

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1988

## СОДЕРЖАНИЕ

Соловьева И. А. Глубинное строение щитов древних платформ (обзор и проблемы)	3
Марков Е. И. Особенности проявления метаморфизма в связи с глубинными надвигами	17
Малюк Б. И. Контрастные обстановки рифтогенеза на территории Украины	28
Кориневский В. Г. Важнейший эпизод тектонической истории Южного Урала	37
Алиева О. З. Тектоническое скупивание, метаморфизм и асбестоносность ультрабазитов (на примере месторождений Сибири)	52
Мухин П. А., Савчук Ю. С., Колесников А. В. Положение «мурунтауской линзы» в структуре метаморфических толщ Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы)	64
Отмас А. А. К вопросу о генезисе локальных структур востока Сибирской платформы	73
Ставский А. П. Аккреционная тектоника Арга-Тасской зоны (Северо-Восток СССР)	84
Романовский С. И. Субдукция (седиментологический контроль)	92
Артемов А. В., Иванов И. Ю. Геологическое строение Момского континентального рифта	102
Леонов Ю. Г., Никонов А. А. Проблемы неотектонического развития Памиро-Тянь-Шаньского горного сооружения	108

## Краткие сообщения

Переги Ж., Бямба Ж., Галошфайн М. Гранитогнейсовые купола в Восточной Монголии	120
--	-----

## Хроника

Зоненшайн Л. П., Трифонов В. Г. Вопросы тектоники на XIX Генеральной ассамблее Международного союза геодезии и геофизики	123
К сведению авторов	127

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

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1988

CONTENTS

<b>Solovyeva I. A.</b> Deep structure of the shields of ancient platforms (review and problems) . . . . .	3
<b>Markov E. I.</b> Metamorphism manifestations related to deep overthrusts . . . . .	17
<b>Malyuk B. I.</b> Controversial riftogenesis settings in Ukrainian territory . . . . .	28
<b>Korinevsky V. G.</b> Major episode of the tectonic history of South Urals . . . . .	37
<b>Alieva O. Z.</b> Tectonic merging, metamorphism and asbestos occurrence of ultramafics (exemplified by deposits in Siberia) . . . . .	52
<b>Mukhin P. A., Savchuk Yu. S., Kolesnikov A. V.</b> The position of the Muruntaus lens in the structure of South Tamdytau (Central Kyzyl Kum) metamorphic sequences . . . . .	64
<b>Otmas A. A.</b> On the problem of genesis of local structures of the Siberian platform eastern part . . . . .	73
<b>Stavsky A. P.</b> Accretionary tectonics of the Arga-Tass zone (USSR North-East) . . . . .	84
<b>Romanovsky S. I.</b> Subduction (sedimentological control) . . . . .	92
<b>Artemov A. V., Ivanov I. Yu.</b> Geological structure of the Mom continental rift . . . . .	102
<b>Leonov Yu. G., Nikonov A. A.</b> Neotectonic development of the Pamir-Tien Shan mountain structure . . . . .	108
<b>In Brief</b>	
<b>Peregy J., Byamba J., Galoshfay M.</b> Granite-gneissic domes in East Mongolia . . . . .	120
<b>Chronicle</b>	
<b>Zonenshain L. P., Trifonov V. G.</b> Problems of tectonics at the XIX General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics . . . . .	123

УДК 551.241 : 551.242.055

СОЛОВЬЕВА И. А.

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЩИТОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ  
(ОБЗОР И ПРОБЛЕМЫ)**

Анализ данных ГСЗ по щитам древних платформ показывает, что при использовании разной методики полевых работ и интерпретации первичных материалов качественная картина глубинного строения земной коры оказывается в основных чертах сходной, тогда как количественные показатели часто существенно различны.

Путем качественных сопоставлений установлено, что практически все основные особенности глубинного строения коры, выявленные многочисленными исследованиями для каждого отдельного щита, в равной мере характерны для всех щитов древних платформ.

Намечается пока еще не очень определенная и требующая дальнейшего изучения связь между глубинным строением коры и верхней мантии щитов, с одной стороны, и их тектонической структурой и историей развития — с другой.

Сведения о глубинном строении щитов древних платформ представляют большой интерес для изучения ранней геологической истории Земли и ее последующего развития. Для геотектоники, в частности, важное значение имеют сравнительные данные о глубинной структуре земной коры и верхней мантии разных щитов, а также их отдельных частей, отличающихся возрастом выходящих на поверхность метаморфических образований, тектоническими особенностями, степенью дислоцированности и т. п. Таких данных, однако, пока крайне мало, что в значительной мере объясняется многочисленными трудностями сравнительного анализа геофизических материалов. Применяемые в настоящее время методы изучения глубинной структуры коры и мантии очень разнообразны и базируются на исследованиях пространственных вариаций самых различных физических параметров: упругих характеристик, плотности, электро- и теплопроводности, намагниченности и др., причем степень изучения щитов каждой группой методов далеко не одинакова. Сведения, получаемые разными методами, не всегда согласуются между собой, а часто к неоднозначным результатам приводит и использование одного и того же метода, в частности метода ГСЗ. В последнем случае причины расхождения данных кроются в различиях применявшихся методик полевых наблюдений и интерпретации первичных данных [27]. Немаловажную роль играют при этом и общетеоретические взгляды каждого исполнителя.

В настоящей статье рассматриваются результаты изучения древних щитов методом ГСЗ, материалы других геофизических методов привлекаются только для сравнения и не анализируются.

Разнородность и противоречивость данных ГСЗ по континентам широко известны. Результаты исследований публикуются в виде таблиц, сейсмических разрезов, скоростных моделей и колонок и очень существенно различаются детальностью, точностью, степенью осреднения. Развитие теоретических основ метода ГСЗ привело к пересмотру взглядов на природу регистрируемых волн, к коренному изменению методов интерпретации наблюдаемой волновой картины и как следствие этого — к существенным, часто принципиальным перестройкам конечных разрезов.

Сопоставление разных вариантов интерпретации первичных данных [7, 27] обнаруживает разницу в изображении сейсмических границ, их глубинного положения и в изменении последнего вдоль профиля, разни-

цу в скоростных характеристиках, в количестве выделенных зон разломов, в наличии или отсутствии волноводов.

Естественно, возникает вопрос, правомерны ли вообще какие-либо сопоставления данных, полученных по разной методике, т. е. существуют ли какие-нибудь устойчивые признаки, не зависящие от методики интерпретации, на основании которых можно было бы такие сопоставления проводить. Оказывается, такие признаки существуют. При любых способах интерпретации проявляются многие крупные зоны разломов — крутопадающие глубинные нарушения, пронизывающие кору на всю ее мощность и разделяющие ее на ряд блоков. Блоки различаются по своему глубинному строению и примерно соответствуют крупнейшим структурно-тектоническим элементам. Очевидна расслоенность коры по вертикали и ее неоднородность в горизонтальном направлении. Сходна качественная картина изменения мощности коры вдоль профилей. Кроме того, согласно описанию [7, 27] при разной интерпретации волновой картины подошва коры выделяется как самая четкая граница раздела, прослеживаемая вдоль всего профиля и характеризующаяся значительным скачком скорости. Внутрикоровые границы менее отчетливы и прослеживаются не повсеместно. Раздел кора — мантия интерпретируется как переходная зона переменной мощности. Таким образом, качественная картина в основных своих чертах достаточно близка в разных вариантах интерпретации, в то время как количественные показатели (абсолютные глубины залегания сейсмических границ, мощности отдельных слоев и коры в целом, численные значения скоростей) местами весьма существенно различны.

Отсюда следует, что при использовании материалов, полученных по разной методике, правомерны лишь качественные, но не количественные сопоставления. К цифровым показателям следует относиться как к своего рода иллюстративному материалу.

Возможность количественных сопоставлений весьма существенно ограничена и иной объективной причиной: отсутствием достаточно достоверных данных о степени размыва каждого щита. Напомним, что мощность верхних слоев коры, снесенных со щитов древних платформ, оценивается цифрами от 15 до 50 км, причем нет уверенности, что эти цифры должны быть одинаковы или близки для всех щитов.

Рассмотрение фактических данных мы начнем с **Украинского щита**, изученного наиболее детально работами главным образом украинских геологов и геофизиков. Это сложное тектоническое сооружение, по материалам геохронологических исследований и составу метаморфитов разделяется на шесть районов [9]. Наиболее древнее архейское ядро выходит на поверхность в Среднеприднепровском районе, к западу от которого основную часть геологического разреза слагают нижнепротерозойские толщи с более или менее многочисленными выходами архейских образований. Последние особенно часты в Росинско-Тикичском и Днестровско-Бугском районах. К востоку от древнего ядра, в Приазовском районе, возраст метаморфических пород постепенно омолаживается до позднепротерозойского в крайней юго-восточной части щита. В пределах Украинского щита известны два крупных интрузивных массива, сложенных позднепротерозойскими гранитоидами и основными породами коростеньского комплекса: Коростеньский плутон на севере и Новоукраинский гранитоидный массив в центральной части щита.

