,13</u> 0,06	<u>10,24</u> 0,44	<u>9,97</u> 3,12	<u>2,09</u> 0,51	<u>1,07</u> 0,24	<u>0,32</u> —	<u>0,37</u> 0,34	<u>3,50</u> 0,79
Уюкская зона Тувы	Толентовые базальты (9 анализов)	<u>49,45</u> 1,59	<u>1,41</u> 0,66	<u>16,06</u> 1,23	<u>2,87</u> 1,21	<u>6,71</u> 1,35	<u>0,07</u> 0,04	<u>9,09</u> 3,27	<u>8,07</u> 1,30	<u>3,12</u> 1,18	<u>1,14</u> 0,71	<u>0,22</u> 0,09	<u>0,54</u> 0,20	<u>3,69</u> 0,96
	Андезиты (10 анализов)	<u>58,37</u> 1,86	<u>0,47</u> 0,18	<u>17,38</u> 0,88	<u>2,30</u> 1,10	<u>4,45</u> 1,55	<u>0,04</u> 0,01	<u>3,71</u> 1,91	<u>4,08</u> 1,42	<u>4,54</u> 1,44	<u>1,46</u> 2,01	<u>0,32</u> —	<u>0,35</u> 0,08	<u>2,93</u> 1,09
Спилито-кератсфировая формация	Оливиновый базальт (1 анализ)	<u>46,70</u> —	<u>1,20</u> —	<u>18,28</u> —	<u>2,72</u> —	<u>9,73</u> —	<u>0,21</u> —	<u>8,50</u> —	<u>4,76</u> —	<u>2,81</u> —	<u>0,23</u> —	<u>—</u> —	<u>—</u> —	<u>4,65</u> —
Восточнотаннульская зона Тувы	Толентовые базальты (4 анализа)	<u>48,61</u> 0,83	<u>1,35</u> 0,41	<u>17,39</u> 1,50	<u>3,76</u> 0,64	<u>7,06</u> 1,77	<u>0,18</u> 0,04	<u>5,80</u> 1,18	<u>10,15</u> 0,41	<u>2,99</u> 0,21	<u>0,40</u> 0,19	<u>0,28</u> 0,05	<u>2,29</u> 0,89	<u>0,77</u> 0,66
	Андезито-базальты (8 анализов)	<u>52,32</u> 0,93	<u>1,13</u> 0,27	<u>17,27</u> 1,49	<u>5,58</u> 2,09	<u>3,80</u> 1,17	<u>0,17</u> 0,07	<u>4,40</u> 1,02	<u>7,14</u> 1,66	<u>3,60</u> 1,22	<u>1,28</u> 0,59	<u>0,26</u> 0,04	<u>0,86</u> 1,05	<u>2,25</u> 2,15
	Андезиты (2 анализа)	<u>56,38</u> 0,32	<u>0,99</u> 0,09	<u>16,35</u> 0,70	<u>3,89</u> 0,27	<u>4,67</u> 0,02	<u>0,09</u> 0,05	<u>4,01</u> 0,38	<u>4,79</u> 1,21	<u>2,58</u> 0,42	<u>2,91</u> 0,97	<u>0,25</u> —	<u>0,5</u> 0,09	<u>2,60</u> 1,16
	Андезито-дациты (5 анализов)	<u>61,96</u> 1,80	<u>0,89</u> 0,28	<u>15,16</u> 0,79	<u>4,78</u> 2,08	<u>2,18</u> 1,60	<u>0,11</u> 0,02	<u>2,34</u> 1,24	<u>2,82</u> 0,46	<u>4,91</u> 1,66	<u>2,18</u> 1,32	<u>0,18</u> 0,09	<u>0,71</u> 0,60	<u>2,86</u> 1,23
	Плагиолипариты (7 анализов)	<u>73,35</u> 2,15	<u>0,31</u> 0,12	<u>12,78</u> 1,04	<u>1,81</u> 1,00	<u>1,87</u> 1,39	<u>0,07</u> 0,03	<u>0,53</u> 0,35	<u>1,03</u> 0,35	<u>4,34</u> 1,05	<u>2,88</u> 1,86	<u>0,06</u> 0,04	<u>0,33</u> 0,26	<u>1,12</u> 0,16

Примечание. Результаты анализов записаны в виде дроби: в числителе — среднее арифметическое, в знаменателе — стандартное отклонение.

спилиты, их туфы, переслаивающиеся с зелено-серыми, реже серыми филлитами и серыми микрокварцитами. Мощность этой существенно вулканогенной толщи около 3500 м. Верхняя часть описываемой формации обнажается в районе горы Победа, где она представлена серыми филлитами, реже алевролитами, среди которых наблюдаются прослой черных углисто-кремнистых сланцев, серых микрокварцитов, зеленых хлоритовых сланцев и покровы диабазов и андезитов, превращенных обычно в зеленые метаморфические ортосланцы. Эта толща, имеющая мощность около 1000 м, постепенно сменяется вверх по разрезу зелеными метаморфическими сланцами амыльской свиты (формация зеленых туфов).

Возраст спилито-фтанито-сланцевой формации определяется как венд-раннекембрийский на основании находок среднерифейских водорослей в Джойском горсте (Щеглов и др., 1967) и остатков санаштык-гольских археоциат в Джойском (Конюшков, 1969) и Куртушибинском горстах (Владимирский, Задорожная, 1967).

Со спилито-фтанито-сланцевой формацией Западного Саяна парагенетически связаны массивы гипербазитов и габброидов, происхождение которых вызывает так много споров. Гипербазиты в Западном Саяне слагают крупные массивы в Борусском и Куртушибинском горстах, где они представлены в различной степени серпентинизированными гарцбургитами и дунитами, редко верлитами. В Куртушибинском горсте совместно с гипербазитами встречаются габбро и габбро-диориты, обычно роговообманковые, слагающие как рвущие гипербазиты тела, так и имеющие, вероятно, постепенные переходы с гипербазитами. Так, в верховьях р. Ожу на востоке Куршибинского хребта В. А. Благодеровым описаны мелкие линзы гипербазитов среди габброидов, представляющие собой, вероятно, скиалиты, оставшиеся в результате метасоматического изменения гипербазитов, укладываемогося в схему, разработанную А. А. Ефимовым (1973) для «платиноносного» пояса Урала. Надо отметить, что в Западном Саяне вопрос о взаимоотношении габброидов и гипербазитов нуждается в дальнейшей разработке в свете современных представлений.

Нигде в Западном Саяне не наблюдались активные контакты между гипербазитами и вмещающими породами, за исключением слабого ороговикования и актинолитизации в экзо- и эндоконтактах. Вероятно, можно считать, что крупные массивы гипербазитов подняты в виде жестких блоков из верхней мантии в результате движения по надвигам и, возможно, в ядрах крупных складок.

Другим типом гипербазитовых массивов являются мелкие тела серпентинитов, вытянутые согласно с вмещающими венд-нижекембрийскими образованиями. Происхождение их в настоящее время неясно. Если крупные массивы образуют четкие пояса, приуроченные к разломам, то мелкие тела серпентинитов, как отметили А. В. Ильин и Г. А. Кудрявцев (1973), имеют площадное распространение и повсеместно тесно связаны со спилито-фтанито-сланцевой формацией. П. А. Никитчин (1972), изучавший гипербазиты района пос. Актоврак, считает, что часть из них имеет эффузивное происхождение. Им описаны миндалекаменные серпентиниты и туфы, состоящие из угловатых обломков серпентинитов. Обломки серпентинитов в конгломератах, входящих в состав спилито-фтанито-сланцевой формации, описаны также В. В. Зайковым и Е. В. Зайковой (1969). Поэтому можно утверждать, что гипербазиты появились на земной поверхности до начала интенсивных тектонических движений. Все это заставляет предполагать, что мелкие тела серпентинитов представляют собой потоки эффузивов и мелкие силлы, внедрившиеся в насыщенные водой осадки. Эта точка зрения подтверждается наличием в составе спилито-фтанито-сланцевой

формации эффузивов, по составу близких к гипербазитам (пикриты — среднее содержание  $\text{SiO}_2$ —40, 50%, см. табл. 1).

Несомненно, существуют также протрузии серпентинитов, «прорывающие» более молодые образования, включая ордовикские и силурийские.

Особым типом габбро-гипербазитовых массивов следует считать массивы, развитые в спилито-фтанито-сланцевой формации и главным образом в переходной зоне к спилито-кератофировой формации на хребте Шаман по северному склону Западного Саяна. Они детально описаны В. М. Ивановым и И. М. Волоховым (1968) и объединены ими в габбро-пироксенит-дунитовую формацию в противоположность альпинотипной гипербазитовой формации, описанной выше. Эти массивы представляют собой воронкообразные тела стратифицированных, ритмично расслоенных дунитов, пироксенитов, габбро и анортозитов. Вероятно, в их формировании, как и в аналогичных массивах на Урале (Ефимов, 1973), большую роль играли процессы метасоматоза.

Таким образом, в Западном Саяне наблюдается две разновозрастные венд-нижнекембрийские формации: спилито-кератофировая и спилито-фтанито-сланцевая. Изучение петрохимических особенностей эффузивов этих двух формаций показало их резкие различия как в наборе петрографических разностей, так и в составе одинаковых петрографических разностей (см. табл. 1). Для спилито-кератофировой формации наиболее характерны толеитовые базальты, андезиты-базальты, дациты и плагиолипариты (85%), а оливиновые базальты и андезиты играют резко подчиненную роль, причем последние приурочены в основном к верхам формации, которые латерально замещаются островодужной рифо-туфоконгломератовой формацией.

Для спилито-фтанито-сланцевой формации характерны оливиновые и толеиновые базальты (85% всех эффузивов), пикриты, играющие подчиненную, но заметную роль (5%); андезиты и плагиолипариты встречаются очень редко. В. И. Исаков (1972) отмечает, что оливиновые базальты и пикриты тяготеют к верхам формации, а В. В. Велинский (1968) даже выделяет эти эффузивы в особую порфиритовую формацию, объединяя все нижележащие эффузивы в спилито-кератофировую формацию, несмотря на их резкие различия.

Следует отметить, что к югу (Восточный Танну-Ола) и к востоку от Западного Саяна (в Туве) развиты образования спилито-кератофировой формации. При поперечном пересечении от северного склона Западного Саяна до границы с Монголией наблюдается следующий латеральный формационный ряд: спилито-кератофировая формация — спилито-фтанито-сланцевая — спилито-кератофировая. Между этими формациями можно выделить переходные зоны как по характеру разрезов, так и по составу эффузивов. На севере это будет зона хребта Шаман, а на юге — Уюкская зона на правом берегу р. Енисей.

Из табл. 1, составленной для эффузивов Западного Саяна по сводке В. В. Велинского (1967) с привлечением анализов Г. Г. Семенова, Ю. М. Колиганова, С. Л. Халфина (1963), а для Тувы по сводке В. Н. Лапина (1970), видно, как закономерно изменяется состав эффузивов при переходе от одной формации к другой. При этом изменяется содержание отдельных окислов в эффузивах с одинаковым содержанием кремнекислоты. Для примера рассмотрим толеитовые базальты и плагиолипариты. Наиболее четко видно изменение содержания  $\text{TiO}_2$ . Так, на севере в спилито-кератофировой формации среднее содержание  $\text{TiO}_2$  в толеитовых базальтах — 1,06%, переходной зоне — 1,26% (взято среднее между оливиновым базальтом и андезитом-базальтом), спилито-фтанито-сланцевой формации — 1,87%, Уюкской переходной зоне — 1,41% и спилито-кератофировой формации Восточного Танну-Ола — 1,35%. Соответственно для плагиолипаритов: 0,33; 0,23; 0,67; 0,31%. Аналогично изменяется содержание  $\text{TiO}_2$  и в других разностях эффузивов.



Плагиоклазиты (6 анализов)	73,91 3,24	0,46 0,18	12,60 1,27	1,58 1,45	0,91 0,35	0,07 0,03	0,88 0,67	1,43 0,96	4,94 1,11	1,59 1,19	0,10 0,05	0,31 0,18	0,08 0,48
Большая Курильская гряда; спилито-кератофировая формация (среднеамурская свита мюццена, по Гаврилову и Соловьевой, 1973)	46,50 0,88	0,46 0,09	46,96 1,99	5,78 2,69	4,13 2,52	0,15 0,04	6,06 1,41	8,13 2,39	2,35 0,56	1,17 1,14	0,31 0,22	3,05 2,42	4,42 1,05
Толейтовые базальты (13 анализов)	49,62 0,93	0,60 0,24	48,25 1,91	5,58 2,17	3,57 1,05	0,12 0,05	4,95 0,87	7,65 1,85	2,96 0,89	0,84 0,61	0,30 0,18	2,01 1,47	2,99 1,91
Андезит-базальты (20 анализов)	53,02 1,29	0,58 0,23	46,67 2,77	5,53 2,57	2,81 1,01	0,15 0,09	4,47 1,14	7,64 1,08	2,92 0,69	1,92 0,69	0,28 0,18	1,56 1,10	2,56 2,07
Андезиты (15 анализов)	57,03 0,81	0,69 0,40	48,28 1,96	4,12 1,45	2,23 0,98	0,16 0,07	2,78 1,09	7,34 1,45	3,22 0,88	1,28 0,61	0,19 0,13	0,92 0,53	1,61 0,90
Дациты (7 анализов)	62,96 1,22	0,49 0,10	47,03 1,12	2,57 1,22	2,22 1,11	0,11 0,03	1,84 0,69	6,20 0,92	3,23 0,66	1,44 0,22	0,21 0,12	0,44 0,16	1,28 0,89
Риолиты (5 анализов)	71,86 3,31	0,29 0,15	41,90 2,41	2,32 1,59	0,91 0,45	0,03 0,05	1,17 1,43	2,12 0,81	3,54 0,61	1,93 1,07	0,10 0,07	1,23 1,17	2,45 2,27
Толейтовые базальты дна океанов (по Канну, 1973) (94 анализа)	49,61 0,72	1,43 0,29	16,01 0,85	11,49* 1,27	0,18 0,04	0,18 0,04	7,84 0,90	14,32 0,64	2,76 0,5	0,22 0,12	0,14 0,07	0,14 0,07	—
Оливиновые базальты кайнозоя Тихого океана (47 анализов) (по Кутолину, 1972)	46,25 2,07	3,08 0,88	45,05 2,61	3,72 1,57	8,48 1,94	0,17 0,06	7,53 2,85	9,46 1,23	3,03 0,78	1,22 0,52	0,54 0,29	—	—

\* Общее содержание железа, пересчитанное на FeO.

В общем в эффузивах спилито-фтанито-сланцевой формации по сравнению с эффузивами спилито-кератофировой наблюдается повышенное содержание магния и железа. С другой стороны, надо отметить, что содержание других окислов изменяется независимо от формационной принадлежности эффузивов. Так, например, с севера на юг возрастает содержание калия и несколько уменьшается содержание натрия.

Для дальнейших выводов проведем сравнение выделенных формаций Западного Саяна и Тувы с вулканогенными формациями других регионов. Спилито-кератофировая формация Западного Саяна очень похожа на спилито-кератофировые формации силура и девона восточного склона Урала. Средние составы эйфельских эффузивов по Т. И. Фроловой (1970) приведены в табл. 2.

Эффузивные толщи северного склона Западного Саяна интересно было сравнить с эффузивами современных геосинклинальных систем (островных дуг). Наиболее близкими оказались вулканогенные толщи основания внутренних островов. В табл. 2 даны средние составы палеогеновых эффузивов Алеутской дуги, причем пересчитаны анализы по Командорским островам, любезно предоставленные О. А. Шмидтом, и во-

сточной части дуги (Gates et al., 1971). Из сравнения данных по табл. 1 и 2 видно, что эффузивы очень близки по составу и отличаются только большим содержанием окислов железа и меньшим содержанием  $K_2O$  в эффузивах Западного Саяна по сравнению с эффузивами Алеутской дуги. И в Западном Саяне, и в Алеутской дуге спилито-кератофировая формация обнажается в видимом основании геосинклинали разреза и выше сменяется туфогенной андезитовой островодужной или формацией зеленых туфов (Шмидт, 1973).

В какой-то мере третичные эффузивы Большой Курильской дуги похожи на эффузивы северного склона Западного Саяна, но на Курилах обнажается самая верхняя часть спилито-кератофировой формации, в которой появляется много андезитов. Для сравнения взяты средние химические составы эффузивов среднепампуширской свиты неогена, вычисленные по данным В. К. Гаврилова и Н. А. Соловьевой (1973). Эти эффузивы похожи на эффузивы нижнего кембрия Восточного Танну-Ола которые отличаются высоким содержанием калия в кислых эффузивах (2,88%) по сравнению с аналогичной формацией Западного Саяна (0,72%) и Урала (0,89%), хотя содержание калия в основных эффузивах во всех трех регионах приблизительно одинаковое (0,43; 0,40; 0,48%). Возможно, в Восточном Танну-Ола к древним эффузивам отнесены частично девонские эффузивы и дайки, так как колебания содержания калия в кислых эффузивах очень велики (0,13—5,61%).

Спилито-фтанито-сланцевая формация Западного Саяна по составу и строению очень похожа на вулканогенно-осадочные формации Тихоокеанского кольца, содержащие тела гипербазитов. Для сравнения в табл. 2 приведены средние составы эффузивов миоценовой формации о. Карагинского (Восточная Камчатка), пересчитанные по данным В. К. Гаврилова и Н. А. Соловьевой (1973). Из сравнения табл. 1 и 2 видно, что эффузивы этих двух регионов почти не отличаются друг от друга ни по набору эффузивов, ни по составу отдельных разностей. Правда, на о. Карагинском неизвестны пикриты. Наиболее важными показателями для сравнения эффузивов разных формаций следует считать содержания титана и калия в разностях с равным содержанием кремнекислоты. Эти показатели близки для эффузивов обеих формаций: содержания окиси титана в оливиновых базальтах в Западном Саяне — 1,89%, на о. Карагинском — 1,15%, в толеитовых базальтах — соответственно 1,87 и 1,02%; содержание окиси калия в оливиновых базальтах в Западном Саяне — 0,24%, на о. Карагинском — 0,76%, в толеитовых базальтах — соответственно 0,43 и 1,39%, а в плагиолипаритах — соответственно 0,66 и 2,06%. Таким образом, содержание калия в эффузивах о. Карагинского хоть и низкое, но в три раза выше, чем в Западном Саяне.

Близки эффузивы спилито-фтанито-сланцевой формации Западного Саяна к эффузивам современных океанов, в том числе океанических хребтов. Так, в оливиновых базальтах Тихого океана (Кутолин, 1972) содержание окиси титана и калия достигает 3,08 и 1,22%, а в Западном Саяне — соответственно 1,89 и 0,24%. В толеитовых базальтах те же показатели для океана (Канн, 1973; Кутолин, 1972) — 1,43—2,31%  $TiO_2$  и 0,22—0,31%  $K_2O$ , а для Западного Саяна — 1,87%  $TiO_2$  и 0,85%  $K_2O$ .

Интересно отметить, что толщам, переходным между спилито-кератофировой и спилито-фтанито-сланцевой, можно найти аналоги в островных дугах современных океанов. Так, например, верхнемеловые отложения Малых Курильских островов представлены вулканогенно-терригенными образованиями, близкими по составу с венд-нижнекембрийскими отложениями хребта Шаман в Западном Саяне. Набор эффузивов почти одинаков: оливиновые базальты, толеитовые базальты, андезиты; правда, на Курилах кислые разности присутствуют только в виде туфов (кислые эффузивы отсутствуют в Уюкской переходной зоне в Туве).

В Западном Саяне содержание окиси титана в базальтах и андезитах (1,54—0,78%) выше, чем на Курилах (0,52—0,23%), а содержание окиси калия ниже в Западном Саяне (0,17—0,88%), чем на Курилах (1,07—1,16%). Содержание окиси калия в основных эффузивах Уюкской переходной зоны (1,07—1,46%) такое же, как в эффузивах Курил (1,07—1,16%).

Следует отметить, что содержание  $K_2O$  во всех эффузивах венда — нижнего кембрия Западного Саяна и Тувы ниже, чем в эффузивах островных дуг, что, вероятно, объясняется эволюцией вулканизма в процессе развития Земли. Вынос окиси калия в процессе зеленокаменного перерождения эффузивов вряд ли осуществлялся в больших масштабах. На это указывает близость стандартных отклонений от средних содержаний  $K_2O$  в древних и молодых эффузивах (см. табл. 1 и 2).

Вышеописанные венд-нижнекембрийские формации повсеместно в Западном Саяне сменяются ниже-среднекембрийской формацией зеленых туфов, которые на большей части территории метаморфизованы до фации зеленых сланцев (амыльская, сютхольская, ишкинская и джебашская свиты). Лишь на севере, в Майнском синклинии, наблюдается только зеленокаменное изменение пород формации (арбатская свита). Аналогично малоизмененные толщи наблюдаются в Туве к югу и востоку от Куртушибинского горста (Чучко и др., 1969).

Формация зеленых туфов в Майнском синклинии (арбатская свита) представлена зелеными туфопесчаниками и песчаниками, зелеными алевролитами и алевросланцами, среди которых залегают пачки и прослойки туфов андезито-базальтового состава, прослойки сиренево-серых песчаников и алевролитов, линзы, иногда мощные, известняков, содержащих остатки солонцовских и обручевских археоциат в нижней половине туфогенно-терригенной толщи и среднекембрийских трилобитов в верхней половине. Туфогенные породы развиты в основном в нижней части толщи (мощность 2000—2500 м), а в верхней части наблюдаются зеленые туфопесчаники и песчаники (мощность 1000—1500 м).

Арбатская свита в Майнском синклинии залегает согласно с рифо-туфоконгломератовой на севере и спилито-фтанито-сланцевой на юге, но при переходе на Хансынский горст-антиклинорий наблюдается трансгрессивное залегание этой формации. Так, в районе Абаканского железорудного месторождения и в приустьевой части р. Большой Арбат на рифо-туфоконгломератовой формации залегает с красноцветными конгломератами в основании верхняя половина формации зеленых туфов, а в районе р. Чазры эта верхняя половина (бабаковский известняк) залегает на спилито-кератофировой формации.

В Джебашском синклинии формация зеленых туфов метаморфизована в фации зеленых сланцев и представлена зелеными парасланцами и ортосланцами с прослоями (иногда мощными) мраморизованных известняков. Парасланцы развиваются по терригенным породам и сложены кварцем, альбитом, хлоритом, серицитом и карбонатом, находящимися в разных количественных соотношениях. Иногда удается наблюдать реликты первичной обмолочной структуры. Ортосланцы сложены альбитом, эпидотом, актинолитом и хлоритом. Они образованы по туфам, грауваккам и эффузивам; реликты структур последних иногда удается наблюдать. В целом в Джебашском синклинии описываемая формация (джебашская свита) делится на три части: нижнюю — парасланцы с прослоями ортосланцев (мощность 1000—1500 м); среднюю — ортосланцы с прослоями известняков и парасланцев, в том числе гематитовых и пьомонитовых (мощность 2000—2500 м); верхнюю — в основном парасланцы (мощность 1500—2000 м).

На севере Джебашского синклиния по левым притокам р. Дже-

баш (Херасков, 1970) наблюдается постепенный переход между спилито-фтанито-сланцевой формацией и формацией зеленых туфов.

В Центрально-Западно-Саянском синклинии формация зеленых туфов развита очень широко по его бортам. Здесь она также метаморфизована и представлена теми же орто- и парасланцами, что и в Джебашском синклинии. В целом формация делится на три части: нижнюю, существенно парасланцевую (нижнеамыльскую подсвита, мощность 1500—2000 м); среднюю, в основном ортосланцевую (верхнеамыльская подсвита, мощность 1500—2000 м); верхнюю, парасланцевую (сютольская и ишкинская свиты, мощность 2000—3000 м). Следует отметить, что верхи верхней толщи сложены метаморфизованными песчаниками.

В верховьях р. Амыл наблюдается (Херасков, 1970) постепенный переход от спилито-фтанито-сланцевой формации, к метаморфическим сланцам формации зеленых туфов, а восточнее, на Куртушибинском горсте в районе р. Кална, обнаруживается трансгрессивное налегание с валунными конгломератами в основании (галька кварцитов) формации зеленых туфов на спилито-фтанито-сланцевую.

Начиная с А. Г. Сивова (1948), многие исследователи относили метаморфические сланцы, описанные выше, к докембрию, основываясь на их метаморфизме и некоторых определениях абсолютного возраста пород. Однако если в Джебашском синклинии пока еще недостаточно непосредственных доказательств стратиграфического положения метаморфических сланцев, то в Центрально-Западно-Саянском синклинии сейчас можно считать доказанным положение метаморфических сланцев в основании мощнейшей толщи терригенных пород кембрия, ордовика и силура, выполняющих синклиний. Во многих местах наблюдается постепенный переход метаморфических сланцев вверх по разрез в неметаморфизованные терригенные толщи. Этот постепенный переход впервые установил Г. М. Владимирский на левобережье р. Хемчик. Очень хорошо этот постепенный переход наблюдается в едином разрезе по р. Манчурек. В верхах терригенной толщи там найдены остатки ордовикской фауны (Безруков, 1971).

Надо сказать, что до сих пор группа геологов, руководимая А. П. Щегловым (В. М. Исаков, В. П. Коробейников и др.), по-прежнему относит все метаморфические сланцы Западного Саяна к докембрию.

С нашей точки зрения, более высокий метаморфизм пород формации зеленых туфов (там, где она метаморфизована) следует объяснять особенностями их первичного состава — присутствием большого количества туфогенного и грауваккового материала и залеганием в основании мощного комплекса пород, выполняющего синклиний. В настоящее время имеется около 50 определений абсолютного возраста из метаморфических сланцев и гранито-гнейсов, прорывающих эти сланцы. Из них только три дают докембрийские цифры (671—1070 млн. лет), но эти определения делались по валовому составу пород, а определения по слюде дают цифры в 252, 356, 362, 364, 445 млн. лет, т. е. в основном девонский возраст метаморфизма, отвечающий этапу внедрения основной массы гранитных интрузий.

Формация зеленых туфов широко развита к югу от Куртушибинского горста по краям Хемчинско-Систигхемского прогиба и Тоджинской впадины (аласусская свита). В этих районах она представлена в низах зелеными туфами андезито-базальтового состава, туфопесчаниками и конгломератами, часто вулканногенными, а в верхах песчаниками и алевролитами. Со спилито-фтанито-сланцевой формацией Куртушибинского горста полоса неметаморфизованной формации зеленых туфов сопрягается по разломам, но в районе верховья р. Шет-Хем видно несогласное налегание валунных конгломератов и туфов на сланцы

спилито-фтанито-сланцевой формации. По восточному борту Тоджинской впадины устанавливается (Чучко и др., 1969) постепенный переход от спилито-кератофировой формации (хамсаринская свита) к формации зеленых туфов, причем в породах последней собраны остатки археоциат верхов нижнего кембрия и среднекембрийских трилобитов.

В центральных частях Центрально-Западно-Саянского синклинория развита зеленоцветная флишоидная формация, условно относимая к верхнему кембрию. Она образована зелеными песчаниками и алевролитами, суммарная мощность которых достигает 4500—5000 м. Выше с постепенным переходом залегает пестроцветная флишоидная формация, сложенная красно-бурыми и зелено-серыми песчаниками и алевролитами, охарактеризованная фауной ордовика. Ее мощность 5000—6000 м. Выше лежит карбонатно-флишоидная формация нижнего силура, состоящая из зеленых алевролитов, филлитов, песчаников и известняков, которые образуют отдельные прослои и мощные толщи и содержат фауну силура. Эта формация имеет мощность от 2000 до 4000 м и залегает, как это показал Л. П. Зоненшайн (1963) в центральных частях синклинория с постепенным переходом на ордовикской флишоидной формации, а по бортам трансгрессивно на более древних комплексах.

Вышележащие отложения верхнего силура располагаются резко несогласно на нижележащих и представлены двумя формациями, латерально замещающими одна другую. На западе в верховьях р. Абакан развита вулканогенная моласса, сложенная, по данным П. С. Антонова (1963), туфами и лавами липаритов, реже дацитов и андезитов, песчаниками, алевролитами и мергелями с фауной верхнего силура. Преобладают туфы липаритов. Мощность формации около 3000 м.

На востоке, в Усинской впадине, развиты пестроцветные молассовые образования мощностью 3000—3500 м, представленные песчаниками и конгломератами с прослоями известняков, содержащими остатки фауны верхнего силура.

В Усинской впадине на силуре, а в более мелких грабенах на более древних образованиях залегает липаритовая формация нижнего — среднего девона, а еще выше красноцветная моласса среднего девона — нижнего карбона.

Таким образом, в Западном Саяне выделяются два ряда формаций, отвечающих двум зонам: северного склона, центральных частей и южного склона. Эти ряды вместе с рядом формаций Центральной Тувы можно представить следующим образом:

Северный склон Западного Саяна	Центральная часть и южный склон Западного Саяна	Центральная Тува
Андезитовая ( $D_{1-2}$ )	Липаритовая ( $D_{1-2}$ )	Андезитовая ( $D_{1-2}$ )
Зеленых туфов ( $Сп_{1-2}$ )	Вулканогенная моласса ( $S_2$ )	Зеленоцветная моласса ( $O-S$ )
Рифо-туфоконгломератовая ( $Сп_1$ )	Пестроцветная цветная моласса ( $S_2$ )	Красноцветная моласса ( $O-S$ )
Спилито-кератофировая ( $V-Sp_1$ )	Карбонатно — флишоидная ( $S_1$ )	Зеленых туфов ( $Сп_{1-2}$ )
	Пестроцветная флишоидная ( $O$ )	Спилито-кератофировая ( $V-Sp_1$ )
	Зеленоцветная флишоидная ( $Сп_2$ )	
	Зеленых туфов ( $Сп_{1-2}$ )	
	Спилито-фтанито-сланцевая ( $V-Sp_1$ )	

Анализируя вышеприведенные ряды, можно сделать некоторые выводы о характере геосинклинального развития Западного Саяна.

Спилито-фтанитовая формация формировалась, несомненно, на океанической земной коре, что доказывается сходством слагающих ее

пород с современными океаническими осадками и эффузивами дна океанов, а также сходством с аналогичными формациями в молодых складчатых системах, например, неогеновой формации Восточной Камчатки, где гранитный слой еще не сформирован. Формирование аналогичных эвгеосинклинальных формаций на океанической коре четко доказывается на многочисленных примерах группой геологов, возглавляемых А. П. Пейве (Пейве и др., 1972).

Спилито-кератофировая формация скорее всего формируется на коре переходного типа на шельфе океанов. Об этом свидетельствует налегание спилито-кератофировых формаций в Восточном Саяне и Восточной Туве на зеленосланцевые терригенно-карбонатные толщи докембрия.

Океаническая впадина Западного Саяна или была остаточной с докембрийского времени, или что скорее всего, образовалась в результате растяжения (spreading) коры переходного типа, сформированной к концу докембрия, когда на громадных пространствах накапливалась карбонатно-кремнистая формация, развитая ныне в Горном Алтае (баратальская свита), Кузнецком Алатау (енисейская свита), Восточном Саяне (дербинская свита), Восточной Туве (баликтыгхемская свита). Раскалывание этой относительно стабильной области произошло в конце протерозоя, когда формировались мощные вулканогенно-осадочные толщи, ныне превращенные в толщи зеленых сланцев (кувайская, харальская, охемская свиты), которые, вероятно, можно рассматривать как «грабенные фации», формирующиеся на начальных этапах растяжения коры и рифтогенеза. В дальнейшем по этим рифтам накапливаются мощные венд-кембрийские вулканогенно-осадочные толщи, одновозрастные, как это показал А. А. Моссаковский (1963), с карбонатными толщами, отлагавшимися на стабильных блоках. Наибольшее растяжение произошло на месте Западного Саяна, где возникла молодая океаническая земная кора с маломощным базальтовым слоем, который ныне обнажается в горах и покровах и представлен нижней частью спилито-фтанито-сланцевой формации вместе с гипербазитами и габброидами.

Рифогенно-туфогенная формация формировалась в собственно геосинклинальную стадию развития Западного Саяна, когда образовались две крупные двойные островные дуги (см. рис. 3) — одна на севере, на месте Хансынско-Амыльского горст-антиклинория, Майнского синклинория и Джойского горста, а другая, более крупная, — на юге, на месте Куртушибинского горста, Тоджинской впадины, Хемчикско-Сиситигхемского прогиба и полей развития спилито-кератофировых толщ на востоке Тувы и в Восточном Танну-Ола. Существование островных дуг доказывается присутствием формации зеленых туфов, хорошо сопоставимой с аналогичными толщами в современных и древних островных дугах по западному краю Тихого океана, трансгрессивным налеганием этой формации на спилито-кератофировую формацию в Хансынско-Амыльском горст-антиклинории и Куртушибинском горсте и развитием рифогенных археоциатовых известняков. Для сравнения масштаба явлений на рис. 3 приведен профиль через Курилы и палеотектонический профиль через Западный Саян и Туву, на котором учтено сокращение площади зон за счет складчатости вдвое, хотя можно предположить, что во многих случаях благодаря шарьяжам и складчатости сокращение ширины зон было значительно большим.

В конце кембрия начинается, вероятно, интенсивное сжатие и закрытие океанического бассейна, резкое его сужение и формирование покровных тектонических структур типа шарьяжей, которые в последнее время удается картировать в Западном Саяне. Так, в Куртушибинском горсте В. В. Беззубцевым и Г. Г. Семеновым в районе рек Урбун и Золотая устанавливаются тектонические покровы, в которых участ-

вуют породы спилито-фтанито-сланцевой формации и метаморфические сланцы. Четкий тектонический покров, смятый в синформную складку, картируется в районе рек Коярд и Ореш, где Я. В. Сарбаа с помощью наземной магнитометрии проследил цепочки серпентинитов, трассирующих надвиги. Возможно, с антиформной складкой мы имеем дело на левобережье р. Хемчик, где в ядре обнажаются метаморфические сланцы, а на крыльях — спилито-фтанито-сланцевые отложения и гипербазиты, несогласно перекрытые верхнекембрийскими терригенными толщами. Если последнее положение правильно, то можно считать, что Куртушибинский горст в своей западной значительной части имеет покровное строение. Возможно, тектонические покровы существуют и на северном склоне Западного Саяна, особенно в его восточной части, где, вероятно, под покровами скрыта переходная зона между спилито-фтанито-сланцевой и спилито-кератофировой формациями. Не исключено, что Борусский горст тоже является тектоническим покровом и крутое падения разломов, его ограничивающих, связано с последующими силурийскими деформациями.

В результате этого кембрийского скупивания на месте островных дуг формировались складчатые сооружения. Остаточные прогибы сохранялись только в центральной части Западного Саяна, где накапливались флишоидные формации, и к югу от Куртушибинского горста, где формировались молассовые толщи.

В силуре началась интенсивная складчатость, скупивание и образование гранитной магмы в наиболее опущенных частях осадочного чехла. В результате произошли излияния силурийских и девонских эффузивов и внедрение гранитных массивов. Построение геологического профиля на глубину с учетом мощностей толщ (см. рис. 3) приводит к выводу о том, что осадочные толщи флишоидных формаций и формации зеленых туфов были опущены ниже современной границы базальтового слоя, а может быть, частично и ниже границы земной коры и что на этих глубинах шло выплавление гранитов и формирование базальтового и гранитного слоев.

Таким образом, в геологической истории Западного Саяна находят отражение все этапы формирования континентальной коры. Геосинклиналь Западного Саяна заложилась в венде — раннем кембрии на мало мощной океанической земной коре и заканчивала свое развитие в позднем силуре — раннем девоне, когда в основном завершилось формирование континентальной земной коры мощностью 40—45 км.

#### Литература

- Авдеенко Г. П., Храмов Н. А.* Кремнисто-вулканогенные формации Камчатки и их петрохимические особенности.— В сб. «Вулканические фации Камчатки». М., «Наука», 1969.
- Антонов П. С.* К вопросу о силурийских вулканогенных толщах Западного Саяна.— В сб. «Новые данные по геологии юга Красноярского края». Красноярск. кн. изд-во, 1963.
- Баженов И. К.* Западный Саян. Серия «Очерки по геологии Сибири». Изд-во АН СССР, 1934.
- Батон Н. А.* Геологическое строение правобережья р. Енисей между 53° и 53°40' с. ш., т. XI, вып. 1. Томск, Изд. Зап.-Сиб. геологоразв. треста, 1931.
- Безруков О. А.* К вопросу о возрасте и объеме манчурекской серии Западного Саяна.— В сб. «Материалы по геологии Тувинской АССР». Кызыл, Тувин. кн. изд-во, 1971.
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н., Кудрявцев Г. А., Моссаковский А. А., Пожариский И. Ф., Херасков Н. Н.* Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1959, т. 34, вып. 6.
- Велинский В. В., Шеглов А. П.* Вулканогенно-осадочные формации кембрия Западного Саяна.— Геол. и геофиз., 1965, № 9.
- Велинский В. В.* Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1968.