Многочисленные профили ГСЗ, отработанные по единой методике, пересекают разновозрастные участки щита в разных направлениях [8, 10, 17, 18, 37 и др.]; в последние годы здесь начаты работы методом ОГТ [30 и др.]. Сейсмические данные дополняются материалами других геофизических исследований [7, 19, 24 и др.]. В ходе изучения глубинного строения Украинского щита на разных этапах проводились обобщение и комплексный анализ имевшихся на соответствующий момент времени материалов [8, 9, 16, 27, 32—34, 38 и др.]. Эти работы, написанные в разные годы и разными исследователями, отражают развитие представлений о структуре земной коры щита и позволяют оценить степень надеж-

ности тех или иных выводов. В некоторых работах Украинский щит сопоставляется по глубинному строению с другими щитами и более молодыми тектоническими структурами континентов [13, 15, 28 и др.]. Мнения разных авторов во многом совпадают, хотя, как мы увидим далее, по некоторым вопросам существуют принципиально различные точки зрения.

Главные характерные черты глубинного строения земной коры Украинского щита впервые были сформулированы в [8] и в основном нашли подтверждение в ходе дальнейших исследований. Установлено, что кора Украинского щита имеет сложное блоковое строение. Блоки отличаются один от другого размерами, общей мощностью коры и мощностями отдельных ее слоев, степенью расслоенности, четкостью основных сейсмических границ раздела и их количеством, значениями пластовых и граничных скоростей упругих волн, электропроводностью, глубиной залегания и размерами магнитовозмущающих тел. Менее отчетливо, но для самых крупных блоков вполне определенно различия в глубинном строении коры проявляется и в характере аномального поля силы тяжести. Блоки разграничены разломами, которые, в свою очередь, различаются протяженностью, глубиной, углами падения и простирания, амплитудами вертикальных и горизонтальных смещений. В волновом поле разломы проявляются целой серией динамических и кинематических признаков.

Рассмотрим более подробно некоторые фактические материалы.

Международный профиль III пересекает западную часть Украинского щита в северо-восточном направлении по линии Берегово — Шепетовка — Гомель. На сейсмогеологическом разрезе по этому профилю [33, рис. 61] легко видеть, что Украинский щит четко выделяется на фоне прилежащих тектонических структур как область чрезвычайно широкого развития отражающих горизонтов, которые прослеживаются на сравнительно коротких расстояниях во всей толще земной коры. Отсутствие таких горизонтов на северном краю щита скорее всего объясняется недостаточной плотностью наблюдений, хотя не исключено, что с удалением от Коростеньского плутона к северо-востоку степень расслоенности коры реально понижается. Украинский щит отличается также обилием точек дифракции, которые отсутствуют в пределах соседних структур, сравнительной нечеткостью раздела Конрада, выделяемого не повсеместно, и существованием целой серии разрывных нарушений, затрагивающих только верхнюю или только нижнюю части коры.

В блоках юго-западной части щита на глубинах 4—5 км внутри «гранитного» слоя земной коры прослежена преломляющаяся граница со скоростью 6,3—6,4 км/с, предельно высокой для пород кислого состава. В районе Коростеньского плутона скорости на этой границе еще выше — 6,8—7,0 км/с и несколько снижаются к северо-востоку от него. Резкие скачки скорости происходят в зонах глубинных разломов, ограничивающих плутон. Скорости продольных волн от 6,6 км/с и выше свойственны породам основного состава, какими и являются слагающие Коростеньский плутон анортозиты. Поэтому можно было бы считать, что в районе этого плутона резко вздернут на глубине 5 км и менее раздел Конрада. Однако реальная картина, по-видимому, значительно сложнее. Анализ сейсмических данных и сведения о геологическом строении плутона позволили В. Соллогу и А. Чекунову высказать мысль, что чередование слоев с относительно высокой и низкой скоростью отражает переслаивание основных и кислых пород.

Раздел Мохоровичича на рассматриваемом пересечении Украинского щита представляет собой сложную переходную зону мощностью от 2—5 до почти 10 км, характеризующуюся обилием дискретных отрезков сейсмических границ разной природы. Наименьшую мощность зона перехода кора — мантия имеет под юго-западным краем щита, где она образует глубокий прогиб, уходя на глубины 50—54 км. Под центральной и северо-восточной частями щита эта зона имеет значительно большую мощность, но залегает при этом гораздо выше — на глубинах от 38 до 46 км (по верхним кромкам). Толщина зоны перехода и ее глубинное положение

ние изменяются скачком по зоне глубинного разлома. Соответственно скачком меняется и общая мощность кристаллической коры щита. Разница в мощности коры по обе стороны от указанного разлома составляет около 10 км. При исследованиях на другом международном профиле (VIII) в районе Запорожья был обнаружен участок с аномально малой (30 км) для щита мощностью коры и установлен значительный (около 25 км) перепад мощности коры вдоль профиля. Это в корне меняет существовавшие ранее представления о сравнительно однородной по толщине коре древних щитов. В. Б. Соллогуб и А. В. Чекунов отмечают, что наиболее мощная кора характерна для областей проявления раннепротерозойской складчатости в пределах Украинского щита, а минимальная отличает Запорожский срединный массив внутри этой области [33, с. 258]. Если это так, то есть основание думать, что современная кора Украинского щита хранит в глубинной структуре следы древней тектонической истории.

Слоисто-блоковая структура земной коры Украинского щита в равной мере отчетливо проявляется на всех его участках. Упомянутые выше Запорожский блок с утоненной корой и Криворожско-Кременчугский с корой мощной разграничены глубинным разломом, плоскость которого выходит на поверхность на субмеридиональном участке долины Днепра. К западу и востоку при исследованиях на международных сейсмических профилях VIII и I, а также на ряде национальных профилей обнаружена еще целая серия глубинных разломов, дробящих кору на разнородные по глубинной структуре блоки [31, 37, 38 и др.]. Здесь, как и в западной половине щита, наблюдается тонкая горизонтальная расслоенность коры, наибольшая на глубинах 5—15 и 30—45 км. В этих интервалах глубин зафиксировано максимальное количество отражающих элементов, глубина залегания которых варьирует от блока к блоку в указанных пределах. А. А. Трипольский и др. [37] высказывают предположение, что обилие отражающих элементов обусловлено существованием зон повышенной трещиноватости. Такая интерпретация представляется вполне правомерной, но отнюдь не единственно возможной: отраженные волны могут возникать от неоднородностей любой природы.

Очень интересные сведения о глубинном строении коры получены за последние годы в центральной части Украинского щита на нескольких пересекающихся профилях [9, 17, 18, 32, 34 и др.]. Материалы каждого профиля с полной очевидностью подтверждают слоисто-блоковое строение коры щита, а удачное взаимное расположение профилей позволяет оценить размеры и установить расположение крупнейших блоков. На основании комплексной интерпретации геофизических данных по профилям Бабанка — Пятихатки и Николаев — Канев В. А. Крюченко приходит к выводу о связи современного глубинного строения этой части щита с раннепротерозойскими тектоническими структурами. Наиболее мощную кору имеет Новоукраинский гранитоидный массив, представляющий собой относительное поднятие в раннепротерозойском прогибе; более тонкая кора характеризует Ингульский, Звенигородско-Ташлыкский и далее — Тальновско-Голованевский и Приднепровский блоки. Роль «гранитного» слоя в составе коры указанного ряда блоков уменьшается от первого члена ряда к последнему [17, 18]. Среди разломов уверенно выделяются подкоровые (Кировоградский и Звенигородско-Анновский, ограничивающие Новоукраинский массив с востока и запада, и др.) и коровые с разной глубиной заложения.

Существование в пределах Украинского щита блоков разного типа подтверждается исследованиями магнитного поля, в частности оценками глубины залегания источников магнитных аномалий, значительно отличающимися для разнотипных блоков [29 и др.].

Украинский щит явился своего рода полигоном для изучения глубинной структуры зон разломов методом ПСЗ [10, 42, 43 и др.]. Приведенными здесь специальными исследованиями установлено, что в зонах разломов наблюдается разрыв сейсмических групп раздела с их вертикальным смещением или без такового; большие углы наклона сейсмических

горизонтов и отдельных отражающих площадок; явления дифракции [10, 33 и др.]. Таким образом, существуют вполне определенные критерии для выделения зон разломов по сейсмическим данным, а достаточно плотная сеть профилей ПСЗ позволяет трассировать крупнейшие разломы в пределах всего щита и прилежащих структур.

Согласно данным А. В. Чекунова и В. Г. Кучмы [42], Украинский щит ограничен разломами с запада и со стороны Днепровско-Донецкого грабена. Оба эти разлома относятся к типу глубинных, пронизывающих всю толщу коры и уходящих корнями в мантию. В пределах самого щита указанные авторы также выделяют ряд разломов, которые разделяют блоки с резко различной мощностью и структурой коры. В западной части щита эти разломы ориентированы в северо-западном и субмеридиональном направлениях, в центральной и восточной частях — в субмеридиональном, соответственно простираясь древних структурно-тектонических зон. Некоторые разломы протягиваются вдоль осевых частей последних, разделяя близкие по мощности и структуре коры блоки. В восточной части щита прослежен протяженный разлом, секущий почти под прямым углом древние структурно-тектонические зоны. Мысленное продолжение этого разлома к западу приходится на южный край щита между Южным Бугом и Днестром. Кроме этих крупнейших разломов на Украинском щите обнаружен целый ряд более мелких, ориентированных в разных направлениях. Вся эта система разломов и образует сложное блоковое строение Украинского щита. Как отмечают А. В. Чекунов и В. Г. Кучма, большинство разломов имеют крутые падения, но вертикальных среди них сравнительно немного [42, 43].

Особого внимания требует вопрос о волноводах. В коре Украинского щита они обнаружены Н. И. Павленковой [26, 27 и др.]. По ее данным, слои пониженных скоростей располагаются на разных глубинах и имеют разные мощности и поперечные размеры. В одних случаях волноводы четко связаны с определенными блоками, в других — секут разнородные блоки в горизонтальном направлении (рис. 1). Число волноводов в крупных блоках 1—2, средняя глубина залегания кровли верхнего из них 8 км, нижнего — 16 км, средняя мощность 4 и 14 км соответственно [14, 26]. Понижение скорости измеряется несколькими десятками долями километра.

Другие исследователи, однако, не находят убедительных доказательств существования внутрикоровых волноводов. В частности, наличие их в восточной части щита оспаривается М. Дженчем [61] на основании переинтерпретации материалов ГСЗ, полученных на международном профиле X. Альтернативные выводы о существовании волноводов скорее всего суть следствия разной методики интерпретации, как и другие различия в разрезах, но нельзя исключать также возможности локального развития низкоскоростных слоев. Представления о существовании в коре щитов локальных участков с пониженными скоростями упругих волн развиваются многими исследователями, однако оценки масштабов этого явления и объяснения его природы крайне различны [7, 23, 28 и др.].

Скоростные модели, построенные для отдельных блоков Украинского щита [3, 7, 28], дополняют сейсмические разрезы представлениями о характере изменения скорости упругих волн с глубиной (рис. 2). Своеобразие каждого крупного блока при общем градиентном нарастании скорости с глубиной проявляется на моделях вполне отчетливо. Величина градиента скорости меняется от слоя к слою, а вдоль слоев — от блока к блоку. При этом Запорожский блок отличается не только наиболее тонкой корой, но и самыми резкими изменениями градиента скорости. Минимальные изменения градиента скорости (отсутствие четкой границы Конрада) характеризуют блоки раннепротерозойских трогов — Криворожско-Кременчугский, Орехово-Павлоградский, Приднепровский, обладающие мощной корой. Промежуточное положение по обоим указанным параметрам занимают протоплатформенные блоки: Подольский, Кировоградский, Приазовский. Именно в коре последних (кроме Приазовского) обнаружены слои пониженных скоростей.

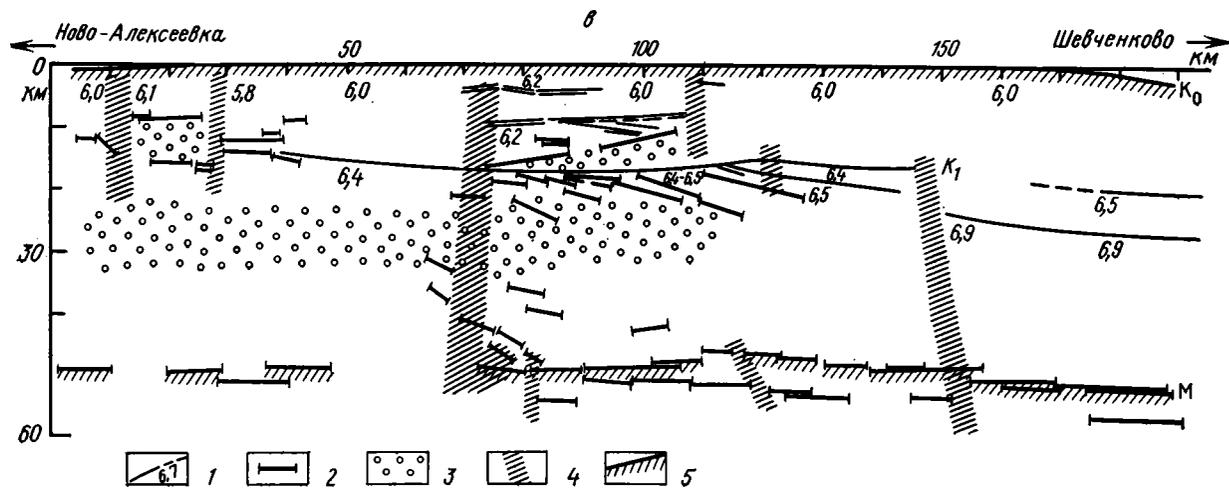


Рис. 1

Рис. 1. Сейсмический разрез земной коры Украинского щита по профилю Новоалексеевка — Шевченко (по [27])  
 1 — преломляющие горизонты и граничные скорости на них; 2 — отражающие площадки; 3 — волноводы (зоны инверсии скоростей); 4 — зоны разломов; 5 — кровля фундамента ( $K_0$ ) и подошва земной коры (M)

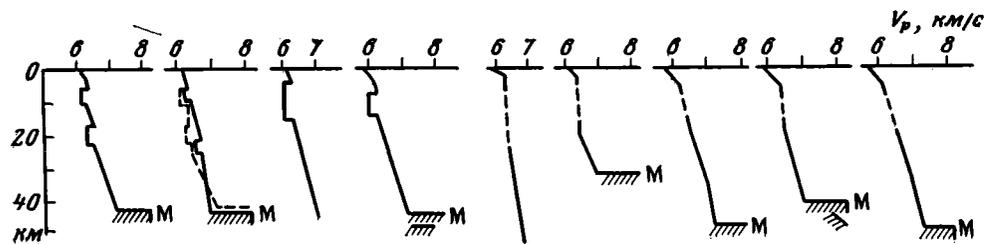


Рис. 2

Рис. 2. Скоростные модели земной коры Украинского щита (по [7])  
 M — подошва земной коры

**Балтийский щит**, как и Украинский, пересечен в настоящее время многими профилями ГСЗ, но первичные данные здесь еще более разнообразны [12, 23, 25, 68, 75 и др.].

Уже на самых первых профилях ГСЗ, отработанных в восточной части Балтийского щита, были установлены: «блоковое строение разреза, обусловленное сочетанием спокойно залегающих сейсмических границ раздела с крутопадающими зонами нарушений, развитыми на стыках различных структурно-фациальных зон» [6, с. 93]; существование блоков разных порядков, соответствующих определенным структурно-фациальным зонам; расслоенность коры по вертикали в пределах каждого блока; существенные различия в структуре коры отдельных блоков (по мощности и упругим характеристикам слоев, четкости сейсмических границ); значительные (до 10 км) вариации глубины залегания раздела Мохоровичича под крупнейшими блоками; различное выражение границы коры — мантия в волновой картине [6, 20 и др.].

В ходе последующих исследований ГСЗ выяснилось, что указанные черты глубинного строения земной коры характерны для всех изученных районов Балтийского щита [5, 8, 11, 19, 22—25, 45, 46, 48, 50, 60, 68, 75 и др.] и подтверждаются материалами, полученными с помощью других геофизических методов.

Глубина залегания раздела М и соответственно общая мощность коры Балтийского щита оцениваются по-разному, но обращает на себя внимание намечающаяся связь с тектоническим положением и характером блоков: минимальные мощности (28—30 км) имеет кора прибрежных областей Юго-Восточной Норвегии, Дании, отдельных блоков в центральной части Кольского полуострова, о-ва Зеландия; максимальные (до 49—50 км) — кора наиболее древних блоков Финляндии, Швеции, Норвегии [45, 48, 50, 69 и др.]. В преобладающем количестве блоков раздел М обнаружен на глубинах от 35 до 46 км [25, 45, 69, 70 и др.]. На всех участках исследований переход от коры к мантии сопровождается резким возрастанием скорости, значительно превышающим изменения скорости на внутрикоровых границах [21, 69, 70 и др.], а сам раздел коры — мантия представляет собой, по всей видимости, сложную переходную зону, местами весьма большой мощности. По данным А. Г. Гончарова, например, в Приладожье и в районе Печенгской губы мощность этой зоны составляет 8—9 км [11, 12]. Специальный анализ особенностей волнового поля, связанного с переходной зоной, позволил А. Г. Гончарову заключить, что эта зона — слоистая толща с переменным вертикальным градиентом скорости, за счет чего формируется сложный пакет преимущественно рефрагированных волн. Вывод о сложном строении раздела М получен и при интерпретации данных ГСЗ по другим участкам Балтийского щита [24, 46, 68, 70 и др.].