- Владимирский Г. М., Задорожная Н. Н.* Стратиграфия нижнекембрийских отложений (цингинская свита) юго-западной части Западного Саяна.— В сб. «Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири». Красноярск. кн. изд-во, 1967.
- Волков В. В., Исаков В. М., Коробейников В. П., Лапин Б. Н.* Структура и стратиграфия древних толщ междуречья Щом-Шума и Алды-Ишкина в Западной Туве.— В кн. «Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы». Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970, вып. 123.
- Гаврилов В. К., Соловьева Н. А.* Вулканогенно-осадочные формации геантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск, «Наука», 1970.
- Ефимов А. А.* О роли метасоматоза в формировании дунит-пироксенит-габбровой ассоциации.— В сб. «Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей». Новосибирск, «Наука», 1973.
- Зайков В. В., Зайкова Е. В.* О возрасте актовражского комплекса и перерыве в нижнем кембрии Тувы.— Геол. и геофиз., 1969, № 7.
- Зоненшайн Л. П.* Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Зоненшайн Л. П.* Палеозойские тектонические структуры складчатого пояса Центральной Азии и их сравнение со среднеевропейскими палеозоидами.— В сб. «Орогенные пояса». МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 3. М., «Наука», 1968.
- Иванов В. М., Волков И. М.* Шаманский габбро-пироксенит-дунитовый расслоенный массив Лысогорского комплекса Западного Саяна.— В сб. «Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области». М., «Наука», 1968.
- Ильин А. В., Кудрявцев Г. А.* Возраст, характер размещения и вероятная тектоническая интерпретация гипербазитов юга Сибири — севера Монголии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 5.
- Исаков В. М.* О зависимости состава эффузивов офиолитового комплекса Западного Саяна от их положения в разрезе.— В сб. «Краткие тезисы к III конференции по магматизму и металлогении Алтае-Саянской складчатой области». Новосибирск, 1972.
- Казаков И. Н.* Очерк геологического строения Западного Саяна.— В сб. «Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области». Тр. ВСЕГЕИ, 1961, т. 58.
- Канн Дж. Р.* Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана.— В сб. «Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана», М., «Мир», 1973.
- Кац Я. Г., Красильников Б. Н., Моссаковский А. А., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Херасков Н. Н.* Стратиграфия палеозойских отложений Минусинской котловины и ее горного обрамления.— В сб. «Материалы по региональной геологии». Тр. ВАГТ, 1958, вып. 4.
- Конюшков К. Н.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения кембрийских отложений Западного Саяна.— Тр. ВСЕГЕИ, 1969, т. 130.
- Коробейников В. П., Исаков В. М.* К тектонике и стратиграфии метаморфических комплексов докембрия и кембрия Западного Саяна.— В сб. «Материалы по геологии, геофизике и полезным ископаемым Сибири». Тр. СНИИГГИМС, 1965, вып. 34, ч. 2.
- Кудрявцев Г. А., Херасков Н. Н.* Тува и Западный Саян.— В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий». М., «Недра», 1963.
- Кутолин В. А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1972, вып. 189.
- Лучицкий И. В.* О кислых магматических породах океанов.— Геотектоника, 1973, № 5.
- Любалинская З. П., Семенов Г. Г.* Тектоническое положение геосинклинальных вулканогенных формаций нижнего кембрия в Западном Саяне.— В сб. «Материалы к I конференции по палеовулканизму Средней Сибири». Красноярск, 1970.
- Моссаковский А. А.* Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Мусатов Д. И., Межеловский Н. В., Широкова Е. В., Мальцев Ю. М.* Палеогеография и палеотектоника Алтае-Саянской складчатой области в позднем докембрии и кембрии.— В сб. «Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая». Новокузнецк, 1969.
- Никифчин П. А.* О находке ультраосновных вулканитов в Западной части Алтае-Саянской складчатой области.— В сб. «Краткие тезисы к III конференции по магматизму и металлогении Алтае-Саянской складчатой области». Новосибирск, 1972.
- Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах. Геотектоника, 1973, № 3.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И.* Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Семенов Г. Г.* Новые данные по стратиграфии западной части северного фаса Западного Саяна.— В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края», вып. 1. Красноярск, 1961.
- Сивов А. Г.* Нижний кембрий Западного Саяна.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1953, т. 74, вып. 2.

- Сивов А. Г.* Кембрий и докембрий Западного Саяна.—Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. филиала АН СССР. Новосибирск, 1948, вып. 2.
- Смышляев В. Н.* Плагногранитный интрузивный комплекс северного склона Западного Саяна.—Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Новосибирск, 1963, вып. 33.
- Фролова Т. И.* Геосинклинальный вулканизм, некоторые проблемы размещения и происхождения вулканогенных формаций на примере восточного склона Урала. Автореф. док. дис. МГУ, 1970.
- Халфин С. Л.* Тараскырский магматический комплекс плагногранитов в Западном Саяне.—Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Новосибирск, 1963, вып. 33.
- Херасков Н. Н.* Возраст и строение метаморфических толщ Западного Саяна.—Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, вып. 3.
- Чучко В. Н., Сарбаа Я. В., Шульга В. К.* Стратиграфия кембрийских образований междуречья Систиг-Хем — Чапчы.—В сб. «Материалы по геологии Тувинской АССР», вып. 1. Кызыл, 1969.
- Шмидт О. А.* Новые данные по тектонике Командорских островов.—Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 4.
- Щеглов А. П.* Опыт генетической классификации прогибов как основы тектонического районирования центральной части Саяно-Алтайской складчатой области.—Тр. СНИИГГИМС, сер. регион., 1967, вып. 57.
- Щеглов А. П., Степанова М. В., Богникова Р. Т., Исаков В. И.* Возраст чингинской свиты северного склона Западного Саяна.—Тр. СНИИГГИМС, сер. регион., 1967, вып. 57.
- Gates Olcott, Powers Howard A. and Wilcox Ray E.* Geology of the Near Islands, Alaska.—Geol. Surv. Bull. 1028-U. US Government Printing Office, Washington, 1971.

Комплексная аэрогеологическая экспедиция № 12  
Москва

Статья поступила  
30 апреля 1974 г.

УДК 551.243.3 : 551.72 (470.21)

Л. Ф. ДОБРЖИНЕЦКАЯ

**СТРУКТУРА КОЛЬСКОЙ СЕРИИ — КАК РЕЗУЛЬТАТ  
МНОГОКРАТНОЙ ДЕФОРМАЦИИ**

В статье рассмотрены результаты применения структурного анализа для расшифровки последовательности деформации кристаллических образований архейской кольской серии. В районе оз. Тулп-явр, в северо-западной части Кольского полуострова, установлено семь этапов деформации, из которых шесть были пластическими. Изучение соотношений плоскостных и линейных структурных элементов с различными метаморфическими минералами позволило выяснить синхронный характер процессов регионального метаморфизма и главных этапов складчатых деформаций, реставрировать эволюцию тектонической структуры. Новые материалы диктуют необходимость пересмотра прежних представлений о стратиграфии и структуре кольской серии в целом.

Вопросы тектоники кольской серии неоднократно освещались в геологической литературе (Харитонов, 1966; Макиевский, Николаева, 1962, 1963, 1966; Скуфын, 1966; Бондаренко, Дагелайский, 1968). В большинстве публикаций структура архейских кристаллических толщ северо-запада Кольского полуострова рассматривается как сочетание линейных складок различных порядков; в некоторых работах приведено описание брахискладок, возникновение которых связывается со становлением гранитных массивов (Макиевский, Николаева, 1966). Предполагалось также, что развитие структуры кольской серии было следствием одноактной деформации.

Новые фактические данные, полученные автором в районе оз. Тулп-явр на северо-западе Кольского полуострова, свидетельствуют о том, что структура кольской серии сформировалась в результате многоэтапной сложной деформации (рис. 1). Расшифровка истинной структуры, ставшая возможной благодаря применению специальной полевой методики и структурного анализа (Клоос, 1958; Turner, Weiss, 1963; де Ситтер, 1960; Ramsay, 1962; Хиллс, 1967), приводит не только к необходимости пересмотра прежних тектонических представлений, но (и это естественно) заставляет вновь обратиться к вопросам стратиграфии и истории геологического развития кольской серии, казавшихся уже решенными.

Кольская серия в районе оз. Тулп-явр сложена гранат-биотит-силлиманитовыми гнейсами, содержащими переменное количество кордиерита, кианита, андалузита, иногда — реликты гиперстена, замещенного биотитом; в ее составе присутствуют также биотитовые гнейсы и амфиболиты. Последние образуют крупное тело в поле развития глиноземистых гнейсов и ряд мелких прослоев среди биотитовых гнейсов. Кристаллические породы повсеместно мигматизированы с образованием различных морфологических типов мигматитов.

При работе на конкретных обнажениях пород кольской серии прежде всего в глаза бросается интенсивно развитая сланцеватость, которая почти всегда имеет северо-западное простирание. Именно эта сланцеватость наиболее заметна и легко картируется в поле развития

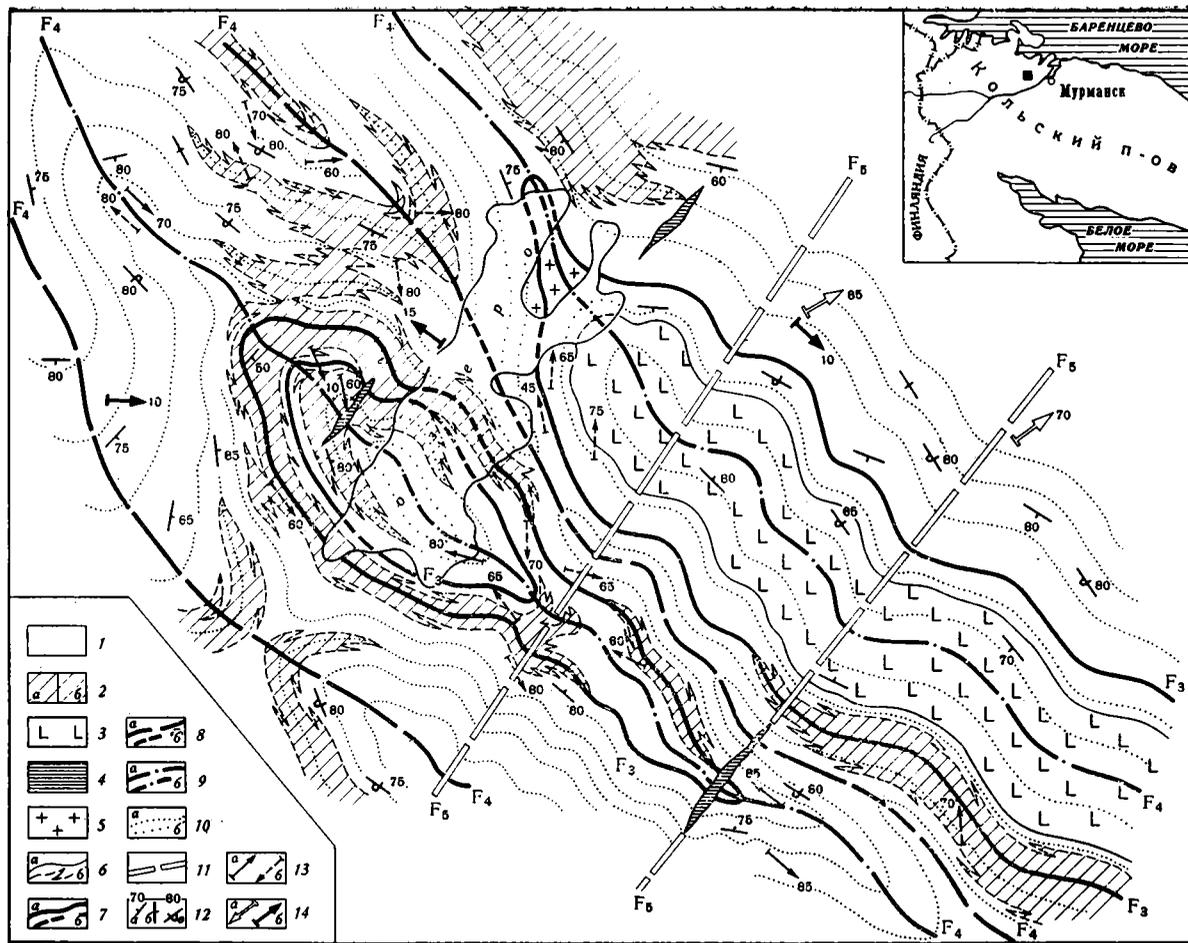


Рис. 1. Структурно-геологическая карта района оз. Туль-явр.

1—3 — архейские кристаллические породы кольской серии: 1 — мигматизированные гранат-биотит-силлиманитовые (с андалузитом, кордиеритом, дистеном и гиперстеном) гнейсы с подчиненными прослоями биотитовых гнейсов; 2 — мигматизированные биотитовые гнейсы (а), пачка тех же пород предполагаемая (б); 3 — мигматизированные амфиболиты, амфиболовые гнейсы, редкие прослои магнетитовых кварцитов; 4 — метадиабазы; 5 — пегматиты; 6 — линии стратиграфических и интрузивных контактов установленные (а) и предполагаемые (б); 7 — следы осевых поверхностей складок  $F_3$  установленные (а) и предполагаемые (б); 8 — следы осевых поверхностей антиформ  $F_4$  установленные (а) и предполагаемые (б); 9 — следы осевых поверхностей синформ  $F_4$  установленные (а) и предполагаемые (б); 10 — структурные линии складок  $F_4$ , построенные по замерам деформированной  $S_3$  установленные (а) и предполагаемые (б); 11 — следы осевых поверхностей складок  $F_5$ ; 12 — залегание крыльев складок  $F_4$  нормальное (а), вертикальное (б), опрокинутое (в); 13 — ориентировка шарниров  $B_4$  (а),  $B_5$  (б); 14 — ориентировка шарниров  $B_5$  (а),  $B_6$  (б)

гнейсов кольской серии. По замерам ориентировки сланцеватости (в некоторых работах она названа гнейсовидностью), совпадающей якобы с первичной слоистостью, большинство геологов и составляли тектонические карты района. Наши наблюдения позволили выяснить, что эта сланцеватость в действительности — лишь один, но далеко не единственный плоскостной структурный элемент. Стало ясно также, что фиксация только этой сланцеватости приводит к установлению исключительно поздних структур, которые сами по себе не могут обеспечить ни расшифровки стратиграфического разреза, ни правильного представления о тектонике архейской толщи. На тех же обнажениях, используя современную методику структурных исследований можно наблюдать другие плоскостные и линейные элементы, сочетание и соотношение которых дает исчерпывающий материал для выяснения последовательности деформаций и установления этапов развития структуры в целом.

Всего в районе оз. Тулп-явр выявлены шесть последовательно сменявшихся друг друга этапов деформаций. Самый ранний из них, не является, однако, первым. Отсчет деформаций и складок необходимо в данном конкретном случае начинать условно как  $D_2$  и  $F_2$ \*. Такая нумерация вводится для того, чтобы подчеркнуть, что самые ранние из фиксируемых в обнажениях складки, которые можно было бы обозначить как  $F_1$  на самом деле являются первыми лишь из числа реально наблюдаемых. Эти «первые» складки уже изгибают возникшие ранее мигматитовую полосчатость и параллельную ей сланцеватость, что указывает на возможное существование складок еще более ранней генерации. В то же время расшифровка последних в данном районе объективно невозможна, и поэтому первые документированные складки мы условно определяем как  $F_2$ .

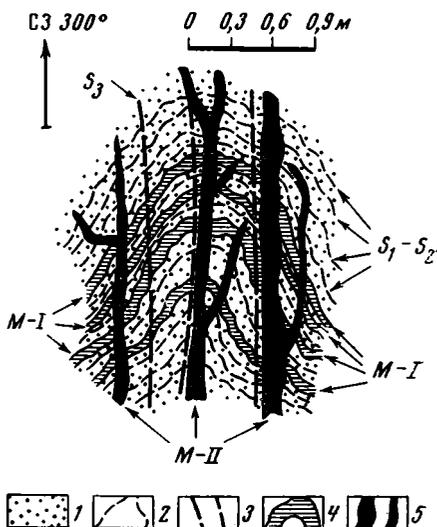
Складки  $F_2$  удается наблюдать нечасто, они установлены на двух участках — северо-восточнее и западнее оз. Тулп-явр. Это тесно сжатые изоклиналильные складки с острыми замками и субгоризонтальными шарнирами, с крутыми и пологими осевыми плоскостями, параллельно которым развита  $S_2$  выраженная биотитом. Как уже упоминалось, они ( $F_2$ ) изгибают раннюю мигматитовую полосчатость (обозначим ее МП-1) и параллельную ей раннюю сланцеватость по биотиту ( $S_1$ ); кроме того, складки  $F_2$  деформируют кварцевые жилы первой генерации. Необходимо отметить, что  $F_2$  диагностируются только в тех обнажениях, где удается видеть их замки. Во всех остальных случаях прямых признаков  $F_2$  нет. И все же можно полагать, что размеры складок  $F_2$  весьма велики: по-видимому, это могут быть километры или сотни метров.

Третий этап деформаций ( $D_3$ ) привел к образованию тесно сжатых, изоклиналильных складок ( $F_3$ ) с округлыми замками. Они изгибают, и это четко фиксируется в обнажениях, —  $S_1$ , МП-1,  $S_2$  и замки  $F_2$ . Параллельно субвертикальным осевым плоскостям складок  $F_3$  развивается интенсивная сланцеватость  $S_3$ , представленная биотитом (рис. 2), и мигматитовая полосчатость второй генерации мигматитов; такую же ориентировку имеют кварцевые жилы второй генерации. Шарниры  $B_3$  обычно крутые (60—80°) до вертикальных. Широко проявлена резкая ундуляция шарниров, в связи с чем они погружаются то на северо-запад, то на юго-восток. Крутое или субвертикальное положение шарниров многочисленных мелких складок  $F_3$  позволяет непосредственно в обнажениях определять положение зеркала этой складчатости. Простираание зеркала складок  $F_3$  варьирует в северо-восточных румбах и может быть ошибочно принято за истинное простираание мигматито-

\* Здесь и далее применяются обычные в структурной геологии обозначения: деформация —  $D$ , складки —  $F$ , сланцеватость —  $S$ , слоистость —  $S_0$ , линейность —  $L$ , шарнир —  $B$ .

вой полосчатости МП-1. В действительности же это явление объясняется лишь резкой ундуляцией шарниров складок  $F_3$  с северо-западным простиранием их осевых плоскостей. Кроме мелких складок  $F_3$ , наблюдавшихся в обнажениях, существуют крупные антиформные и синформные<sup>1</sup> структуры этого этапа, которые установлены по распределению мелких асимметричных складок с левым и правым рисунком на соответствующих крыльях крупных складчатых форм (восточное побережье оз. Тулп-яр). На крыльях  $F_3$  отчетливо фиксируется линейность, выраженная в удлиненном расположении полиминеральных агре-

Рис. 2. Соотношения мигматитов первой и второй генераций.  
 1 — гранат-биотит-силлиманитовые гнейсы; 2 — деформированные сланцеватости  $S_1$  и  $S_2$ ; 3 — сланцеватость  $S_3$ ; 4 — мигматитовая полосчатость первой генерации; 5 — мигматитовая полосчатость второй генерации.



гатов (силлиманит, гранат, кварц, биотит). В амфиболитах она представлена удлиненным амфиболом. Линейность круто погружается как на юго-запад, так и на северо-восток и имеет «пронизывающий» характер. В замках  $F_3$  линейность не наблюдалась. При сопоставлении диаграмм линейности и шарниров  $B_3$  (рис. 3) видно, что при общем совпадении полей рассеивания среднестатистические значения «центров тяжести» на диаграммах различны (угол между ними составляет 17—20°). Это позволяет предполагать, что в данном случае линейность не может принадлежать к тому типу линейности, который мог бы возникнуть синхронно с деформациями  $D_3$ . Она несопоставима также с более поздними деформациями  $D_4$ — $D_6$ . В связи с этим линейность обозначаем символом  $L_n$ . Можно предположить, что  $L_n$  представляет собой какую-то древнюю линейность, возникшую, очевидно, до  $F_3$  и впоследствии неоднократно деформированную.

Необходимо особо остановиться на структурно-геологической характеристике мигматитов второй генерации. Ранее в районе оз. Тулп-яр все мигматиты относились к единой возрастной и генетической группе. Полевые наблюдения позволили нам выделить здесь два типа мигматитов, занимающих различное структурное положение. Если мигматиты первой генерации параллельны  $S_1$  и деформированы уже в процессе  $D_2$  (они участвуют в строении складок  $F_2$ ), то время формирования мигматитовой полосчатости второй генерации определяется ее структурным положением параллельно осевым плоскостям  $F_3$  и сланцеватости  $S_3$ . Только в редких случаях эта закономерность нару-

<sup>1</sup> Употребление терминов «актиклиналь» или «синклиналь» в случае проявления многократных пластических деформаций, как известно, теряет свой прямой смысл. Более правильно применение терминов «антиформа» или «синформа», несущих только геометрическое содержание (Beily, McCallien, 1937; Ramsay, 1962; Turner, Weiss, 1963).

шается и мигматитовая полосчатость ориентирована косо по отношению к  $S_3$ . Мигматиты второй генерации чаще всего представлены тонкими быстро выклинивающимися жилками кварц-полевошпатового состава, а также сетчатыми и ветвистыми разновидностями. Непосредственно в обнажениях наблюдались соотношения мигматитов обеих генераций (см. рис. 2).

Четвертый этап деформации выражен в формировании крупных сжатых складок ( $F_4$ ), изгибающих  $S_3$  и вторую мигматитовую полосчатость. Выше уже указывалось, что сланцеватость  $S_3$  — наиболее отчет-

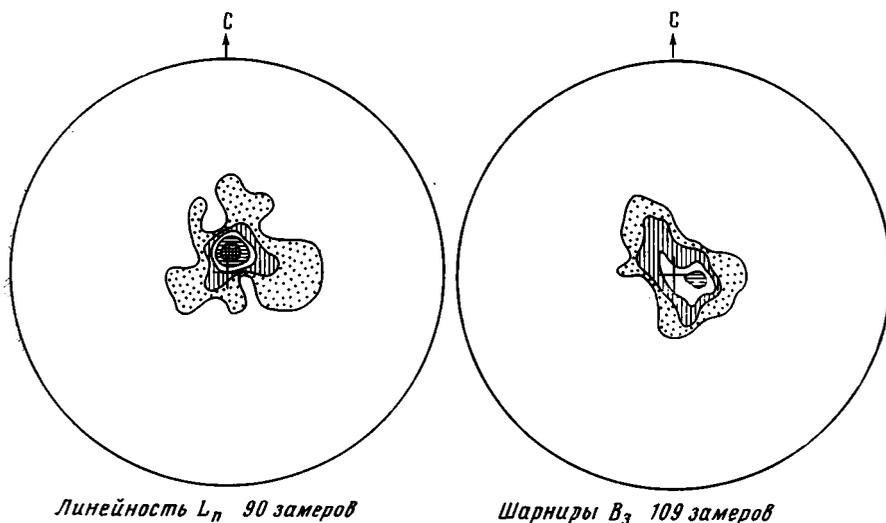


Рис. 3. Диаграммы ориентировки линейности  $L_n$  и шарниров  $B_z$ . Изолинии проведены через 1—5—11—18—30%

ливо картируемый структурный элемент в гнейсах кольской серии. Именно в связи с этим, легко устанавливаются структуры четвертого этапа: складки  $F_4$  четко вырисовываются структурными линиями, построенными по замерам ориентировки  $S_3$ . Параллельно осевым плоскостям этих складок развит грубый кливаж ( $S_4$ ), который можно наблюдать только в области замков; здесь он пересекает деформированную  $S_3$ , в то время как на крыльях  $S_3$  и  $S_4$  совпадают между собой и со сланцеватостью предыдущих этапов. Шарниры  $B_4$  погружаются на юго-восток под углами  $70—80^\circ$ . Осевые поверхности складок  $F_4$  и параллельные им крылья простираются на северо-запад ( $310—320^\circ$ ) и падают на северо-восток под углами  $70—85^\circ$ .

Пятый этап деформаций представлен крупными и мелкими открытыми симметричными складками  $F_5$ , которые изгибают осевые плоскости и крылья  $F_4$ . Эти складки установлены путем картирования и наблюдались в обнажениях, расположенных к западу и востоку от оз. Тулл-явр. Шарниры  $B_5$  крутые ( $70—85^\circ$ ) и всегда погружаются на северо-восток. Осевые плоскости имеют северо-восточное простирание; они крутые или близкие к вертикальным. Параллельно осевым плоскостями проявлен грубый кливаж и располагаются дайки диабазов мощностью до 30 м, несущие следы метаморфических изменений, соответствующих условиям зеленосланцевой фации.

Шестой, последний документированный этап пластических деформаций устанавливается по мелким складкам, незначительно усложняющим генеральную структуру. Это открытые симметричные и асимметричные складки ( $F_6$ ) с пологими, иногда субгоризонтальными

ми шарнирами и такими же осевыми плоскостями. Параллельно последним располагаются жилы белых мелкозернистых биотитовых гранитов и (реже) крупнозернистых микроклиновых гранитов, всегда мусковитизированных и хлоритизированных.

Кроме шести документированных этапов пластических деформаций ( $D_2—D_6$ ) локальное развитие получила жесткая деформация седьмого этапа ( $D_7$ ). Ей соответствуют две системы крутопадающего кливажа (простираение СВ  $70^\circ$ , СЗ  $310—320^\circ$ ), по которым развита минерализация (хлорит, серицит). В участках пересечения обеих систем кливажа образуется грубая бороздчатость и (чаще)—грубая карандашная отдельность.

Геологическое строение района оз. Тулп-явр в свете новых данных представляется в следующем виде. Картируемая структура района создана в результате проявления двух главных этапов складчатости ( $D_3$  и  $D_4$ ), причем складки  $F_4$  не маскируют, а только деформируют более ранние структуры  $F_3$ . Именно благодаря этому удалось объективно закартировать последние и отразить на структурно-геологической карте (см. рис. 1) реально наблюдаемую на поверхности геологическую ситуацию. Карта составлялась с помощью ряда последовательных операций. В частности, истинные структуры  $F_3$  были выявлены на восточном побережье озера. Их изучение показано, что  $S_3$ , всегда параллельная осевым плоскостям складок  $F_3$ , на крыльях совпадает с мигматовой полосчатостью первой генерации, а также с  $S_2$ ,  $S_1$  и  $S_0$ . Лишь в замках складок, и это обычно,  $S_3$  пересекает более ранние структурные элементы. Исходя из этих данных, вначале была составлена детальная структурная карта для этапа  $D_4$ . По изгибам  $S_3$  (около 400 замеров) и многочисленным замерам шарниров, установленных при детальном картировании областей замков, удалось выявить четыре крупных структуры ( $F_4$ ), осевые плоскости которых имеют северо-западное простираение. Затем на эту карту были нанесены оси структур  $F_3$ , обнаруженных на восточном берегу оз. Тулп-явр. Объективно ясно, что структуры этого этапа можно было бы обнаружить везде, если бы удалось наблюдать их замки, шарниры и т. д. Последнее бывает, однако, редко. В то же время нельзя ограничить области развития  $F_3$  только теми местами, где за счет ундуляции шарниров они легко устанавливаются на поверхности. Это значило бы картировать только замковые части структур, пренебрегая их крыльями. Таким образом, коль скоро мы имеем надежно откартированные структурные линии по замерам  $S_3$ , которая параллельна осевым плоскостям  $F_3$ , то и эти последние могут быть прослежены строго по тем деформированным линиям  $S_3$ , на которые они попали при нанесении  $D_3$  на карту этапа  $D_4$ .

Выше уже указывалось, что в окрестностях оз. Тулп-явр развиты преимущественно глиноземистые гнейсы. Петрографически эта толща однообразна и с трудом поддается стратиграфическому расчленению. И все же такое расчленение может быть сделано—эта возможность появилась только после выяснения общей структуры района. Кроме глиноземистых пород небольшие участки территории сложены биотитовыми гнейсами, которые прежде не удавалось обособить в какие-либо стратиграфические горизонты: создавалось впечатление, что биотитовые гнейсы без какой-либо закономерности распределены по площади. После выяснения сложной структуры и «наложения» петрографических данных на детальную структурную схему оказалось, что биотитовые гнейсы повсеместно сосредоточены в пределах единого горизонта или пачки. В целом выяснилось, что стратиграфический разрез состоит из двух частей—пачки глиноземистых гнейсов и пачки биотитовых гнейсов. Обе пачки залегают согласно, однако определить стратиграфические соотношения между ними не удается, так как лито-

логические признаки, необходимые для установления кровли и подошвы пластов, ввиду интенсивного метаморфизма пород не сохранились. Многократная и активная деформация метаморфической толщи наряду с отсутствием литологических критериев, полностью исключает применение обычных геологических приемов для определения кровли и подошвы пластов (при одноактной деформации в антиклиналях и походы более древние пласты, чем в синклиналях, в случае же многократной деформации исключается само определение антиклиналей и синклиналей). Нет поэтому возможности определить и истинную мощность указанных пачек. Речь может идти только о вторичной мощности (Гарецкий, Яншин, 1960). Для пачки биотитовых гнейсов она равна примерно 100 м, для пачки глиноземистых гнейсов — около 200 м, для амфиболитов — около 150 м. Необходимо отметить, что природа амфиболитов нам неясна, известно лишь то, что это пластовые тела, несущие следы тех же деформаций, что и вмещающие их гнейсы — от  $D_2$  до  $D_7$  включительно. В целом выяснилось, что вся исследованная территория в связи со сложной структурой докембрийской толщи оказалась полностью занятой двумя пачками гнейсов и амфиболитами, суммарная вторичная мощность которых составляет около 450 м. Ранее, без учета сложной структуры, мощность толщи определялась здесь в 2000—3000 м (Макиевский, Николаева, 1966; Бондаренко, Дагелайский, 1968).

Таковы в общих чертах особенности структуры исследованного района. В заключение необходимо остановиться на некоторых выводах, вытекающих из проведенных структурных исследований.

1. Определение структуры архейской толщи в районе оз. Тулп-явр как синклинали (Макиевской, Николаева, 1966; Бондаренко, Дагелайский, 1968) или антиклинали (Скуфьин, 1966) основано на замерах сланцеватости  $S_3$ , деформированной в процессе становления складок  $F_4$ . Отсюда ясно, что эти представления даже в приближенном виде не отражают реальной тектонической картины. Такой вывод неизбежен, так как ко времени проявления деформации  $D_4$  кольская серия пришла уже неоднократно и интенсивно деформированной в систему синформных и антиформных структур. Складки  $F_4$  изгибали, таким образом, не субгоризонтально залегающую толщу, а многочисленные анти- и синформы, еще более усложняя уже достаточно сложную тектоническую структуру. На структурно-геологической карте (см. рис. 1) видно, что в районе оз. Тулп-явр обычны, а правильнее сказать, типичны, явления резкого изгибания замков изоклинальных складок ранних этапов ( $F_3$ ) в результате наложения на них более поздних складок  $F_4$ , которые сейчас являются главными картируемыми структурами региона.

2. Если стратиграфические разрезы составляются по нормали к простиранию структур  $F_4$  (а только такие «разрезы», как теперь стало ясно, и фигурируют в литературе по кольской серии), то установленная в них «последовательность» напластования (даже в тех случаях, если бы сланцеватость  $S_2$  совпала бы с первично-осадочной слоистостью  $S_0$ ), несомненно, будет искажена, равно как и цифры мощностей, которые окажутся многократно завышенными.

По-видимому не требует специального разъяснения то обстоятельство, что тектоника архея района оз. Тулп-явр не уникальна. Скорее всего сложную структуру, возникшую в результате многократной деформации, нужно считать типичной для всей кольской серии Кольского полуострова, так как деформации и метаморфизм протекали синхронно и носили региональный характер. Становится очевидным, следовательно, что назрела необходимость пересмотра представлений о стратиграфии и структуре кольской серии в целом.

## Литература

- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б.* Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. «Наука», 1968.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л.* Тектонический анализ мощностей. В кн.: Методы изучения тектонических структур. Изд-во АН СССР, 1960.
- Клоос Э.* Линейность.— В кн.: Вопросы структурной геологии. Изд-во иностр. лит., 1958.
- Макиевский С. И., Николаева К. А.* Некоторые замечания о стратиграфии и тектонике кольского гнейсового комплекса и его взаимоотношениях с беломорским гнейсовым комплексом.— В кн.: Вопросы геологии Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1962.
- Макиевский С. И., Николаева К. А.* О стратиграфических взаимоотношениях осадочно-метаморфических пород докембрия на северо-западе Кольского полуострова.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 4. Изд-во АН СССР, 1963.
- Макиевский С. И., Николаева К. А.* О тектонике северо-запада Кольского полуострова.— В кн.: Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. «Наука», 1966.
- Ситтер Л. У. де.* Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Скуфьин П. К.* Некоторые особенности геологического строения гнейсов кольской серии в бассейне р. Уры.— В кн.: Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. «Наука», 1966.
- Харитонов Л. Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. «Недра», 1966.
- Хиллс Е. Ш.* Элементы структурной геологии. «Недра», 1967.
- Veily E. B., McCallien W. S.* Perthshire tectonics: Schiehallion to Glen Lion.— Roy. Soc. Edin. Trans, 1937, v. 59, pt 1.
- Ramsay J. G.* Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type.— J. Geol., 1962, v. 70, No. 4.
- Turner F. J., Weiss L. E.* Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill Book Co., Inc., 1963.

Институт геологии и геохронологии докембрия  
АН СССР  
Ленинград

Статья поступила  
26 февраля 1973 г.

УДК 551.24 (477.7)

В. Ф. БАЛАБАНОВ

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СТРУКТУР  
ПРИЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ**

Из результатов анализа условий залегания, хроностратиграфического соотношения разрезов, формационного состава и мощностей комплексов, слагающих структуры Причерноморской впадины, следует, что пограничные прогибы Причерноморской системы являются резонансно-тектоническими структурами. При таком подходе появилась возможность восполнить некоторые пробелы в геологической летописи событий взаимодействующих структур и объяснить некоторые особенности их геологического строения и развития, например карбонатный характер разреза Северо-Крымского прогиба как результат его пространственной разобщенности с геосинклинальной зоной Горного Крыма, длительное полициклическое развитие Придобруджского прогиба и, возможно, как результат этих особенностей, существенное проявление вулканизма в прогибах.

Некоторые из выявленных особенностей строения и формирования рассматриваемых структур необходимо учитывать при определении перспектив нефтегазоносности региона.

В настоящей работе под Причерноморской впадиной понимается западная часть структуры, выделенной в осадочном чехле и, как полагал А. Д. Архангельский (1923), имеющей основанием фундамент Восточно-Европейской платформы. С юга впадина граничит с горно-складчатými сооружениями Крыма и Добруджи. Впоследствии А. Д. Архангельский (1941) признавал возможность наличия байкальского или герцинского основания в Степном Крыму. Как показал М. В. Муратов, большая часть территории Причерноморской впадины расположена на эпигерцинском основании — Скифской плите. В связи с этим изменились границы впадины и представления о ее тектонической природе (Муратов, 1955; Бондарчук, 1959). Все чаще западная (Добруджская) и восточная (Крымская) части региона рассматривались отдельно или употреблялось название «Причерноморье», так как выяснились существенные отличия развития и строения этих частей. Но наряду с этим нередко употреблялся старый термин, в особенности при широком использовании геофизических материалов (Чирвинская, Гуревич, 1959; Геофизические исследования..., 1959; Ермаков, 1968 и др.). Действительно, имеется ряд факторов, дающих возможность рассматривать данную территорию в качестве единого геологического региона. Это то, что ложем северного борта депрессии на всем протяжении является поверхность южного склона фундамента Восточно-Европейской платформы; морфологически на всем протяжении регион представляет собой асимметричный, с более крутым южным бортом прогиб, ось которого смещается к северу вверх по разрезу; наиболее погруженная часть впадины располагается над широкой зоной глубинных разломов, образующих широтную систему грабенов; с юга впадина ограничена горно-складчатыми сооружениями; впадина выполнена многокилометровой толщей осадочных образований (рис. 1). Кроме того, это название широко известно исследователям и, совмещая географический (Причерноморская) и морфологический (впадина) критерии, несет определенную смысловую нагрузку. На основании изложенного представляется целесообразным применение этого названия, не за-

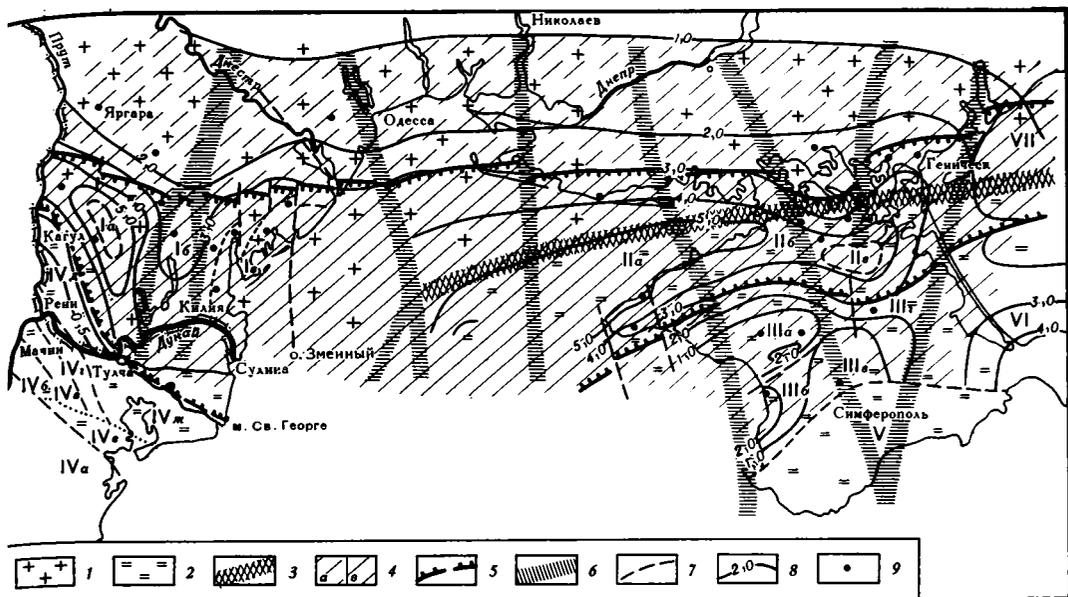


Рис. 1. Тектоническая схема Причерноморской системы прогибов. (По материалам трестов «Крымгеология», «Днепрогеофизика» и УкрНИГРИ).

1 — докембрийский кристаллический фундамент; 2 — эпигерцинский складчатый фундамент; 3 — глубинный разлом шовной зоны сочленения разновозрастных платформ; 4 — Причерноморская впадина: а — крылья, б — грабенообразный прогиб присоединяющей зоны; 5 — краевые разломы Придобруджского и Северо-Крымского грабенообразных прогибов; б — глубинные разломы древнего заложения; 7 — региональные разломы; 8 — изогипсы подошвы осадочного чехла; 9 — местоположение некоторых скважин, вскрывших фундамент или палеозойские отложения. Цифры на схеме: I — Придубруджский прогиб; Ia — Алуатская впадина; Ib — Суворовско-Каменское поперечное поднятие; Iv — Шигановская впадина; II — Северо-Крымский прогиб; IIa — Каркинитская впадина; IIб — Перекопская поперечная перемычка, IIв — Сивашская впадина; III — Среднекрымское поднятие; IIIa — Новоселовский выступ, IIIб — Альминская впадина, IIIв — Симферопольский выступ, IIIг — Новоцаричинский выступ; IV — Добруджа: IVa — центральный горст (зона «зеленых сланцев»), IVб — зона Мачин, IVв — Карапелитовый прогиб, IVг — грабен Майданкой, IVд — Нижнепрутский выступ, IVе — прогиб Бабадаг, IVж — зона Тульчи; V — Горный Крым; VI — Индольский прогиб; VII — Северо-Азовский прогиб

бывая о многих существенных отличиях строения и развития отдельных частей региона. Основными являются отличия стратиграфической полноты и формационного состава разрезов западной и восточной частей региона (Балабанов, 1970), а также то, что в Придобруджье фундаментом служат архейские образования, а в Крымском секторе южный борт прогиба расположен на эпигерцинской плите.

В Степном Крыму из домеловых отложений многие породы без сомнения относятся к верхнему протерозою — нижнему палеозою (Каменецкий, 1963; Плахотный, 1969; Муратов, 1955, 1969; Муратов и др., 1968). Это касается в первую очередь сланцев района Симферополя, Зуи и Нижнегорска, степень метаморфизма которых дает возможность относить их к зеленокаменной формации и сопоставлять с байкалидами северной части Мизийской плиты — Добруджи. К более позднему геосинклинальному этапу относятся отложения, вскрытые на Новоселовском поднятии, представленные аспидными сланцами и менее метаморфизованными флишеподобными терригенными образованиями, известняками и магматическими породами. В них по скудным палеонтологическим, палинологическим данным и по положению в разрезах условно выделяются различные стратиграфические комплексы палеозоя. Осадконакоп-

ление в каменноугольный и пермский периоды на территории Степного Крыма подтверждается присутствием в отложениях юры и триаса Горного Крыма широко известных в литературе эрратических глыб известняков с фауной карбона и перми (Миклухо-Маклай, 1958; Муратов, 1960). Имеются данные, указывающие на участие образований триаса и юры в строении самого верхнего структурного этажа складчатого основания (Щерик и др., 1965; Черняк, Савицина, 1969; Шлезингер, 1970; Денег и др., 1971). Метаморфизм и дислоцированность этих мезозойских отложений значительно более слабые. Распространение, условия залегания и стратиграфическая принадлежность образований, слагающих складчатое основание, выяснены недостаточно, но участие в его строении рифейских и палеозойских комплексов несомненно.

За последние годы в разрезе осадочной толщи, заполняющей Придобруджский прогиб, установлены почти все системы палеозоя, стратиграфия и структурные особенности которых очень слабо изучены. Но формационный состав, мощность, степень метаморфизма однозначно указывают на платформенные условия осадконакопления этих образований. Несомненным подтверждением тому служит вскрытие кристаллических пород архейского облика в центральной части прогиба — Суворовско-Каменское поднятие (скв. № 3 — Ореховская и скв. № 4 — Суворовская), а также недислоцированные и неметаморфизованные отложения среднего палеозоя о. Змеиный, в которых А. Ф. Абушик определены позднесилурийские — раннедевонские ископаемые (Ткаченко и др., 1969).

Таким образом, результаты исследований последних лет в общем подтверждают правильность тектонической схемы М. В. Муратова для юга Украины — эпигерцинское основание в Степном Крыму, распространение докембрийского кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы в Придобруджье, возможность выделения перикратонного прогиба к юго-западу от Украинского кристаллического щита.

Но новые геолого-геофизические материалы, которые детализуют строение и стратиграфию, ставят новые вопросы истории развития и природы выделенных структур в системе Причерноморской впадины.

Если Северо-Крымский меловой прогиб является краевым для Горного Крыма (Бондарчук, 1959), то почему он расположен не перед фронтом генетически связанного с ним орогена Южного Крыма, а отделен зоной поднятия складчатого основания, шириной в десятки километров, где мощность отложенных осадочного чехла резко сокращена (в 5—6 раз). Если же прогиб относится к платформенным структурам, то для них нехарактерны высокий градиент мощности осадочного чехла (50—100 м/км), линейность прогиба и характер локальных структур, его осложняющих (Тарханкутская зона дислокаций). Для Придобруджья также неясна природа накопления многокилометровой осадочной толщи на небольшой площади (порядка 70×120 км) вблизи почти лишенного чехла древнего щита. По мере вскрытия все более глубоких горизонтов разреза менялись взгляды на морфогенетическую принадлежность Придобруджья. М. В. Муратов (1955) считал юрский прогиб (т. е. юрский этаж) типично краевым. Выявление в разрезе прогиба мощной толщи «пермтриаса», представленной терригенно-карбонатными, хемогенными, грубообломочными, часто пестроцветными отложениями явилось основанием для выделения предгорного прогиба герцинид Добруджи. Затем на Баурчинской площади (северный борт прогиба) были вскрыты отложения девона и карбона, хемогенно-карбонатный и терригенный состав которых указывает на платформенный характер условий осадконакопления (Сафаров, Капцан, 1967<sup>1, 2</sup>; Геология СССР, т. XLV). К тому же формационному ряду относятся фаунистически охарактеризованные отложения этого возрастного диапозона, но в больших мощностях, вскрытые на юго-востоке прогиба — Шигановская впадина (скв. № 2 — Тузлы

и скв. № 6 — Сарата). Выявление и изучение в последнее время рифейских и нижнепалеозойских отложений дает возможность сопоставить тектонический режим Добруджи и Придобруджья для этого отрезка времени (Сафаров, Капцан, 1970), что может способствовать решению вопроса о существовании здесь перикратонного прогиба, на возможность выделения которого указывалось ранее (Муратов и др., 1962).

Структуры Причерноморской впадины расположены на южной окраине Восточно-Европейской платформы на границе с палеозойской геосинклинальной областью. Пограничные структуры, отделяющие геосинклинальные области от платформы, были выделены Ю. М. Пушаровским в краевые системы, по времени формирования синхронные эпохе становления складчатой зоны в смежной геосинклинальной области (1959). Впоследствии под термином «краевая система» был объединен целый ряд структур, сменяющих друг друга в пространстве и во времени, т. е. ряд синхронных и наложенных структур, в число которых включены и перикратонные прогибы (Зоненшайн и др., 1966). Такие структуры наряду с некоторыми другими Ю. М. Пушаровский предложил называть «резонансно-тектоническими», имея в виду динамическую зависимость их развития от тектонических процессов смежной геосинклинали, тем самым подчеркивая единство внутренних причин развития системы взаимодействующих структур (1969). К этой категории относятся и структуры не имеющие видимой пространственной связи с геосинклинальными областями, но развивающиеся как динамически взаимосвязанные (резонансно-тектонические), так как временные границы и продолжительность их развития в точности совпадают с определенными этапами тектонических преобразований в ближайших геосинклиналиях.

Понимание природы и развития краевых систем как резонансно-тектонических структур представляет не только большой теоретический вклад, но и имеет важное практическое значение для решения задач нефтегазовой геологии, так как краевые системы являются богатейшими нефтегазоносными областями.

Возможности такого подхода хорошо демонстрируются на примере Причерноморской впадины, которая представляет собой полигенную, сложно построенную тектоническую систему. Как показано, ее строение, развитие и соотношение составных элементов изучены еще недостаточно. Здесь анализируются входящие в состав Северного Причерноморья Северо-Крымский и Придобруджский прогибы, окаймляющие с юга Украинский кристаллический массив и являющиеся наиболее прогнутой частью Причерноморской впадины (Муратов, 1955; Бондарчук, 1959). Северо-Крымский прогиб отделен от расположенного южнее горноскладчатого сооружения Южного Крыма зоной гетерогенных поднятий складчатого фундамента (Новоселовского, Симферопольского и Новоцарицинского) составляющих южное крыло Причерноморской впадины. Придобруджский прогиб непосредственно прилегает с севера к горноскладчатому сооружению Северной Добруджи.

Наиболее древним геосинклинальным комплексом Добруджи являются «зеленые сланцы» слагающие центральный горст, мощностью порядка 5000 м. По степени метаморфизма и определению абсолютного возраста они относятся к байкалидам. В это время в Придобруджье на поверхности консолидированного геосинклинального комплекса архей или раннего протерозоя, составляющего современный кристаллический цоколь Молдавской плиты, накапливаются своеобразные отложения — полимиктовые, часто грубозернистые, иногда пестроцветные, незначительной и переменной мощности образования рифея — каменная свита, могилевподольская серия (Букатчук, 1969). Отлагались они в эрозионных и тектонических неровностях рельефа, с частыми размывами, что связано с неустановившимся тектоническим режимом (блоковыми подвижками) свойственным молодым платформам. Эти образования сходны со спараг-

митовой формацией (Келлер, 1963). Лишь в самом конце рифея (авдарминская серия — зокембрий) и в начале кембрия в Придобруджье происходит существенное осадконакопление. Кроме пород, подобных нижележащим, в верхней части появляются тонкозернистые терригенные пестроцветные породы с горизонтами фосфоритов. Эта толща отделена снизу и сверху перерывами и внутри ее имеется ряд несогласий. Общая мощность докембрия и кембрия превышает 1000 м. Седиментогенез происходил в мелководном платформенном бассейне, иногда в континентальных условиях. Возможно этот комплекс по времени соответствует начальной складчатости «зеленых сланцев», а отложению более позднего филлитового геосинклинального комплекса Добруджи (Шлезингер, 1968) — перерыв осадконакопления в Придобруджье от середины кембрия до раннего силура. Весьма скудные данные по досилурийским отложениям исключают уверенное сопоставление происходящих в это время геологических событиях.

Степень изученности стратиграфии и условий залегания отложений палеозоя и раннего мезозоя пока не дает возможности детально проследить соотношения тектонического режима Добруджи и Придобруджья, но можно проследить общую направленность развития структур. С конца силурийского периода в Придобруджье преобладают нисходящие движения с нарастанием активности погружения во времени. В это время в Добрудже происходит последовательное сокращение площади осадконакопления и мощностей отложений все более поздних стратиграфических комплексов, образующих обособленные, пространственно локализованные структурные этажи, что можно рассматривать как полицикличность орогения (Хуан Ци-цин, 1960; 1961). Такими зонами структурных этажей являются: зона Мэчин, сложенная преимущественно геосинклинальным комплексом нижнего — среднего палеозоя, мощностью до 3000 м; зона Карапелитового прогиба, выполненного каменноугольной (1500 м) орогенной толщей; зона Майданкойского грабена, выполненного норийской флишеподобной серией налбант мощностью свыше 1000 м и Бабадагского грабена с триасовыми отложениями под меловым чехлом; триасовая зона Тулчи (Шлезингер, 1968; Муратов, 1969; Геофизические исследования..., 1969). Формирование зон сопровождалось вулканическими излияниями. Латеральная последовательность этого ряда структурных зон (с юга на север) является и хронологической последовательностью. В соответствии со смещением орогенических зон к северу, в сторону платформы, пригеосинклинальная (приорогенная) часть последней вовлекается в формирование краевой системы, что зафиксировано формационным составом и условиями залегания отложений, заполняющих Придобруджский прогиб (Балабанов, 1971).

Глинисто-карбонатные отложения конца силура здесь имеют ограниченное распространение и малые мощности. Перекрыты они аргиллитовой толщей тиверского яруса, в верхней части содержащей красноцветные алевролиты и песчаники, — это яргаринская серия мощностью до 1300 м (Трандафилова и др., 1968). Выше залегает карбонатно-хемогенная толща девона мощностью свыше 1000 м. Мощность и состав разреза силура и девона на западе в Алуатской впадине (Яргаринская, Баурчинская площади), и востоке, в Шигановской впадине (район Тузлы и Саратовская площадь), весьма сходны. Карбонатный и тонкотерригенный состав разреза позднего силура, яргаринской серии; увеличение мощности и омоложение разреза к югу; наличие синхронных образований в геосинклинальном комплексе Добруджи — все это характеризует режим перикратонного прогиба. Появление красноцветных терригенов и карбонатно-хемогенный основной состав разреза девона, высокие градиенты мощности характеризуют более напряженный тектонический режим, что связано, видимо, с более тесной взаимосвязью с геосинкли-

нальной системой Добруджи, претерпевающей в это время один из ранних орогенных циклов.

В каменноугольное время в Придобруджье отлагается карбонатно-терригенная толща с фауной нижнего отдела. В Алуатской впадине фауна и литология известняков характеризуют седиментационный бассейн как мелководный с неустойчивым солевым режимом. В самой верхней части разреза появляются пестроцветные глины. Общая мощность здесь составляет 300 м (Сафаров, 1967<sub>2</sub>). В Шигановской впадине мощность нижнего отдела карбона достигает 1500 м. Верхняя часть разреза (наюр) сложена терригенными сероцветными породами с большим количеством пропластков длиннопламенных углей, что наряду с присутствием в нижней части ангидритов, пестроцветов и особенностями разреза Алуатской впадины позволяет считать формационный состав отложений каменноугольной системы характерным для краевых прогибов. Следующий структурный этаж слагает мощная (свыше 2000 м) весьма пестрая по составу толща — «пермо-триас». В ней найдены фауна и спорово-пыльцевые комплексы перми и триаса, но малочисленность находок ископаемых и неопределенность их возрастной принадлежности пока не дает возможности уверенно расчленить толщу. Главное отличие этой толщи — широкое распространение в разрезе грубых терригенов, ангидрита и общая пестроцветность. В верхней части исчезают ангидриты и особо широкое распространение получают терригенно-карбонатные породы. В различных пунктах мощность и особенности разреза широко варьируют. Так, например, в Шигановской впадине к перми отнесена красноцветная терригенно-вулканогенная толща, мощностью свыше 3000 м (скв. № 1 — Татарбунары). Несколько восточнее (скв. № 2 — Тузлы) выделяется всего 200 м загипсованных, пестроцветных, карбонатнотерригенных образований. В Алуатской впадине видимая мощность вскрытого разреза хемогенно-терригенной толщи превышает 1500 м. Отложения перми, несомненно, представляют формационный ряд предгорного прогиба и фиксируют основной орогенный цикл Добруджи, где отложения указанных зон (Мэчин, Карапелит и др.) являются образованиями межгорных депрессий предшествующих орогенных циклов (Муратов, 1969). В это время здесь существовал наиболее контрастный рельеф. Впоследствии воздымание Добруджи (о чем свидетельствует почти полное отсутствие там отложений позднего мезозоя и кайнозоя) носило плавный, региональный, сводовый характер и компенсировалось формированием юрской Придобруджской впадины. Мягкие формы горного рельефа Добруджи и относительно высокое положение северной части Молдавской плиты в это время, были причиной сравнительно тонкозернистого состава терригенных пород и существенной карбонатности разреза юры Придобруджья, а также особенности распространения литофаций, обусловленной сносом материала и с платформы и с юга (Высоцкий, 1959; Романов, Славин, 1970).

На тектонический режим послеюрского периода развития Придобруджья уже оказывают влияние процессы формирования Предкарпатского прогиба и Черноморской впадины.

Сопоставление тектонического режима (рис. 2) показывает, что в ходе развития существовала тесная временная связь процессов тектогенеза в рассматриваемых регионах, т. е. структуры Придобруджья — резонансно-тектонические. Невозможность выявления взаимосвязи такого характера в протерозое и раннем палеозое можно объяснить отсутствием в догерцинские орогенные этапы краевых систем, типичных краевых прогибов в современном понимании, т. е. особенностями развития земной коры того времени (Яншин, 1962). Возможно, взаимосвязь проявлялась в другой, неизученной форме. Например, отсутствие отложений раннего палеозоя в Придобруджье ( $Cm_2$ — $S_1$ ) может фиксировать каледонский орогенез, но это вопрос специального изучения. От среднего палеозоя

до мезозоя Придобруджье является краевой системой Добруджской геосинклинальной (орогенной) зоны, системой наложенных краевых структур, сопряженных во времени с определенными циклами развития Добруджи. С каждым таким циклом пригеосинклинальная (приорогенная) часть платформы все более вовлекается в погружение, режим которого носит тоже циклический (незамкнутый) характер, выражающийся в наличии перерывов, замедлении темпов осадконакопления и наложении последовательных рядов формаций перикратонного (окаинного) прогиба ( $S_2—D_1$ ), краевого ( $D_2—C_1$ ), типично предгорного позднегерцинского ( $P$ )

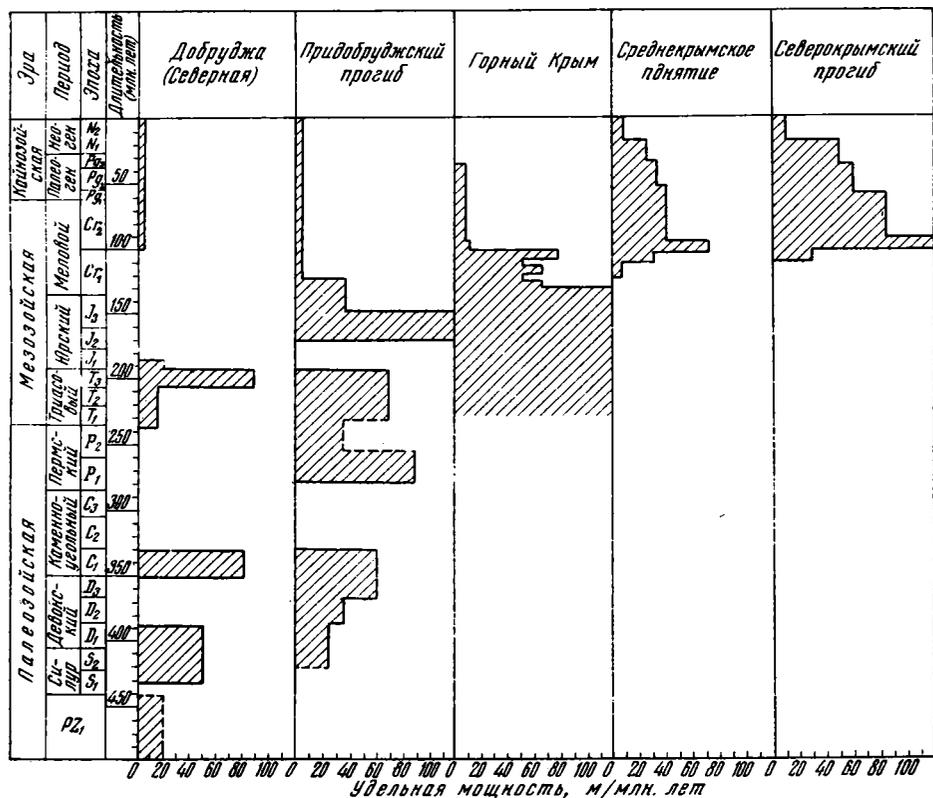


Рис. 2. Графики режима осадконакопления структур Причерноморской впадины.

и, наконец, своеобразной юрской толщи, синхронной киммерийскому воздыманию Добруджи. Формационный состав разреза и условия залегания юрского комплекса дают основание рассматривать регион в юрское время как поступный краевой прогиб, развитие которого связано с регенерацией орогенного режима в Добрудже. Формационный состав разреза Придобруджья отображает последовательную смену структур и их природу в связи с развитием смежной подвижной системой Добруджи. Придобруджский прогиб асимметричен, ось прогиба по более молодым отложениям смещается в сторону платформы и наиболее погруженная часть располагается над зоной глубинных разломов, т. е. имеются все структурно-морфологические признаки краевых структур (Чирвинская, Гуревич, 1959; Геофизические исследования..., 1969). Таким образом, по генетическому и морфологическому признакам Придобруджский прогиб представляет собой систему наложенных краевых структур.

Геосинклинальный этап развития Южного Крыма (поздний триас-лейас), в течение которого здесь имели место интенсивные прогибания

и повсеместное накопление многокилометровой таврической серии, характеризуется отсутствием существенного погружения в зоне Северо-Крымского прогиба. Отложения мезозоя, вскрытые на северном борту прогиба, в районе Генчешек — Новоалексеевка и отнесенные к триасу и юре (Орлова-Турчина и др., 1968) представлены в основном терригенными красноцветными образованиями, имеют незначительную мощность и ограниченное распространение, так как к югу и юго-западу в районе сел Балашовка, Стрелковое, Березовка, под нижним мелом вскрыты породы, степень метаморфизма которых указывает на их, возможно, палеозойский возраст (Каменецкий, 1963; Муратов и др., 1968). Локальное распространение триаса, в качестве основания осадочного чехла (переходный комплекс?), может быть связано с пониженными участками поверхности рельефа фундамента в стадии пенепленизации.

Для второго (с конца лейаса) этапа развития Южного Крыма, который можно считать позднегеосинклинальным (или раннеорогенным), характерна дифференциация тектонического режима, активное складкообразование, частые перерывы осадконакопления, образование локальных прогибов, заполняемых продуктами разрушения смежных антиклиналей, мощностью многие сотни, иногда свыше тысячи метров. На протяжении всего юрского периода и в неокоме продолжается сокращение площади осадконакопления, уменьшение мощности и увеличение пестроты литофаций отложений. В течение всего этого времени в Северо-Крымском прогибе сохраняются условия неблагоприятные для регионального осадконакопления. Как и во всем Степном Крыму, лишь в неокоме (поздний гетерив — баррем) здесь возникают условия для накопления маломощных (десятки метров) терригенных отложений, представляющих основание осадочного чехла. Во второй половине раннего мела, при сохранении тенденции расширения восходящих движений в Южно-Крымском орогене, начинаются нисходящие движения в Северо-Крымском прогибе, а в альбе происходит резкая активизация опусканий всего Степного Крыма, сопровождаемая вулканизмом (Плахотный и др., 1971). Мощность терригенно-эффузивной толщи нижнего мела превышает 1000 м. С сеноманского века при полном прекращении осадконакопления в Горном Крыму и резком сокращении его на поднятиях средней части Степного Крыма, где даже суммарная мощность всего сенона составляет несколько сот метров, в Северо-Крымском прогибе (в наиболее опущенной части) отлагается более 2500 м карбонатных образований, представленных преимущественно известняками и мергелями. В позднемеловую эпоху, как и в кайнозой, в Горном Крыму осадконакопление происходит на локальных участках эрозийных форм рельефа, главным образом за счет разрушения прилежащих поднятий. В палеоцен — миоцене в Северо-Крымском прогибе продолжается погружение, в результате чего отлагается до 2000 м осадков (Муратов, 1960; Геология СССР, т. VIII).

Таким образом, во время активных нисходящих движений и накопления наибольших мощностей отложений ( $T - J$ ) в геосинклинали Горного Крыма, в зоне Северо-Крымского прогиба, нет регионального осадконакопления, что свидетельствует об общем относительно высоком гипсометрическом положении территории при локальной дифференцированности тектонического режима. В эпоху воздымания и сокращения осадконакопления Горного Крыма (поздний мел — кайнозой) в Северо-Крымском прогибе происходит активное накопление осадков, обусловленное огромной амплитудой погружения. При этом, временные границы смены тектонических режимов, длительность превалирующего режима и даже порядок величин прогибаний находится в достаточно строгом соответствии (рис. 2). Это можно объяснить проявлением динамической взаимосвязи процессов тектогенеза, которая носит компенсационный характер (Белюсов, 1954), т. е. Северо-Крымский прогиб является резонансно-тектонической структурой Горного Крыма.

На Среднекрымское поднятие в позднем мезозое — кайнозое влияли с юга восходящие движения Горного Крыма, а с севера — погружение Северо-Крымского прогиба. Эти противоположные воздействия в значительной мере нейтрализовались, что выразилось в малой амплитуде вертикальных движений территории, расположенной между взаимодействующими структурами, которая не могла быть областью сноса (Балабанов, 1971). Возвышающееся горное сооружение Южного Крыма располагалось на значительном удалении от области аккумуляции — Северо-Крымского прогиба. Все это привело к тому, что в последнем, на протяжении позднего мезозоя и всего кайнозоя отлагались преимущественно тонкотерригенные и карбонатные образования, т. е. формации, нехарактерные для краевых прогибов.

Наиболее погруженная часть прогиба расположена в полосе глубинных разломов, являющейся шовной зоной сочленения Восточно-Европейской докембрийской и Скифской эпигерцинской платформы (Чирвинская, Гуревич, 1959; Геофизические исследования..., 1969). В процессе осадконакопления склон Украинского кристаллического щита вовлекался в опускание, а область среднекрымских поднятий фундамента испытывала тенденцию к воздыманию или резкому отставанию опусканий, вследствие чего ось прогиба мигрировала к северу и южный борт выглядывает круче.

Таким образом, по расположению у края стабильной платформы, над шовной зоной; по структурным особенностям (асимметрия и миграция оси в сторону платформы); по времени формирования, синхронному орогенной стадии ближайшей геосинклинальной зоны, и, наконец, по принадлежности к типу резонансно-тектонических структур — Северо-Крымский прогиб представляет собой структуру краевой системы (Шатский, 1964, 1, 2; Богданов, 1955; Пущаровский, 1959; 1969). Так как здесь отсутствуют характерные для предгорных прогибов формации, то наиболее правильно его рассматривать в качестве постумного краевого прогиба (Хайн, 1964), но не юрского, а мел-палеогенового. Особенность формационного состава разреза прогиба обусловлена его пространственной разобщенностью с орогенной системой и является конкретной особенностью, обычной в геологии и имеющей свое объяснение.

Учитывая латеральную и вертикальную разновозрастность краевых структур, логично было бы говорить о Причерноморской краевой системе, составными элементами которой являются рассмотренные структуры Придобруджья и Крыма.

Представляется возможным, когда уже выявлена динамическая связь тектогенеза во взаимодействующих структурах, предвидеть некоторые неясные этапы развития одной из структур резонансно-тектонической системы, зная режим соответствующего этапа другой структуры. Например, судя по активному погружению Южно-Крымской геосинклинали в триасе — ранней юре, и учитывая характер взаимосвязи в системе, нельзя ожидать широкого распространения отложений этого времени в Северо-Крымском прогибе.

В истории развития рассматриваемых систем были периоды примерно одинакового (по знаку, активности) тектонического режима в обеих взаимодействующих структурах системы (рис. 2). Эта «тектоническая пауза» знаменует перелом хода развития структур, существенные изменения направления или интенсивности тектогенеза. Для западного сектора Причерноморской системы это поздний карбон, отложения которого здесь неизвестны нигде. После этого времени происходит резкое расчленение рельефа, общее воздымание орогена Добруджи и накопление мощной малассовой толщи перми в Придобруджье. В Крымском секторе таким рубежом является альбский век, в течение которого почти повсеместно происходило существенное осадконакопление и после которого только в Северо-Крымском прогибе отлагалась многокилометровая, почти без

перерывов карбонатная толща. На всей остальной территории Крымского сектора мощность мел-палеогеновых отложений составляет первые сотни метров, редко достигая 800—1000 м. До альбского века нигде в Крыму (кроме горной части) не было существенного осадконакопления.

Другая особенность развития рассматриваемых структур заключается в широком проявлении магматизма, максимум которого видимо совпадает с окончанием указанного этапа равновесного тектонического режима. В Северо-Крымском прогибе это альб-сеноманский вулканизм (Плахотный и др., 1971). В Придобруджье датировка вулканизма менее определенная. Терригенно-вулканогенная толща в восточной части прогиба (скв. № 1 — Татарбунары) рассматривается как пермская. На северо-западе в отложениях перми встречаются линзы и пропластки туфогенных пород. Магматогенные породы Придобруджья и Северо-Крымского прогиба близки по составу — типа андезит-порфиров и диабазов.

Проявление магматизма связано с широким развитием разломов в регионе и свойственно некоторым краевым прогибам (Хуан Цзи-цин, 1960).

### Литература

- Архангельский А. Д.— Введение в изучение геологии Европейской России. Гослитиздат, М., 1923.
- Архангельский А. Д.— Геологическое строение и геологическая история СССР. Изд. 3-е, Госгостехиздат, 1941.
- Балабанов В. Ф.— Некоторые особенности строения северного борта Причерноморской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности. Развитие газовой промышленности Украинской ССР.— Тр. УкрНИИГаза, 1970, вып. V.
- Балабанов В. Ф.— Соотношение тектонических процессов в структурах Причерноморской впадины.— Тр. УкрНИИГаза, М., «Недра», 1971, вып. VI.
- Белоусов В. В.— Основные вопросы геотектоники. Госгостехиздат, М., 1954.
- Богданов А. А.— Некоторые замечания о краевых прогибах.— Вестн. Моск. ун-та, физмат. и естествен. отдел., 1955, № 8, вып. 5.
- Бондарчук В. Г.— Геология Украины. Изд-во АН СССР, Киев, 1959.
- Букатчук П. Д.— Рифей. Палеозой.— В кн. Геология СССР, т. XLV. Молдавская ССР, М., «Недра», 1969.
- Высоцкий И. В.— Схема структуры Добруджской складчатой области. Сов. геология, 1959, № 9.
- Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. И. А. Гаркаленко, М. Р. Пустыльников, В. И. Славин, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, под редакцией С. И. Субботина. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Геология СССР, Молдавская ССР, том XLV, М., «Недра», 1969.
- Геология СССР, Крым, том VIII, ч. 1, М., «Недра», 1969.
- Денега В. И., Орлова-Турчина Г. А.— Эпигерцинская ли Скифская платформа? — Региональная тектоника Украины. Тез. докл. Киев, 1971.
- Ермаков Ю. Г.— Схема тектонической структуры Причерноморской окраинной впадины Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, 1968, № 3.
- Зоненшайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К.— О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями.— Геотектоника, 1966, № 5.
- Каменецкий А. Е.— Тектоника равнинного Крыма.— Тр. ВНИГНИ, вып. XXXVI, Матер. по геол. и нефтегаз. юга СССР. Госгеолтехиздат, 1963.
- Келлер Б. М.— Общие вопросы строения верхнего докембрия. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, 1963.
- Миклаух-Маклай А. Д., Муратов М. В.— О каменноугольных и пермских породах Горного Крыма.— Изв. ВУЗов. Геол. и разведка, 1958, № 8.
- Муратов М. В.— Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа.— Сов. геология, 1955, № 48.
- Муратов М. В.— Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С.— Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Изв. ВУЗов, Геол. и разведка, 1962, № 7.
- Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И.— Строение складчатого основания равнинного Крыма. Геотектоника, 1968, № 4.
- Муратов М. В.— Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и западной Азии и главные этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2.

- Орлова-Турчина Г. А., Плахотный Л. Г., Савицина П. А., Черняк Н. И. О возрасте нижних горизонтов осадочного чехла Присивашья в районе Геническа и Новоалексеевки.— Бюл. Моск. общ. испытат. природы, 1968, № 5.
- Плахотный Л. Г.— Байкалиды в складчатом основании восточного Крыма.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Плахотный Л. Г., Апостолова М. Я., Бондаренко В. Г., Гордиевич В. А. Меловой вулканизм равнинного Крыма.— Бюл. Моск. о-ва испытат. природы. Отд. геол., 1971, № 4.
- Пуцаровский Ю. М.— Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Тр. геол. ин-та АН СССР, М., 1959.
- Пуцаровский Ю. М.— Резонансно-тектонические структуры.— Геотектоника, 1969, № 1.
- Романов Л. Ф., Славин В. И.— Тектоническое положение и происхождение юрского Преддобруджского прогиба.— Вестн. моск. ун-та. Геол. отд., сер. IV, 1970, № 5.
- Сафаров Э. И., Капцан В. X.— Тектоника южной части Молдавской ССР по данным геолого-геофизических исследований и перспективы нефтегазоносности.— В сб.: Палеонтология, геология и полезные ископаемые Молдавии. Изд-во АН МССР, вып. 2, Кишинев, 1967.
- Сафаров Э. И., Капцан В. X.— О стратиграфии девонских и каменноугольных отложений Северного борта Преддобруджинского прогиба.— В сб.: Палеонтология, геология и полезные ископаемые Молдавии. Изд-во АН МССР, вып. 2, Кишинев, 1967.
- Сафаров Э. И., Капцан В. X.— Предпосылки к выделению предгорного прогиба байкалид в Преддобруджье.— В сб.: Геология и полезные ископаемые Молдавской ССР. М., ВИАМС, 1970.
- Ткаченко Г. Г., Пазюк Л. И., Самсонов А. И.— Геология острова Змеиного (Черное море).— В сб.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах СССР, вып. 3, Изд-во Киевск. ун-та, 1969.
- Трандафилова Е. Ф., Эдельштейн А. Я., Букатчук П. Д., Арапов А. А., Кольцова З. М.— Схема стратиграфии силурийских отложений.— В сб.: Региональная стратиграфия Молдавской ССР. Изд-во АН МССР, Кишинев, 1968.
- Хаин В. Е.— Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Хуан Цзи-цин — Некоторые особенности неотектоники Китая.— В сб.: Вопросы современной зарубежной тектоники. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Хуан Цзи-цин — Основные черты тектоники Китая.— Сов. геология, 1961, № 9.
- Черняк Н. И., Савицина А. А.— Триасовые отложения равнинного Крыма. Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 3.
- Чирвинская Н. В., Гуревич Б. Л.— К вопросу о тектонике Причерноморской впадины.— Сов. геология, 1959, № 4.
- Шатский Н. С.— О взаимоотношении Урала и Пойхоя. Избр. труды, т. II, «Наука», 1964.
- Шатский Н. С.— О структурных связях платформы со складчатыми геосинклинальными поясами. Избр. труды, т. II, М., «Наука», 1964.
- Шлезингер А. Е.— Структура Добруджи и Придобруджского прогиба.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1968, № 2.
- Шлезингер А. Е.— Глубинное строение зоны тарханкутских дислокаций и ее положение в структуре Крымского полуострова.— Изв. АН СССР, 1970, № 6.
- Щерик Е. А., Атанасян С. В., Жабрева А. С., Марков П. К., Ульянова С. А. Геологическое строение, история развития и условия нефтегазоносности Октябрьского месторождения (Степной Крым).— В сб.: Особенности геологического строения и нефтегазоносности Предкавказья и сопредельных районов. М., «Наука», 1965.
- Янишин А. Л.— Основные черты строения и развития Евразии. Тез. докл. совещ. по пробл. тектоники. Изд-во АН СССР, 1962.

Украинский научно-исследовательский  
институт природных газов  
Харьков

Статья поступила  
17 июня 1972 г.

УДК 551.24(267.5)

А. Н. ВИШНЕВСКИЙ, А. И. КРИВЦОВ, А. В. РАЗВАЛЯЕВ

**ТЕКТОНИКА ДОКЕМБРИЯ ОБРАМЛЕНИЯ КРАСНОГО МОРЯ**

Рассматривается специфика развития в позднем докембрии Мозамбикского пояса и дается анализ соотношений Красноморской рифтовой зоны с докембрийскими структурами. В развитии Аравийско-Нубийского щита в среднем рифее — раннем палеозое выделяются допозднерифейский и позднерифейский — вендский — раннепалеозойский тектоно-магматические циклы. На территории Аравийско-Нубийского щита выделены Аравийско-Йеменская глыба, Восточно-Аравийский и Аравийско-Суданский складчатые пояса. К орогенному этапу позднерифейско-вендско-раннепалеозойского цикла отнесены щелочной и ультраосновной-щелочной магматизм, проявленный в диапазоне 650—350 млн. лет. Красноморский рифт и ограничивающие его разломы занимают секущее положение в отношении докембрийских структур, пересекая под углами Аравийско-Йеменскую глыбу допозднерифейской консолидации и Аравийско-Суданский складчатый пояс, сформированный в конце венда — начале палеозоя.

Изучение тектоники докембрия обрамления Красного моря представляет значительный интерес как для общих проблем геологии Восточной Африки, так и для региональной тектоники Аравийско-Нубийского щита. В этой связи наиболее важными представляются вопросы специфики развития в позднем докембрии своеобразной структурной зоны Восточной Африки — Мозамбикского пояса и анализ соотношений Красноморской рифтовой зоны с докембрийскими структурами.

В отношении северного продолжения Мозамбикского пояса как зоны активизации на рубеже 500—400 млн. лет остается неясной связь процессов активизации с предшествующим тектоно-магматическим развитием северо-восточной части Африканского континента. Не менее важная сторона проблемы — выяснение соотношений докембрийских структур, расположенных западнее Красного моря и относимых к Мозамбикскому поясу, со структурами докембрия остальной части Аравийско-Нубийского щита.

Вопрос о соотношении зон рифтогенеза с докембрийскими структурами также недостаточно изучен. Существует мнение, что Восточно-Африканская рифтовая система заложилась в докембрии либо в более позднее время и унаследовала докембрийский структурный план (Дикси, 1958). Для рифта Красного моря эти представления основаны главным образом на аналогии с другими рифтами Восточной Африки, где последние частично совпадают по ориентировке с докембрийскими структурами, а также на предположении о существовании в рифее — венде на месте Красного моря прогиба северо-западного простирания, близкого общей ориентировке рифта.

До недавнего времени анализ указанных вопросов в значительной степени затруднялся слабой изученностью суданской части Аравийско-Нубийского щита. Проведение этого анализа с достаточной полнотой стало возможным лишь в последние годы, когда в обрамлении Красного моря были выполнены значительные геологосъемочные работы, позволившие уточнить, а в ряде случаев впервые расшифровать докембрийскую историю различных частей этой территории (Brown, Jackson,

**Сводная схема**  
**тектоно-магматический периодизации докембрия Аравийско-Нубийского щита**

Цикл	Этап	Стадия	Осадочные и вулканогенные образования	Возраст магматических групп по К/Аг-методу	Группы магматических образований		
Позднерифейско-нижнепалеозойский	Орогенный	Посторогенная		400—300	Позднетатарийские: ультраосновные — щелочные кольцевые интрузии (330); рибекитовые граниты, сиениты; гранитоиды нормального ряда		
			Позднеорогенная	Серия Хаммамат (Ават): вулканы андезитового и риолитового состава, аргиллиты, граувакки, конгломераты (формация Игла). В Саудовской Аравии формации Фатима и Абла	700—500	Шайбская (раннетатарийская): умеренно щелочные гранитоиды (530, 550, 660)*	
		Раннеорогенная	Серия Докхан (Шаммор): лавы и туфы риолитов			Познедокханская: диориты и гранодиориты Раннедокханская: ультрабазиты и габбро	
					800—700	Преддокханская (предшамморская): щелочные и ультращелочные граниты; ультраосновные щелочные кольцевые интрузии Саудовской Аравии (570; 590; 620)* Розовые граниты Саудовской Аравии: гранитоиды нормального ряда (600, 640, 670)	
		Геосинклинальный	Позднегеосинклинальная	Серия Нафирдейб (Ойо): верхняя часть (формации Мурдама, Хадия) — аргиллиты, граувакки, мраморы; нижняя часть (формация Халабан) — лавы и туфы андезитового реже риолитового состава, мраморы, граувакки.			Поздненафирдейбская: диориты и габбро Ранненафирдейбская: ультрабазиты
			Раннегеосинклинальная				

Цикл	Этап	Стадия	Осадочные и вулканогенные образования	Возраст магматических групп по K/Ar-методу	Группы магматических образований
Допозднерифейский				1100—900	«Древние синтетектонические граниты» (1000)*
			Формация Бейш: лавы базальтового состава, андезиты, риолиты, филлиты, мраморы. Осадочные породы и сланцы Абт. Сланцы Хали, джепилиты, конгломераты, потоки базальтового состава		Интрузивный комплекс Лит: метадиориты, метагаббро. Серпентиниты.