В ряде случаев в толще земной коры обнаружены слои с пониженной скоростью, приуроченные к разным глубинам и имеющие различную мощность. Так, в Южной Норвегии волновод мощностью в первые километры выявлен в средней части коры на глубине порядка 20 км [25]; на Приладожском профиле — в низах коры. При этом, по данным А. Г. Гончарова [11], эта единая мощная зона инверсии скоростей, а И. В. Литвиненко и др. [23] предполагают наличие в интервале глубин 30—40 км ряда сравнительно маломощных низкоскоростных слоев.

При обработке данных ГСЗ, полученных на профиле Кемь — Тулос, с помощью математического моделирования в кинематическом варианте Н. Н. Матвеева и др. [22, 70] предположили, что слои земной коры разделяются тонкими (не более 2 км) зонами с относительно высокими скоростями упругих волн, на которых и формируются основные группы глубинных волн. Такое предположение было много лет назад высказано А. В. Егоркиным при интерпретации материалов ГСЗ по Волго-Уральской области, но тогда оно не было принято другими исследователями и сейчас разделяется немногими.

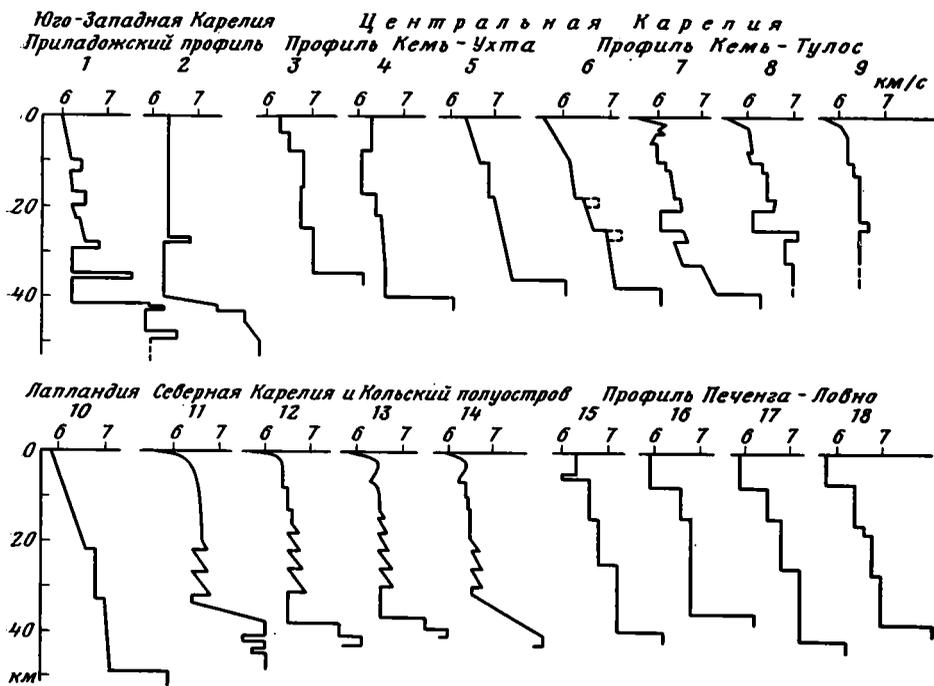


Рис. 3. Скоростные модели земной коры Балтийского щита (модель 1 — по [23]; 2 — по [11]; 3—5 и 15—18 — по [7]; 6 — по [70]; 7—9 и 11—14 — по [21]; 10 — по [69])

Скоростные модели земной коры Балтийского щита, приведенные на рис. 3, иллюстрируют все указанные выше черты глубинной структуры и различия последней в разных блоках.

На Балтийском щите в большем объеме, чем на многих других, проводились исследования строения верхней мантии. Работы велись разными методами, отличающимися глубиной проникновения, детальностью, методами интерпретации. Полученные результаты крайне разнородны и часто противоречивы. По данным ГСЗ, полученным на протяженном профиле Blue Road, В. Вайнребе и др. [75] установили, что до глубин примерно 80 км скорость в мантии остается постоянной и при переходе от каледонид к Балтийскому щиту распределение скоростных параметров меняется слабо. По материалам того же профиля с использованием дополнительных данных взрывной сейсмологии Б. Р. Гассел и К. Фукс [56] построили горизонтально-однородный скоростной разрез мантии Балтийского щита до глубин 1000 км. Отличительная особенность разреза — чередование слоев с относительно повышенными и пониженными значениями скоростей в верхних 200 км. С этим согласуются результаты К. Е. Линда и Р. Слунга [68], использовавших кроме данных профиля Blue Road материалы регистрации поверхностных волн Релея и Лява и получивших слоистый разрез мантии на глубину до 80 км. Согласно этим авторам, разрез на всю мощность представлен чередованием высоко- и низкоскоростных слоев. Такая структура верхней части мантии могла бы объяснить существование под Балтийским щитом волновода, который выявляется по сейсмологическим данным [1, 15]. Следует лишь предположить преобладание слоев с относительно низкой скоростью. Однако оценка мощности такого волновода и глубины его залегания по данным разных авторов существенно различны. Так, Е. О. Кременецкая и Л. М. Оболенская [16] устанавливают, что относительно низкой скоростью характеризуются верхние 250 км мантии, а согласно заключению Б. А. Ассинской и Е. Ф. Торопушиной [1], получивших скоростной разрез до глубины 133 км, слой пониженной скорости располагается в интервале глубин всего лишь 47—80 км. В обеих указанных работах не предполагается существования сколько-нибудь крупных горизонтальных

неоднородностей на изученных глубинах. В то же время имеются сведения [59], что мантия однородна по латерали только в интервале глубин 300—500 км, а ее верхние горизонты характеризуются значительной горизонтальной неоднородностью: под центральной частью Балтийского щита значения скоростей на 2—3% повышены до глубин 300 км, а в зонах развития каледонского орогенеза — понижены на 1—2,5% в верхних 100 км. Некоторые исследователи (см., например, [49]) отрицают существование волноводов в верхней части мантии, но отмечают большое различие в мощности литосферы под центральными и северными районами щита (250 км) и окружающими территориями (75 км). Последние данные основаны на изучении дисперсии волн Релея. Наиболее детальные сейсмологические исследования [60] приводят к выводу, что верхняя мантия неоднородна по горизонтали вплоть до глубин 500 км, причем распределение по площади большинства неоднородностей коррелируется с распределением поверхностных геологических структур.

Противоречивость сведений о глубинном строении верхней мантии под Балтийским щитом не позволяет сделать достаточно достоверных заключений. Более убедительными представляются выводы о горизонтальной неоднородности верхней мантии, чем о ее однородном по латерали строении вплоть до очень больших глубин, но пространственное распределение неоднородностей требует дальнейшего изучения. Весьма важный, хотя и слабо пока обоснованный вывод ряда исследователей о связи глубинной структуры верхней мантии с особенностями геологического строения Балтийского щита не может не привлечь внимания и нуждается в тщательной и детальной проверке, равно как и вопрос о глубинном положении астеносферного слоя и соответственно мощности литосферы под щитом. Ждет своего решения и проблема структуры самых верхов мантии, непосредственно связанная с проблемой природы раздела *M*.

Крупнейшие выходы древних пород на северо-востоке Евразийского континента — Алданский и Анабарский щиты — методом ГСЗ изучены пока еще слабо. На их склонах проводились работы методом точечных зондирований [2 и др.], краевые и центральные участки обоих щитов пересечены рядом длинных профилей [13 и др.], но результаты этих работ опубликованы далеко не полностью. Однако с помощью сейсмологических исследований по записям волн близких землетрясений получены многие интересные сведения о глубинном строении этих щитов [4, 36].

На северо-восточном склоне Анабарского щита методом точечных зондирований установлена двухслойная структура коры, оба слоя примерно равны по мощности, граница между ними не всегда четкая. Пластовые скорости в слоях 5,9 и 6,8 км/с. В нижней части коры обнаружен высокоскоростной слой ( $V_p = 7,3—7,4$  км/с), мощность которого на профиле р. Вилюй — р. Марха порядка 5—7 км, а на профиле р. Вилюй — р. Синяя — более 10 км. Г. Д. Бабаян интерпретирует этот слой как зону перехода от коры к мантии. На обоих профилях выявлены зоны глубинных разломов, разделяемые ими блоки несколько отличаются по внутренней структуре. Мощность коры без указанного выше высокоскоростного слоя варьирует от 27—28 до 42—43 км, а если относить этот слой к низам коры, то последняя окажется довольно стабильной по мощности (40—43 км), и только в отдельных блоках ее кристаллическая часть на первые километры тоньше за счет прогибания кровли.