\* Абс. возраст в млн. лет по Rb/Sr методу

1960; U. S. A. Geol. Surv., 1956—1968; Brown, 1970; Carpoﬀ, 1960; и др. по Саудовской Аравии; Kabesh, 1962; Gass, 1963; Lotfi, 1963; Ruxton, 1956; Vail, 1970 и ряд других исследователей Судана; Akkad, El-Ramly, 1963; Schürmann, 1967 и др. по Египту). Особо следует упомянуть обобщающие работы В. Е. Хаина и Г. Р. Рошкована (1969), В. Е. Хаина (1971), Е. А. Долгинова, В. Г. Казьмина и В. П. Пониکارова (1969). Рассмотрению указанных выше вопросов способствовали личные наблюдения авторов в Красноморских горах Египта и Судана (Долгинов, Разваляев, 1971).

В данной статье анализируется история осадконакопления и магматизма в рифее — венде в обрамлении Красного моря, рассматриваются структурные особенности этой территории и эволюция тектоно-магматического режима во времени и пространстве. Для решения этих вопросов авторами проведено сопоставление частных схем последовательности осадконакопления и магматизма, проанализированы особенности пространственного размещения разновозрастных магмати-

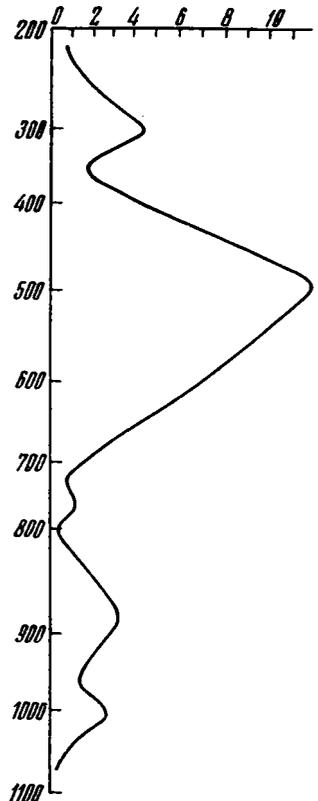


Рис. 1. Кумулятивная кривая значений определений абсолютного возраста по K/Ar-методу

ческих поясов и структурных зон с различным режимом развития, суммированы определения радиологического возраста, обработаны данные химических анализов интрузивных пород. Основным итогом выполненных исследований явилось составление тектонической схемы докембрия обрамления Красного моря.

Территория Аравийско-Нубийского щита, в пределах которого располагается рассматриваемая площадь, в докембрии испытала сложное полициклическое развитие. К началу рифея она представляла собой северную часть протяженного Мозамбикско-Аравийского пояса, который в среднем рифее распался на Аравийский геосинклинальный, Аравийско-Нубийский складчатый и Мозамбикский активизированный пояса (Хаин, 1971).

Поскольку в настоящее время в пределах рассматриваемой площади отсутствуют какие-либо данные о наличии образований древнее среднего рифея, то история развития региона может быть проанализирована лишь с начала этого времени. Применительно к среднерифейско-раннепалеозойскому отрезку истории Аравийско-Нубийского щита выделяются следующие наиболее значительные тектоно-магматические эпизоды:

а) допозднерифейский тектоно-магматический цикл (древнее 1000 млн. лет), в котором удастся проанализировать лишь среднерифейский этап, завершившийся гренвильской эпохой складчатости;

б) позднерифейско-вендский тектоно-магматический цикл (1000—500? млн. лет), завершившийся байкальской складчатостью;

в) раннепалеозойский тектоно-магматический эпизод (500—400—300 млн. лет), который, как будет показано ниже, либо является продолжением предшествующего цикла, либо отвечает самостоятельному этапу активизации структурных зон, сформированных в байкальскую, гренвильскую и, возможно, более ранние эпохи (таблица, рис. 1).

Ниже приводится характеристика каждого из выделенных тектоно-магматических эпизодов.

**Допозднерифейский тектоно-магматический цикл (древнее 1000 млн. лет)** характеризуется накоплением шаровых лав базальтоидов, в меньшей степени андезитов и риолитов (формация Бейш); отложением песчано-глинистых пород (серия Абт); формированием джеспилитов, конгломератов и потоков базальтоидов (серия Хали). Соотношения вулканитов формации Бейш с обеими осадочными сериями недостаточно ясны, однако анализ карт Саудовской Аравии м-ба 1 : 100 000 и 1 : 2 000 000 (U. S. A. Geol. Surv., 1956—1968) допускает предположение о том, что упомянутые вулканиты, завершающиеся отложением известняков, залегают на породах серии Хали и перекрыты осадками серии Абт. В этом случае накопление пород серии Хали и формации Бейш может отвечать раннегеосинклинальной стадии цикла, имеющей отчетливо выраженный эвгеосинклинальный режим и завершившейся формированием рифогенных известняков, тогда как отложение осадков серии Абт может принадлежать позднегеосинклинальной стадии. Однако эта интерпретация в значительной степени условна, поскольку высокая степень метаморфизма упомянутых серий и противоречивость данных об их возрастных соотношениях не позволяют проанализировать допозднерифейское развитие региона с должной достоверностью.

Среди магматических образований рассматриваемого цикла в качестве наиболее древних выделяются интрузии ультрабазитов. Они образуют протяженные пояса вблизи зон развития вулканитов формации Бейш и, вероятно, фиксируют положение эвгеосинклинальных прогибов и их границы. Более поздние интрузии представлены габброидами и диоритами, входящими в комплекс Лит (Brown, Jackson, 1960). Наконец, еще более поздние интрузивные образования принадлежат к группе «древних синкинематических гранитов», абсолютный возраст которых

определен рубидий-стронциевым методом в 1000 млн. лет (Brown, Jackson, 1960). Внедрение этих гранитоидов — последнее из известных тектоно-магматических событий допозднерифейского цикла. В настоящее время остается неясным, завершают ли эти гранитоиды цикл, либо после их внедрения имели место и другие проявления осадконакопления и магматизма, не принадлежащие к более позднему, позднерифейско-вендскому тектоно-магматическому циклу.

Осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные доверхнерифейские образования, расчлененные восточнее Красного моря на серии Хали и Абт и формацию Бейш, а также указанные выше магматические комплексы к западу от Красного моря могут быть сопоставлены с гнейсовыми комплексами Хафафит (Кашебиб). Однако это сопоставление нуждается в уточнениях, поскольку упомянутые гнейсовые комплексы могут представлять собой еще более древние образования.

**Позднерифейско-вендский тектоно-магматический цикл (1000—500? млн. лет)** выделяется на территории Египта, Судана и Саудовской Аравии (см. табл. и рис. 1). Цикл с определенной степенью условности подразделяется на этапы и стадии, по-разному проявленные в пределах региона.

Как следует из перечисленных ранее работ и наших исследований, геосинклинальные зоны данного цикла были заложены на доверхнерифейском, а местами, возможно, и более древнем основании, которое, будучи раздробленным на ряд крупных фрагментов, по-разному реагировало на последующие тектоно-магматические процессы. Среди этих фрагментов отчетливо выделяется допозднерифейская Аравийско-Йеменская глыба, практически не вовлекавшаяся в движения более позднего цикла, а также ряд блоков типа срединных массивов, в той или иной мере участвовавших в верхнерифейско-вендских тектоно-магматических событиях.

В начале рассматриваемого цикла выделяется геосинклинальный этап, которому отвечает диапазон 1000—800 млн. лет. Раннегеосинклинальная стадия этого этапа характеризуется вначале накоплением базальных толщ (сланцево-граувакковая серия и, возможно, терригенные породы и конгломераты низов разреза серии Нафирдейб). Последние сменяются вулканитами андезитового, реже риолитового состава, содержащими в подчиненном количестве граувакки и мраморы. Эти образования на территории Судана отвечают нижней части серии Нафирдейб (Ойо), сопоставимой по комплексу данных с породами серии Халабан Саудовской Аравии и метавулканической группой Египта.

Интрузивные породы, близкие по времени внедрения к периоду формирования указанных толщ, представлены ультрабазитами, которые на Аравийском полуострове выделены в интрузивную группу серии Халабан (Brown, Jackson, 1960), а в Судане рассматриваются как наиболее ранние интрузии, прорывающие вулканиты серии Нафирдейб (Gass, 1963).

Вероятно, позднегеосинклинальной стадии цикла отвечает накопление аргиллитов, песчаников, граувакк, реже карбонатных пород. Мощность этих образований, как и предшествующих им вулканогенных толщ, не может быть достоверно оценена, однако она составляет не менее первых тысяч метров. Указанные осадочные породы в Судане выделяются как верхняя часть серии Нафирдейб (Ойо), сопоставимая по положению в разрезе докембрия, литологическому составу и фациальным особенностям с формацией Мурдама (Хадия) Саудовской Аравии. Интрузивные образования рассматриваемого периода представлены диоритами и габбро, выделенными нами в поздненафирдейбскую группу. И. Г. Гассом (Gass, 1963) эти породы включены в комплекс эпидиоритов, пересекающих интрузии ультрабазитов. Аналогичные по составу и времени становления магматиты в Саудовской Аравии выделяются как

эпидиориты интрузивной группы серии Халаоан (Brown, Jackson, 1960). Породы эпидиоритовых комплексов по составу в ряде случаев близки к плагиогранитам, что в сочетании с данными о времени внедрения и тектонической обстановке позволяет рассматривать их в качестве предорогенных интрузий, принадлежащих к позднегеосинклиналильному магматизму.

Длительность орогенного этапа определяется в пределах диапазона 800—500 млн. лет, что отвечает завершению байкальской эпохи (Долгинов и др., 1969). Собственно орогенное развитие устанавливается лишь на части Аравийско-Нубийского щита, что отражает общее сужение арены тектоно-магматической активности в течение рассматриваемого цикла.

Наиболее ранние магматические образования данного этапа в Судане выделены в группу «батолитовых гранитов», а на Аравийском полуострове — в группу известково-щелочных гранитоидов с абсолютным возрастом 720—750 млн. лет (калий-аргоновый метод, Brown, Jackson, 1960). Породы этой группы, как видно на рис. 2, представлены натровыми средними и кислыми гранитоидами образующими ряд от диоритов до аплитов и близкими по составу к средним составам отдельных дифференциатов по Дели. В то же время выделяется относительно самостоятельная ветвь пород повышенной щелочности, что свидетельствует о неоднородности тектонической обстановки в период внедрения рассматриваемых интрузий.

Период становления интрузий группы «батолитовых гранитов» ознаменовал еще большее усиление структурной дифференциации региона, в результате чего различные части его в процессе последующего развития существенно отличались по тектоно-магматическому режиму. Одни из них были ареной осадконакопления и магматизма орогенного этапа, тогда как другие, что будет показано ниже, были областями проявления щелочного и ультраосновного-щелочного магматизма в условиях жестких, ранее консолидированных блоков.

Раннеорогенная стадия развития региона устанавливается лишь в некоторых его частях. К началу этой стадии условно могут быть отнесены интрузии ультраосновных и габброидных пород раннедокханской группы, которые по данным Г. Габерта (Gabert et al., 1960) более молодые, чем батолитовые граниты Судана, а по материалам Г. Шюрманна (Schümann, 1967) предшествуют либо близки по времени внедрения периоду накопления серии Докхан. Ультраосновные и габброидные интрузии, как это следует из материалов Рамли (El-Ramly, Akkad, 1960) по Египту, ограничивают узкие прогибы, разделяют блоки различной мобильности и в целом фиксируют положение разломов глубинного заложения. Упомянутые локальные прогибы характеризуются накоплением вулканитов кварц-порфировой формации и красноцветных осадочных образований (серия Докхан в Египте, формация Шаммор в Саудовской Аравии) и представляют собой остаточные геосинклиналильные зоны, расплававшиеся между ранее консолидированными блоками, которые занимали большую часть региона. В пределах этих остаточных геосинклиналильных зон известны интрузивные образования диоритового и гранодиоритового состава, вероятно, завершавшие раннеорогенное развитие. Эти интрузии на территории Египта имеют постдокханский, но дохаммаматский возраст, а в Судане выделяются как дохаммаматские гранитоиды. Рассматриваемые магматиты представлены субщелочными гранитоидами, образующими ряд граниты — граносиениты — монцититы и существенно отличающимися от пород «батолитовой группы» в силу специфики их положения в тектоно-магматическом цикле (см. таблицу и рис. 2).

Позднеорогенная стадия развития региона (600—500? млн. лет) характеризуется существенным преобладанием консолидированных частей

территории над локальными прогибами. Началу стадии, вероятно, отвечает накопление базальных конгломератов, выделенных в Египте в формацию Игла и залегающих в основании серии Хаммамат. Последняя отличается широким развитием молассоидов, а также вулканитов андезитового и риолитового состава, обладающих повышенной щелочностью. Серия Хаммамат сопоставляется с серией Ават суданской части Красноморских гор, а на территории Саудовской Аравии с молассовидной формацией Фатима (Абла), детально рассмотренной в работе Р. Карпова (Сагров, 1960) и отнесенной Е. А. Долгиновым и его соавторами (1969) к концу байкальской эпохи.

По сравнению со всеми нижележащими сериями и формациями породы серии Хаммамат и сопоставляемых с нею образований обладают почти горизонтальным залеганием, весьма слабой дислоцированностью и низкой степенью метаморфизма (Долгинов, Разваляев, 1971).

Вероятно, позднерифтовой стадии, а точнее, ее завершению, может отвечать внедрение гранитоидов Шайбской группы (530, 550, 560 млн. лет, см. таблицу).

Как было отмечено ранее, в конце рифея — начале венда территория Аравийско-Нубийского щита начала испытывать все усиливающуюся стабилизацию и в орогенный этап развития была вовлечена лишь часть региона. Целый ряд данных свидетельствует о том, что процессы стабилизации имели разновременный характер. На это указывает прежде всего залегание сланцево-граувакковых толщ формации Мурдама с конгломератами в основании на выступах пород допозднерифейского возраста с выпадением из разреза вулканитов формации Халабан; непосредственное налегание молассоидов формации Абла на допозднерифейское основание юго-запада Саудовской Аравии, а также локальное развитие угложений серий Докхан и Хаммамат, которые залегают в ряде случаев

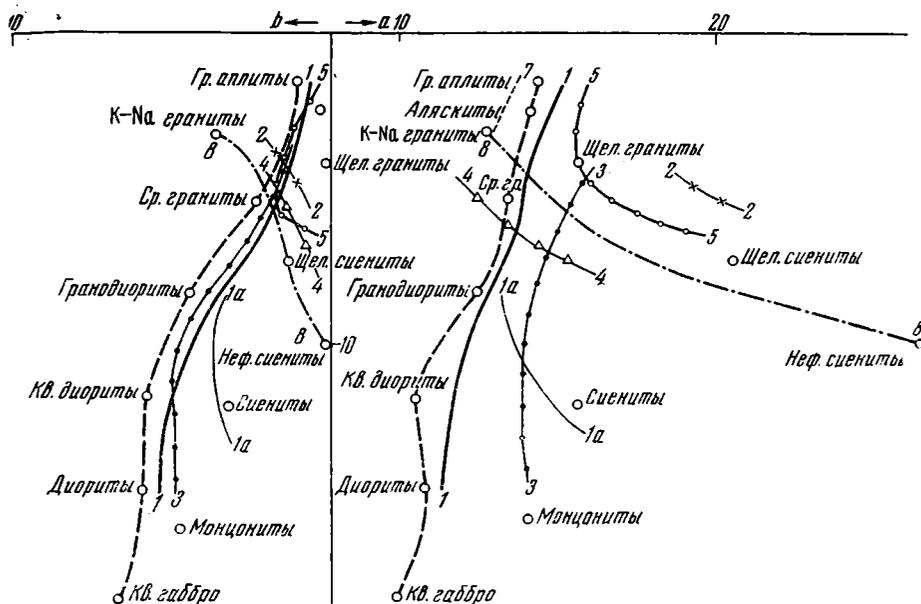


Рис. 2. Диаграмма составов позднерифейско-раннепалеозойских интрузивных пород Аравийско-Нубийского щита

Кривые на диаграмме: А — А — средние составы по Дели, группы интрузивных пород: 1—1, 1а—1а — «батолитовых гранитов»; 2—2 — преддокханская; 3—3 — позднедокханская; 4—4 — шайбская; 5—5 — позднегаттарийских гранитоидов; 6—6 — позднегаттарийских сиенитов; 7—7 — позднегаттарийских рибекитовых гранитов; 8—8 — ультращелочных пород мезозойских кольцевых интрузивов (по В. И. Буданову, Н. Е. Деренюк и др., 1969)

на верхнерифейских образованиях и тяготеют в целом к осевым частям довендских прогибов либо к ограничивающим последние долгоживущим зонам глубоких разломов.

Таким образом, уже к началу венда значительная часть территории была сравнительно консолидированной, спаянной и не вовлекалась в движения орогенного этапа. В пределах консолидированных частей щита, включавших блоки доверхнерифейского основания и примыкающие участки геосинклинальных зон, которые были стабилизированы в конце рифея, в венде проявился интенсивный щелочной магматизм. Последний начался после внедрения батолитовых гранитов позднерифейско-вендского тектоно-магматического цикла и продолжался до периода накопления серии Хаммамат. Среди этих магматических образований выделяется группа розовых гранитов Саудовской Аравии, преддокханская группа щелочных и ультраосновных-щелочных пород, Шаибская группа щелочных гранитоидов. Интрузии всех групп развиты преимущественно в пределах относительно консолидированных участков, вероятно, с повышенной мощностью сиала.

Группа розовых гранитов Саудовской Аравии (670, 660, 640—600 млн. лет, рубидий-стронциевый метод, El-Ramly, 1960) характеризуется повышенной щелочностью и существенно отличается от предшествующих по времени внедрения батолитовых гранитов данного цикла.

Шаибская группа объединяет субщелочные гранитоиды с высоким содержанием калия, которые образуют ряд гранит-щелочной-граносиенит-щелочной сиенит (рис. 2, кривая 4—4). В отличие от этого породы преддокханской группы представлены гомогенными слабо дифференцированными калинатровыми гранитами и щелочными сиенитами. Возраст ультраосновных-щелочных кольцевых комплексов преддокханской группы определен в Саудовской Аравии в пределах 620—570 млн. лет (Brown, Jackson, 1960), а гранитоидов Шаибской (раннегатаарианской) группы 560—530 млн. лет (рубидий-стронциевый метод, El-Ramly, 1963).

Как видно из рис. 1, периоду внедрения рассматриваемых интрузий на куммулятивной кривой, построенной по данным определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом, отвечает крупный максимум. Последний располагается в пределах значений 650—450 млн. лет, исправленных с учетом результатов определений по рубидий-стронциевому методу. Данный возрастной диапазон выделяется исследователями Африки как примерные границы мозамбикской активизации (Хаин, 1971), либо мозамбикской орогении (Vail, 1970).

Однако этот период магматизма, обусловивший, вероятно, значительное термальное воздействие на вмещающие породы, может рассматриваться как проявление активизации лишь по отношению к зонам допозднерифейской консолидации, поскольку применительно ко всему региону он в целом отвечает орогенному этапу позднерифейско-вендского тектоно-магматического цикла. Следует также отметить растянутость во времени периода внедрения рассматриваемых интрузий, отражающую разновременность консолидации территории региона и свидетельствующую о том, что данный магматизм, вероятно, не единое событие в региональном масштабе.

**Раннепалеозойский тектоно-магматический эпизод (500—400—300 млн. лет).** Наиболее поздний из выделенных тектоно-магматических эпизодов Аравийско-Нубийского щита — раннепалеозойский. При анализе данного эпизода прежде всего следует рассмотреть те данные, на основании которых возможно его выделение, поскольку этот вопрос в определенной степени дискуссионный.

Подавляющее большинство геологов, исследовавших регион, отмечает проявление магматизма после периода накопления серии Ават (и ее возрастных аналогов), верхняя возрастная граница которой определяется около 500 млн. лет. Так, в Судане выделяются послеаватские интрузии

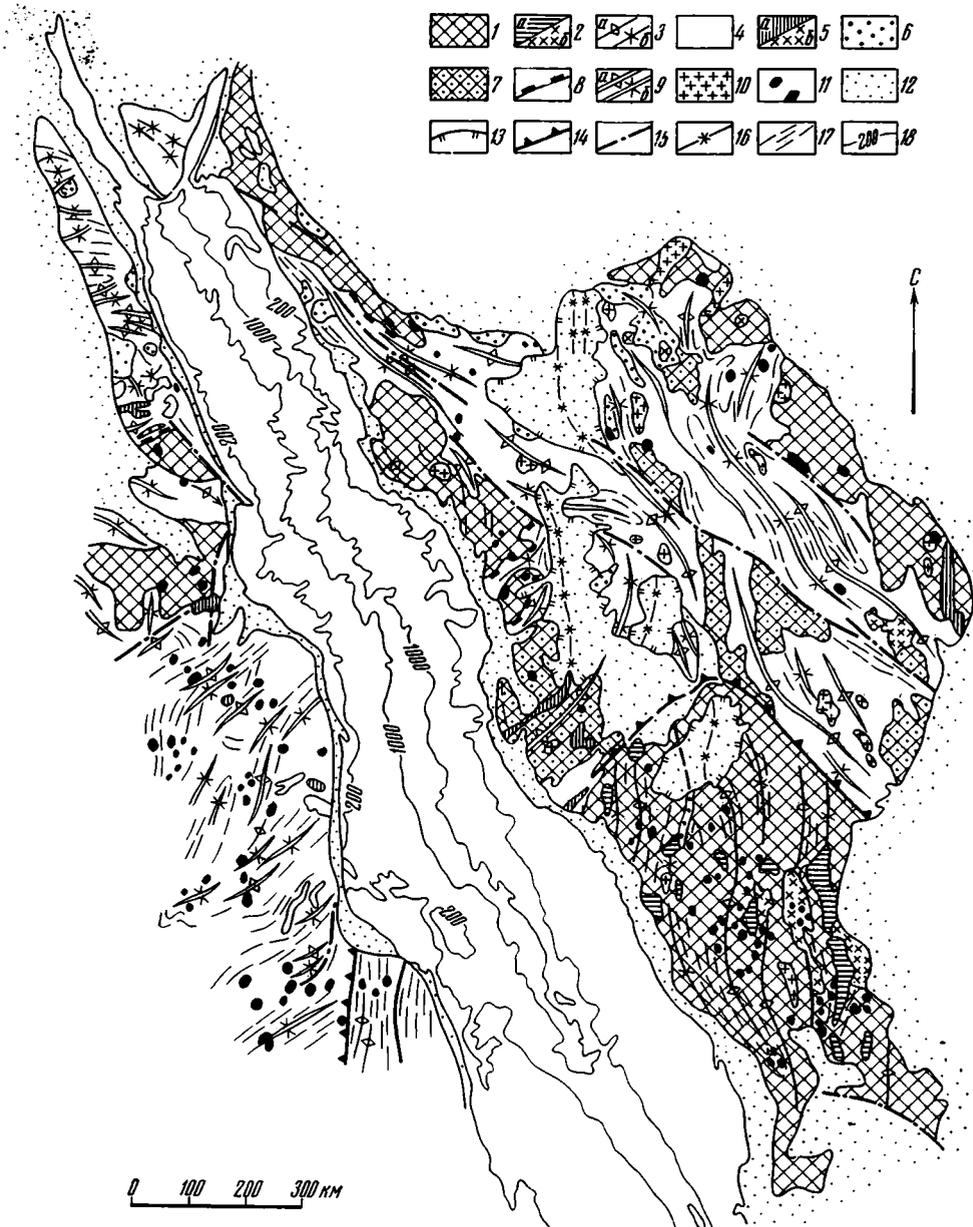


Рис. 3. Тектоническая схема докембрия обрамления Красного моря.

1—3 — Доверхнерифейский структурный комплекс: 1 — геосинклиальный комплекс вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований, прорванных интрузиями «базальтовых» гранитоидов, 2 — продукты инициального магматизма (а — ультраосновного состава, б — габброидные и диоритовые комплексы), 3 — оси главнейших структур (а — антиклинальных, б — синклинальных). 4—6 — Верхнерифейско-вендский структурный комплекс: 4 — геосинклиальный комплекс вулканогенных, вулканогенно-осадочных образований, прорванных раннеорогенными («батолитовыми») и позднеорогенными интрузиями гранитоидов, 5 — продукты инициального магматизма (а — ультраосновного состава, б — габброидные и диоритовые комплексы, б — молассоидные (позднеорогенные) прогибы; 7 — допозднерифейские консолидированные глыбы (комплекс основания); 8 — границы геосинклиальных прогибов; 9 — оси главнейших структур (а — антиклинальных, б — синклинальных); 10 — массивы ультращелочных гранитов; 11 — кольцевые интрузии ультраосновного-щелочного состава; 12 — платформенный чехол и молассоиды неоген-четвертичного эпиплатформенного этапа активизации; 13 — границы распространения неоген-четвертичных базальтов, 14 — разломы, разделяющие разновозрастные структурные комплексы; 15 — главнейшие разломы; 16 — разломы, контролирующие размещение идного вулканизма; 17 — преобладающие центров неоген-четвертичного базальто-простираения структур; 18 — изобаты

зии гранитоидов, сиенитов и ультраосновных-щелочных комплексов (Gahbert et al., 1960); на территории Египта установлены постхаммаматские гранитоидные и щелочные интрузии (El-Ramly, Akkad, 1960); в Саудовской Аравии известны интрузии альбит-мусковитовых гранитов и фонолитов, более молодых, чем формация Фатима (Brown, Jackson, 1960). Из материалов указанных исследователей вытекает, что периоду внедрения рассматриваемых интрузий отвечает диапазон 440—300 млн. лет (калий-аргоновый метод). С другой стороны, по данным Брауна и Джексона (Brown, Jackson, 1960), фонолиты Саудовской Аравии имеют раннекембрийский возраст и на Международной геологической карте Африки также отнесены к нижнепалеозойским образованиям.

Таким образом, вся совокупность данных позволяет выделить верхнегаттарианскую группу интрузивных пород, отвечающую по времени внедрения раннепалеозойскому тектоно-магматическому эпизоду. В этой группе в настоящее время может быть выделена подгруппа рибекитовых гранитов, объединяющая пересыщенные щелочами калинатровые граниты гомогенного состава, и подгруппа гранитов и сиенитов, представленная щелочными гранитами и аляскитами повышенной щелочности с низким содержанием темноцветных составляющих (рис. 2, кривая 7—7). Особую подгруппу образуют ультраосновные щелочные комплексы, развитые в виде кольцевых интрузий, описанных в Судане Ф. Делани (Delany, 1955). Р. Вейл (Vail, 1970) отмечает, что в пределах Судана известно не менее 45 кольцевых интрузий, часть из которых раннепалеозойская. В пользу этого свидетельствуют определения возраста пород двух кольцевых интрузий: Техилла (440 млн. лет) и Сабалока (330 млн. лет) калий-аргоновым методом (Vail, Rex, 1970).

Отношение рассматриваемых магматических образований, представленных либо в форме штокообразных «малых» интрузий, либо кольцевых комплексов, к предшествующему тектоно-магматическому циклу недостаточно ясно. Раннепалеозойские щелочные интрузии либо могут отражать самостоятельный период проявления активизации региона, либо могут принадлежать к наиболее поздним стадиям тектоно-магматического цикла, выделенного нами выше под названием позднерифейско-вендского (в последнем случае, естественно, верхняя возрастная граница цикла должна быть отнесена к раннему палеозою). Учитывая, что на всей территории Аравийско-Нубийского щита, как уже отмечалось, щелочной магматизм, включая и кольцевые комплексы, проявлялся неоднократно, вслед за консолидацией тех или иных зон в широком временном диапазоне, нам кажется предпочтительным отнести раннепалеозойские интрузии к продуктам тектоно-магматического цикла, начавшегося с позднего рифея.

В связи с изложенным представляется интересным коротко остановиться на вопросах активизации Мозамбикского пояса применительно к его северному продолжению.

В. Е. Хаин (1971), рассматривая вопрос о природе панафриканской (Kempedy, 1964) активизации на рубеже около 500 млн. лет, отмечает, что она связана с заканчивающимися орогенное развитие геосинклинальными поясами и системами и воздействует на ранее сформированные щиты и массивы. Этот вывод находит подтверждение и на примере анализируемого региона.

Действительно, щелочные интрузии, сформированные в диапазоне 650—450 млн. лет и принадлежащие, как было показано выше, к орогенному этапу позднерифейско-вендского тектоно-магматического цикла, в отношении доверхнерифейских и раннерифейских образований могут рассматриваться как омолаживающие, активизирующие. Точно так же и более молодые, раннепалеозойские интрузии, располагающиеся в ранее сформированных образованиях, по отношению к последним можно считать активизирующими, хотя они и принадлежат к завершающим

периодам конкретного тектоно-магматического цикла в условиях рассматриваемого региона и вследствие этого в анализируемом плане не самостоятельны.

Отсюда можно полагать, что применительно к северному продолжению Мозамбикского пояса панафриканская (Kennedy, 1964) активизация не единая во времени, а охватывает интервал 650—350 млн. лет. С другой стороны, логичнее считать, что интрузивные образования, рассматриваемые некоторыми исследователями как продукт самостоятельного периода активизации, в северной части Мозамбикского пояса принадлежат к орогенному этапу позднерифейско-раннепалеозойского тектоно-магматического цикла, выявление которого в более южных регионах крайне затруднительно из-за значительной глубины эрозионного среза, либо других, более сложных факторов.

Подводя итоги вышеизложенному, следует кратко обобщить основные особенности развития Аравийско-Нубийского щита в течение среднерифейско-вендского отрезка его истории.

Прежде всего следует отметить, что допозднерифейский и позднерифейско-вендский тектоно-магматические циклы существенно отличаются друг от друга особенностями осадконакопления. Так, если в допозднерифейских прогибах широко развиты вулканиты основного состава (шаровые лавы спилитов), то геосинклинали последующего цикла характеризуются преимущественно андезитовым вулканизмом, проявленным синхронно с накоплением терригенных толщ, не типичных для ранних стадий развития эвгеосинклинальных зон. Это явление, как справедливо отмечает И. Г. Гасс (Gass, 1963) для территории Судана, отражает неоднородность прогибания цоколя позднерифейско-вендских прогибов и относительно низкую мобильность последних по сравнению с геосинклиналями предшествующего цикла.

Магматизм сравниваемых циклов обнаруживает некоторые черты общности, что, в частности, выражается в сходной последовательности становления магматических комплексов и групп. В обоих циклах устанавливается последовательная смена ультрабазитов эпидиоритами, а последних — вначале гранитоидными батолитовыми, а затем щелочными и ультращелочными интрузиями. Различия между циклами заключаются в том, что среди доверхнерифейских магматитов существенно больше ультраосновных образований, чем среди более поздних интрузивных пород, характеризующихся значительно большей ролью щелочных и ультращелочных пород. С другой стороны, применительно к позднерифейско-вендскому, тектоно-магматическому циклу указанная выше последовательность проявлений магматической деятельности нарушается в связи с наличием остаточных геосинклиналей, вследствие чего отдельные комплексы, близкие по химизму, оказываются дважды повторенными во времени. Общая особенность позднерифейско-вендского магматизма — последовательное повышение щелочности изверженных пород с широким развитием щелочных и ультращелочных комплексов на орогенном этапе.

Эти данные позволяют считать, что рассматриваемые тектоно-магматические циклы прежде всего отличаются друг от друга по природе основания соответствующих геосинклинальных зон и систем, что связано, вероятно, с последовательным нарастанием мощности сиала в пределах Аравийско-Нубийского щита в течение анализируемого отрезка его докембрийской истории.

**Тектоническая структура докембрия обрамления Красного моря.** Исходя из выявленных закономерностей тектоно-магматического развития обрамления Красного моря в позднем рифее — венде и особенностей пространственного размещения структурных зон и магматических поясов, в пределах рассматриваемой территории выделяются следующие крупные структурные единицы.

а) Аравийско-Йеменская консолидированная глыба, возникшая в завершение допозднерифейского тектоно-магматического цикла и впоследствии являющаяся преимущественно ареной щелочного и ультраосновного-щелочного магматизма.

б) Восточно-Аравийский складчатый пояс, представляющий собой мозаику глыб доверхнерифейского основания и разделявших их протяженных прогибов северо-западного простирания. Эта часть региона была консолидирована, вероятно, после внедрения батолитовых гранитов (750—720 млн. лет), а в течение венда в последующем прогибании участвовала лишь своим северным флангом, где накапливались вулканы формации Шаммор.

в) Аравийско-Суданский складчатый пояс, отличающийся от Восточно-Аравийского существенно меньшей ролью блоков доверхнерифейского основания, большей длительностью развития, включающего наряду с накоплением вулканитов формации Шаммор (Докхан) также формирование малассонидов и вулканитов формации Хаммамат. Время консолидации пояса может быть оценено в 500 млн. лет, однако в случае отнесения к тектоно-магматическому циклу, начавшемуся с позднего рифея, также и раннепалеозойских интрузий с возрастом 400—350 млн. лет.

Как видно из структурной схемы (см. рис. 3), для допозднерифейских образований в целом характерны субмеридиональные простирания. Этой ориентировке подчинены пояса интрузий ультрабазитов и эпидиоритов, фиксирующие крупные разломы, подавляющее большинство структур на обоих берегах Красного моря и важнейшие разрывные нарушения.

Позднерифейско-вендские образования обладают совершенно иным структурным планом. Магматические пояса и структурные зоны этого цикла в целом занимают секущее положение относительно простираний допозднерифейских образований. В пределах Аравийско-Суданского складчатого пояса резко преобладает северо-восточная ориентировка магматических поясов и структурных зон позднерифейско-вендского цикла. Эти простирания несколько отклоняются к субширотному и субмеридиональному направлениям вблизи выступов более древних глыб и меняются на северо-западные у западной границы Восточно-Аравийского складчатого пояса. В пределах последнего ведущими структурными направлениями являются северо-западные с локальными разворотами под малыми углами вблизи допозднерифейских глыб. В целом общая ориентировка структурных зон совпадает с простиранием ограничений структурного пояса, представленных долгоживущими разломами, отдельные из которых описаны Г. Брауном (Brown, 1970).

В целом, как видно из схемы (рис. 3), позднерифейско-вендские структурные зоны и магматические пояса срезают под значительными углами допозднерифейские структурные направления, и лишь на отдельных участках имеет место совпадение тех и других по ориентировке, что может рассматриваться как наличие элементов унаследованности в развитии региона.

Выявление основных структурных черт докембрия обрамления Красного моря позволяет подойти к анализу соотношения Красноморской зоны рифтогенеза как с выделенными выше основными частями Аравийско-Нубийского щита, так и с составляющими их структурными зонами и магматическими поясами.

При общем северо-западном простирании Красноморская рифтовая зона рассекает Аравийско-Суданский складчатый пояс и Аравийско-Йеменскую плиту, т. е. в общем плане зона рифтогенеза занимает секущее положение как в отношении допозднерифейских, так и позднерифейско-вендских структурных зон. Рассмотрим, в какой мере это справедливо применительно к более мелким структурным элементам.

Конфигурация Красноморского рифта, как известно, определяется сочетанием северо-западных и субмеридиональных направлений, отражающих ориентировку разломов, ограничивающих главную впадину рифта. В связи с этим следует рассмотреть соотношения указанных ограничений с докембрийскими структурными направлениями.

В северной части Красного моря линейные границы его, имеющие северо-западное простирание, секут докембрийские структуры западного берега под прямым углом, а восточного — под углами от 10 до 30°. При этом в районе Суэцкого и Акабского рифтов докембрийские структуры прослеживаются с Африканского берега на Аравийский через Синайский полуостров в виде дугообразного изгиба, пересеченного упомянутыми рифтами.

В южной части Красного моря его границы как субмеридионального, так и северо-западного простирания секут почти под прямыми углами верхнерифейско-вендские структуры и магматические пояса, продолжающиеся с западного берега на восточный. Что же касается доверхнерифейских структур, то они также в целом пересечены ограничениями рифтовой зоны, хотя на отдельных участках и имеет место совпадение тех и других по ориентировке.

Эти данные, как нам кажется, достаточно убедительно свидетельствуют в пользу представлений о наложении Красноморской зоны рифтогенеза на структуры, сформированные в рифее — венде, и не позволяют присоединиться к мнению некоторых исследователей о структурной общности Красноморского рифта с докембрийским структурным планом.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение докембрия обрамления Красного моря и анализ истории развития Аравийско-Нубийского щита в позднем рифее — раннем палеозое позволяет прийти к следующим основным выводам.

1. В развитии Аравийско-Нубийского щита в среднем рифее — раннем палеозое выделяются допозднерифейский и позднерифейско-вендский — раннепалеозойский тектоно-магматические циклы. Основные черты структуры докембрия обрамления Красного моря обусловлены тектоно-магматическими событиями последнего из упомянутых циклов. Данный цикл характеризуется завершенным типом развития — в нем отчетливо выражены геосинклинальный и орогенный этапы. Подвижные пояса этого цикла были заложены на сравнительно консолидированном основании, вследствие чего геосинклинальный этап отличается режимом, промежуточным между эв- и миогеосинклинальным, а орогенный этап характеризуется весьма значительной ролью щелочного магматизма.

2. По режиму развития в среднем рифее — венде — раннем палеозое и структурным особенностям на территории Аравийско-Нубийского щита выделяются: а) Аравийско-Йеменская глыба, обособившаяся к началу позднего рифея и характеризующаяся субмеридиональным простиранием магматических поясов и главнейших структур; б) Восточно-Аравийский складчатый пояс, возникший к началу венда и обладающий преимущественной северо-западной ориентировкой структур и магматических поясов; в) Аравийско-Суданский складчатый пояс, сформированный в конце венда — начале палеозоя и отличающийся северо-восточным и субширотным простиранием структурных зон и магматических поясов.

3. Щелочной и ультраосновной — щелочной магматизм широко проявлен на территории Аравийско-Нубийского щита в диапазоне 650—350 млн. лет и принадлежит к орогенному этапу позднерифейско-вендско-раннепалеозойского цикла. Применительно к северному продолжению Мозамбикского пояса этот магматизм не может рассматриваться в качестве самостоятельного процесса активизации. Активизирующее воздействие он оказывает лишь на области более древней консолидации.

4. Красноморский рифт и ограничивающие его разломы занимают секущее положение в отношении докембрийских структур. Они пересекают под значительными углами Аравийско-Йеменскую глыбу допозднерифейской консолидации и Аравийско-Суданский складчатый пояс, сформированный в конце венда — начале палеозоя.

#### Литература

- Богданов А. А.* О строении массива Хоггар (Туарегский массив) в Алжирской Сахаре.— Геотектоника, 1971, № 6.
- Буданов В. И.* Мезозойскокайнозойский щелочной магматизм южной части Аравийской пустыни. Автореф. канд. дис. Ин-т геол. и геофизики СО АН СССР, 1969.
- Дикси Ф.* Великие Африканские разломы. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
- Долгинов Е. А., Казьмин В. Г., Поникаров В. П.* Строение верхнедокембрийских разрезов и предкембрийская история развития Аравийской платформы и складчатых зон обрамления.— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1969, № 6.
- Долгинов Е. А., Разваллев А. В.* Сравнительная характеристика орогенного этапа развития байкалид Енисейского кряжа и Восточной пустыни (Египет).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1971, № 7.
- Милановский Е. Е.* Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1969, № 1.
- Муратов М. В.* Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 6.
- Поникаров В. П.* Тектоника и история геологического развития северной части Аравийской платформы и складчатых зон обрамления. Автореф. докт. дис., МГУ, 1967.
- Хаин В. Е., Рошкован Г. Р.* Развитие Африканской платформы в раннем докембрии.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1969, № 5.
- Хаин В. Е.* Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка). «Недра», 1971.
- Akkad M. K., El-Ramly M. F.* Geological history and classification of the basement rocks of the Central-Eastern Desert of Egypt.— Geol. Surv. Egypt, paper No. 9, Cairo, 1960.
- Brown G. F., Jackson R. O.* The Arabian Shield.— Rep. XXI sess. Int. Geol. Congr., p. IX, Copenhagen, 1960.
- Brown G. F.* Eastern margin of the Red Sea and the coastal structures in Saudi Arabia.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, A. 267, 1970.
- Cahen and Snelling N. J.* The geochronology of equatoria of Africa, Amsterdam, 1966.
- Carpoff R.* L'Antecambrien de la Peninsule Arabique.— Rep. XXI sess. Int. Geol. Congr., p. IX, Copenhagen, 1960.
- Delany F. M.* Ring structures in the Northern Sudan.— Eclogae. geol. helv., 1955, v. 48.
- Delany F. M.* Observations on the Sabaloka series of the Sudan.— Trans. Geol. Soc., S. Afr., 1958, v. 61.
- El-Ramly M. F., Akkad M. K.* The basement complex in the Central-Eastern Desert of Egypt.— Geol. Surv. Egypt, 1960, No. 8.
- El-Ramly M. F.* The absolute ages of some basement rocks of Egypt.— Geol. Surv. Egypt, paper, 1963, No. 15.
- Gabert G., Ruxton B. B., Venzlaff H.* Über Untersuchungen im Kristallin der nördlichen Red Sea Hills im Sudan.— Geol. Jb. 1960, Bd. 77, Hannover.
- Gass I. G.* The geology of Dungunab Sheet.— Geol. Surv., Dep. Sudan, 1963.
- Kabesh M. L.* The Geology of Muhammed Qol Sheet.— Geol. Surv. Dep. Sudan, mem. 3, 1962.
- Kennedy W. Q.* The structural differentiation of Africa in the Pan-African ( $\pm 500$  mln. y.) tectonic episode.— Ann. Rep. Res. Inst. African Geol. Univ., 1964, v. 48, Leeds.
- Lotfi M. L.* The geology of Port Sudan area.— J. Geol. UAR, 1963, v. 7, No. 2.
- Ruxton B. R.* The major rock groups of the northern Red Sea Hills. Sudan.— Geol. Mag., 1956, v. 95, No. 4.
- Schürmann H. M. E.* The Riphean of the Red Sea Area.— Geol. fören. Stockholm forhande, 1961, No. 505, Bd 33, Hf. 2.
- Schürmann H. M. E.* The Pre-Cambrian along the Gulf of Suez and the northern part of the Red Sea. Leiden: S. I. Brill, 1967.
- U. S. A.* Geological Survey. Geological maps of Saudi Arabia (scale 1 : 100 000; 1 : 500 000; 1 : 2 000 000), 1956—1968.
- Vail J. R.* Mosambique Belt of Eastern Africa.— «Eight Annual Report on Scientific Results», session 1962—63. Research Inst. African Geol. Univ. Leeds, 1970.
- Vail J. R., Rex D. C.* Tectonic and geochronological studies in Sudan.— Rep. Research Inst. African Geol., Leeds, 1970.

УДК 551.243.33(571.54)

Я. М. КИСЛЯКОВ

**ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ВПАДИНЫ НЕРЧА-КУЭНГИНСКОГО  
МЕЖДУРЕЧЬЯ (ЗАБАЙКАЛЬЕ) И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ  
ПОЗДНЕЮРСКОГО И РАННЕМЕЛОВОГО ТЕКТОГЕНЕЗА**

Показано различие в строении и развитии мезозойских впадин Забайкалья, выполненных юрскими и нижнемеловыми отложениями. Высказывается предположение о связи первых с вулканогенно-сводовой, а вторых — с собственно рифтовой стадиями позднемезозойского рифтообразования.

Мезозойская тектоно-магматическая активизация древних складчатых систем Забайкалья сопровождалась возникновением своеобразных складчато-глыбовых структур — впадин и прогибов, разделенных обширными поднятиями. В позднем мезозое широкое распространение получили многочисленные, но сравнительно мелкие впадины, происхождение которых весьма дискуссионно. Одними исследователями они рассматриваются как рифтовые структуры (Соловьев, 1963; Боголепов, 1967; Косыгин, 1969), другими — как впадины особого, «забайкальского» типа (Флоренсов, 1960; Нагибина, 1963, 1967).

Среди верхнемезозойских впадин можно выделить структуры двух возрастных групп: средне- и верхнеюрские, преимущественно выполненные вулканитами андезит-липаритовой формации, и нижнемеловые, сложенные угленосной молассой с подчиненными покровами базальтов (гусиноозерская серия и ее аналоги). Поэтому представляется целесообразным решать вопрос о происхождении верхнемезозойских впадин с учетом особенностей строения и развития структур обеих указанных групп. Обилие в средне- и верхнеюрских впадинах вулканических построек (конусов, кальдер и т. п.) существенно маскирует собственно тектонические формы. Вследствие этого особый интерес приобретают районы, в которых разрезы средней и верхней юры сложены преимущественно осадочными породами. К числу таких районов относится Нерча-Куэнгинское междуречье. Выявление различий в строении и условиях образования развитых здесь разновозрастных впадин — цель настоящей работы.

В Нерча-Куэнгинском районе наблюдается пространственное совмещение разновозрастных верхнемезозойских впадин. Нижнемеловые впадины (Южно-Зюльзинская, Кангильская, Утанская) как бы вложены в средне- и верхнеюрские (Зюльзинскую и Оловскую).

Фундамент и обрамление последних сложены палеозойскими гранитоидами, включающими крупные блоки протерозойских гнейсов и кристаллических сланцев, а также мелкие интрузии раннемезозойских гранитоидов. Разрез верхнемезозойских отложений наиболее детально изучен в Оловской впадине (Бут и др., 1968). В Зюльзинской впадине в его основании выявлена еще одна вулканогенно-осадочная свита, названная нами зюльзиканской. Строение сводного разреза имеет следующий вид (снизу вверх).

1. Зюльзиканская свита.

а) Осадочная подсвита (до 100 м). Конгломераты и конглобрекции с обломками гранитоидов и гнейсов.

6) Вулканогенная подсвита (150—200 м). Андезиты.

Перерыв, несогласие.

2. Оловская свита.

а) Осадочная подсвита (до 200 м). Аллювиальные валунно-глыбовые конгломераты с обломками гранитоидов и андезитов зюльзиканской свиты, сменяемые сверху пролювиальными конгломератами с линзами гравелитов, песчаников и углстых сланцев.

б) Вулканогенная подсвита (до 300 м). Липаритовые туфолавы с покровами и силлами (?) черных вулканических стекол.

Перерыв, несогласие.

3. Аредская свита.

а) Гравелито-конгломератовая подсвита (90 м). Пролувиальные конгломераты и гравелиты с редкими прослоями песчаников и линзами делювиальных брекчий. В нижней части разреза залегает единственный пласт туфов кварцевых норфиров.

б) Песчаниковая подсвита (120 м). Аллювиальные песчаники, гравелиты, алевролиты и туффиты.

в) Аргиллито-алевролито-конгломератовая подсвита. Озерные алевролиты, аргиллиты и песчаники (120 м), фациально сменяемые мощной (до 500 м) толщей пролювиальных красноцветных конгломератов предгорно-верного типа.

4. Укурейская свита.

а) Вулканогенная подсвита (до 300 м). Андезиты, их туфы и туфобрекчии, чередующиеся с прослоями конгломератов, песчаников и алевролитов.

б) Осадочная подсвита (до 500 м). Озерные алевролиты, аргиллиты, песчаники с подчиненными пачками аллювиальных и дельтовых образований (конгломераты, гравелиты, песчаники).

Перерыв, несогласие.

5. Соктуйская свита (до 800 м). Слабосцементированные песчаники, гравелиты, конгломераты и алевролиты с прослоями бурых углей и покровами базальтов.

По данным И. З. Котовой (1970), угленосные отложения соктуйской свиты, являющейся аналогом гусиноозерской серии Западного Забайкалья, характеризуются нижнемеловым спорово-пыльцевым комплексом. Отложения укурейской и аредской свит содержат споры и пыльцу верхнеюрского возраста. Следует отметить несомненное сходство отложений этих свит с образованиями усть-карской серии (Писцов, 1963) в расположенных южнее Ундино-Даинской и Усть-Карской впадинах. В то же время не вызывает сомнений сопоставление вулканитов укурейской свиты с существенно андезитовой бырцинской свитой Центрального Забайкалья. Осадочно-вулканогенные образования оловской свиты фаунистически слабо охарактеризованы в пределах самого Нерча-Куэнгинского района, но по наличию весьма своеобразных липаритовых туфолав и черных вулканических стекол они могут быть уверенно сопоставлены с джаргагантуйской свитой Центрального и удинской свитой Западного Забайкалья (среднеюрской, по данным В. М. Скобло (1966)). В пользу среднеюрского возраста оловской и нижележащей зюльзиканской свиты свидетельствуют также единичные определения абсолютного возраста эффузивов. Состав вулканитов зюльзиканской свиты и ее положение в разрезе позволяют с известной долей условности параллелизовать эту свиту с низами шадоронской серии, для вулканитов которой И. Н. Томсоном и Ю. П. Дежиным (1969) также получены среднеюрские цифры абсолютного возраста.

Залегание верхнемезозойских отложений Нерча-Куэнгинского междуречья зависит от древних эрозионных форм. Накоплению юрских вулканогенно-осадочных образований предшествовали этапы общего воздымания территории и формирование расчлененного горного рельефа.

Вследствие этого во время последующего прогибания осадконакопление прежде всего происходило в осевых частях древних долин, которые в целом могли и не совпадать с осями прогибов. Древней эрозионной деятельностью определяются сложные очертания впадин с обилием заливообразных фестонов, наличие многочисленных выступов фундамента в поле развития верхнемезозойских отложений, своеобразная скульптура ложа впадин, лентообразные (в плане) формы залегания отдельных осадочных и вулканогенных пачек. Тальвеговые части древних долин характеризуются наиболее полными разрезами свит. По направлению к их

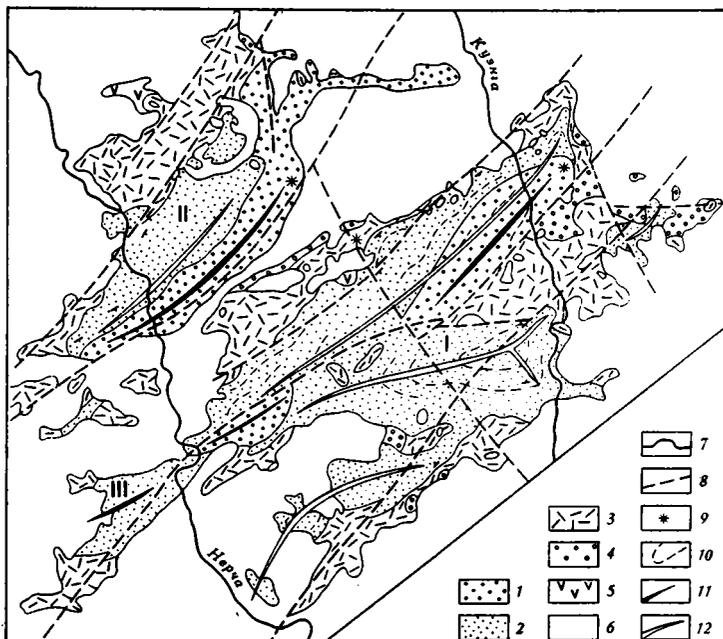


Рис. 1. Структурная схема верхнемезозойских впадин.  
 1 — отложения сокутской свиты (C<sub>1</sub>), 2 — отложения осадочной подсвиты укрейской свиты (J<sub>3</sub>), 3 — отложения аредской свиты и вулканогенные породы укрейской (J<sub>3</sub>), 4 — отложения оловской свиты (J<sub>2</sub>), 5 — отложения зюльзюканской свиты (J<sub>2</sub>), 6 — кристаллический фундамент, 7 — контуры верхнемезозойских впадин (I — Оловской, II — Зюльзюканской, II — Ново-Березовской), 8 — главные разрывные нарушения, 9 — раннемеловые вулканы, 10 — линии простирания, 11 — оси раннемеловых впадин, 12 — оси позднеюрских складок

бортам наблюдается резкое последовательное выпадение из разреза базальных горизонтов и, как следствие этого, прислонение слоистых толщ к кристаллическому фундаменту. Дисконформность складчатой структуры и очертаний впадин, утыкание линий простирания в контуры впадин отчетливо проявлены и в плане (рис. 1).

Положение большинства древних долин приурочено к тектонически ослабленным зонам фундамента, выраженным древними дайковыми поясами, системами сближенных мелких разрывов и зонами трещиноватости. Такая приуроченность определяет прямолинейность и ориентировку долин, наличие резких уступов и перегибов в их бортах.

Нами особо подчеркивалась автономность стадий формирования подобных долин (Кисляков, 1965), независимость этого процесса от последующего осадконакопления и обусловившего его прогибания. Вследствие существенного влияния древних долин на формирование скульптуры днщ впадин и на площадное распределение осадочных и вулканоген-

ных толщ применение традиционного метода анализа фаций и мощностей для выявления тектонических условий образования впадин требует обязательного учета древних эрозионных форм.

Наличие перерывов в осадконакоплении и особенности залегания разновозрастных свит дают возможность выделять: предзюльзианскую, предоловскую, преаредскую и соктуйскую эрозионные стадии. Реликты предзюльзианской эрозионной сети (рис. 2) единичны, и ее реставрация на значительной площади невозможна. Имеются данные лишь о строении широтной древней долины, расположенной в северном борту Олов-

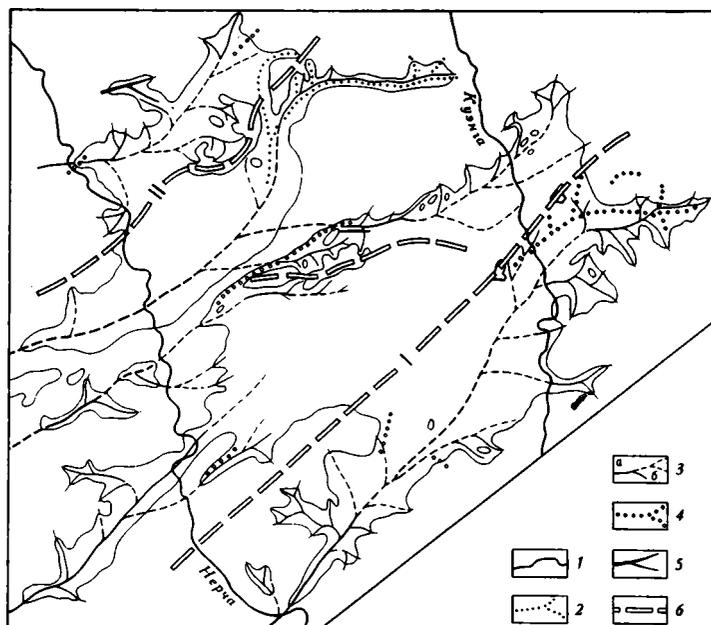


Рис. 2. Схема расположения эрозионных древних систем  
1 — контуры верхнемезозойских впадин, 2—5 — положение тальвегов долин разновозрастных систем: 2 — соктуйской, 3 — преаредской (а — достоверное, б — предположительное), 4 — предоловской, 5 — предзюльзианской, 6 — водораздельные линии древних хребтов (I — Чернышевского, II — Зюльзинского)

ской впадины. Осевая часть ее выполнена валунными конгломератами и конглобрекциями, перекрытыми андезитовыми потоками. В бортовых частях андезиты залегают непосредственно на гранитах фундамента.

Значительно лучше сохранились эрозионно-аккумулятивные элементы оловского этапа. В восточной части Оловской впадины по скульптуре фундамента (рис. 3) и контурам развития оловской свиты довольно уверенно реставрируется значительный участок древней сети с общей ориентировкой основной долины в западном направлении. Древний рельеф почти полностью сnivelирован мощной (до 300 м) толщей липаритовых туфолав, и лишь в тальвеговых частях эрозионных желобов встречаются базальные валунно-галечниковые конгломераты.

Наибольшее влияние на формирование скульптуры дна впадин и их конфигурацию оказали эрозионные процессы преаредской стадии. В южной части Оловской впадины с известной долей условности удается восстановить весьма протяженную (около 80 км) обособленную эрозионную систему с общей ориентировкой стока в юго-западном направлении. В центральной части Оловской впадины располагалась крупная положительная форма — Чернышевский хребет. Осевая часть его на северо-востоке трассируется цепочкой мелких выступов гранитоидного фундамен-

та, а на юго-западе представлена крупным Знаменским выступом. На большей части Знаменского выступа непосредственно на гранитном фундаменте залегают осадочные породы укурейской свиты. Полное выпадение из разреза аредской свиты и низов укурейской позволяет оценить относительно превышение древнего хребта над тальвегом Южно-Оловской палеодолины величиной свыше 1 км.

Чернышевский хребет, очевидно, являлся естественным водоразделом между Южно-Оловской и Северо-Оловской эрозионными системами. Положение тальвегов Северо-Оловской системы в центральной, наиболее прогнутой части впадины установить затруднительно. Однако западнее они достаточно уверенно фиксируются в Кингильском «заливе» и Ново-Березовской впадине, удлинённая форма которой, по-видимому, в значительной степени обусловлена ее приуроченностью к крупной древней долине.

В северном борту Оловской впадины располагалась серия субширотных долин, в осевых частях которых прослеживаются узкие ленты базальных конгломератов аредской свиты. Анализ фаций по простираю долин, первоначальный наклон последних, реконструированный с учетом складчатых и разрывных деформаций, свидетельствуют о западном направлении древних потоков. Некоторые долины характеризуются относительно пологими днищами и достаточно крутыми склонами. Крутизна бортов колеблется от 20 до 35°. Относительные превышения бортов эрозионных желобов над их днищами обычно составляют 200—250 м. Однако существование выступов фундамента, в пределах которых осадочные отложения укурейской свиты залегают непосредственно на гранитоидах, позволяет утверждать, что превышения отдельных гор, расположенных всего лишь в 4—5 км от тальвегов древних долин, достигали 500—600 м. Часть описываемых долин несомненно входила в Южно-Зюльзинскую эрозионную систему, одним из притоков которой являлась также Лукдунская древняя долина. Последняя представлена в настоящее время узкой рукавообразной структурой субширотного простираения, примыкающей с востока к Зюльзинской впадине. В пределах этой структуры под нижнемеловыми отложениями залегают конгломераты и гравелиты низов аредской свиты.

В центральной части Зюльзинской впадины находится выступ фундамента, отвечающий крупной положительной форме палеорельефа. Располагающаяся севернее Северо-Зюльзинская эрозионная система представлена осевой долиной и многочисленными мелкими «притоками».

Эрозионные формы соктуйского этапа выражены системой долин, развитых в восточной части Зюльзинской впадины. Основной желоб этой системы в значительной своей части наследует положение одной из долин преаредской стадии.

Размах древней эрозионной деятельности, приводившей местами к почти полному размыву ранее сформированных отложений, диктует необходимость выделения самостоятельных эрозионных и аккумулятивных стадий. Специфической юрских аккумулятивных стадий является довольно устойчивая последовательность, выраженная сменой нормально-осадочных толщ существенно вулканогенными, а внутри первых — грубообломочных разностей осадочных пород относительно мелкообломочными, что, несомненно, отражает некоторое выравнивание области сноса к концу аккумулятивных стадий.

Наличие верхнемезозойских долин, по-видимому, отнюдь не экзотическое явление, свойственное только Нерча-Куэнгинскому району. Имеющиеся пока еще отрывочные данные свидетельствуют о широком развитии подобных форм во всем Забайкалье.

Прерывистый, «лоскутный» характер площадного распределения средне- и верхнеюрских осадочных и вулканогенных толщ, столь четко проявленный в описываемом районе (например, в развитии зюльзи́кан-

ской и оловской свит), — следствие не только разновозрастной эрозионной деятельности, но и локальности самого осадконакопления. В основе последнего, несомненно, лежат дифференциальные движения земной коры. Интенсивная аккумуляция в пределах древних долин осадочного и вулканогенного материала в условиях расчлененного горного рельефа мыслима лишь при таких движениях земной коры, когда скорость прогибания отдельных ее участков значительно опережает среднюю скорость врезания эрозионной системы в целом. На начальных стадиях такого прогибания осадконакопление осуществляется в наиболее пониженных частях рельефа, т. е. в осевых частях долин. Поэтому по харак-

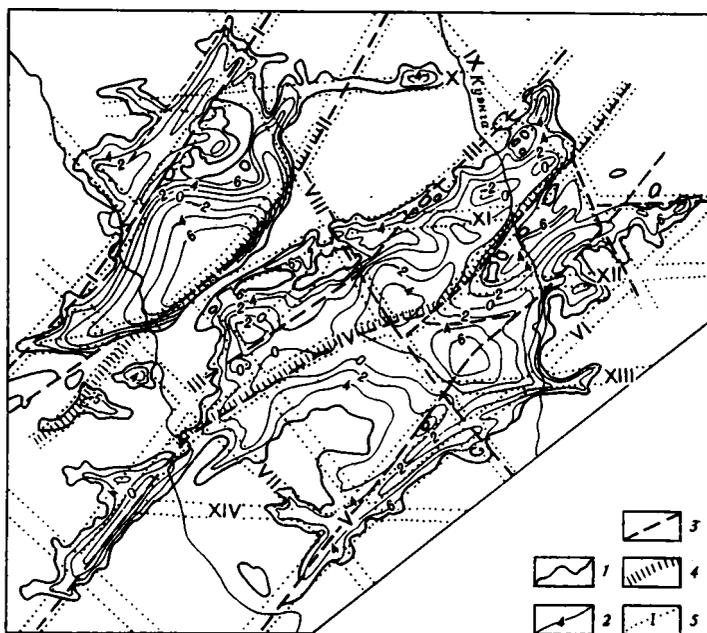


Рис. 3. Схема рельефа ложа впадин и положения тектонически ослабленных зон.

1 — контуры верхнемезозойских впадин, 2 — изогипсы рельефа ложа впадин (в сотнях метров), 3 — главные разрывные нарушения, 4 — главные гравитационные ступени, 5 — тектонически ослабленные зоны (I — Северо-Зюльзинская, II — Южно-Зюльзинская, III — Северо-Оловская, IV — Чернышевская, V — Южно-Оловская, VI — Васильевская, VII — Кангильская, VIII — Аредская, IX — Алеурская, X — Лукдунская, XI — Гаурская, XII — Южно-Гаурская, XIII — Шевьинская, XIV — Березовская)

теру распределения и мощностям «долинных» фаций трудно делать выводы о первоначальной форме прогибов. Лишь когда аккумуляция приводит к заполнению отрицательных форм палеорельефа и осадконакопление приобретает более или менее площадной характер, появляется возможность определить положение конседиментационных прогибов.

Такой этап в развитии района наступил лишь в конце аредского времени, который и можно считать началом структурного оформления верхнеюрских впадин. Именно начиная с верхов аредской свиты, становится характерным уменьшение мощности отдельных горизонтов осадочных пород по направлению к бортам впадин. Выше отмечалась фациальная смена относительно маломощных озерных отложений аредской свиты мощной толщей красноцветных конгломератов предгорно-веерного типа. Площадное развитие этой толщи позволяет наметить два конседиментационных прогиба, один из которых располагался в северо-восточной части района, другой охватывал Зюльзинскую впадину и северо-запад-

ную часть Оловской, бывшее структурное единство которых не вызывает сомнений. Однако точно определить контуры конседиментационных прогибов довольно затруднительно, поскольку наиболее крупные положительные формы палеорельефа (Чернышевский хребет, Зюльзинское поднятие) еще долгое время сохраняли свое геоморфологическое выражение.

Наряду с формированием крупных конседиментационных прогибов в пределах впадин происходило образование мелких котловин, нашедших отражение в скульптуре впадин (рис. 3). Эти котловины имеют обычно изометричную форму, а иногда и угловатые очертания. В определении формы котловин несомненна роль тектонически ослабленных зон, однако ведущее значение в их формировании, по-видимому, играли все же пластические деформации фундамента.

Главное значение в структурном оформлении верхнеюрских впадин района имели постседиментационные дислокации. Несмотря на значительные осложнения, обусловленные раннемеловым тектоническим этапом, первоначальная позднеюрская складчатая структура впадин расшифровывается достаточно четко.

В юго-восточной части Оловской впадины, наименее затронутой раннемеловым тектогенезом, располагается округлая мульда субширотного простирания с углами падения крыльев около  $10-15^\circ$ . Южная часть мульды усложнена пологой синклиналью, замыкание которой можно наблюдать в обнажениях по правобережью р. Куэнги. Центральная часть мульды соответствует наиболее погруженному участку впадины, однако контуры складчатой структуры и котловины в рельефе фундамента не совпадают. Несответствия складчатой структуры и палеорельефа отчетливо проявлены на западе, где ось мульды ориентирована косо по отношению к водораздельной линии Чернышевского хребта. Еще большее несоответствие наблюдается в юго-западной части Оловской впадины. Ось мелкой синклинальной складки большей своей частью располагается на площади Знаменского выступа, значительно севернее Южно-Оловской древней долины.

В северо-западной части Оловской впадины прослеживается фрагмент крупной синклинали, юго-восточное крыло которой срезано Чернышевским разломом. Центриклинальное замыкание складки, наблюдаемое на северо-востоке, с учетом общей погруженности фундамента, позволяет наметить положение ее оси. Северо-западное крыло синклинали характеризуется моноклинальным падением ( $12-15^\circ$ ), осложненным серией мелких поперечных складок и системой продольных синклинальных и антиклинальных перегибов. В северном борту Оловской впадины четко проявлено несоответствие линий простирания слоев с ее контурами, несмотря на их общую северо-восточную ориентировку.

Верхнеюрские отложения Зюльзинской впадины на большей площади своего развития также характеризуются моноклинальным падением на юго-восток. В северо-западной части впадины залегание пород пологое, местами субгоризонтальное, на юго-востоке более крутое (до  $15^\circ$ ). Замыкание складки с известной долей условности намечается лишь в юго-западном углу впадины. Юго-восточное крыло синклинали срезано Южно-Зюльзинским разломом и перекрыто нижнемеловыми отложениями.

Разрывные нарушения имели подчиненное значение в структурном оформлении средне- и верхнеюрских впадин. Наиболее крупные разломы показаны на рис. 1. Помимо них фиксируется значительное количество относительно мелких разрывов, группирующихся главным образом в пределах узких тектонически ослабленных зон (рис. 3). Подвижки по тектонически ослабленным зонам происходили на различных стадиях средне- и верхнеюрского тектогенеза. Будучи структурами древнего заложения, эти зоны определяли положение долин всех возрастных систем, были путями проникновения магматического материала, влияли на рас-

пределение фаций и мощностей вулканогенно-осадочных образований, в некоторой степени определяли конфигурацию конседиментационных прогибов и котловин ложа впадин. Более существенной представляется роль подобных зон в тектонической блокировке при конседиментационных дифференциальных движениях. Контуры крупных опущенных блоков достаточно отчетливо угадываются в изометричных угловатых формах всей Зюльзинской впадины и отдельных фрагментах Оловской структуры. Несомненно проявления разрывных дислокаций и в постконседиментационную (домеловую) стадию, обусловившие перемещения внутри юрских осадочных отложений, а также прямолинейные очертания впадин, прослеженные на отдельных участках Оловской и Зюльзинской структур.

Максимальное влияние разломов на формирование структуры впадин и всего района в целом проявилось в нижнемеловое время. Раннемеловые впадины района (Утанская, Кангильская и Южно-Зюльзинская) приурочены к двум крупным разломам: Чернышевскому и Южно-Зюльзинскому, выраженным наиболее резкими гравитационными ступенями. Своей линейной формой, обусловленной приуроченностью к разломам, эти структуры, как и подавляющее большинство нижнемеловых впадин Забайкалья, отличаются от изометричных мультобразных верхнеюрских впадин. Несмотря на возражение Н. А. Флоренсова (1964), представляется вполне обоснованным применять для них понятие «приразломные впадины», так как оно по своему смыслу отражает прежде всего пространственные и генетические связи впадин с разломами вне зависимости от механизма образования и относительной роли в их формировании разрывных и пластических деформаций.

Ведущее значение разломов в пространственном размещении нижнемеловых впадин заставляет хотя бы кратко охарактеризовать их внутреннее строение. В северо-восточной части Чернышевский разлом представлен системой сближенных тектонических швов, падающих на северо-запад под углами  $65-70^\circ$ . Часть швов прослеживается по обнажениям в гранитном фундаменте, часть фиксируется по геофизическим данным и бурением в поле развития нижнемеловых отложений. Наличие систем разломов определяет сложное ступенчатое ограничение южного крыла Утанской впадины. В непосредственной близости к Чернышевскому разлому мощность нижнемеловых отложений, по данным структурной скважины, составляет 600 м. Тектонический контакт между отложениями соктуйской и укурейской свит свидетельствует о том, что суммарная амплитуда вертикального смещения по разлому выше указанной цифры. На существенно сбросовые перемещения по Чернышевскому разлому указывает совпадение контуров развития юрских отложений в его крыльях.

Судя по замыканию Утанской впадины, ось ее располагается несколько севернее Чернышевского разлома. Единичные мелкие разрывы прослеживаются вдоль северо-западного борта впадины. Однако в целом строение последнего более простое. Падение слоистости осадочных пород на юго-восток под углами  $10-12^\circ$ , отмечаемое в обнажениях по правобережью р. Куэнги, свидетельствует о моноклиналином залегании соктуйской свиты. Таким образом, изложенные материалы позволяют считать Утанскую структуру приразломной впадиной типа асимметричной линейной грабен-синклинали.

Строение юго-западной части Чернышевского разлома изучено значительно хуже. Судя по геофизическим данным, здесь он также является сложной структурой, однако направление падения отдельных сместителей достоверно не установлено. Приуроченность нижнемеловых отложений к южному крылу Чернышевского разлома как будто бы свидетельствует о шарнирном характере последнего. Влияние разлома на внутреннюю структуру Кангильской впадины не ясно. Глубина впадины

относительно небольшая, и мощность нижнемеловых отложений не превышает первых сотен метров.

Нижнемеловая Южно-Зюльзинская впадина, приуроченная к одноименному северо-западному разлому, по своим структурным особенностям сходна с Утанской. Зона Южно-Зюльзинского разлома более узкая, чем Чернышевского, вследствие чего ступенчатое ограничение впадины выражено резко. По геофизическим данным, суммарная мощность верхнемезозойских пород в пределах впадины достигает 2 км, причем на долю нижнемеловых отложений приходится, вероятно, 700—800 м. Интересно отметить, что нижнемеловые отложения в виде узкой полосы развиты и южнее Южно-Зюльзинского разлома, в пределах его поднятого крыла. В обнажениях можно наблюдать налегание нижнемеловых конгломератов на выровненную эродированную поверхность домезозойского фундамента. Подобное явление, известное для многих впадин Забайкалья (Писцов, 1963), служит не только признаком прогибания, но и указанием на то, что такое прогибание на завершающей стадии формирования нижнемеловых приразломных впадин частично распространилось на ранее устойчиво поднимавшиеся блоки.

Несмотря на скудость данных о фациальной изменчивости отложений соктугуйской свиты описанных впадин, конседиментационный характер тафрогенных разломов несомненен, на что указывает, в частности, приуроченность к ним вулканических аппаратов.

Анализируя специфику раннемеловых дифференциальных глыбовых движений, нельзя не отметить некоторую стадийность этого процесса, нашедшую отражение в общей для многих впадин Забайкалья особенности строения нижнемеловой гусиноозерской серии. Речь идет о двучленном строении этой серии, выраженном в вертикальном разрезе сменной грубообломочных пород мелкообломочными. Детальное изучение литологии грубообломочных и тонкообломочных толщ, осуществленное на материалах целого ряда нижнемеловых впадин с выделением некоторых «типоморфных» литогенетических типов пород, подтверждает, что эта смена отражает изменения режима тафрогенеза. Наиболее показательны в этом отношении аллювиальные отложения. Для базальных грубообломочных толщ характерно развитие горно-аллювиальных образований, представленных валунно-галечниковыми конгломератами с высокой сгуженностью обломочного материала, отличающегося весьма пестрым петрографическим составом обломков. Ассоциируя в разрезе с пролювиальными образованиями, отложениями осыпей и обвалов, горно-аллювиальные осадки в некоторых впадинах (например, в Веклемишской, Читино-Ингодинской) достигают мощности 500—600 м. В верхней тонкообломочной толще аллювиальные отложения имеют существенно иной облик. Среди них явно преобладают пойменные образования, а русловые осадки, представленные всего лишь грубозернистыми песчаниками, слагают отдельные, сравнительно мелкие линзы. Несмотря на подчиненную (в количественном отношении) роль подобных образований, среди мелкообломочных толщ, наличие их свидетельствует о существенной планиции рельефа, обусловленной вьюлостью дифференциальной тектонических подвижек. Увязывая эти факты с геологическим строением нижнемеловых впадин и, в частности, с признаками затухания тафрогенных разломов в верхних частях нижнемелового осадочного чехла (Писцов, 1963), можно прийти к выводу, что на начальной стадии интенсивных дифференциальных движения главенствующими были блоковые подвижки по разломам, а на конечной — существенно пластические деформации. Таким образом, скорость движений как бы определяла характер дислокаций.

В связи с изложенным становится понятнее и природа нижнемеловых эрозионных форм, столь своеобразно проявившихся в пределах Зюльзинской впадины. Дело в том, что раннемеловому тектогенезу в Забайкалье

предшествовала существенная нивелировка позднеюрского рельефа. Это находит подтверждение в относительно простых очертаниях нижнемеловых впадин, в прямолинейности контактов между обрамлением и базальными частями разреза. Интенсивные блоковые движения, характерные для ранних стадий формирования впадин, несомненно, сопровождались омоложением рельефа и существенным расчленением областей сноса. В связи с этим вполне естественно объяснить появление нижнемеловых эрозионно-аккумулятивных форм расширением площадей осадконакопления на поздних стадиях образования впадин.

Рассматривая строение нижнемеловых впадин и специфику раннемелового тектогенеза, следует отметить и влияние последнего на усложнение позднеюрских структур. В Нерча-Куэнгинском районе это усложнение выразилось в структурном разобщении Оловской и Зюльзинской впадин, в возникновении асимметрии верхнеюрских складок, появлении несвойственной им линейности.

Для объяснения механизма образования односторонних грабен (или грабен-синклиналей) приходится допускать наклон первоначально субгоризонтальной поверхности. Возникновение асимметрии в верхнеюрских структурах указывает на то, что подобный наклон охватывал участки, по своей площади значительно превосходившие площадь самих нижнемеловых впадин.

Смена на рубеже юры и мела андезит-липаритового магматизма базальтоидным свидетельствует о значительной перестройке земной коры.

Ведущая роль сбросов в формировании нижнемеловых впадин, их приразломный характер, явления перекоса крупных тектонических блоков, обособленных тафрогенными разломами, позволяют присоединиться к мнению о рифтовой природе впадин.

В связи с этим представляется возможным рассматривать зоны сгущения впадин как рифтовые системы. Одной из таких систем является выделенное Н. А. Флоренсовым (1960) Селенгино-Витимское поле мезозойских впадин, продолжением которого, по мнению автора, являются впадины Нерча-Куэнгинское междуручья. Совместное нахождение в этой системе средне-верхнеюрских и нижнемеловых впадин, частое пространственное совмещение их позволяют усматривать существование некоторых общих причин их возникновения. Можно предполагать, что формирование средне-верхнеюрских впадин знаменует вулканогенно-сводовую стадию развития Селенгино-Витимской рифтовой системы, характерную для «вулканического» типа континентальных рифтовых поясов (Милановский, 1969).

## ВЫВОДЫ

1. Среди позднемезозойских впадин Забайкалья выделяются впадины двух возрастных групп (средне-верхнеюрские и нижнемеловые), существенно различающиеся по геологическому строению, магматизму, роли складчатых и разрывных деформаций в их формировании. Общей причиной формирования впадин явились дифференциальные глыбовые движения фундамента: мозаично-блоковые в первом случае, линейно-блоковые во втором.

2. Нижнемеловые впадины, выполненные угленосной молассой с подчиненным развитием базальтов, имеют приразломный характер. В их формировании ведущими были явления растяжения, сопровождающиеся образованием крупных сбросов, излияниями базальтов и «перекосом» тектонических блоков, обуславливающим моноклинальное залегание слоистых толщ, появление в юрских впадинах ранее несвойственной им асимметрии. Пластические деформации имели подчиненное значение и проявлялись на этапе ослабления дифференциальных глыбовых движений. Геологические особенности нижнемеловых впадин позволяют относить их к рифтовым структурам.

3. Средне-верхнеюрские впадины, характеризующиеся сочетанием молассы с вулканитами андезит-липаритовой формации, обусловлены существенно пликативными штамповыми дислокациями чехла, определившими в целом их изометричные очертания. Линейные формы для этих впадин не типичны и являются либо следствием влияния палеорельефа, либо результатом нижнемеловых тектонических движений. Для отдельных стадий средне- и верхнеюрского тектогенеза характерно формирование существенно эвгимнических прогибов, в пределах которых осадконакопление осуществлялось лишь в осевых частях древних долин. По мнению автора, впадины указанного типа появились на вулканогенно-сводовой стадии развития рифтовой системы.