Сходное строение наблюдается и на северном склоне Алданского щита. В центральных районах этого щита по сейсмологическим данным [36] мощность коры и скоростные характеристики ее подошвы находятся в прямой связи с возрастом выходящих на поверхность пород. Кора восточной, наиболее древней части Алданского щита имеет мощность от 55 до 60 км, преобладающие скорости на поверхности  $M = 8,1—8,2$  км/с. В западных районах щита мощность коры резко сокращена и составляет 40—45 км. Скорость на подошве коры имеет здесь крайне низкие значения — 7,6—7,8 км/с. Эти заключения базируются на анализе записей 14 сейсмических станций 500 землетрясений. При таком богатом фактиче-

ском материале полученная картина представляется в достаточной мере обоснованной, во всяком случае различия между восточной и западной частями щита не вызывают сомнений. Граница между обеими частями скорее всего проходит по зоне глубинного разлома, выходящего на поверхность в долине р. Олекмы.

В работе И. С. Вольковского приведена скоростная модель Алданского массива [4, рис. 65, г], согласно которой общая мощность коры около 45 км, кора однородно слоиста (выделяются четыре слоя), скорость нарастает с глубиной от слоя к слою, границы между слоями отмечаются значительными скачками скорости. Модель относится к западной части щита и в целом не противоречит рассмотренным выше данным.

Исследования глубинного строения земной коры Индийского щита начаты сравнительно недавно, но уже сейчас имеются данные по 10 профилям общей протяженностью около 3000 км. Первые исследования проводились совместно советскими и индийскими геофизиками, интерпретация волнового поля производилась по разным методикам [35, 39, 63, 64 и др.]. Материалы ГСЗ обобщены в работах Г. Е. Харечко [40] и К. Л. Кейла [62]. Сведения о глубинной структуре коры щита получены также сейсмологическими, гравиметрическими и другими методами.

Первый профиль пересекает п-ов Индостан в субширотном направлении по линии Удипи — Кавали (13—15° с. ш.). При интерпретации волновой картины по преломленным, докритически и закритически отраженным и дифрагированным волнам выяснилось сложное блоковое строение земной коры Индийского щита. Разнородные блоки разделяются субвертикальными разломами преимущественно глубинного заложения [35, 64]. Помимо субвертикальных обнаружен ряд полого залегающих разломов, которые также служат границами между блоками [35, 63]. Переинтерпретация данных с помощью комплекса программ SEISMOD подтвердила указанные черты глубинного строения щита и дала возможность уточнить положение и характер сейсмических границ и зон нарушений, а также детализировать структурные особенности каждого блока [44].

Вдоль всего профиля выделяются три крупных блока [44, рис. 7], каждый из которых внутренне неоднороден и подразделяется на более мелкие блоки. Последние также разделены разломами и своеобразны по внутренней структуре. Центральный блок отличается от двух других блоков первого порядка относительно высокими значениями скоростей в верхних 20 км разреза. На этих глубинах во всех трех блоках наблюдается неоднородное строение коры и по вертикали, и по горизонтали. На глубинах 5—10 км выявлены зоны инверсии скоростей, наиболее отчетливые в пределах Центрального блока. В восточной части профиля такие зоны не установлены. Значения скоростей в приповерхностной части разреза непосредственно связаны с составом и возрастом выходящих на поверхность пород. Скорости, характеризующие кору Индийского щита, достаточно высоки: в коре Центрального блока они выше, чем в коре Кировоградского блока Украинского щита. Строение долеритовой интрузии на границе между Центральным и Кадапахским блоками и ее физические параметры сходны со строением и физическими параметрами Коростенского плутона Украинского щита: то же переслаивание слоев с относительно высокой и низкой скоростью. Граница М залегает в среднем на глубинах  $41 \pm 2$  км, в зонах крупнейших разломов наблюдается ее вертикальное смещение. По мнению А. В. Чекунова и др. [44], намечающиеся в ряде блоков существенные отклонения границы М от указанного среднего уровня недостаточно достоверны.

В области развития деканских траппов отработаны два профиля: меридиональный (Мехмадабад — Билимора) и субширотный (Келси — Лони). Протяженность каждого из них более 200 км [39, 65, 66]. Трапповая формация характеризуется довольно выдержанной скоростью — от 4,8 до 5,0 км/с, редко более. Верхняя часть кристаллического фундамента неоднородна по латерали, причем на меридиональном профиле отмечены более значительные вариации скорости на поверхности фундамента (5,7—6,3 км/с). По мнению Г. Е. Харечко [39, 40], это «свидетельствует

о сложном строении докембрийского фундамента и допускает существование здесь северных продолжений поясов дарварской складчатости» [39, с. 66]. Блоковое строение коры, выявленное на обоих профилях, свидетельствует о не менее сложном строении всей ее толщи. На каждом профиле выделено по два крупных и по несколько более мелких блоков, разнородных по внутренней структуре. Блоки разделяются разломами разной глубинности, имеющими разные углы падения. В толще кристаллической коры обнаружено до четырех слоев, скорость нарастает с глубиной от слоя к слою. Значения скорости на разделе М — 8,0—8,2 км/с. Из двух основных блоков, обнаруженных на меридиональном профиле, северный значительно более низкоскоростной. Раздел М в центральной части меридионального профиля залегает на глубине 38—40 км, на южном и северном его концах — на глубинах 26—32 км. На субширотном профиле глубина залегания раздела М изменяется от 31,5 км на побережье Аравийского моря до 39 км во внутренних частях Декканского плоскогорья. В целом, по данным К. Л. Кейла, мощность земной коры щита варьирует в пределах 35—42 км, утоняясь в его краевых приокеанических частях до 30 км и менее. В верхней мантии на глубинах от 150—180 до 340—365 км предполагается существование под щитом астеносферного слоя.

Оценки мощности коры, полученные сейсмологическими методами, хорошо согласуются с данными ГСЗ: под Индийским щитом значения мощности коры 30—40 км. По материалам изучения объемных волн от землетрясений в верхней мантии выявлены существенные горизонтальные и вертикальные скоростные неоднородности. Отмечены резкие границы раздела на глубинах порядка 400, 650, 950, 1350 и 1900 км [67]. Имеются также сведения о существовании крутопадающих структур, и значительных тангенциальных напряжений в них [72]. Не исключено, что с одной из таких структур связана крупная зона разломов, ограничивающих с запада Индийский щит. Эта зона разломов установлена и методом ГСЗ [39].

Вдоль сейсмического профиля Удипи — Кавали были проведены также и гравиметрические исследования. Комплексная интерпретация данных разными исследователями привела к существенно различным результатам. В этом легко убедиться, сопоставив плотностные модели Индийского щита, опубликованные в работах [63 и 44]. Таким образом, даже наличие детальных сейсмических сведений о глубинном строении коры не исключает возможности неоднозначной интерпретации аномалий поля силы тяжести.

Жесткие рамки статьи не позволяют рассмотреть фактические данные по остальным щитам, большая часть которых получена на щитах Канадском [41, 47, 55, 57, 71, 73 и др.] и Австралийском [51—54, 58, 74 и др.] и в качественном отношении хорошо согласуется с приведенными выше материалами. Последнее дает основание заключить, что главные черты глубинного строения всех щитов древних платформ в целом сходны. Сложное блоковое строение, внутренняя неоднородность, обилие зон разломов в равной мере характерны для коры любого щита вне зависимости от его принадлежности к той или иной платформе и от его местоположения в теле последней. В пределах всех щитов отчетливо проявляется своеобразие раздела Мохоровичича и его явное отличие по сейсмическим признакам от внутрикоровых границ. Несомненна неоднородность верхней мантии под каждым щитом. Все эти общие черты глубинного строения земной коры и верхней мантии щитов древних платформ качественно проявляются при разных методах наблюдений и интерпретации первичных материалов, что убеждает в их реальности, несмотря на весьма существенные различия в оценках количественных параметров.

Есть основания предполагать, что наблюдаемые различия в глубинной структуре слагающих щиты блоков хотя бы частично определяются докембрийской историей: минимальная мощность коры отмечается на участках выхода архейских толщ, не затронутых более поздней складчатостью, и напротив, в районах, испытавших активные тектонические дви-

жения в протерозое, мощность коры относительно повышена. Отмечаемое сходство глубинного строения крупных интрузивных массивов, внедрившихся в кору современных щитов в протерозое, возможно, указывает на однотипность процессов магматизма, протекавших в докембрийское время на участках развития древней континентальной коры в самых разных областях земного шара. Резкое утонение коры в краевых, в частности приокеанических, частях щитов связано, по всей видимости, с относительно молодыми тектоническими процессами.

Дальнейшее углубленное изучение черт сходства, а также специфики каждого щита и проверка намечающихся связей между глубинным строением коры и верхней мантии щитов, с одной стороны, и тектоническими особенностями — с другой, представляются чрезвычайно важными для выяснения проблемы развития континентальной коры.