4. Зоны сгущения позднемезозойских впадин Забайкалья (общие для нижнемеловых и юрских структур), являющиеся областями наиболее дифференцированных тектонических движений, следует рассматривать как рифтовые системы. К числу их относится Селенгино-Витимская система, на восточном продолжении которой располагаются впадины Нерча-Куэнгинского междуречья. Существование в позднем мезозое сильно расчлененного горного рельефа — прямой признак приуроченности рифтовой системы к крупному сводовому поднятию.

#### Литература

- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. «Наука», 1967.
- Бут В. М., Пельменев М. Д., Стафеев К. Г. Стратиграфия верхнемезозойских вулканогенно-осадочных образований Оловской впадины (Северо-Восточное Забайкалье).— Геол. и геофизика, 1968, № 8.
- Кисляков Я. М. О происхождении древних долин в ложах позднемезозойских впадин Монголо-Охотского пояса.— Геотектоника, 1965, № 3.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. «Недра», 1969.
- Котова И. З. Палинологическое обоснование возраста юрских и нижнемеловых отложений Забайкалья.— Сов. геология, 1970, № 7.
- Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовых систем Восточной Африки и Аравии.— Вестн. МГУ. Геол., 1969, № 1.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Тр. ГИН, 1963, вып. 79.
- Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.— Геотектоника, 1967, № 4.
- Писцов Ю. П. Тектоника верхнемезозойских впадин Восточного Забайкалья.— Геол. и геофизика, 1963, № 9.
- Скобло В. М. Схема биостратиграфии юрских толщ Западного Забайкалья.— Вopr. геол. Прибайкалья и Забайкалья, 1966, вып. 1 (3).
- Соловьев В. А. О генетической связи кайнозойских и мезозойских впадин Западного Забайкалья с разновозрастными системами разломов.— Геол. и геофизика, 1963, № 4.
- Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. «Наука», 1968.
- Томсон И. Н., Дежин Ю. П. Куйтунская кольцевая структура Забайкалья и некоторые общие закономерности в строении кольцевых структур. Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1969 г., М., 1969.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.
- Флоренсов Н. А. О статье В. А. Соловьева «О генетической связи кайнозойских и мезозойских впадин Западного Забайкалья с разновозрастными системами разломов». — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 9.

Статья поступила  
28 ноября 1972 г.

УДК 551.243.8(575.4)

Г. И. АМУРСКИЙ

## О ПРОИСХОЖДЕНИИ СЕРНОЗАВОДСКОЙ ЗОНЫ ДРОБЛЕНИЯ

Высокая концентрация разрывных нарушений на локальном участке в районе пос. Серный Завод, расположенном в купольной части Центрально-Каракумского свода, сужение площади зоны дробления вниз по разрезу, уменьшение в этом же направлении количества нарушений и увеличение их амплитуды обусловлено преобладанием растягивающих тектонических напряжений.

Наличие концентрически расположенных структурных элементов свидетельствует о сужении во времени территории приложения сил растяжения.

На эпипалеозойской платформе юга СССР в Центральных Каракумах в районе поселка Серный завод установлена локальная зона высокой концентрации разрывных нарушений. Этот небольшой (714 км<sup>2</sup>) полигональной формы участок, ограниченный со всех сторон разломами, расположен в купольной части Центрально-Каракумского свода Туркменской антеклизы (рис. 1). Составляющие Сернозаводскую зону дробления частные разрывы образуют настолько густую сеть, что трассирование каждого из них практически невозможно. Даже при сближении

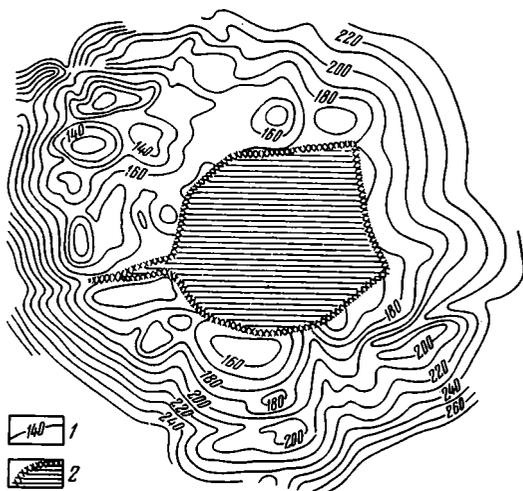


Рис. 1. Схема структурного положения Сернозаводской зоны дробления в купольной части Центрально-Каракумского свода (по З. Б. Хуснутдинову, 1970). 1 — изогипсы кровли туронских отложений; 2 — Сернозаводская зона дробления

скважин до 200 м вскрываемые ими разрезы при отличной коррелируемости имеют неоднократные сдвоения и выпадения горизонтов и даже целых толщ. Такая интенсивная тектоническая напряженность аномальна и не свойственна для платформы.

Большинство исследователей объясняли возникновение густой сети разломов в фундаменте и перемещениями блоков пород последнего по ним. Однако несомненные разноинтенсивные блоковые перемещения, вообще характерные для эпипалеозойской платформы Средней Азии, полностью не объясняют возникновение именно на этом участке такой концентрации разрывов в фундаменте и чехле.

Сернозаводская зона дробления в плане представляет собой неправильный многоугольник, грани которого образованы разрывами (рис. 1). Наибольшая протяженность ее по кровле туронских отложений составляет с запада на восток 30 км при ширине 29 км. Территория зоны многочисленными разломами разбита на отдельные блоки самой причудливой конфигурации (Габриэлянц, 1965; Блискавка, 1968; Мирхамидов, 1969; Хуснутдинов, 1970). Здесь наблюдаются узкие, сильно вытянутые блоки, блоки, треугольной, прямоугольной и любой другой формы (рис. 2). Гипсометрическое положение блоков также самое разнообразное. Центральная часть Сернозаводской зоны представляет собой грабенообразный блок полигональной формы. Здесь рядом скважин вскрыты чешуйчатые взбросы и сбросы, разрывы с несколькими плоскостями сбрасывания, с амплитудами вертикального перемещения крыльев от нескольких десятков до 320—500 м. Блоки, обрамленные такими сложными разрывными нарушениями, имеют обычно клиновидную форму в разрезе. Многочисленны случаи повторения одновозрастных отложений в скважине более 2 раз.

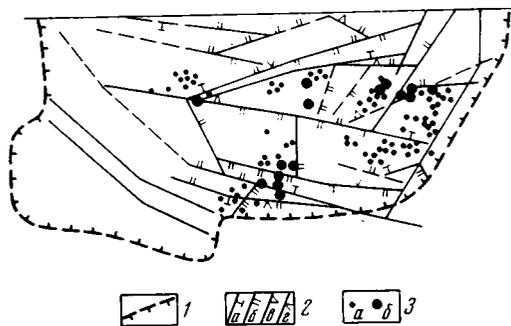


Рис. 2. Схема размещения разломов и серных бугров в южной части Сернозаводской зоны дробления (составил Г. И. Амурский с использованием материалов Ф. М. Мирхамидова и А. Г. Блискавки).

1 — граница развития подводноползневых явлений в среднеэоценовых отложениях; 2 — разрывные нарушения: а — вертикальные и близкие к вертикальным ( $85-90^\circ$ ), б — крутые ( $75-85^\circ$ ), в — пологие ( $45-75^\circ$ ), г — прослеживающиеся лишь в нижней части разреза осадочного чехла (неоком — юра); 3 — отделившиеся на аэрофотоснимках: а — отдельные серные бугры, б — группы серных бугров

Разрывные нарушения прослежены от поверхности фундамента до верхнеэоценовых отложений. В вышележащем неогеновом покрове по косвенным признакам намечаются только единичные разрывы. Разность высот рельефа поверхности фундамента достигает 700—930 м при глубине залегания 1700—2300 м. Основные разрывные нарушения имеют длительное, но прерывистое развитие. Мощность юрских отложений различна на разных блоках, что сказалось и на различии структурных планов юрских и более поздних отложений. Разница мощностей апт-туронской толщи около 90 м. Особенно характерно строение среднеэоценовой толщи (Амурский, 1965; Габриэлянц, 1965; Блискавка, 1968), мощность которой меняется от 0 на поднятых блоках до 153 м на опущенных. В среднеэоценовых отложениях захоронены громадные (от нескольких десятков до сотен метров и более) глыбы обрушения, сложенные породами турон-раннеэоценового возраста. Здесь же обильны следы подводноползневых явлений. Среднеэоценовые отложения залегают с размывом на отложениях от кампанского до раннеэоценового возраста. Мощность верхнеэоценовой толщи также меняется от 0—50 на поднятых блоках до 150 м на опущенных. В пределах приподнятых блоков вышележащие покровные миоценовые отложения налегают с размывом на сенонские и даже туронские.

К Сернозаводской зоне приурочены так называемые серные бугры, генезис которых издавна привлекал внимание исследователей. Длительное время здесь разрабатывалось Каракумское серное месторождение и основной промысел был сосредоточен в районе пос. Серный завод. Каракумское серное месторождение представляет собой ряд серных бугров-останцов, сложенных неогеновыми отложениями и расположенных на

площади около 200 км<sup>2</sup>. Бугры концентрируются в группы, наиболее крупные из которых — Дарваза (38 бугров), Кизыл-Кыр (18), Топ-Джудьба (5), Зеагли (40) и Чиммерли (36); из них только 32 бугра сеиносны.

Важнейшие особенности Сернозаводской зоны, объясняющие ее происхождение, следующие.

1. Сокращение площади зоны вниз по разрезу. Если по кровле отложенный туронского яруса ее площадь составляет 714 км<sup>2</sup>, то по кровле отложений нижнего апта — только 345 км<sup>2</sup>. При этом сокращение происходит за счет «смещения» разрывов обрамления на западе и юге соответственно к востоку на 8 км и к северу на 7,5—9 км. Более чем двухкратное сокращение площади происходит на расстоянии по высоте всего в 840—880 м; системы разрывов западного и южного обрамления имеют наклоны внутрь зоны, а северные и восточные почти вертикальны.

2. Уменьшение вниз по разрезу количества составляющих зону разрывных нарушений. Это уменьшение происходит либо путем простого затухания и исчезновения с глубиной разрыва, либо слиянием нескольких в одно главное, относительно которого расположенные в верхней части разреза являются опережающими. Увеличение амплитуды главных разрывных нарушений происходит вниз по разрезу.

3. Положение Сернозаводской зоны дробления в самой возвышенной части очень крупного поднятия — Центрально-Каракумского свода, фундамент которого представляет собой консолидированный массив, со всех сторон обрамленный кольцевой системой разломов. В течение мезозоя и кайнозоя этот массив испытывал и пликативные деформации, выразившиеся в практически постоянном антиклинальном изгибании его поверхности. Максимум этого изгибания (фиксированный в конседиментном сокращении подразделений платформенного чехла) сосредоточивался в районе вершины свода — в Сернозаводской зоне дробления. Купольной части свода соответствует относительно приподнятое залегание поверхности подкорового и «базальтового» слоев. Рельеф поверхности «базальтового» слоя рисуется здесь в виде дуги, обрамленной выпуклостью в сторону дневной поверхности. Вершина этой дуги расположена на глубине около 14 км в районе, прилежащем к пос. Серный Завод, т. е. к району, где известно наибольшее количество разломов. Здесь существенно ухудшается корреляция глубинных обменных волн, что позволяет говорить о протяженности основных разломов до поверхности подкорового слоя или еще глубже. Некоторые из этих разломов подтверждены исследованиями ГСЗ.

Можно полагать, что обширная территория Центрально-Каракумского свода древнего заложения и длительного развития в мезозое (а возможно, и значительно ранее) была областью «оттока» корового материала и приближения к поверхности границы Мохоровичича. Последняя расположена здесь на глубинах 35 км, в то время как в примыкающем с юга Предкопетдагском краевом прогибе она находится на глубине в 45—50 км, а на востоке, в Амударьинской синеклизе — на глубинах до 55 км. Преобладание сил растяжения обусловило подъем и изгибание всех горизонтов, и воздымание территории Центрально-Каракумского свода носило, видимо, пульсирующий характер, со смещением во времени области наибольшего приложения сил растяжения. Это последовательное смещение происходило в целом по концентрически расположенным границам и, что очень важно, с сокращением области максимально приложения этих сил.

Важнейшей чертой глубинной структуры Центрально-Каракумского свода являются концентрически расположенные структурные элементы. Так, во внутренней структуре фундамента центральных и северных районов Туркмении, по данным магнитных исследований, четко выделяется кольцевая зона узколокальных интенсивных аномалий (рис. 3), отожде-

ствляемая с проникновением интрузий по кольцевой системе разломов на палеозойском этапе. Линейность, вытянутость в единую дугообразную зону сравнительно узких положительных магнитных аномалий позволяет

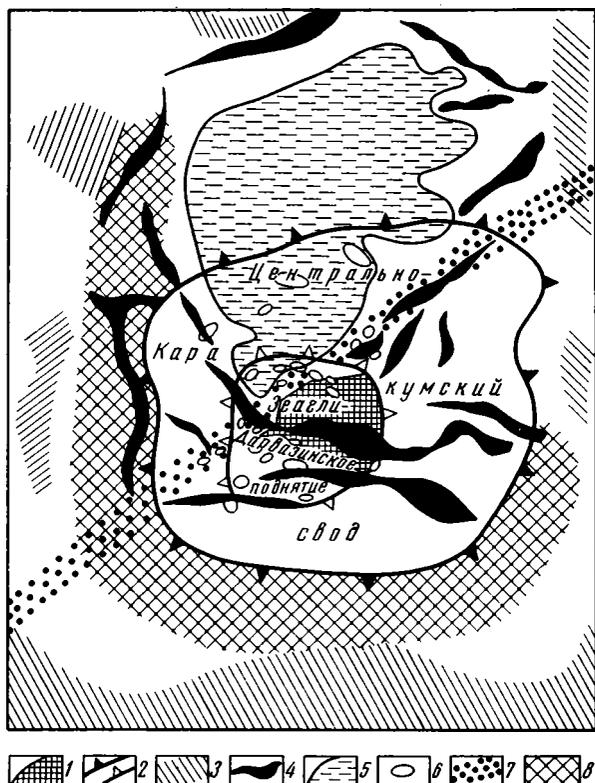


Рис. 3. Схема положения Сернозаводской зоны дробления относительно кольцевых зон растяжения Центральной Туркмении  
 1 — Сернозаводская зона дробления; 2 — контуры основных мезозойских положительных структурных элементов; 3 — основные районы позднепалеозойского и мезозойского компенсационного прогибания; 4—8 — область палеозойского растяжения: 4 — оси положительных магнитных аномалий, 5 — поле отрицательных магнитных аномалий изометричной конфигурации, 6 — локальные антиклинальные складки, 7 — Эльбурс-Кызыл-Ордынская система региональных разломов, 8 — флексуно-разрывная зона обрамления Центрально-Каракумского свода

предположить, что они обусловлены магматическими породами, внедрившимися по зоне разлома (Глазунова, 1964).

Сернозаводская зона дробления расположена в пределах отмеченной кольцевой структуры на участке ее пересечения Эльбурс-Кызыл-Ордынской системой региональных разломов (Амурский, 1966). Территория, расположенная внутри этой кольцевой зоны, в магнитном поле характеризуется развитием аномалий, не имеющих какого-либо определенного простираения (Глазунова, 1964). Гравитационное поле здесь также имеет мозаичный характер. Центр этого массива смещен к северу от пос. Серный завод. По кольцевой тектоно-магматической зоне крупный массив более ранней консолидации был обособлен и приподнят (рис. 4). Основной объем осадконакопления в позднем палеозое происходил преимущественно вне его пределов, и лишь на дальней периферии установлен маломощный плащ осадочных отложений среднего карбона — перми (?).

Одновременно и вследствие этого воздымания вблизи контура кольцевой зоны заложилась серия грабенов обрамления (Верхне-Узбойский, Дарьялык-Дауданский и др.), которая может рассматриваться как кольцевая зона компенсации сводового растяжения. С установлением на этой территории платформенного режима площадь воздымания сократилась и оказалась внутри кольцевой зоны разломов в теле фундамента. Пульсирующий характер воздымания, особенно интенсивного в начале мезозоя, обусловил возникновение второй concentрической тектонической

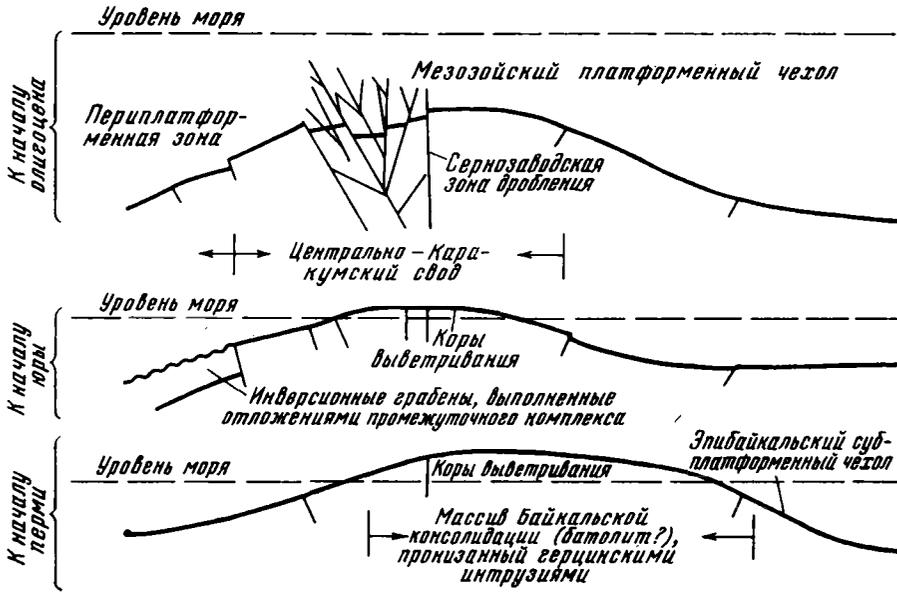


Рис. 4. Принципиальная схема развития Центрально-Туркменской зоны растяжения

зоны — флексурно-разрывной зоны обрамления Центрально-Каракумского свода (Амурский и др., 1962). С этой же широкой полосой связаны многочисленные литологические замещения и выпадения отдельных толщ из разреза.

В последующем район максимального приложения сил растяжения еще более сузился, концентрируясь в вершинной части свода. Здесь по окраине «структурного плато» Зеагли-Дарвазинского района возникла еще одна тектоническая concentрическая линия, выраженная системой ориентированных по этому кольцу локальных антиклинальных складок, простирающие которых отлично от простирающих складок внутри и вне этой (третьей) concentрической зоны.

Наконец, завершающим этапом в разрядке тектонических напряжений растяжения, наступившим в эоцене, явилось образование Сернозаводской зоны дробления. В разрезе эта зона в основном представляет собой «радиально-раздробленный блок» со всей гаммой вышеописанных тектонических явлений, порожденных силами растяжения, максимальное воздействие которых закономерно проявилось в вершине свода. Здесь клинообразные блоки заполняют полосы максимального растяжения. В верхних частях разреза растяжения проявились сильнее, и вследствие этого здесь наблюдается большее количество разрывных нарушений и мелких блоков. Эти разрывы имеют большие амплитуды и более крутые углы падения (Хуснутдинов, 1970), а их количество с глубиной убывает.

О «проседании» блоков как характерном признаке структуры растяжения свидетельствует и то, что «нормальное» залегание толщ платфор-

менного чехла за пределами зоны сменяется резким (100—150 м) погружением разновозрастных отложений внутри нее. С эоценовым временем связан и интенсивный «рост» свода, существенное увеличение крутизны его склонов и прирост амплитуд как локальных антиклинальных складок в его купольной части, так и в целом всего свода.

Если рассмотреть примерные объемы оттока глубинного вещества земной коры и сравнить с объемами последовательно сужающейся области растяжения в центральной части Туркмении, то для палеозойских этапов ее развития эти величины примерно сопоставимы. Однако в последующем в значительно суженной области растяжения такого равновесия либо не произошло и воздымание было меньше оттока, либо интенсивность оттока резко сократилась.

#### Литература

- Амурский Г. И., Габриэлянц Г. А., Дикенштейн Г. Х., Ишутин В. В., Спикин В. А.* Флексурно-разрывная зона окаймления Центрально-Каракумского сводового поднятия.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, № 5.
- Амурский Г. И.* Основные черты тектонического развития Зеагли-Дарвазинского куполовидного поднятия.— В сб.: Вопросы геологии Туркмении. Матер. к XXII Междунар. геол. конгр. Ашхабад, Изд-во АН ТССР, 1965.
- Амурский Г. И.* Тектоника Туркмении и прилежащих районов.— В сб.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М., «Наука», 1966.
- Блискавка А. Г.* Закономерности тектонического развития Зеагли-Дарвазинского сводового поднятия и формирование газовых залежей.— Тр. УГСМ ТССР, вып. 5. Ашхабад, «Илим», 1968.
- Габриэлянц Г. А.* Геология и нефтегазоносность Центральных Кара-Кумов. М., «Недра», 1965.
- Глазунова А. В.* Выделение и трассирование разломов по аэромагнитным данным в некоторых районах Средней Азии.— В сб.: Глубинные разломы. «Недра», 1964.
- Мирхамидов Ф. М.* Новые данные о строении Сернозаводской зоны разрывных нарушений.— В сб.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Тр. УГСМ ТССР, вып. 6. Ашхабад, «Илим», 1969.
- Хуснутдинов Э. Б.* Геологические условия формирования и закономерности размещения залежей Центральной Туркмении. Ашхабад, «Илим», 1970.

ВНИИГаз

Статья поступила  
22 февраля 1973 г.

УДК 551.590+551.21

Э. Н. ЭРЛИХ, И. В. МЕЛЕКЕСЦЕВ, Г. С. ШТЕЙНБЕРГ

**ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ВУЛКАНИЗМА ЛУНЫ**

Рассматриваются типы вулканических проявлений и их эволюция во времени. Показано, что повышенные концентрации титана обусловлены отсутствием благоприятных условий для свободной миграции летучей фазы, вследствие чего рудная фаза рассеивается в основной массе. Лунные анортозиты по валовому составу, последовательности выделения и составу отдельных минералов полностью совпадают с анортозитовыми включениями в базальтах Курило-Камчатской области. Рассмотрены варианты интерпретации масконов и предложен вариант, связывающий масконы с погруженными блоками коры, интенсивно насыщенной магматическим материалом.

**ВВЕДЕНИЕ**

Данные последнего десятилетия привели к быстрому увеличению количества информации о строении и составе Луны и показали значительную роль вулканических процессов в образовании пород, слагающих ее поверхность. Тем не менее общие вопросы специфики лунного вулканизма остаются разработанными слабо, значительно уступая цельности «метеоритной гипотезы». Настоящая работа представляет собой попытку разработки основных положений «вулканической гипотезы» происхождения поверхности Луны. Основой ее явилась совокупность имеющихся материалов по геологии и петрологии Луны в сопоставлении с данными о вулканических процессах Земли и с учетом действия специфичных для Луны факторов (малая сила тяжести, глубокий вакуум и т. д.).

**ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ  
ВО ВРЕМЕНИ**

В настоящее время вполне надежно установлено, что в большинстве лунных кратеров и лунных морей интенсивно проявлялась вулканическая деятельность, что позволяет предполагать их вулканическое происхождение. Последнее основывается на следующих данных:

а) относительно малой (не более 5—6 км) амплитуде опускания дна заполненных лавой кратеров и морей по отношению к бортам. Это подтверждается сохранившимися в морях участками древнего горного рельефа (Тенериф, Шпицберген, район к югу от Архимеда и др.);

б) присутствием на дне морей и кратеров нескольких (2—4) перекрывающих друг друга лавовых покровов существенно различного возраста (рис. 1);

в) телескопическим строением некоторых крупных структур (Море Восточное, Море Москвы и другие) с проявлениями вулканизма вдоль концентрических нарушений и линейным расположением многих кратеров, отличающихся от вторично-ударных;

г) присутствием на периферии некоторых подобных структур отложений направленных взрывов (рис. 2), единственным аналогом которых в настоящее время являются отложения направленного вулканического взрыва, отмеченные в районе кратера Циолковский (Горшков и др., 1970);



Рис. 1. Лавовые покровы различного возраста в Море Восточном. Лунар Орбитер-4, снимок Н<sub>1</sub>-195

д) возрастанием концентрации вторичных кратеров в пределах относительно молодых образований (внутрикратерные лавы, лавы морей и взрывчатые отложения) сравнительно с более древними горными районами (Горшков и др., 1970).

Отсутствие вулканических аппаратов, с которыми связаны массовые излияния лав, относительно молодой возраст морей и подчиненное значение эрозии в лунных условиях дают основания предполагать, что преобладали извержения трещинного типа. Косвенным указанием на это является наличие трещин огромной протяженности, содержащих лаву, застывшую на некоторой глубине от поверхности (долина Шретера, некоторые части Альпийской долины и т. д.). В настоящее время расположение подобного рода трещин фиксируется линейными цепочками невысоких пологих валов на дне кратеров и морей, сложенных последними порциями излившейся лавы. В некоторых случаях (кратер Циолковского и др.) отчетливо видно, что наиболее молодые излияния связаны с центральными горками кратеров, на склоне которых наблюдаются остатки крупных лавовых потоков. Вполне возможно, что часть лавы изливалась через кольцевые трещины на внешних и внутренних склонах поднятий. Реликты лавовых равнин хорошо видны в понижениях между подобными структурами.



Рис. 2. Отложения направленного взрыва, связанные с Морем Восточным. Район кратера Риччиоли. Лунар Орбитер-4, снимок Н<sub>3</sub>-173

Можно заключить, что лунные моря аналогичны районам трещинного и ареального вулканизма океанического дна и площадей развития траппов. Механизм формирования крупных и средних по размерам кратеров по всей вероятности близок к механизму образования кальдер: проседание на поверхности связано с образованием депрессионной воронки в очаге питания и последующим заполнением кальдер лавой с образованием лавовых озер. Некоторые кратеры (Тихо, Коперник, Аристарх и др.), по-видимому, идентичны кальдерам типа Кракатау: поверхностное проседание связано с гигантскими выбросами ювенильного пирокластического материала. Некоторые кольцевые структуры (Море Восточное, кратер Циолковский), по-видимому, сформировались под действием сочетания обоих механизмов — они имеют черты сходства как с кальдерами гавайского типа (обширные лавовые поля, заполняющие кратер), так и кальдерами типа Кракатау (мощные выбросы ювенильной пирокластики).

Вулканическая активность отмечается также в пределах горных массивов, разделяющих описанные отрицательные структуры. В этих мас-

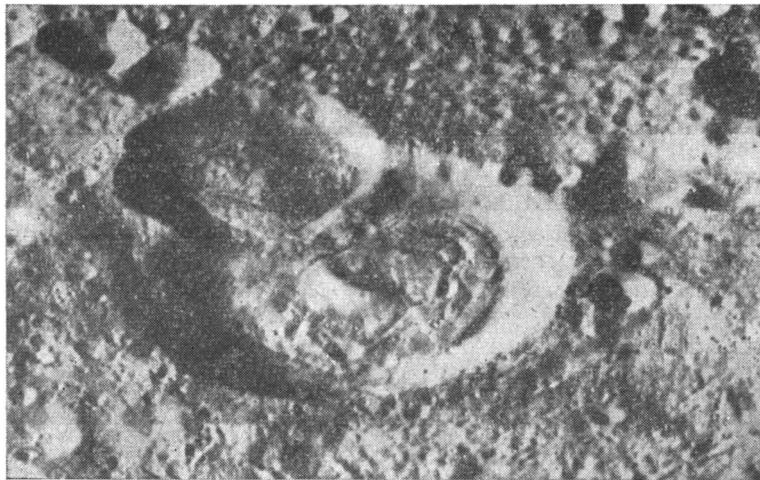


Рис. 3. Экструзивный купол с «черепаховым» строением поверхности. Экваториальная часть обратной стороны: 5° ю. ш., 175° в. д. Лунар Орбитер-2, снимок 34

сивах вулканизм был приурочен к понижениям рельефа. Однако общая площадь лавовых равнин здесь сравнительно мала, она не превышает 5—10% от общей площади горных массивов.

Другие формы вулканического происхождения — вторичные кратеры и конусы — образовались в результате быстрой дегазации покровов лавы и ювенильной пирокластики. К сожалению, в настоящее время нет четких критериев для отличия вулканических форм такого рода от метеоритных. Соответственно процент метеоритных форм среди них не может быть установлен.

В отличие от Земли положительные вулканические формы на Луне развиты мало и представлены сравнительно небольшим количеством типов. Наиболее обычны образования, близкие к лавовым и экструзивным куполам и массивам. Последние обычно представляют собой несколько слившихся экструзивных куполов (рис. 3). Менее развиты формы, близкие к мелким щитовым вулканам и лавовым конусам. Характерные для Земли существенно пирокластические стратовулканы на фотграфиях лунной поверхности встречаются достаточно редко.

По степени сохранности рельефа и взаимоотношениям все вулканические образования подразделяются на несколько комплексов различного возраста, связанных с отдельными стадиями вулканизма. От ранних стадий преимущественно сохранились следы эффузивной деятельности, однако это не дает оснований для предположений о подчиненном характере эксплозивного вулканизма. На поздних стадиях развития наряду с эффузивным широко проявлен эксплозивный вулканизм. Особенно типичен он для последних стадий развития кратеров, что хорошо видно на молодых кратерах Тихо, Коперник, Аристарх, Циолковский.

#### ПРИРОДА ПОВЫШЕННЫХ СОДЕРЖАНИЙ ЖЕЛЕЗА И ТИТАНА В ЛУННЫХ БАЗАЛЬТАХ

Наиболее важным результатом изучения лунных пород, очевидно, является факт, что даже небольшие количества лунного материала, находящиеся в распоряжении исследователей, показывают несостоятельность предположений о гомогенности их состава и недифференцирован-

ном характере исходных магм. Стало известно, что состав этих пород варьирует в широких пределах от перидотитов до анортозитов с преобладанием железистых базальтов и различных аналогов габбро. Рассматривая это обстоятельство и особенности процесса дифференциации, связанные с лунными условиями, кажутся малоперспективными поиски полного сходства по составу между лунными породами и наиболее примитивными земными базальтами и ахондритами. Только изучение черт сходства и различия в характере дифференциации лунных магм может привести к правильному пониманию особенностей состава Луны и происходящих на ней процессов.

В связи с этим попытаемся рассмотреть ряд особенностей состава лунных пород. Известно, что содержание  $TiO_2$ , по данным Аполлона-11, 12 и Луны-16, изменяется от 3 до 10—12%. Нижний предел типичен для щелочных оливиновых базальтов океанов и некоторых типов платобазальтов платформ. Рассматривая возможные причины увеличения содержания титана и железа в ферробазальтах Луны, необходимо принять во внимание, что прямая аналогия состава магмы с составом даже наиболее дифференцированных силикатных фаз, появляющихся на поверхности планеты, крайне условна. Состав летучей фазы и переносимые ею компоненты также должны приниматься во внимание. Эти компоненты либо испытывают рассеяние, либо концентрируются в рудных месторождениях. Известно, что наблюдается закономерная связь некоторых типов рудных месторождений с определенными комплексами изверженных пород. Такова, в частности, связь железных и титановых руд с габброидами определенного типа. Их образование связано либо с прямым отделением рудной фазы от силикатного расплава на конечных стадиях интрузивного процесса, либо с деятельностью наиболее высокотемпературных гидротермальных растворов, связанных с первыми фазами постмагматического процесса. При любом толковании очевидна ведущая роль летучей фазы в процессе накопления рудного вещества.

Пониженная щелочность лунных вулканических пород, практическое отсутствие в них  $Fe_2O_3$ , присутствие в этих породах самородного железа ясно указывают на очень низкое парциальное давление кислорода при кристаллизации. Свободная миграция летучих должна обуславливать отсутствие условий, благоприятных для концентрации рудного вещества. В результате этого процесса должно происходить рассеяние рудной фазы в силикатной массе, приводящее к обогащению ее железистыми и титанистыми минералами.

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЛУННЫХ АНОРТОЗИТОВ

Нахождение анортозитов, особенности их состава и распределения привели к созданию большого числа общих гипотез, касающихся строения коры «горных» районов Луны, первично расплавленного состояния их поверхности, особенностей дифференциации лунного материала, природы масконов и т. д. В связи с этим мы должны поставить вопросы, связанные с генезисом этих пород, имея в виду следующие факты.

А. Состав лунных анортозитов резко отличается от их земных аналогов. Анортозиты адирондакского типа и анортозиты стратифицированных габброидных интрузий содержат намного больше кремнезема и щелочей. Дж. Вуд и др. (Wood et al., 1970<sup>1,2</sup>) отмечают отсутствие сходства в составе лунных и земных анортозитов.

Б. Пока отсутствуют крупные образцы лунных анортозитов, взятых в коренном залегании, обломки их присутствуют в реголите, имеющем, очевидно, взрывное происхождение.

В связи с этим интересно отметить обычное наличие включений анортозитов в базальтах и пемзах Курило-Камчатской провинции, которое было установлено исследованиями последних лет (Богоявленская, Эр-

Таблица 1

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	40,10	41,22	42,82	39,64	42,74	46,0	45,4
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,13	0,10	0,42	0,16	0,3	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,15	24,06	25,03	26,39	26,46	27,3	33,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,13	1,65	0,90	1,56	0,76	—	—
FeO	5,40	5,55	4,66	6,04	4,16	6,2	2,8
MnO	0,12	0,12	0,10	0,10	—	0,1	0,1
MgO	7,97	12,69	9,42	9,71	11,09	7,9	1,7
CaO	13,35	13,38	15,94	15,64	14,15	14,1	17,5
Na <sub>2</sub> O	0,95	0,34	0,50	0,69	0,73	0,3	0,4
K <sub>2</sub> O	0,15	—	—	0,32	0,04	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,06	0,50	0,12	0,06	0,03	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,78	0,12	0,10	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,03	0,03	—	—
CO <sub>2</sub>	0,09	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,67	99,76	99,60	100,80	100,35	102,5	101,7

Примечание. Анализы 1—5 — анортозитовые включения из вулканических пород известково-щелочной серии Камчатки и Курил (по Богоявленской и Эрлиху, 1969). Анализы 6, 7 — лунные анортозиты (по Wood et al., 1970).

лих, 1969). Как видно из табл. 1, их составы почти полностью совпадают с составами лунных анортозитов.

Последовательность выделения и состав отдельных минералов также совпадают. Наблюдается связь таких включений с включениями перидотитов. Включения наблюдаются в базальтах, переходных от толеитовых к высокоглиноземистым. Вулканы, на которых наблюдались включения этого типа, характеризуются эксплозиями и выбросами кислых пемз. Обломки анортозитов часто встречаются не только в базальтах, но и в пемзах. В базальтах анортозитовые включения характеризуются правильной зональностью с постепенным увеличением размера зерен от периферии к центру. В пемзах включения носят явно ксеногенный характер. Связь включений этого типа с кислым вулканизмом находит соответствие в обычной ассоциации анортозитов адирондакского типа с чарнокитами.

Следует вывод: появление анортозитов в качестве обломков в реголите является признаком особого типа глубокой дифференциации базальтового расплава, обычно сопровождаемой извержениями кислых магматических пород и эксплозивными процессами. Нет нужды делать вывод о некогда расплавленном состоянии лунной поверхности и гравитационной дифференциации расплава с образованием коры анортозитового состава. Содержание интерстициального кристобалита в лунных породах и увеличение содержания в них нормативного кварца по мере уменьшения их кристалличности указывает на возможность образования легкой коры благодаря взаимному разделению на глубине анортозитов и кислой фазы. Это было подтверждено экспериментами Дж. Куширо и других петрологов (Kushiro et al., 1970).

Не рассматривая вопрос о количественном соотношении основной и кислой выплавок, нам бы хотелось еще раз подчеркнуть исключительное сходство земных «вулканических» анортозитов с лунными.

#### О ВОЗМОЖНОМ ПЕРВИЧНОМ СОСТАВЕ ЛУННЫХ МАГМ

Привлекает внимание факт, что плотность обоих наиболее распространенных типов лунных пород (типов А и В) равна 3,2—3,4 г/см<sup>3</sup>, т. е. близка к средней плотности Луны в целом. Эксперименты (Ringwood, Essene, 1970) показывают, что переход ферробазальта в эклогит должен иметь место уже на глубине 10 км. Даже если эту цифру увеличить

Таблица 2

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	41,64	42,58	42,54	42,0	41,0	42,00	42,0	41,0
TiO <sub>2</sub>	2,10	1,66	1,32	3,10	3,10	3,10	3,6	3,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,28	12,56	19,20	15,00	15,00	14,00	11,00	11,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,52	7,46	6,79					
FeO	6,32	3,74	3,88	13,30	16,70	17,00	21,00	20,0
MnO	0,04	0,19	0,21	0,19	—	—	0,31	0,19
MgO	16,14	14,42	9,44	8,40	11,00	12,00	10,00	12,5
CaO	11,94	14,30	13,74	10,0	11,50	10,00	11,0	10,0
Na <sub>2</sub> O	2,27	2,12	2,02	0,6	—	—	0,45	0,5
K <sub>2</sub> O	0,27	0,21	0,24	0,4	—	—	0,07	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,09	Не обн.	0,13	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,97	0,22	0,21					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,25	0,25					
Сумма	99,93	99,63	99,97	98,33	99,69	99,36	99,43	98,55

Примечание. Анализы 1,2—амфиболы из контактовых оторочек перидотитовых включений в лавах Авачинской (1) и Кроноцкой (2) сопки. Анализ 3—«рубашка» микрогаббро, развивающаяся по амфиболу, Кроноцкая сопка. Анализы 4—8—образцы 12034, 12073, 12070, 12052, 12009 из работы Wood et al., 1970, 2, 3, 1971).

на один порядок, все равно следует признать наличие в недрах Луны пород, значительно более плотных, чем на поверхности. Если мы даже предположим существование сравнительно мощной коры, состоящей из относительно легких пород (анортозитов с плотностью 2,8 г/см<sup>3</sup>), мы не сможем признать, что породы типов А и В с плотностью 3,2—3,4 г/см<sup>3</sup> слагают основную массу внутренних частей Луны. Единственно возможным предположением является то, что недра Луны состоят в основном из материала, который достигает плотности 3,34 г/см<sup>3</sup> только при значительном сжатии. Исходя из наблюдаемых на лунной поверхности вариаций состава лунных пород, это может быть достигнуто двумя способами: а) уменьшением содержания рудных минералов; б) увеличением содержания кремнезема, СаО, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Можно предположить возможность одновременного прохождения обоих процессов—уменьшение содержания TiO<sub>2</sub> до среднего уровня 3—4% и увеличение содержания кремнезема до уровня 46—47% с соответствующими изменениями содержания других компонентов. Средний состав такой породы будет действительно подобен составу ахондритов или океанических толеитовых базальтов Земли.

Исключительно интересен с точки зрения аналогии с лунными базальтами состав минеральных фаз, наблюдаемых в контакте перидотитовых включений из четвертичных базальтов Камчатки. Так называемые родственные включения перидотитов в базальтах вулканов Кроноцкого и Авачинского иногда окружены оторочками амфибола. Изредка внешние зоны таких оторочек приобретают правильную огранку, а включения перидотитов при этом оказываются внутри крупных (до 5—10 см) монокристаллов амфибола или их сростков.

Состав амфиболов приведен в табл. 2. Отмечается резкое обогащение состава амфибола чермакитовой молекулой. Сравнение этих данных с составом некоторых образцов базальтов Луны показывает их исключительную близость по основным группам окислов—необычно низкому (для земных базальтов) содержанию SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, богатству MgO и СаО и т. д. Амфибол внешней зоны таких кристаллов переходит в микрогаббро. Как видно из той же табл. 2, состав микрогаббро близок к составу амфибола. Отличительной чертой является обогащение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, содержание которого достигает 19,20%.

Следует отметить, что амфибол на контакте перидотитовых включений явно образован не в поверхностных условиях: большая часть пе-

риidotитовых включений прямо контактирует с вмещающими базальтами без каких-либо следов контактовых изменений. Образование крупных кристаллов амфибола явно свидетельствует о свободном росте граней.

Развитие амфибола по перидотиту соответствует первым стадиям выплавки базальтов из материала мантии. Характерно, что аналогичный по составу амфибол (и одновременно близкие по составу энстатит и диопсид) встречаются в базальтах Харчинского вулкана (Кутыев, Эрлих, 1973). Близость состава амфибола и лунных базальтов в этом случае свидетельствует о сходстве типа процессов выплавки — в условиях Луны эволюция состава выплавки на глубине, как правило, не проходит так далеко, как на Земле. Дальнейший путь эволюции лунных базальтовых магм ведет к обогащению их глиноземом. Именно в эту фазу эволюции расплава и происходит, по-видимому, отделение блоков анортозита (как это наблюдается на вулканах Камчатки). Низкое содержание кремнезема и резко увеличенное содержание в них анортита приводят к обеднению расплава  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и аномальному увеличению его кислотности. В результате образуются кислые продукты конечных фаз дифференциации пород известково-щелочной серии. В связи с этим интересно отметить, что составы стекол лунных пород соответствуют составу базальтов, анортозитов и кислых пород (Anderson, 1970; Douglas et al., 1970; Kell et al., 1970). Это хорошо согласуется с предполагаемым генеральным ходом эволюции расплава. Физико-химический механизм этого процесса пока неизвестен, но его общая последовательность совершенно очевидна.

#### ВЛИЯНИЕ ВАКУУМА НА ХАРАКТЕР ВУЛКАНИЗМА

Первым и очевидным следствием вакуума на поверхности Луны является интенсивное вспенивание вулканических пород, полная потеря летучей фазы (Гуткин и др., 1968). Это приводит к очень большой пористости (до 15%) и пемзоподобному облику пород. Нужно иметь в виду, что одновременно с поступлением на поверхность масс глубинного вещества происходит дегазация не только вследствие обычных процессов поверхностного истечения, происходящих на поверхности потоков. Уменьшение мощности поверхностной корки вдоль потока и образование трещин при кристаллизации должно приводить к внезапному прорыву к поверхности больших газовых пузырей из внутренних частей слоя. Этот прорыв может иметь характер вторичных эксплозий, иногда наблюдаемых на пирокластических потоках земных вулканов. Следствием такого процесса будет образование вторичных кратеров на поверхности того или иного слоя. Подтверждением того, что подобный процесс имеет место, является увеличение числа вторичных кратеров, которое авторы наблюдали на отложениях направленных взрывов кратера Циолковского по сравнению с их количеством на отложениях более древних (Горшков и др., 1970). Такую корреляцию нельзя объяснить метеоритной бомбардировкой, при которой число кратеров на единицу поверхности пропорционально возрасту отложений. Интересно, что в этом районе число вторичных кратеров меняется для молодых отложений различных типов: в пределах предположительно базальтовых слоев их число невелико, а на газонасыщенных отложениях направленных взрывов — гораздо выше.

#### ПРИРОДА ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ НА ЛУНЕ

Анализ неравномерностей движения искусственных спутников Луны привел к открытию положительных аномалий силы тяжести (масконы) над круговыми лунными морями и кратером Гримальди (Muller, Sjog-

тен, 1968, 1969). При полетах пилотируемых космических кораблей, обеспечивавших более высокое разрешение, были установлены четкие отрицательные аномалии над крупными кратерами, находящимися в горных районах (Gottlieb et al., 1970; Sjogren et al., 1971).

Для объяснения природы масконов было предложено несколько вариантов интерпретации (Stipe, 1968; Goudas, 1968; Conel, Holstrom, 1968; Kaula, 1969; O'Keefe, 1968; Wood et al., 1970, 1971; Wise, Yates, 1970; Baldwin, 1970; Urey, 1968; Сафронов, 1971; Кропоткин, 1971; Мар-

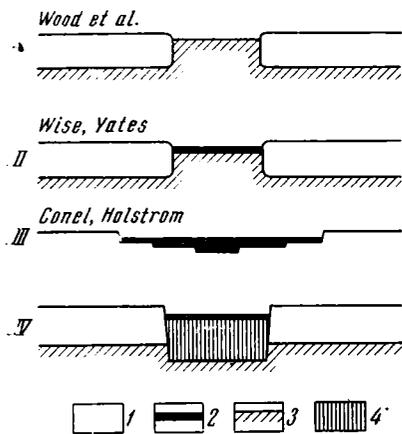


Рис. 4

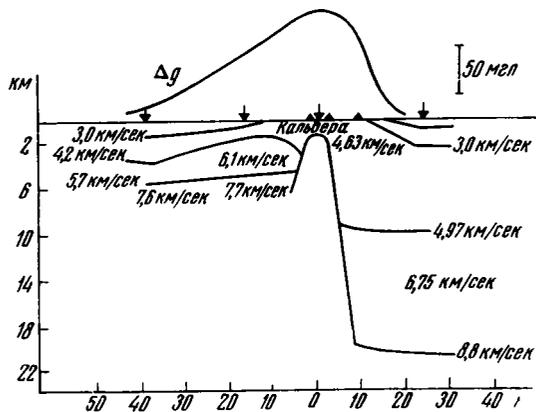


Рис. 5

Рис. 4. Варианты интерпретации глубинного строения масконов: I — Вуд и др. (Wood et al., 1970, 1971); II — Вайс и Ятис (Wise and Yates, 1970); III — Конел и Холстром (Conel, Holstrom, 1968); IV — предложенный авторами: 1 — лунная кора, 2 — базальты, 3 — лунная мантия, 4 — блоки коры, насыщенные магматическим материалом

Рис. 5. Глубинное строение кальдеры Кулау (Гавайи) по сейсмическим и гравиметрическим данным (по Furumoto et al., 1965)

ков, Суханов, 1970; Трифионов, 1971), однако ни один из них не может дать удовлетворительного объяснения всем наблюдаемым фактам. Рассматривая строение и генезис масконов, необходимо иметь в виду следующее:

1. Положительные гравитационные аномалии наблюдаются только над круговыми морями. Моря неправильной формы характеризуются нормальными гравитационными полями.

2. Мощность слоев лавы в лунных морях невелика (Baldwin, 1971). Поэтому вряд ли может быть принята попытка интерпретировать масконы как результат заполнения метеоритной воронки многокилометровой толщей лав (Conel, Holstrom, 1968) (рис. 4, III).

3. В пределах морей наблюдаются реликты погруженных участков с горным рельефом, а также остатки (фантомы) наиболее поднятых частей кратеров и цирков. Поэтому маловероятно предположение об отсутствии или малой мощности коры в морских районах (Wood et al., 1971) (рис. 4, I).

4. Мощность лунной коры по сейсмическим данным составляет 50—70 км (Latham, 1972).

5. По оценкам различных исследователей (Gottlieb, 1970; Murphy, Siry, 1970) центры тяжести масконов располагаются на глубинах 50—250 км. Из этого следует, что с известной вероятностью масконы могут быть связаны с лунной поверхностью «М» (Wise, Yates, 1970) (рис. 4, II).

6. В Море Восточном наблюдается чередование кольцевых зон со слабыми положительными и отрицательными аномалиями силы тяже-

сти (Booker, 1970). Положительные аномалии соответствуют участкам с «морским» рельефом поверхности.

7. Гравитационная аномалия не может вызываться метеоритом, так как при ударе с высокой скоростью вещество метеорита взрывается и происходит мгновенное его разрушение и испарение. При ударе с низкой скоростью образуется ударный кратер с размерами того же порядка, что и метеорит. Если даже допустить образование круговых морей в результате падения планетезималей с поперечником в сотни километров, эти тяжелые массы не смогут оставаться на поверхности или вблизи нее и будут погружаться практически до центра Луны (O'Keefe, 1968).

Представляется, что перечисленные факты находятся в хорошем соответствии с предположением, что масконы вызваны погруженными блоками коры, интенсивно насыщенными тяжелым магматическим материалом (возможно с повышенной концентрацией рудных минералов) (рис. 4, IV). Нетрудно увидеть, что структурно, т. е. по поведению границы, разделяющей участки с различной плотностью, гипотезы Вуда, Вайса и наша сходны. Разница между ними состоит в том, что в двух первых предполагается исчезновение блока коры вследствие метеоритного взрыва, чего в нашем варианте не требуется, и в этом смысле он «более геологичен».

Сходные с предположенной нами структуры установлены под кальдерами Гавайских островов (рис. 5). По сейсморазведочным (Furumoto et al., 1965) и гравиметрическим данным здесь выделено столбообразное тело, сложенное плотным магматическим материалом (перидотит?), интерпретируемое как зона, интенсивно насыщенная дайками (Malahoff, Woollard, 1966). Гравитационная аномалия над этой структурой достигает 100 *мгл*. Крупные положительные аномалии силы тяжести, обусловленные периферическими магматическими очагами, установлены на Авачинском и Карымском вулканах на Камчатке (Штейнберг и др., 1966; Зубин и др., 1971<sub>2</sub>). Интенсивное насыщение дайками (до 200 на километр) установлено в зоне над промежуточным очагом глубоко эродированного вулкана Огонсиглы в Срединном хребте Камчатки (Шеймович, 1970).

Различный характер гравитационного поля над круговыми и неправильными морями может быть обусловлен различной степенью насыщения блоков коры магматическим материалом. В последних подъем магмы к поверхности мог осуществляться по редкой, сравнительно с круговыми морями, сети разломов. Низкая вязкость лунных лав (Mugase, McBirney, 1970), отсутствие конвективного охлаждения на поверхности позволяет затоплять значительные площади при редкой сети подводящих каналов.

Особый интерес представляют аномалии над крупными лунными кратерами. С метеоритных позиций, принимаемых большинством исследователей при интерпретации масконов, над крупными кратерами следовало бы ожидать положительных аномалий несколько меньшей интенсивности, чем над круговыми морями. Однако только над кратером Гримальди отмечена положительная аномалия; в шести других случаях над кратерами зафиксированы интенсивные отрицательные аномалии и в других случаях (Лансберг, Рейнер) аномалий не отмечено (табл. 3) (Gottlieb et al., 1970; Sjogren et al., 1971).

Отрицательные аномалии над лунными кратерами или наличие пород с низкой плотностью под дном кратеров может рассматриваться с метеоритных позиций, как прямая аналогия с аномалиями на земных метеоритных кратерах, так как гравиметрическими и буровыми работами на них установлено, что отрицательные аномалии обусловлены брекчированными породами, залегающими под дном, а также, что объемы брекчий и их мощности пропорциональны размерам кратеров, т. е. энер-

Кратер	Диаметр кратера, км	Высота полета корабля, км	Гравитационная аномалия, мГл	Автор
Птолемей	145	14	-140	Gottlieb et al., 1970
Аль-Баттани	130	15	-100	То же
Безымянный кратер (105° в. д., 12° ю. ш.)	85	76	-90	»
Кирилл	105	25	-100	»
Гримальди	200	100	+20	Muller, Sjogren, 1969
Теофил	104	22	-160	Sjogren et al., 1971
Гиппарх	150	16	-100	То же

гии метеоритного взрыва (Innes, 1961, 1964; Dence et al., 1968; Dence, 1964; 1965; Dennis, 1971; Milton et al., 1972).

Однако при таком подходе аномалии над лунными кратерами должны быть пропорциональны их размерам, так как в лунных условиях последующие эрозия и накопление материала существенного влияния на характер гравитационной аномалии оказать не могут. Но из табл. 3 видно, что корреляции между размерами кратеров и величиной аномалий не устанавливается. Отмеченное несоответствие вряд ли может быть объяснено поверхностной (горизонтальной) неоднородностью Луны и существенным различием окружающих кратеры пород. Кроме того, с метеоритных позиций не представляется возможным интерпретировать положительную аномалию над Гримальди, отсутствие аномалии над Лансбергом и др. В нашу задачу не входит критическое рассмотрение метеоритной гипотезы, однако результаты гравиметрического изучения лунных кратеров и морей показывают, что лежащая в основе метеоритной гипотезы идея постепенного непрерывного перехода от мелких кратеров к средним, к большим, к гигантским и к круговым морям (Baldwin, 1963) подтверждения не находит. Гравитационные аномалии над большими кратерами и круговыми морями различаются принципиально (отрицательные и положительные). Следовательно, различно и глубинное строение кратеров и морей и соответственно генезис их.

Более перспективной представляется интерпретация отрицательных гравиметрических аномалий с вулканологических позиций. В земных условиях отрицательные аномалии характерны для вулканотектонических депрессий и большинства кальдер, образование которых связывается с поступлением кислого магматического материала в верхние горизонты коры и сопровождается мощными взрывами с извержением больших объемов пемз и игнимбритов (Зубин и др., 1971). Отложения вулканических взрывов отмечены около некоторых лунных кратеров (Горшков и др., 1970; Storm, Fielder, 1970).

Отрицательные аномалии над лунными кратерами свидетельствуют о том, что процессы дифференциации прошли достаточно глубоко. Показательно, что все кратеры, над которыми отмечены отрицательные аномалии, расположены в горной области. Предположение о наличии кислых вулканических пород в районе кратера Циолковский было высказано авторами ранее (Горшков и др., 1970). Возможно, что кислые вулканические породы слагают цепь «белых гор», окружающих Море Дождей с юга и запада.

#### ВЫВОДЫ

Приведенные данные и их анализ, с нашей точки зрения, отчетливо свидетельствует о том, что главные особенности морфологии лунной поверхности, состава и геологических особенностей лунных образований

хорошо соответствуют вулканической гипотезе. Соответственно вулканизм представляется главным фактором, определившим основные черты геологии Луны. Аналогия с земными вулканическими процессами представляется полной, если принять во внимание специфические условия протекания вулканизма на Луне. Представляется, что эффект метеоритной бомбардировки носит подчиненный характер. Применение к лунным условиям современных данных в физико-химических процессах в мантии Земли может привести к обоснованным гипотезам о глубинном строении Луны.

Авторы выражают благодарность докторам Ч. Е. Вуду из Аризонского университета, Р. А. Пайку из Астрогеологического отделения А. Е. Вуду из Смитсоннианского института, В. Л. Сьогрену, П. Готлибу, Л. Д. Джаффи из Лаборатории реактивного движения Калифорнийского технологического института, директору Центра им. Годдарда Дж. А. Ветту за предоставленные материалы и иллюстрации, использованные в настоящей работе.

#### Литература

- Богоявленская Г. Е., Эрлих Э. Н. Полевошпатовые включения в кислой пирокластике современных вулканов.— В сб. «Ксенолиты и гомеогенные включения». М., «Наука», 1969.
- Горшков Г. С., Мелекесцев И. В., Штейнберг Г. С., Эрлих Э. Н. О строении кратера Циолковский.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2.
- Гуткин А. М., Райтбурд Ц. М., Слонимская М. В., Сушкин Н. Г., Фомина И. А. Об особенностях образования лавовых покровов на Луне.— В сб. «Проблемы геологии Луны». М., «Наука», 1968.
- Зубин М. И., Мелекесцев И. В., Таракановский А. А., Эрлих Э. Н. Четвертичные кальдеры Камчатки.— В сб. «Вулканизм и глубины Земли». М., «Наука», 1971.
- Зубин М. И., Иванов Б. В., Штейнберг Г. С. Глубинное строение Крымского вулкана и некоторые вопросы генезиса кальдер.— Геол. и геофизика, 1971<sub>2</sub>, № 1.
- Кропоткин П. Н. Гравиметрия и рельеф Луны.— Геотектоника, 1971, № 1.
- Кутыев Ф. Ш., Эрлих Э. Н. Петрология базальтов Харчинского вулкана.— Бюл. вулканол., 1973, № 49.
- Марков М. С., Суханов А. Л. Масконы впадин лунных морей.— Природа, 1970, № 3.
- Сафронов В. С. Лунные масконы и изостазия.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 1.
- Трифонов В. Г. Гравитационные аномалии Луны в свете геологических данных.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 1.
- Шеймович В. С. Соотношение фаций вулкана Огонсиглы.— В сб. «Магма малоглубинных камер». М., «Наука», 1970.
- Штейнберг Г. С., Балеста С. Г., Зубин М. И., Таракановский А. А. Геологическое строение Авачинского вулкана по геофизическим данным.— В сб. «Вулканизм и глубинное строение Земли». М., «Наука», 1966.
- Anderson A. T., Crewe A. V., Goldsmith J. R., Moore P. B., Newton J. C., Plsen E. J., Smith J. V., Wyllie P. J. Petrologic history of Moon suggested by petrography, mineralogy and crystallography.— Science, 1970, v. 167, No. 3918, pp. 587—590.
- Baldwin R. B. The Measure of the Moon. Chicago Univ., Chicago Press, 1963, p. 488.
- Baldwin R. B. A new method of determining the depth of the lava in Lunar Maria.— Pubs. Astron. Soc. Pacific, 1970, v. 82, No. 488.
- Baldwin R. B. The question of isostasy on the Moon.— Phys. Earth Planet Inter., 1970<sub>2</sub>, v. 4, p. 167—179.
- Booker J. R. Mare Oriental gravity anomaly.— Nature, 1970, No. 5253, p. 56.
- Conel I. E., Holstrom G. B. Lunar Mascons: A new surface interpretation.— Science, 1968, v. 162, No. 3860, 1403.
- Dence M. R., Innes M. J. S., Robertson P. B. Recent geological and geophysical studies of Canadian craters. In book «Shock Metamorphism of Natural Materials», ed. V. M. French and N. M. Short. Mono Book Corp., 1968.
- Dence M. R. A comparative structure and petrographic study of probable Canadian Meteorite craters.— Meteoritics, 1964, v. 2, p. 249—270.
- Dence M. R. The extraterrestrial origin of Canadian Craters.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1965, v. 123, No. 2, 941.
- Dennis I. G. Ries structure, Southern Germany, A Review.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 23, 5394.
- Douglas J. A. V., Dence M. R., Plant A. G., Traill R. J. Mineralogy and deformation in some lunar samples.— Science, 1970, v. 167, No. 3918, 594—597.
- Furumoto A. S., Thompson N. Y., Wollard G. P. The structure of Koolau Volcano from seismic refraction studies.— Pacif. Sci., 1965, v. XIX, No. 3, 306—314.

- Gottlieb P.* Estimation of local lunar gravity features.— *Radio Sci.*, 1970, v. 5, No. 2, p. 301—312, Discuss., 312.
- Gottlieb P., Muller P. M., Sjogren W. L., Wollenhaupt W. R.* Lunar gravity over large craters from Apollo 12 tracking data.— *Science*, 1970, v. 168, No. 3930, p. 477—479.
- Goudas C. L.* Lunar «mascons».— *Nature*, 1968, v. 220, No. 5172, 1111—1112.
- Innes M. J. S.* The use of gravity methods to study the underground structure and impact energy of meteorite craters.— *J. Geophys. Res.*, 1961, v. 64, No. 7, 2225.
- Innes M. J. S.* Recent advanced in meteorite crater research at the Dominion Observatory, Ottawa, Canada.— *Meteoritics*, 1964, v. 2, 213—241.
- Kaula W. M.* Interpretation of Lunar mass concentrations.— *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1969, v. 2, No. 2, p. 123—137.
- Kell K., Prinz M., Bunch T.* Mineral chemistry of lunar samples.— *Science*, 1970, v. 167, No. 3918, p. 597—599.
- Kushiro J., Nakamura H., Akimoto S. J., Haramura H.* Crystallisation of some lunar mafic magmas and generation of rhyolitic liquid.— *Science*, 1970, v. 167, No. 3918, p. 610—613.
- Latham G. V.* Results from the Apollo lunar seismic experiment.— *Moon*, 1972, v. 3, No. 3, 386—387.
- Malahoff A., Woollard G. P.* Magnetic measurements over the Hawaiian Ridge and their volcanological implications.— *Bull. volcanol.*, 1966, t. XXIX.
- Milton D. I., Barlow B. C., Brett R., Brown A. R., Glirson A. Y., Manwaring E. A., Mose F. J., Sedwick E. C. E., Van Son J., Young G. A.* Gosses Bluff impact structure, Australia.— *Science*, 1972, v. 175, 1199—1207.
- Murase T., McBirney A. R.* Viscosity of Lunar lavas.— *Science*, 1970, v. 167, No. 3924, p. 1491—1493.
- Muller P. M., Sjogren W. L.* Mascons: Lunar mass concentrations.— *Science*, 1968, v. 161, No. 3842, p. 680—684.
- Muller P. M., Sjogren W. L.* Lunar gravimetry and mascons.— *Apl. Mech. Revs.*, 1969, v. 22, No. 9, p. 955—959.
- Murphy J. P., Siry J. W.* Lunar mascons evidence from Apollo orbits.— *Planet. and Space Sci.*, 1970, v. 18, No. 8, p. 1137—1141.
- O'Keefe J. O.* Isostasy on the Moon.— *Science*, 1968, v. 162, No. 3860, p. 1405—1406.
- Ringwood A. E., Essene E.* Petrogenesis of lunar basalts and the internal constitution and origin of the Moon.— *Science*, 1970, v. 167, No. 3918, p. 607—610.
- Sjogren W. L., Gottlieb P., Muller P. M., Wollenhaupt W.* Lunar gravity via Apollo 14 Duppler radio tracking. Latest Investigations of the Moon. 14th Plenary Meeting of COSPAR, Seattle, Washington, USA June 17 — July 2, 1971.
- Stipe I. G.* Iron meteorites as mascons.— *Science*, 1968, v. 162, No. 3860, 1402—1403.
- Storm R. G., Fielder G.* Multiphase eruption associated with the craters Tycho and Aristarchus.— *Common Lunar and Planet. Labor.*, 1970, v. 8, No. 149—152, p. 235—288.
- Urey H. C.* Mascons and the history of the Moon.— *Science*, 1968, v. 168, No. 3860, p. 1408—1410.
- Wise D. U., Yates M. T.* Mascons as structural relief on a lunar «Moho».— *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, No. 2, p. 261—268.
- Wood J. A., Dickey J. S. Yr., Marvin U. B., Powell B. N.* Lunar anorthosites.— *Science*, 1970, v. 167, No. 3918, p. 602—604.
- Wood J. A., Dickey J. S. Yr., Marvin U. B., Powell B. N.* Lunar anorthosites and a geophysical model of the moon. Proceedings of Apollo 11 Lunar Science Conference, 1970, v. 1, p. 965—988.
- Wood J. A., Marvin U. B., Powell B. N., Dickey J. S. Yr.* Mineralogy and petrology of the Apollo 11 Lunar sample. Smithsonian Astrophys. Observ. Spec. Report, 1970, No. 307.
- Wood J. A., Marvin U. B., Reid Y. B., Taylor G. Y., Bower Y. F., Powell B. N., Dickey J. S.* Mineralogy and petrology of the Apollo 12 Lunar sample. Smithsonian Astrophys. Observ. Spec. Report, 1971, No. 333.

Институт вулканологии  
АН СССР  
Петропавловск-Камчатский

Статья поступила  
24 октября 1972 г.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.242

А. Б. ВИСТЕЛИУС

О МЕТОДЕ ОБЗОРА ЧИСЛОВЫХ СОВОКУПНОСТЕЙ,  
СПЕКТРАЛЬНО-ТЕКТОНИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ И ХАРАКТЕРИСТИКЕ  
ВОЛНОВЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО И. А. ОДЕССКОМУ

ВСЕГЕИ под редакцией В. В. Груза в 1968 г. был опубликован сборник, посвященный математическим методам в геологии. В предисловии к этому сборнику указано, что в нем содержится изложение новых методов и что его рукопись просмотрена зав. кафедрой прикладной математики Ленинградского горного института Р. Э. Соловейчиком. Среди других работ в сборнике была опубликована статья И. Г. Ханович, Г. Г. Яновского, А. И. Айнемер, Н. А. Конисской, в которой описывается «новый метод выявления скрытой периодичности». Этот метод назван авторами «методом обзора числовых совокупностей»<sup>1</sup>. Излагая свой метод, авторы отмечают, что в любой наблюдаемой последовательности чисел легко установить интервал, в котором эти числа находятся, а также обнаружить, какое из чисел является наименьшим и какое наибольшим (Ханович и др., 1968, стр. 123). Установив этот факт, авторы дают методы, «которые в основной части алгоритма исследования совпадают с описанной ниже совокупностью операций, выполняемых при выделении скрытых периодичностей в методе, предложенном Бюи-Балло... Однако эти методы существенно отличаются один от другого. В одном случае (Бюи-Балло) принимается предположение, что анализируемая совокупность воспроизводится линейной комбинацией гармонических составляющих, в другом такое положение априорно неоправданно» (Ханович и др., 1968, стр. 124). После описания предлагаемого метода указывается, что «полученные периодограммы можно рассматривать как аналоги спектральных характеристик исследуемых числовых рядов. Эквивалентность периодограмм и кривых спектральных плотностей показана в работе Э. Хенана (1964)» (Ханович и др., 1968, стр. 131), а на следующей странице отмечается, что «проведенное исследование позволяет сделать заключение, что метод простого обзора числовых совокупностей дает возможность относительно несложно провести спектральный анализ и выявить дополнительно ряд общих и индивидуальных особенностей исследуемых разрезов, определить в них периодичность разного порядка, тренд и случайную компоненту. Метод периодограмм проще других приемов спектрального анализа» (там же, стр. 132). В этом же сборнике была опубликована статья, использующая МПС на практике (Одесский, 1968).

Отмеченные публикации вызвали серию трудов, основывающихся на предложенном методе. «Геотектоника» поместила исследование И. А. Одесского и А. И. Айнемера (1969), «Геоморфология» — работу А. Н. Ласточкина и И. А. Одесского (1970). На выход отмеченных статей откликнулся журнал «Zeitschrift für Angewandte Geologie», опубликовавший перевод статьи И. А. Одесского (Odesskij, 1970) и И. А. Одесского и А. И. Айнемера (Odesski u. Ajnemer, 1972). Наконец, в 1972 г. вышла в заказном издании монография И. А. Одесского, посвященная 200-летию Ленинградского горного института (Одесский, 1972). В аннотации к указанной монографии и далее в тексте (стр. 4, 5, 152) отмечено, что автору с помощью гармонического анализа удалось решить ряд важных задач тектоники. На стр. 34 рассматриваемого труда И. А. Одесский указывает, что «желание отказаться от априорного постулирования наличия определенных периодичностей в геологических разрезах поставило задачу отыскания нового метода исследования числовых наборов, инвариантного относительно характера заданной совокупности. Таким явился метод простого обзора числовых совокупностей» (Одесский, 1972, стр. 34). Далее И. А. Одесский вслед за И. Г. Хановичем с соавторами указывает, что

<sup>1</sup> Для сокращения в дальнейшем метод простого обзора числовых характеристик мы будем называть кратко МПС. Таким образом, вместо того чтобы говорить «пользуясь методом», мы будем писать «пользуясь МПС».

«полученные по алгоритму Бюи-Балло периодограммы, как показал Э. Хенан [222], эквивалентны кривым спектральных плотностей, и их можно рассматривать как аналоги спектральных характеристик исследуемых числовых рядов» (Одесский, 1972, стр. 36). Несколькo далее И. А. Одесский отмечает, что МПС вызвал целый комплекс приемов анализа.

Всему этому можно было бы только радоваться. Однако выявление скрытых периодичностей в естественных процессах всегда было достаточно сложной задачей. Эту задачу математически удалось поставить только после работ Фишера (Fisher, 1929) и Вольда (Wold, 1938). Поэтому результаты, объявленные И. Г. Хановичем с соавторами, естественно привлекли внимание Ленинградского отделения Математического института им. В. А. Стеклова АН СССР.

По поручению дирекции этого института автором была составлена рецензия на все упомянутые публикации. Эта рецензия дана ниже.

### Простой метод обзора численных характеристик (МПС)

Пусть имеется последовательность чисел и мы хотим выяснить, не являются ли они значениями линейной комбинации синусоид. Если слагаемых в этой комбинации не слишком много, если периоды синусоид достаточно различны, а длина изучаемой последовательности велика, то можно воспользоваться следующим приемом. Будем составлять из

чисел последовательности таблицы, содержащие от двух до  $\lfloor \frac{n}{2} \rfloor$  столбцов. Таблицу из двух столбцов заполним так, что в первую строку войдут первое и второе число с начала изучаемой последовательности, во вторую строку — третье и четвертое число и т. д. В таблицу с тремя столбцами впишем в первую строку по порядку три первых числа последовательности, во вторую строку — по порядку три следующих числа и т. д. Просуммируем теперь все столбцы поочередно в каждой из таблиц. Для каждой таблицы определим разность между наибольшей и наименьшей суммой по столбцам. По результатам подсчетов в таблицах построим график. По горизонтальной оси этого графика отметим число столбцов в таблице, а по вертикальной — разность указанных сумм в той же таблице. Построенный таким образом график назовем периодограммой. Легко понять, что резко выделяющиеся на нем максимумы отвечают периодам синусоид, определяющих числа последовательности. М. С. Серебрянников и А. А. Первозванский (1965) называют описанную процедуру вычислительной схемой Бюи-Балло. Э. Уиттекер и Г. Робинсон (1933) пишут, что это удобный вспомогательный прием, полезный, когда не нужно высокой точности и требуется сэкономить время на расчеты. МПС отличается от изложенного метода следующим.

а) Подчеркивается необходимость отбросить последние строки во всех таблицах, где последняя строка неполностью заполнена. Иными словами, рекомендуется работать со столбцами равной высоты в пределах каждой таблицы.

б) Полученные по каждой таблице разности нормируются путем деления на  $2p$ , где  $p$  — число строк в таблице.

в) При расчете рекомендуется определять процент строк в каждой табличке, в которой минимумы и максимумы совпадают с минимальной и максимальной суммами для данной таблички. Полученные проценты выписываются внизу табличек.

г) Если на периодограмме оказывается большое число зубцов и это не устраивает исследователя, то периодограмма сглаживается.

Из приведенных данных следует, что МПС характеризуется следующим.

а) Методы Бюи-Балло и МПС ничем принципиально не различаются. Они имеют ограниченное применение в ситуации, обрисованной в начале настоящего параграфа. Так как строго детерминированный подход непригоден при анализе геологических разрезов, то нет никаких оснований ожидать, что МПС может дать реальные результаты в этой области. МПС ни в какой мере не дублирует и не заменяет современных методов спектрального анализа, которыми и следует пользоваться в задачах геологии.

б) Нормировка, введенная в МПС, приводит к тому, что математические ожидания ординат периодограммы образуют монотонно возрастающую кривую (тренд). Вначале тренд сравнительно велик, в конце же он близок к нулю.

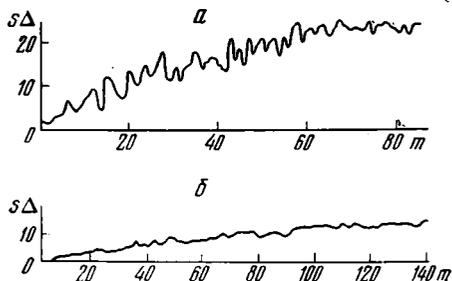
в) Сведения о проценте строк в таблицах с соответствующим положением минимумов и максимумов не входят в алгоритм и не используются. Они введены только для украшения. Если вспомнить, что геологические разрезы неизбежно содержат случайную компоненту, то требование о совпадении максимумов и минимумов по отдельным строкам бессмысленно; важно поведение в целом, что определяется суммами, а не поведением чисел в отдельных строках.

г) Сглаживание периодограмм вносит в метод полный произвол. В этом отношении весьма показателен следующий факт. Установив, что на несглаженной периодограмме имеется крошечный зубчик, исчезающий после сглаживания (Ханович и др., 1968, рис. 3, стр. 128), и желая почему-то сохранить этот зубчик, авторы МПС пишут, что операция сглаживания «...все же приводит к потере частных, но существенных особенностей исследуемой кривой, ... т. е. характерных детерминированных природой особенностей» (там же стр. 127). Но где граница между мелкими зубчиками, детерминированными природой, и совершенно такими же, не детерминированными той же природой?

В целом МПС относится к той же группе методов, которые подверглись уничтожающей критике Р. Фишера (Fisher, 1929) и о которых В. Феллер пишет: «В свое время было модным вводить модели такого рода и открывать «скрытую периодичность» для солнечных пятен, цен на пшеницу, поэтическое творчество и т. д. Подобные скрытые периодичности открывали с такой же легкостью, как ведьм в средневековое время» (Феллер, 1967, т. 2, стр. 101).<sup>1</sup>

Для того чтобы проиллюстрировать справедливость сказанного, мы произвели следующий опыт. На первой странице таблицы случайных чисел (Оуэн, 1966, стр. 519) были взяты подряд все числа, равные кодовым номерам, принятым в книге И. А. Одесского (1972, стр. 15). Образованная таким способом последовательность с числом членов, равным числу членов в описанных И. А. Одесским разрезах, была исследована МПС. Полученная периодограмма приведена на рис. 1. На этом же рисунке дана периодограмма,

Периодограммы МПС  
*a* — последовательность случайных чисел; *b* — разрез 25 Т (Ханович и др., 1968)



приводимая авторами МПС в их статье в качестве примера (Ханович и др., 1968, рис. 3, стр. 128). Сравнение приведенных рисунков показывает, что высота максимумов на обеих периодограммах одного порядка. Иными словами нет доказательств того, что приводимая в качестве примера периодограмма выделяет какие-либо периоды.

Вся история с «внедрением» МПС не может не вызвать удивления. Дело в том, что имеются методы и готовые программы, корректно решающие интересующую И. А. Одесского и его коллег задачу. Для этого достаточно ознакомиться хотя бы с книгой М. Г. Серебренникова и А. А. Первозванского (1965), цитируемой И. А. Одесским в его книге под № 182. Имеется также много геологических работ, в которых показана специфика геологического материала (см. исследования Крамбайна, Шварцахера, Хейсканена, Поттера, Кноринга и др.). Зачем же нужно пропагандировать в качестве нового совершенно непригодный в данной ситуации метод, показывая одновременно полное непонимание геологической стороны задачи.

Обратимся теперь к разбору спектрально-тектонического анализа и волновой теории И. А. Одесского, порожденных использованием МПС. Дефектность МПС в данной ситуации делает это на первый взгляд излишним, но нужно выяснить, нет ли в книге И. А. Одесского (1972) полезных аспектов, возникших в результате группировки материала, которые стоит оттенить. Из этих соображений мы и разберем его исследования специально.

### Спектрально-тектонический анализ и теория волновых движений земной коры И. А. Одесского

И. А. Одесским использованы в его работе следующие идеи.

1. В геологическом разрезе fossilизированы колебательные движения земной коры. Эти движения осуществлялись одновременно по нескольким синусоидальным законам. Из разреза могут быть выделены и исследованы отдельные синусоиды, отвечающие этим законам. Таким образом, возможно исследовать отдельно каждый порядок колебательных движений. Против этой идеи в аппроксимационном плане рецензент не возражает, тем более что она была им высказана еще в 1945 г. (Вистелюс, 1945) и затем систематически разрабатывалась как им самим (Вистелюс, 1963), так и целым рядом других лиц (у нас в СССР, в частности, Хейсканеном, Кнорингом и др.) Интересно отметить, что именно эта идея лежала в основе диссертации, защищенной К. И. Хейсканеном в Ленинградском горном институте, т. е. в том учреждении, где работает И. А. Одесский. К сожалению, никаких ссылок на указанные работы в исследованиях И. А. Одесского нет.

<sup>1</sup> В оригинале написано: «For a time it was fashionable to introduce models of this form and to detect «hidden periodicities» for sunspots, wheat prices, poetic creativity, etc. Such hidden periodicities are to be discovered as easily as witches in medieval times, but even strong faith must be fortified by a statistical test» (W. Feller. An introduction to Probability. Theory and its Applications, vol. II, p. 77. Wiley & Sons, 1966).

2. Названия пород могут быть арифметизированы и полученные таким способом числовые последовательности могут быть обработаны как любая другая числовая последовательность. Эта идея была разработана в 1946 г. и после длительного использования на практике опубликована (Вистелиус, 1957). При этом была важна не идея кодирования, а опыт, показавший, что при достаточной осторожности в строго фиксированных условиях с помощью обработки последовательностей кодовых номеров могут быть получены геологически полезные результаты. И. А. Одесский использовал этот опыт. Однако он без достаточных оснований провел анализ далее, чем это позволяет материал. Дело в том, что операция кодирования при наличии периодической составляющей сама может порождать гармоники. Эти гармоники, естественно, не имеют никакого геологического смысла. И. А. Одесский допустил существование гармоник высокого порядка, не доказав, что его код не может порождать таких гармоник. Он высказал разумную мысль об использовании в качестве кодовых номеров гидравлических радиусов обломочных частиц, но не использовал эту идею, приняв равномерный, так кажется, не рациональный код.

3. При изучении разрезов есть задачи, в которых эти разрезы разумнее представлять в масштабе абсолютного времени, а не в масштабе мощности. Это правильная мысль. У нас она развивалась А. Б. Роновым. Никаких ссылок на работы А. Б. Ронина в книге И. А. Одесского нет.