#### Литература

1. *Ассиновская Б. А., Торопушина Е. Ф.* Строение верхней мантии Фенноскандии по временам пробега волн от местных землетрясений и региональный годограф волн  $P_n$ //Геофизические и геодинамические исследования на северо-востоке Балтийского щита. Апатиты: Изд. Геол. ин-та КФ АН СССР, 1982. С. 44—53.
2. *Бабаян Г. Д., Мокшанцев К. Б., Штех Г. И.* Основные черты глубинного строения восточной части Сибирской платформы//XXV Междунар. геол. конгресс. Геофизические исследования земной коры. Докл. сов. геологов. М.: Недра, 1976. С. 26—34.
3. *Беляевский Н. А., Затюлек А., Попов И. И. и др.* Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977. 267 с.
4. *Вольвовский И. С.* Сейсмические исследования земной коры в СССР. М.: Недра, 1973. 207 с.
5. *Галдин Н. Е.* К вопросу о глубинном строении земной коры в восточной части Балтийского щита//Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 3. С. 21—24.
6. Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. 194 с.
7. Геофизические и геохимические исследования глубинных зон земной коры. М.: Недра, 1983. 177 с.
8. Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 1967. 160 с.
9. Глубинное строение земной коры и верхней мантии Украины//Труды Ин-та геофизики АН УССР. Киев: Наук. думка, 1984. 227 с.
10. *Гонтовая Л. И., Калужная Л. Т.* Выделение глубинных разломов в северо-западной части Украинского щита (по данным метода ГСЗ)//Геофиз. сборник АН УССР. 1979. №.89. С. 48—55.
11. *Гончаров А. Г.* К расчету сейсмической модели нижней части земной коры и переходной зоны коры — мантия по данным ГСЗ на Приладожском профиле//Зап. Ленинградского горного ин-та. 1982. Т. 92. С. 10—14.
12. *Гончаров А. Г.* Поперечные волны при глубинном сейсмозондировании на Балтийском щите//Зап. Ленингр. горного ин-та. 1984. Т. 101. С. 10—14.
13. *Егоркин А. В., Зюганов С. К., Чернышов Н. М.* Верхняя мантия Сибири//XXVII Междунар. геол. конгресс. Геофизика. Докл. Т. 8. М.: Наука, 1984. С. 27—42.
14. Исследование литосферы и астеносферы на длинных профилях ГСЗ. М.: Наука, 1980. 250 с.
15. *Косминская И. П.* Классификация структур земной коры по сейсмическим данным//Бюл. Совета по сейсмологии. 1963. № 15. С. 11—28.
16. *Кременецкая Е. О., Оболенская Л. М.* Особенности распространения продольных волн под Фенноскандией и их связь с подкоровыми структурами//Геофизические и геодинамические исследования на северо-востоке Балтийского щита. Апатиты: Изд. Геол. ин-та КФ АН СССР. 1982. С. 27—35.
17. *Крюченко В. А.* Геологическое истолкование результатов комплексной интерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ Бабанка — Пятихатки//Геол. журн. 1981. Т. 41, № 4. С. 51—61.
18. *Крюченко В. А., Половинкин Б. В., Трипольский А. А.* Глубинное строение Украинского щита по профилю Николаев — Канев//Геофиз. журн. 1981. Т. 3. № 2. С. 82—88.
19. *Левенберг Е. А.* Составление трехмерных структурно-плотностных моделей земной коры восточной части Балтийского щита//Зап. Ленингр. горного ин-та. 1982. Вып. 92. С. 43—50.
20. *Литвиненко И. В.* Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита//XXII Междунар. геол. конгресс. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1965. С. 12—23.
21. *Литвиненко И. В.* Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита//XXVII Междунар. геол. конгресс. Геофизика. Докл. Т. 8. М.: Наука, 1984. С. 9—20.
22. *Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Гаврилов И. А. и др.* Глубинный разрез земной коры Центральной Карелии и его сейсмическая модель//Зап. Ленингр. горного ин-та. 1981. Вып. 89. С. 12—17.
23. *Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Дворецкая Л. М. и др.* Глубинный сейсмиче-

- ский разрез земной коры Приладожья и Юго-Западной Карелии//Зап. Ленингр. горного ин-та. 1982. Вып. 92. С. 3—9.
24. Методика и результаты геофизических исследований северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Геол. ин-т КФ АН СССР, 1980. 141 с.
  25. *Миккельвейт С.* Сейсмический профиль в Южной Норвегии//Исслед. литосферы и астеносферы на длинных профилях ГСЗ. М.: Наука, 1980. С. 103—119.
  26. *Павленкова Н. И.* О слоях с пониженными скоростями в земной коре Украинского щита//Геофиз. сборник АН УССР. 1970. № 30. С. 27—35.
  27. *Павленкова Н. И., Смелянская Т. В.* Характеристика сейсмических границ в земной коре Украины//Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971. С. 45—54.
  28. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
  29. *Соколовский К. И., Орлюк М. И., Пашкевич И. К., Демьянчук С. В.* Оценка распределения источников магнитных аномалий в разрезе земной коры по результатам продолжения поля в нижнее боковое полупространство//Аномалии магнитного поля и глубинное строение земной коры: Матер. Междунар. рабочего совещания. Исследования аномалий геомагнитного поля и вековых вариаций. Киев, 29 окт.—2 нояб. 1979 г. Киев: Наук. думка, 1981. С. 77—81.
  30. *Соллогуб В. Б., Гринь Н. Е., Дрогичкая Г. М. и др.* Результаты сейсмических исследований в районе бурения Криворожской сверхглубокой скважины//Геофиз. журн. 1985. Т. 7. № 2. С. 27—36.
  31. *Соллогуб В. Б., Трипольский А. А.* Некоторые данные о глубинном строении земной коры по профилю ГСЗ Таганрог—Кировоград//Геофиз. сборник АН УССР. 1969. Вып. 31. С. 18—24.
  32. *Соллогуб В. Б., Харитонов О. М., Чекунов А. В.* Глубинное строение Восточно-Европейской платформы по данным геофизических исследований//Геофиз. журн. 1980. Т. 2. № 6. С. 26—35.
  33. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* УССР. Общие методические выводы//Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1971. С. 116—181 и 245—256.
  34. Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев: Наук. думка, 1980. 206 с.
  35. *Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. и др.* Глубинные сейсмические исследования Индийского щита//Геофиз. журн. 1979. Т. 1. № 1. С. 3—18.
  36. *Суворов В. Д., Корнилова З. А.* Глубинное строение Алданского щита по данным сейсмологии близких землетрясений//Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 86—93.
  37. *Трипольский А. А., Квачук Л. А., Трипольская В. А.* Особенности сейсмической расчлененности земной коры Кировоградского блока//Геофиз. журн. 1984. Т. 6. № 3. С. 88—94.
  38. *Трипольский А. А., Харитонов О. М.* Исследование тонкослоистой структуры переходной зоны кора—мантия на примере Украинского щита//Геофиз. журн. 1984. Т. 6. № 2. С. 43—48.
  39. *Харечко Г. Е.* Скорости распространения сейсмических волн в верхней части земной коры Деканской синеклизы//Геофиз. журн. 1982. Т. 4. № 1. С. 66—70.
  40. *Харечко Г. Е.* Глубинное строение земной коры Индийского щита. Киев: Наук. думка, 1983. 152 с.
  41. *Херрин Ю.* Сопоставление моделей строения верхней мантии: Канадский щит и Провинция Бассейнов и Хребтов//Природа твердой Земли. М.: Мир, 1976. С. 155—166.
  42. *Чекунов А. В., Кучма В. Г.* Глубинная структура разломов//Геотектоника. 1979. № 5. С. 24—37.
  43. *Чекунов А. В., Кучма В. Г., Сигалов Я. Б.* Некоторые принципиально важные свойства разломов//Геофиз. сборник АН УССР. Вып. 77. Киев; Наук. думка, 1977. С. 18—27.
  44. *Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Старостенко В. И. и др.* Строение тектоносферы Индостана и прилегающих акваторий по сейсмическим и гравитационным данным//XXVII Междунар. геол. конгресс. Геофизика. Докл. Т. 8. М.: Наука, 1984. С. 69—84.
  45. *Шаров Н. В.* Строение земной коры в центральной части Кольского полуострова по данным сейсмологии взрывов//Сейсмичность и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Апатиты: Геол. ин-т КФ АН СССР. 1980. С. 53—59.
  46. *Шаров Н. В.* Сейсмические данные о рельефе поверхности Мохоровичича Балтийского щита//Геофиз. журн. 1982. Т. 4. № 2. С. 91—96.
  47. *Brown L., Brewer J., Cook F. et al.* COCORP deep seismic reflection studies of continental lithosphere: regional variations in intrabasement structure//Geophysics. 1979. V. 44. № 3. P. 383—384.
  48. *Bungum H., Pirhonen S. E., Husebye E. S.* Crustal thicknesses in Fennoscandia//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1980. V. 63. № 3. P. 759—774.
  49. *Calcagnile G.* The lithosphere—asthenosphere system in Fennoscandia//Tectonophysics. 1982. V. 90. № 1—2. P. 19—35.
  50. *Cassell B. R., Mykkeltveit S., Kanestrom R., Husebye E. S.* A North Sea—Southern Norway seismic crustal profile//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1983. V. 72. № 3. P. 733—753.
  51. *Drummond B. J.* Seismic constraints on the chemical composition of the crust of the