Из сказанного видно, что исходные геологические идеи о наличии в разрезе следов колебательных движений и использовании абсолютного времени заимствованы И. А. Одесским у других авторов разумно. Идея кодирования также в общем полезна, но использование ее так, как это сделано И. А. Одесским, связано с опасностями, которых он не замечает.

В методическом отношении, как отмечалось, И. А. Одесский слепо следует за МПС. Достаточно, например, отметить, что в формуле (6б) на стр. 127 (Ханович и др., 1968) имеется явная опечатка (в верхнем пределе суммирования). Эта опечатка воспроизведена в книге И. А. Одесского в формуле (6) на стр. 36 (Одесский, 1972). При сколько-нибудь квалифицированном разборе МПС ясно, что формулы (4)—(7) (Ханович и др., 1968, стр. 126—127) тривиальны. И. А. Одесский, не замечая тривиальности формул, механически их воспроизводит. При этом формулы (5) и (6) в книге И. А. Одесского переписаны с грубыми ошибками, делающими их вообще бессмысленными. Разбирать все эти промахи бессмысленно, так как сам метод не адекватен поставленной задаче.

Посмотрим, однако, что делает И. А. Одесский с первичным материалом — может быть, в процессе счета возникло что-либо заслуживающее внимания, как это было с кодированием (гидравлические радиусы). Для этого прежде всего нужно выяснить, как документирована работа.

Из приведенных И. А. Одесским материалов можно догадаться, как получены периодограммы. Они приведены на стр. 42—44 на рис. 9, и это основной документ, на котором все построено. Рассматривая эти диаграммы и сравнивая их с рис. 1, где приведена периодограмма последовательности случайных чисел, видим, что экстремумы на периодограммах, документирующих исследования И. А. Одесского, того же порядка величины, что и на периодограмме последовательности случайных чисел. Иными словами, ничего, кроме случайных осцилляций, периодограммы в книге И. А. Одесского не указывают. Это относится как к периодограммам кодовых последовательностей, о которых мы говорили, так и в еще большей мере к периодограммам рельефа, приведенным на стр. 114, 115 (той же особенностью, конечно, отличаются периодограммы, опубликованные И. А. Одесским в соавторстве с другими лицами в цитированных статьях). Иными словами, никаких аргументов в пользу существования периодического механизма седиментации или рельефообразования *как физического явления* с помощью МПС И. А. Одесский не обнаружил. Наоборот, если относиться достаточно критично к тому, что дает МПС, то приведены совершенно однозначные доказательства отсутствия *детерминированного* периодического механизма. Здесь, однако, нужны уточнения. Они следующие. Если мы подсчитаем распределение частот максимумов по их абсциссам на периодограммах И. А. Одесского, то обнаружим, что имеются некоторые интервалы, в которых эти максимумы сгруппированы. Именно их И. А. Одесский и пытался интерпретировать.

Вызываются эти группировки следующим. И. А. Одесский изучал крупную платформенную область и зоны погружения, окружающие ее. На всей этой области процесс осадконакопления развивался достаточно однородно. Действительно, имело место региональное распространение кор выветривания в нижней юре, специфическое терригенное осадконакопление в средней юре. В верхней юре появляются карбонатные и лагунные отложения. Регионально распространены песчаники альба, повсеместно несущие характерные конкреции. Карбонатное осадконакопление охватило не только область, изученного И. А. Одесским, но и вообще большую часть земного шара во второй половине мела. Иными словами, все разрезы исследованной толщи при столь грубом описании их, как это сделано И. А. Одесским, являются тождественными. Таким образом, все периодограммы повторяют свойства исследованной толщи. И если в этой толще имеются мелкие квазипериодические осцилляции, то эти осцилляции, естественно, повторяются во всех разрезах. Такие осцилляции всегда возникают при сложении случайных причин и не могут служить доказательством существования определенного периодического механизма. Это общее явление, хорошо известное всем лицам, изучавшим математические свойства осадочных толщ. И. А. Одесский не учел этого обстоятельства и интерпретировал как

физическое явление все эти мелкие флюктуации. Для того чтобы смысл мелких зубцов на периодограммах хоть как-то обосновать, нужно иметь независимые наблюдения (разрезы), а их получить в геологии, работая в пределах одного, даже весьма большого региона, почти невозможно. Именно по этой причине все предшественники И. А. Одесского, работы которых И. А. Одесский почему-то не приводит, пользовались современными методами, эффективными в этой ситуации, а не рецептами первой половины XIX в.

Кроме периодограмм в книге И. А. Одесского приведено довольно много кривых. Все они, по мнению И. А. Одесского, изображают синусоиды или суммы синусоид. С этих кривых снимаются оценки амплитуд или фаз на том или ином уровне, эти оценки картируются и по ним делаются далеко идущие выводы. В частности, именно эти кривые породили волновую теорию И. А. Одесского. К сожалению, оценить эту часть работы И. А. Одесского в деталях невозможно, так как нет никакой документации вычислений. Прежде всего совершенно неясно, как фиксированы относительно разреза все эти кривые, а это может иметь решающее значение. Неясно, как И. А. Одесский отделяет друг от друга синусоиды, периоды которых различаются всего на несколько миллионов лет, при ошибке в определении положения точки наблюдения примерно в 10 млн. лет и при наличии в разрезах скрытых стратиграфических несогласий. Таких вопросов технического характера возникает множество. В зависимости от того, как технически решалась задача, можно вынести решение о ценности построения. Так как ничего о технической стороне не известно, то ничего сказать о книге в этой части нельзя. Здесь нельзя отделяться восклицаниями. Так, например, И. А. Одесский весьма обрадован тем, что нашел зубчики на периодограммах, по его мнению выделяющими «цикл» с длительностью около 30—45 млн. лет, отмечаемый Н. М. Страховым (Одесский, 1972, стр. 56). Между тем если посмотреть на диаграмму на рис. 1, отвечающую последовательности случайных чисел, то на ней также имеется максимум, отвечающий 43 точке. Таким образом, и здесь выделяется «цикл» с периодом примерно в 30—45 единиц, установленный Н. М. Страховым.

Обращение к деталям счета и интерпретации отдельных построений, даваемых И. А. Одесским, вызывает настороженность. Например, И. А. Одесский и А. И. Айнемер пишут: «Несомненный интерес представляет «поведение» периодограмм... Эти последовательности могут быть представлены в виде прямых (трендов), исходящих из начала координат и отображающих направление процесса осадконакопления. Углы наклона этих трендов (табл. 4) показывают степень интенсивности (амплитуду) колебательных тектонических движений и хорошо согласуются с современными представлениями о подвижности тех областей, где располагаются соответствующие геологические разрезы (см. рис. 2)» (Одесский, Айнемер, 1969, стр. 84). Эта мысль повторена и в книге И. А. Одесского: «Исходя из принципа построения периодограмм, можно заключить, что угол наклона тренда отражает степень интенсивности (амплитуду) колебательных движений: с возрастанием интенсивности угол увеличивается, с затуханием — уменьшается» (Одесский, 1972, стр. 45). В действительности угол тренда зависит от значений кодовых номеров, не давая ничего нового по сравнению с ними, и от того, на сколько точек наблюдений разбит изучаемый разрез. Но выводы И. А. Одесского сомнительны не только в подобных заключениях, но и из-за наличия явных вычислительных ошибок, бросающихся в глаза при чтении работы даже без расчетов. Например, из графиков 2, 5, 6, 17, 30 и др. на рис. 9 видно, что заведомо ошибочно рассчитан тренд. Со стр. 52 начинается в книге И. А. Одесского глава, называемая «Синтез геологических разрезов». Здесь описывается операция, которую продельвает каждый лаборант-вычислитель после разложения кривой, проверяя, не сделал ли он арифметической ошибки в расчетах. Всем этим простейшим расчетам приписывается какое-то внутреннее содержание, якобы контролирующее физический смысл разложения, чего на самом деле нет. Глава эта иллюстрирована рядом рисунков. Из этих рисунков совершенно ясно, что, вопреки утверждениям И. А. Одесского, кривые на рисунках в ряде случаев не являются суммой указанных им синусоид. Более того, это вообще не суммы малого числа синусоид. Как, например, две синусоиды могут дать хотя бы отдаленно напоминающее то, что изображено под индексом I на графике 24 на рис. 14 труда И. А. Одесского? Если при этом вспомнить, что И. А. Одесский под этим рисунком указал, что амплитуда синусоиды с периодом около 10 млн. лет не играет никакой роли, то отмеченная кривая должна, по мысли И. А. Одесского, изображать обычную синусоиду, на самом же деле проведенная им кривая может быть чем угодно, но только не синусоидой.

Подобный разбор можно продолжать еще долго, но вряд ли это нужно.

Резюмируют сказанное следующие выводы.

1. МПС не рекомендуется применять в геологических исследованиях. МПС не эквивалентен и не заменяет современных методов спектрального анализа.

2. Спектрально-тектонический анализ в редакции И. А. Одесского не имеет в геологии научного или практического значения.

3. Теория волновых движений земной коры, содержащаяся в книге И. А. Одесского, не имеет документальных оснований. Она не вытекает из приводимых И. А. Одесским материалов.

4. Мысль И. А. Одесского о кодировании обломочных пород в единицах гидравлического радиуса частиц, слагающих породу, заслуживает внимания и разработок.

Постараемся теперь выяснить, почему могли появиться обнаруженные ошибки. Для этого рассмотрим существующую в математической геологии обстановку.

Математическая геология широко применялась при решении следующих важнейших вопросов региональной и общей геологии.

а) Именно математической геологией, а не какой-либо другой геологической дисциплиной была впервые установлена связь между формированием тектонических структур и осадконакоплением для палеозойских отложений Русской платформы. Одновременно было показано, что физические свойства этих отложений определяются в основных чертах процессом осадконакопления.

б) Математическая геология дала методы, позволяющие вести геологическое картирование немых тонкослоистых толщ. Одновременно она выдвинула новую концепцию происхождения продуктивной толщи Апшеронского п-ова и песчаных отложений нефтеносного миоцена Предкавказья. С помощью математической геологии была откартирована красноцветная толща Челекена и расшифрована его тектоническая структура, что было подтверждено глубоким бурением. Это не удавалось сделать ранее в течение почти 60 лет. Методы расчленения и сопоставления геологических разрезов немых толщ, выработанные математической геологией, применялись и применяются от Апшеронского п-ова до Замбии и Канады и от США и Алданского щита до Карелии и Индии. Везде они оказывались эффективны, хотя здесь имеются большие возможности усовершенствований.

в) Математическая геология расшифровала организацию вещества в магматических гранитных массивах, выявила новый тип генетической зональности в этих массивах и дала методы их картирования.

г) Математическая геология позволила создать новую концепцию генезиса мезозойского вулканизма и связи с ним оловоносности для всей Северо-Восточной Азии, что создает перспективы для построения принципиально новой стратегии поисков олова на этой территории.

д) Применение отдельных методов математической геологии привело к открытию в Канаде новых нефтяных месторождений, а в южной Африке позволило на порядок повысить точность подсчета запасов золота в конгломератах Ренда.

е) Математическая геология заметно повысила культуру обработки геологических наблюдений.

Отмеченное указывает, что методы математической геологии соответствуют геологическим объектам, несмотря на всю их сложность. Эти методы проверены на разнообразнейшем материале и введение их вполне оправдано.

С другой стороны, непреложным фактом является обескураживающая бессодержательность большого числа публикаций в этой области. Сейчас, когда создаются АСУ, проблема содержательности решений математической геологии является проблемой государственной важности. Достаточно ввести в АСУ ошибочный метод, как целая отрасль промышленности минерального сырья окажется дезориентированной. Некоторые признаки такого явления возникшие из-за непродуманного использования ЭВМ, к сожалению, уже намечаются.

Основным бедствием в математической геологии является принципиально неправильная ориентация развития работ. Предполагается, что достаточно овладеть элементарными методами подсчета статистических оценок для того, чтобы стать математическим геологом. Если такие подсчеты сопровождаются еще хотя бы примитивными математическими выкладками, то такое лицо немедленно превращается в выдающегося специалиста, начинает руководить крупными работами, пишет рецензии в ведущие журналы и поучает опытных геологов тому, как им заниматься геологией. Между тем даже определенный навык к вычислениям не свидетельствует о математической грамотности соответствующего лица, а простейшие математические расчеты не указывают на способность строить заключения по весьма сложному и специфическому геологическому материалу. Но если бы даже с математическими знаниями дело обстояло благополучно, чего как правило, нет, то это не гарантировало бы успех, так как последний обеспечивается пониманием того, как ввести математическую постановку в очень своеобразную и непростую геологическую проблематику. Именно по этой причине математики не в состоянии решать проблемы, встречающиеся в других науках. По этой причине и существуют математическая физика, математическая лингвистика, математическая геология и т. д. Проблема не в заимствовании, а в развитии математики в оригинальном аспекте в каждой из этих дисциплин в отдельности.

Исследование по математической геологии требует прежде всего глубокого анализа геологической стороны предмета. Когда проблема поставлена, установлено, что в ней основное и чем можно пожертвовать, начинается математический этап работы. Он заключается в том, чтобы найти оптимальный аппарат для работы в условиях данной конкретной задачи. Часто на этом этапе приходится вести исследовательскую работу математического типа, т. е. давать точные определения, доказывать теоремы и т. п. Наконец, наступает этап, когда можно начать вычисления. Получающиеся же при этом результаты отнюдь не являются чем-то незбылемым. Они требуют снова всестороннего рассмотрения и самой тщательной проверки с различнейших точек зрения. Только такого типа исследования действительно гарантируют удовлетворительный результат. Покажем на примерах, что выпадение того или иного этапа в исследовании приводит к самым неблагоприятным результатам.

1) Неудача группы И. А. Одесского и А. И. Айнемера связана с непониманием ими специфики процесса осадконакопления. В частности, ими не учтены соотношения между

колебаниями фациального характера отложений около изохронных поверхностей и роль в накоплении осадочной толщи скрытых межслоевых размывов. Наконец, отсутствовал этап оценки адекватности выбранного ими алгоритма основным чертам процесса осадконакопления.

2) ВСЕГЕИ многократно рекламировался так называемый метод корреляции от корреляции. Существо его в том, что вычисляются оценки коэффициентов корреляции между элементами векторов корреляционной матрицы, а затем эти оценки интерпретируются. Между тем корреляционные матрицы, за исключением редких случаев, не являются ортогональными. Таким образом, косинусы углов между их векторами по построению не равно нулю. Но формулы для расчета указанных косинусов и коэффициентов корреляции совпадают. Следовательно, непосредственно сравнивать с нулем получаемые оценки коэффициентов корреляции и давать им геологическую интерпретацию бессмысленно. Между тем этот метод рекомендовался в лекциях в вузах, выводы из него докладывались на всесоюзных совещаниях, выносились рекомендации по его применению на курсах повышения квалификации. Не лучше ли было бы в этом случае предложить автору метода просто ознакомиться с основами математики, прежде чем дезинформировать широкие круги геологов?

в) В течение ряда лет официально внедрялся метод выделения «статистически однородных объектов». Этот метод построен на аксиоматике процесса осадконакопления, введенной автором настоящих строк в 1957 г. В нашей статье при этом были приведены примеры, когда эта аксиоматика может быть принята и когда она заведомо неприменима. Эффективность изложенного метода целиком зависит от выполнения указанной аксиоматики. Но из геологических соображений ясно, что в ряде случаев аксиоматика не может соблюдаться, а следовательно, метод не будет решать вопрос. Между тем в известных автору публикациях геологическая сторона вопроса полностью игнорируется. Таким образом, этот метод, хотя и вспомогательный и дублирующий другие методы, вероятно, не худшие, чем он, оказывается дискредитированным из-за игнорирования геологической стороны задачи. Не точны также подходы в плоскости проверки статистических гипотез.

В целом в новой быстро растущей области, ошибки, конечно, неизбежны, и их отсутствие свидетельствовало бы только о застое. Однако там, где их легко избежать, а в приведенных примерах дело обстоит именно так,—нельзя успокаивать себя трудностями роста. Кроме того, нужно следить, чтобы ошибки были в частностях, а не в общей линии развития, как это в значительной мере имеет место в настоящее время.

Пока не поздно, нужно принимать меры. Однако здесь за отсутствием места останавливаться на этом достаточно сложном, хотя и ясном, вопросе нет возможности.

### Литература

- Вестелиус А. Б.* О выражении результатов фоссиллизации колебательных движений земной коры с помощью ряда...— Докл. АН СССР, 1945, т. 49, № 7.
- Вистелиус А. Б.* Региональная литостратиграфия и условия формирования продуктивной толщи юго-восточного Кавказа.— Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт., 1957, т. 69, вып. 2.
- Вистелиус А. Б.* Фазовая дифференциация палеозойских отложений Среднего Поволжья. Л. Изд-во АН СССР, 1963.
- Ласточкин А. Н., Одесский И. А.* Гармонический анализ гипсометрических профилей с целью выявления волнообразных деформаций.— Геоморфология, 1970, № 2.
- Одесский И. А.* Применение метода обзора числовых совокупностей для выявления крупных циклов осадконакопления.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1968, т. 150, вып. 1.
- Одесский И. А., Айнемер А. И.* Гармонический анализ осадочных толщ с целью выявления периодичности осадконакопления.— Геотектоника, 1969, № 6.
- Одесский И. А.* Волновые движения земной коры. Л., «Недра», 1972.
- Серебренников М. Г., Первозванский А. А.* Выявление скрытых периодичностей. М., «Наука», 1965.
- Уиттекер Э., Робинсон Г.* Математическая обработка результатов наблюдений ГТТИ. Л.— М., 1933.
- Феллер В.* Введение в теорию вероятностей и ее приложение, т. 2, М., «Мир», 1967.
- Ханович И. Г., Яновский Г. Г., Айнемер А. И., Конисская Н. А.* Метод обзора числовых совокупностей для изучения строения разрезов осадочных толщ.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1968, т. 150, вып. 1.
- Хенан Э.* Анализ временных рядов. М., «Наука», 1964, стр. 215.
- Fisher R.* Tests of significance in harmonic analysis.— Proc. Roy. Soc. London A, 1929, v. 125.
- Odesski I.* Über die Anwendung einer Methode der Auswertung von Zahlengesamtheiten zur Ausgliederung grosser Sedimentations zyklen.— Z. angew. Geol., 1970, B. 16 (H. 9/10).
- Odesski I. A., Ajnemer A. J.* Die harmonische Analyse sedimentärer Folgen zur Ermittlung der Periodizität der Sedimentation.— Z. angew. Geol., 1972, B. 18, H. 3.
- Wold G.* A study in the analysis of stationary time series. Univ. Uppsala, 1938.

## К ВОПРОСУ О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЕ И КЛАССИФИКАЦИИ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ МАТЕРИКОВ<sup>1</sup>

Статья, опубликованная группой ведущих советских тектонистов в журнале «Геотектоника» (№ 5, 1972 г.), касающаяся классификации главнейших структурных элементов земной коры, имеет большое теоретическое и практическое значение. В настоящее время геотектоника, как, пожалуй, ни одна из наук о Земле, отличается крайне небрежным отношением к терминологии. Действительно, часто одними и теми же терминами обозначаются различные объекты или явления и, наоборот, одинаковые явления называются по-разному. Это касается даже таких, глубоко вошедших в геологическую практику и литературу терминов, как «глубинный разлом», «геоантиклиналь», «орогенез», «структурный ярус» и др. Нередко имеет место путаница в соподчиненности понятий. Так, в ряде работ сибирских геологов щит определяется как структура второго порядка по отношению к антеклизе. Кроме того, обилие новых геологических данных в последнее время приводит к появлению все новых и новых тектонических терминов. Само по себе это явление совершенно естественное и неизбежное, но отсутствие каких-либо общепринятых правил в образовании новых тектонических терминов приводит и здесь к терминологическому хаосу. Ненормальное положение имеет место и при присвоении собственных названий тем или иным структурным элементам. В результате в геологической литературе встречаются различные собственные названия одних и тех же структур (Охотско-Чукотский и Охотско-Чаунский вулканический пояс, Южно-Верхоянский и Аллах-Юнский синклиналии, Южно-Алданский и Становой глубинный разлом и т. п.). Иногда одинаковые названия даются различным родственным структурам, расположенным в одном регионе. Чаще всего это отмечается для массивов интрузивных пород.

Такое положение затрудняет чтение тектонической литературы, позволяет различно толковать одни и те же положения и высказывания и в конечном счете существенно тормозит развитие тектонической науки. В связи с этим проблема упорядочения и унификации тектонической терминологии (а следовательно, и различных тектонических классификаций) является одной из важнейших задач современной геотектоники. И естественно, решение этой сложной задачи должно начинаться с рассмотрения номенклатуры крупнейших структурных элементов земной коры. Поэтому статья А. А. Богданова, Л. П. Зоненшайна, М. В. Муратова, В. Д. Наливкина, Ю. М. Пущаровского, В. Е. Хаина, В. М. Цейслера и Н. А. Штрейса — первый и важнейший шаг на пути упорядочения тектонической номенклатуры.

В статье даются определения подразделений тектонической геохронологии, кратко характеризуются главные особенности геосинклинального и платформенного процессов развития и содержатся четкие генетические классификации главнейших структур геосинклинальных складчатых областей и платформ. Эта работа является прочной основой, на которой должна строиться вся сложная система современных тектонических классификаций для объектов и явлений различных порядков.

Вместе с тем статья вызывает два замечания.

1. В качестве главнейших структурных элементов земной коры материков в статье выделяются древние платформы (кратоны) и геосинклинальные складчатые пояса. В то же время существуют участки земной коры, которые по характеру тектонических движений, формационному составу слагающих их образований, типу магматической деятельности не могут быть классифицированы ни как кратоны, ни как геосинклинальные складчатые области. К таким структурам в первую очередь могут быть отнесены вулканические и эпиплатформенные орогенные пояса, как это и сделано авторами в их статье.

Вулканические пояса отличаются от платформ интенсивностью магматизма и андезитово-липаритовым составом продуктов извержения. В то же время они не испытали интенсивного погружения и складчатости, т. е. процессов, определяющих геосинклинальный режим. По своим же размерам (протяженность — тысячи, ширина — сотни километров) вулканические пояса вполне сопоставимы с геосинклинальными складчатыми областями.

Эпиплатформенные орогенные пояса отличаются от платформ интенсивностью горообразовательных движений и нередко широким проявлением гранитоидного магматизма. При этом в отдельных случаях процессы орогенеза и магматизма проявлялись в пределах пояса неоднократно. Имеются случаи, когда ни один из этапов развития пояса не может быть с уверенностью определен как платформенный (Джугдзуро-Становой пояс). В связи с этим в таких случаях, вероятно, лучше применять термин «орогенно-магматический пояс». Эпиплатформенные орогенные пояса или оро-

<sup>1</sup> О статье А. А. Богданова, Л. П. Зоненшайна, М. В. Муратова, В. Д. Наливкина, Ю. М. Пущаровского, В. Е. Хаина, В. М. Цейслера, Н. А. Штрейса (Геотектоника, № 5, 1972).

генно-магматические пояса не испытали геосинклинального погружения и складчатости. Наоборот, для них характерна постоянная тенденция к воздыманию и сводово-глыбовые (а не складчатые) деформации. Размеры их сопоставимы с размерами геосинклинальных складчатых областей.

Авторы статьи дают определение вулканическим и эпиплатформенным орогенным поясам, но не подчеркивают их самостоятельного положения в систематике тектонических структур.

Необходимо четко определить положение вулканических и эпиплатформенных орогенных поясов в ряду основных типов материковых структур. Представляется целесообразным считать, что крупнейшими структурными образованиями материков являются устойчивые области (кратоны) и разделяющие их подвижные пояса. При этом в состав последних входят как геосинклинальные складчатые области, так и подвижные области негеосинклинального типа. Последние, по всей вероятности, достаточно разнообразны. В частности, кроме вулканических и эпиплатформенных орогенных (или орогенно-магматических) областей (систем) к ним могут быть отнесены и участки платформ (обычно краевые), захваченные складчатостью, другими словами, эпиплатформенные складчатые системы (Внешний Загрос, Южное Верхоянье, Канадские Скалистые горы и др.). Классификация подвижных областей негеосинклинального типа в настоящее время еще не может быть разработана. Это одна из нерешенных важных задач геотектоники.

2. В статье нет четкого разграничения понятий «орогенез» и «складчатость». С одной стороны, они считаются идентичными, с другой — указывается на различия этих процессов и на последовательность их во времени. С одной стороны, говорится о том, что складчатость завершает собственно геосинклинальный этап, с другой — что процесс складкообразования является принадлежностью орогенного этапа развития геосинклинальных складчатых областей, что на орогенном этапе геосинклинальные поднятия (структуры собственно геосинклинального этапа) превращаются в антиклинории (т. е. складчатые сооружения).

Представляется необходимым четко разграничить понятия «складчатость» и «орогенез». Первое представляет собой процесс образования складчатого сооружения, второе — процесс образования горного сооружения. По времени они могут совпадать или быть разделенными тем или иным промежутком геологической истории. Одновременность складчатых и горообразовательных движений характерна для альпийских складчатых сооружений. Для некоторых областей мезозойской складчатости для этих процессов характерен разрыв во времени. Так, в Южном Верхоянье складчатость имела место в юре и не сопровождалась сколько-нибудь заметным горообразованием, которое активно проявилось лишь в четвертичное время. Для каледонских складчатых систем процессы горообразования вообще не типичны. Наконец, в случае эпиплатформенных орогенных областей имеет место интенсивное горообразование и отсутствует складчатость.

Представляется логичным выделять эпохи складчатости в самостоятельный этап развития геосинклинальных складчатых областей, который в частных случаях может быть совмещен во времени со следующим, орогенным этапом.

В заключение следует еще раз отметить большое значение и своевременность статьи А. А. Богданова, Л. П. Зоненшайна, М. В. Муратова, В. Д. Наливкина, Ю. М. Пушаровского, В. Е. Хаина, В. М. Цейслера и Н. А. Штрейса, которая является началом большой и сложной работы по упорядочению тектонических классификаций и номенклатуры, работы по преодолению препятствий, сдерживающих дальнейшее развитие теоретической и прикладной геотектоники.

Для успеха в этом направлении представляется совершенно необходимым создание организации, аналогичной Межведомственному стратиграфическому комитету, решения которой были бы обязательными для всех, и, в первую очередь, для издательств и редакционных коллегий, выпускающих в свет тектоническую литературу.

Всесоюзное научно-производственное объединение «Аэрогеология»

Статья поступила  
10 ноября 1972 г.

## ХРОНИКА

УДК 551.24

**О ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ПОДКОМИССИИ ПО ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ МИРА  
ВО ВРЕМЯ ПЛЕНАРНОЙ СЕССИИ КОМИССИИ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ  
МИРА (ПАРИЖ, АПРЕЛЬ 1974 г.)**

С 1 по 9 апреля 1974 г. в Париже проходила очередная сессия Комиссии по геологической карте мира (КГКМ) и всех ее подразделений, включая Подкомиссию по тектонической карте мира (ПТКМ). Последняя ведет свою работу с 1956 г. под руководством советских ученых. В ее заседаниях, проведенных под руководством генерального секретаря ПТКМ В. И. Хаина, приняло участие свыше 60 человек из 30 стран, в том числе из СССР В. Е. Хаин, Ю. М. Пущаровский, А. И. Жамойда, С. В. Черноок, В. П. Колчанов, М. Г. Равич, Б. Н. Ерофеев, Г. Д. Ажгирей.

Основные вопросы, вынесенные на заседания ПТКМ, касались тектонических карт Европы и мира. Второе издание Международной тектонической карты Европы и смежных территорий масштаба 1 : 2 500 000 подготовлено в соответствии с решениями XXII сессии Международного геологического конгресса (МГК) в Нью-Дели (1964 г.), и на сессии был продемонстрирован заверченный авторский макет карты. Ее легенда, как и для первого издания, базируется на принципе выделения областей различного возраста складчатости. Однако, если ранее в основу расчленения складчатых областей было положено выделение структурных этажей, то для второго издания таким критерием послужил возраст деформаций. В каждой складчатой области выделяются древние комплексы, переработанные данной складчатостью, и комплексы, деформированные в определенные эпохи складчатости; при этом в разных районах они могут иметь различные стратиграфические объемы. Таким образом, первое издание карты акцентировало внимание на возрастном и вещественном объеме толщ, деформированных определенной складчатостью, а второе — на возрасте деформаций, охватывающих толщи определенного состава и возраста. Основной характеристикой для платформ по-прежнему служит возраст фундамента и глубина его залегания, выделенная ступенчатой раскраской по изогипсам его поверхности. Более детально на втором издании карты показана дислоцированность чехлов древних и молодых платформ, различные структурные комплексы чехлов, древние авлакогены, что позволяет полнее судить об истории формирования и строения платформенных областей. Более подробно расчленены интрузивные и эффузивные образования, разновозрастные проявления метаморфизма, различные тектонические структуры, подразделяемые, в частности, на структуры регионального и локального значения. Наиболее яркое отличие от первого издания заключается в изображении специальными знаками строения континентальной окраины, внутренних морей и дна Атлантического океана. В целом легенда карты позволила с помощью одинакового подхода выделить на всей площади основные структурные элементы земной коры и одновременно отразить их индивидуальные черты. Как легенда, так и сама карта неоднократно обсуждались ранее, например на XXIV сессии МГК (Монреаль, август 1972 г.). Поэтому образованный в Париже при участии свыше 30 авторов национальных тектонических карт совместный просмотр листов карты и полстных легенд позволил легко внести все необходимые исправления и дополнения. Парижская сессия одобрила представленный макет карты и утвердила его к печати; в 1974 г. карта сдана в печать.

Как и первое издание, карта второго издания будет сопровождаться томом объяснительной записки «Тектоника Европы и смежных территорий» объемом около 90 печ. л. 80% текстов записки были получены к началу сессии. Все они находятся в работе. К концу 1974 г. должна быть подготовлена вся рукопись. Кроме того, составлена краткая объяснительная записка (около 4 печ. л.) для распространения совместно с картой; на английском и французском языках силами ЮНЕСКО она уже отпечатана в 1973 г.

В связи с продолжением ПТКМ работы над Международной тектонической картой мира на сессии был заслушан ряд докладов о составлении тектонических карт материков. Ф. Ф. М. де Альмейда (Бразилия) представил авторский макет Тектонической кар-

ты Южной Америки в масштабе 1 : 5 000 000. Эта карта (на двух листах) передана в печать и должна выйти в свет в 1974 г. как совместное издание двух геологических организаций Бразилии и ЮНЕСКО. Она будет сопровождаться краткой объяснительной запиской. Д. К. Рэй (Индия) сообщил о ходе работ над очередным вариантом Тектонической карты Индии масштаба 1 : 2 000 000. Основной принцип ее легенды — выделение областей различного возраста складчатости, а для платформ — различного возраста складчатого основания; для докембрийских щитов широко привлекаются радиометрические данные. М. Г. Равич (СССР) продемонстрировал новую тектоническую карту Антарктиды масштаба 1 : 30 000 000, составленную под его руководством в соответствии с легендой, разработанной ПТКМ для карты мира. Кроме расчленения складчатых образований по их возрасту на карте предпринята попытка дать сведения о типе коры, на котором происходило заложение геосинклинали. К. Крэддок (США) выступил с содокладом, представив составленную американскими геологами тектоническую карту Антарктиды масштаба 1 : 10 000 000 (1970 г.), на которой выделены четыре разновозрастных орогена и Восточно-Антарктический щит.

ПТКМ распространила среди участников сессии разработанный ею проект легенды Международной тектонической карты мира масштаба 1 : 15 000 000. По нему предусматривается выделение прежде всего областей с континентальной корой (в пределах материков и шельфа) различного возраста формирования, областей с корой переходного типа и областей с преобладающей океанической корой, а также выделение ряда формаций, проявлений магматизма и метаморфизма, различных структурных элементов как на суше, так и на дне океанов. Этот проект был обсужден и одобрен в качестве основы для дальнейших усовершенствований. В ряде выступлений говорилось, однако, о том, что на карте в первую очередь желательно показать области различного возраста складчатости и лишь во вторую — тип коры, на которой происходит заложение геосинклиналей.

Во время сессии демонстрировались различные геологические и тектонические карты. Это, например, Геологическая и структурная карта третичных бассейнов Средиземноморья (1 : 2 500 000), составленная Нефтяным институтом Франции (1974 г.), Тектоническая карта Иберийского п-ова масштаба 1 : 1 000 000 (Мадрид, 1972 г.), Тектоническая карта Китая и Монголии масштаба 1 : 5 000 000 (по состоянию на 1966 г.), опубликованная Геологической службой США в 1973 г. и многие другие.

Итоги проведенной ПТКМ работы и ее ближайшие планы отражены в следующей резолюции, принятой как часть решений сессии КГКМ на заключительном заседании ПТКМ 6 апреля 1974 г.:

«Резолюция 9. Тектоника.

Комиссия, по предложению Подкомиссии по тектонической карте мира

а) благодарит участников, которые внесли исправления в авторские макеты листов Тектонической карты Европы, 1 : 2 500 000 (второе издание); утверждает макет в представленном виде с исправлениями как окончательный вариант, предназначенный для публикации;

настоятельно рекомендует, чтобы карта была подготовлена к печати, отпечатана без задержки и опубликована к сессии МГК в 1976 г.;

просит генерального секретаря ПТКМ представить авторам штриховые и красочные пробы листов, охватывающих соответствующие территории, для внесения исправлений и утверждения к печати;

просит тех авторов, которые еще не сделали этого, подготовить свои тексты для сводного тома объяснительной записки и прислать их генеральному секретарю;

б) рекомендует отпечатать Тектоническую карту Южной Америки как можно скорее, чтобы она вышла в свет ранее предстоящей XXV сессии МГК в Австралии;

б) учитывая данные, полученные странами, изучающими Антарктиду и окружающие моря, назначает М. Г. Равича и К. Крэддока координаторами по тектонической карте Антарктиды;

просит образовать редакционный комитет из представителей организаций, работающих в Антарктиде, и тех специалистов в области морской геологии, которые необходимы, чтобы подготовить международную тектоническую карту этого континента;

г) отмечает, что легенда, предложенная для Тектонической карты мира, должна лечь в основу обсуждения при выработке окончательной легенды, и рекомендует участникам работы присылать их предложения и исправления генеральному секретарю; предлагает пригласить в качестве координаторов следующих ученых: Северная Америка — Ф. Б. Кинг и Р. Дж. У. Дуглас; Южная Америка — Ф. Ф. М. де Альмейда, С. Мартин-Беллисия; Европа — Ф. Даннинг, Г. Р. фон Гертнер, М. Лемуан, М. Сандулеску; Африка — Ж. Шубер, Дж. Паллистер; Средний Восток — Е. Демирташли, М. Набави, Дж. Штеклин; Южная и Восточная Азия — Д. К. Рэй, Ф. Хехуват; Австралия и Океания — группа специалистов по тектонике и структурной геологии из Геологической службы Австралии; Антарктида — К. Крэддок, И. Маклеод, Р. Дж. Эди, М. Г. Равич; СССР — А. В. Пейве, А. Л. Яншин, М. В. Муратов, В. Е. Хаин; координаторы по океанам будут предложены позднее, после консультаций с компетентными организациями; приглашает все страны-участницы к совместной работе над этим проектом под руководством координаторов,

просит координаторов подготовить предварительные макеты до 1 апреля 1975 г.»

*В. П. Колчанов, Ю. М. Пуцаровский, В. Е. Хаин, С. В. Черноок*

**Редакционная коллегия:**

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, 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  
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

**Адрес редакции:**

**109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР  
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

**ОПЕЧАТКА**

В статье М. Л. Сомина и Г. Миляна, опубликованной в журнале «Геотектоника» № 5, 1974 г. на стр. 19, строка 11 сверху напечатано: «...нижнемезозойский карбонатно-метатерригенный (доальбский, возможно, домезозойский), амфиболитовый...»; следует читать: «...нижнемезозойский карбонатно-метатерригенный, доальбский (возможно, домезозойский) амфиболитовый...»

Технический редактор *Сафронова Т. И.*

---

Сдано в набор 5/XI-1974 г. Т-13486. Подписано к печати 31/XII-1974 г. Тираж 1935 экз.  
Зак. 4343. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 13,0.

---

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

Цена 1 р. 20 к.

Индекс  
70228

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

**Леонов М. Г. ВЕХНЕЗОЦЕНОВЫЙ ДИКИЙ ФЛИШ АЛЬПИНСКОЙ ОБЛАСТИ.** Труды Геологического института. Вып. 199. 14 л. 1 р. 30 к.

В работе рассматриваются проблемы происхождения и пространственно-временных закономерностей размещения своеобразного комплекса отложений, получившего название «дикий флиш» и широко развитого на территории Альпийского складчатого пояса. Дается детальное описание морфологии, внутренней структуры и тектонической позиции дикого флиша и сходных с ним образований Швейцарских Альп, Болгарии, Иранского Белуджистана и южного склона Большого Кавказа.

**Моссаковский А. А. ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ И ВУЛКАНИЗМ ПАЛЕОЗОИД ЕВРАЗИИ.** Труды Геологического института. Вып. 268. 30 л. 3 р. 35 к.

Монография посвящена сравнительному анализу орогенных структур и вулканизма различных варисцидских и каледонских складчатых областей Евразии (Монголии, Алтае-Саянской области, Центрального и Восточного Казахстана, Кавказа, Центральной и Западной Европы). В работе обсуждается современное состояние проблемы орогенного этапа развития геосинклинальных областей. Рассмотрен ряд теоретических вопросов.

**Недоумов И. Б. МАГМАТИЗМ И ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЕ** (опыт исследований в рамках геологических систем различных порядков). 20 л. 2 р. 30 к.

В книге исследования проведены на стыке ряда геологических дисциплин в связи с физико-химическими представлениями о взаимозависимости магматизма и геологической среды в различных масштабах их развития. Особое внимание уделено вопросам структурности расплавов, их дифференциации, концентрации полезных компонентов, энергетике тектономагматических процессов.

**ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ КНИГ ПОЧТОЙ ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО АДРЕСУ:**

117464 МОСКВА, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

**АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:**

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев, ул. Пушкина, 31; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Менделеевская линия, 1; 199004 Ленинград, 9 линия, 16; 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 630076 Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, ул. К. Маркса, 29; 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49; 450075 Уфа, проспект Октября, 129; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.



3

1-12

70228

КУРЧАВОВ А М

ВОЛГИНА 13-72

В-485