- Pilbara Craton, North-West Australia//Rev. bras. geoscienc. 1982. V. 12. № 1—3. P. 113—120.
52. *Finlayson D. M.* Geophysical differences in the lithosphere between Phanerozoic and precambrian Australia//Tectonophysics. 1982. V. 84. № 2—4. P. 287—412.
  53. *Finlayson D. M.* Seismic crustal structure of the proterozoic North Australian craton between Tennant Creek and Mount Isa//J. Geophys. Res. 1982. B. 87. № 13. P. 10569—10578.
  54. *Finlayson D. M.* Velocity differences in the middle—lower crust across the Proterozoic North Australian Craton//Rev. bras. geoscienc. 1982. V. 12. № 1—3. P. 132—134.
  55. *Fuchs K.* Structure, physical properties and lateral heterogeneities of the subcrustal lithosphere from long-range deep seismic sounding observations on continents//Tectonophysics. 1979. V. 56. № 1—2. P. 1—15.
  56. *Gassel B. R., Fuchs K.* Seismic investigations of the subcrustal lithosphere beneath Fennoscandia//J. Geophys. Res. 1979. V. 46. № 4. P. 369—384.
  57. *Grand S. P., Helmberger D. V.* Upper mantle shear structure of North America//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1984. V. 74. № 2. P. 399—438.
  58. *Hales A. L., Rynn J. M. W.* A long-range, controlled source seismic profile in northern Australia//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1978. V. 55. P. 633—644.
  59. *Husebye E. S., Howland J.* On upper mantle seismic heterogeneities beneath Fennoscandia//Tectonophysics. 1982. V. 90. № 1—2. P. 1—17.
  60. *Husebye E. S., Ringdal F.* Seismic mapping of the Fennoscandian lithosphere and asthenosphere with special reference to the Oslo graben region//Tectonics and Geophys. Contin. Rifts. 1978. V. 2. P. 297—311.
  61. *Jentsch M.* Reinterpretation of a deep-seismic-sounding profile on the Ukrainian shield//J. Geophys. Res. 1979. V. 45. № 4. P. 355—372.
  62. *Kaila K. L.* Deep-seismic-sounding studies in India//Geophys. Res. Bull. 1982. Spec. Issue. 20. V. 113. P. 309—328.
  63. *Kaila K. L., Bhatia S. C.* Gravity study along the Kavali—Udipi deep-seismic-sounding profile in the Indian peninsular shield: some inferences about the origin of anorthosites and the Eastern Ghats orogeny//Tectonophysics. 1981. V. 79. № 1—2. P. 129.
  64. *Kaila K. L., Chowdhury R. K., Reddy P. R. et al.* Crustal structure along Kavali—Udipi profile in the Indian peninsula shield from deep seismic sounding//J. Geol. Soc. India. 1979. № 8. P. 307—333.
  65. *Kaila K. L., Krishna V. G., Mall D. M.* Crustal structure along Mehmabad—Billimora profile in the Cambay basin//Tectonophysics. 1981. V. 76. № 1—2. P. 99—130.
  66. *Kaila K. L., Murty P. R. K., Rao V. K., Kharechko G. E.* Crustal structure from deep-seismic-soundings along the Koyna II (Kelsi-Loni) profile in the Deccan trap area, India//Tectonophysics. 1981. V. 73. № 4. P. 365—384.
  67. *Kaila K. L., Reddy P. R.* Crustal and upper mantle velocity structure of the Earth from study of body waves produced by earthquakes//Geophys. Res. Bull. 1982. Spec. Issue. P. 19—36.
  68. *Lund C. E., Slunga R.* Crustal and upper-mantle structure of the Baltic shield investigation of deep-seismic-sounding by a combined interpretation of deep-seismic-sounding data and surface-wave analysis//Pure and Appl. Geophys. 1981. V. 119. № 6. P. 1100—1106.
  69. *Luosto U., Zverev S. M., Kosminskaya I. P., Korhonen H.* Observations of Fennolara shots on additional lines in Finnish Lapland//Proc. 17-th Assem. Eur. Seismol. Comm. Budapest, 21—23 aug., 1980. Budapest, 1983. P. 517—521.
  70. *Matveeva N. N., Kalnin K. A., Litvinenco I. V., Platonenkova L. N.* Mathematical modelling and seismic structure of the lithosphere of the Baltic shield//Proc. 17-th Assem. Eur. Seismol. Comm. Budapest, 21—23 Aug., 1980. Budapest, 1983. P. 667—670.
  71. *Nacada M., Hashizume M.* Upper mantle structure beneath the Canadian Shield derived from higher modes of surface waves//J. Phys. Earth. 1983. V. 31. № 6. P. 387—405.
  72. *Peseckis L., Burdick L. J.* Crustal structure for WWSSN station in India and Southern Asia//EOS Trans. Amer. Geophys. Union. 1979. V. 60. № 46. P. 877.
  73. *Sander G. W., Overton A.* Deep seismic refraction investigation in the Canadian Arctic archipelago//Geophysics. 1965. V. 30. № 1.
  74. *Simpson D. W.* P-wave velocity structure of the upper mantle in the Australian region//Ph. D. Thesis. Canberra: Australian National University, 1973. P. 35—38.
  75. *Weinrebe W., Meissner R., Vetter U.* The results of the Blue Road seismic experiment with special reference to the properties of the upper mantle//Tectonophysics. 1979. V. 56. № 1—2. P. 123.

УДК 551.243.4 : 551.251

МАРКОВ Е. И.

## ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА В СВЯЗИ С ГЛУБИННЫМИ НАДВИГАМИ

Анализ строения и состава метаморфических ореолов, ассоциирующих с глубинными надвигами в зонах тектонического скупивания, свидетельствует, что влияние надвигообразования на процессы метаморфизма проявляется — в генерации синхронных термальных ореолов с обратной метаморфической зональностью — и в регулировании  $P$ — $T$ -флюидного режима в зонах надвигов при наложении регионального метаморфизма. Особенности строения и состава ореолов с обратной зональностью под офиолитовыми и сиалическими аллохтонами, а также данные теоретического и экспериментального моделирования указывают на единый, независимый от типа аллохтона источник тепла при данном типе метаморфизма, каковым является тепло механической природы. При наложении регионального метаморфизма на зону тектонического скупивания возможно локальное понижение давления в узких «плоскостях» шарьирования за счет разгрузки через них флюидного давления.

Согласно современным представлениям, ведущая роль в становлении континентальной земной коры принадлежит процессам тектонического скупивания, сопровождающимся метаморфизмом и гранитизацией. Хотя общая последовательность процессов при тектоническом скупивании считается достаточно известной: надвигообразование — метаморфизм — гранитизация [5, 9, 11 и др.], причинно-следственные связи этих явлений, равно как и роль надвигов в глубинном петрогенезисе, весьма неопределенны. Анализ имеющихся по этому вопросу материалов позволяет считать, что влияние надвигов на процессы метаморфизма проявляется, во-первых, в образовании метаморфических ореолов, синхронных с ними, и, во-вторых, в контроле термодинамического режима метаморфизма, наложенного на сформированную покровную структуру. Первый случай обсуждается ниже на литературном материале, второй — на материалах автора.

## МЕТАМОРФИЗМ, СВЯЗАННЫЙ С НАДВИГООБРАЗОВАНИЕМ

Пространственная связь некоторых метаморфических ореолов с глубинными надвигами давно уже отмечалась исследователями, однако соотношение этих явлений до настоящего времени дискуссионно. Наиболее яркое выражение такой связи — офиолитовые надвиги, в подошве которых располагаются метаморфические ореолы с обратной зональностью (ОМЗ)<sup>1</sup> [3, 6, 28, 31, 32, 39, 40 и др.]. Кроме того, известны ореолы с ОМЗ, приуроченные к надвигам сиалических масс. Разумеется, нередко по надвигам совмещаются предварительно метаморфизованные глубинные породы, но в ряде случаев синхронность надвигообразования и метаморфизма доказывается строго [15, 23, 26, 29].

Классическим примером развития ОМЗ в подошве офиолитового комплекса является покров на западе Ньюфаундленда, сложенный верхней офиолитовой и нижней вулканогенно-терригенной чешуями и надвинутый на среднеордовикские карбонатные отложения. По данным [31, 32, 39], к подошве офиолитового покрова Бей оф Айлендз приурочен метаморфический ореол мощностью около 300 м, развитый в основном по вулканогенно-терригенным осадкам нижнего ордовика; лишь в самой верхней части ореола располагаются метабазиты, образовавшиеся по

<sup>1</sup> Под ОМЗ понимается такая зональность, в которой степень метаморфизма в автохтоне возрастает снизу вверх к подошве аллохтона; в не нарушенных последующими деформациями разрезах она является частью симметричной зональности, где плоскость симметрии — плоскость надвига.

габброидам. Степень метаморфизма падает сверху вниз по разрезу от контакта с перидотитами от гранулитовой до зеленосланцевой фации; изограды метаморфизма параллельны плоскости шарьирования. Максимальная температура метаморфизма оценивается в  $850^{\circ}\text{C}$  при  $P=7-11$  кбар.

Структурные и минералогические исследования показывают, что породы ореола претерпели единый этап метаморфизма, разделенный двумя генерациями деформаций на три стадии. При деформации  $D_1$  в базальной части перидотитов в шпинелевых лерцолитах образуется милонитовая полосчатость, выраженная чередованием паргаситовых и титан-паргаситовых лерцолитов и ариезитов. Непосредственно под контактом с перидотитами в это время идет кристаллизация роговой обманки, биотита, граната, а на уровне зеленосланцевой фации — хлорита, актинолита, мусковита и плагиоклаза. Деформация  $D_1$  сопровождается образованием кристаллизационной сланцеватости, параллельной плоскости контакта с перидотитами. В период между деформациями  $D_1$  и  $D_2$  в верхней части ореола образуются гранат-пироксен-плагиоклазовые роговики, а ниже, в метатерригенных породах, кристаллизуются беспорядочно ориентированные актинолит и эпидот. Вторая стадия деформаций интенсивнее проявлена на уровне зеленосланцевой фации; широко развиты мелкие изоклинальные складки, сопровождающиеся кливажем. В это время в зеленосланцевой фации кристаллизуются хлорит, мусковит, гранат, биотит, а в амфиболитовой — биотит, гранат, зеленая роговая обманка, переходящая ближе к контакту с перидотитами в бурую, почти полностью перекристаллизовываются пироксен-гранат-плагиоклазовые роговики, преобразуясь в роговообманковые гранулиты. Результирующая метаморфическая зональность представляется в следующем виде сверху вниз: 1) милониты по лерцолитам в нижней части аллохтона, 5—10 м; 2) роговообманковые гранулиты и роговики непосредственно под контактом с перидотитами, 5—10 м; 3) гранатовые и безгранатовые амфиболиты, 70 м; 4) зеленые сланцы и филлиты, 70 м.

В метаморфическом ореоле проявлен не только обратный градиент температуры, но и давления. Высокое давление в верхней части ореола (7—11 кбар) наряду с отсутствием высокобарических минеральных ассоциаций в зеленосланцевой части указывает на соответствие метаморфизма фациальной серии  $B_2$  на термодинамической решетке В. А. Глебовицкого [16]. Следует подчеркнуть отсутствие крупных поздних или постметаморфических опрокинутых складок и плоскостей надвигания внутри ореола, что свидетельствует о первичности ОМЗ.

Отражением симметрии термального ореола в аллохтоне, очевидно, является зона бластомилонитов в эндоконтакте перидотитов; ее незначительная мощность может объясняться «сухостью» аллохтона при метаморфизме и развитием плоскопараллельных текстур, препятствующих миграции в аллохтон метаморфогенного флюида. Основные породы в верхней части ореола петрохимически близки габброидам полосчатого комплекса офиолитов и, вероятно, были перемещены надвигом с уровня раздела М и спаяны с параавтохтоном в процессе метаморфизма.

Значительное сходство с описанными выше метаморфитами имеет ореол с ОМЗ в подошве Семайлского покрова офиолитов в Омани. По данным [37], покров состоит из трех тектонических пластин, залегающих на мезозойских карбонатных отложениях. Нижняя пластина сложена глубоководными радиоляритами, кремнями и вулканитами серии Хавасина. Средняя пластина — серия Хейби — образована меланжированными вулканогенно-терригенными породами островодужного типа; именно по этим породам и развит метаморфический ореол с ОМЗ. Верхняя пластина образована меланжированными офиолитами. Строение этого метаморфического ореола и его минеральные ассоциации отражены на рис. 1. Следует отметить, что волластонит является наложенным метасоматическим минералом, а присутствие кроссита и фенгита указывает на высокое давление при метаморфизме. Наличие антигорита в милонитах базальной части перидотитов, синхронного с образованием ран-

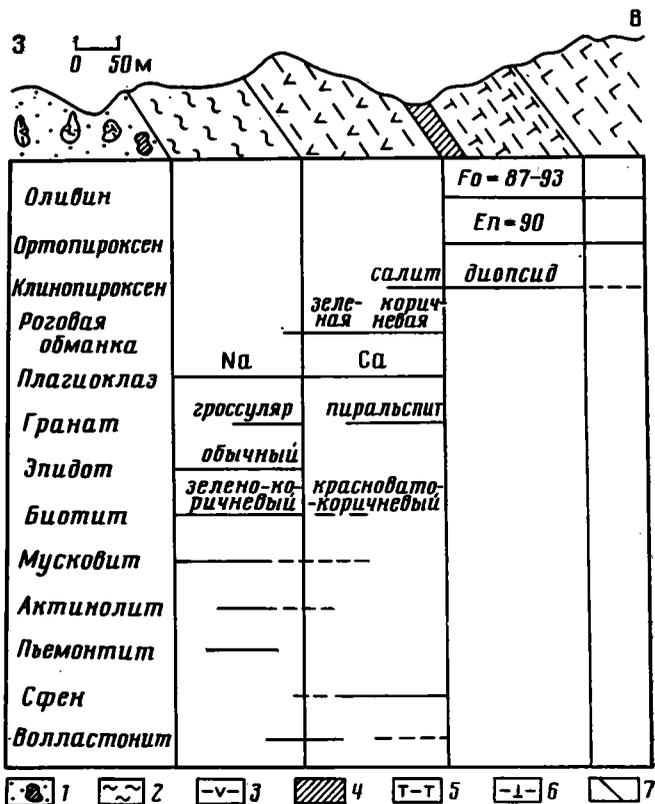


Рис. 1. Схематический разрез через метаморфический ореол в подошве Семаилского офиолитового комплекса по [37]

ней милонитовой полосчатости, свидетельствует о сравнительно низкой к этому моменту температуре базальной части офиолитовой пластины. Зеленые сланцы и амфиболиты имеют разную историю деформаций; если в амфиболитах установлены две генерации складчатых деформаций, то в зеленых сланцах их пять, причем первые две генерации в обеих толщах синхронны и однотипны. Максимальные температуры метаморфизма по гранат-пироксеновому термометру составляют 670—750°С. Верхняя амфиболитовая часть метаморфического ореола, так же как и в случае комплекса Бей оф Айлендз, образовалась по габброидам. Плоскость срыва между амфиболитовой и зеленосланцевой частями ореола можно рассматривать как свидетельство постметаморфического совмещения этих пород; в то же время данные структурного анализа указывают на синхронность и однотипность уже начальных синметаморфических складчатых деформаций в обеих частях ореола. Отсутствие же следов складчатости  $F_3$ — $F_5$  в амфиболитовой части разреза логично объясняется повышенной прочностью этих пород на регрессивной стадии метаморфизма, что должно отражаться и, как видно, отразилось в развитии хрупких деформаций. Так же как и в случае комплекса Бей оф Айлендз, отражением симметрии метаморфического ореола является наличие высокотемпературных бластомилонитов в приподошвенной части офиолитов.

В Армении зеленосланцевый метаморфический ореол с ОМЗ описан в подошве офиолитовых «массивов» в бассейне р. Веди [6]. Аллохтонный пакет, залегающий на раннесантонской олистостроме, имеет двучленное строение. Нижняя чешуя сложена меланжированным эффузивно-радиолитаритовым комплексом, верхняя — серпентинизированными перидотитами и габброидами. Породы нижней чешуи испытали зональный метаморфизм до уровня зеленосланцевой фации высоких давлений; здесь иногда

отмечается глаукофан в ассоциации с актинолитом. Степень метаморфизма падает вниз по разрезу от подошвы офиолитов, мощность метаморфического ореола составляет 400 м. Для пород характерны мелкие лежащие складки и кристаллизационная сланцеватость, параллельная подошве офиолитовых пластин. Отсутствие в породах метаморфического ореола крупных изоклиналильных складок и зон поздне- или постметаморфических надвигов, отмеченное и автором при посещении этого объекта, не позволяет считать причиной обратной метаморфической зональности наложенную складчатость или совмещение по надвигам в разной степени метаморфизованных пород. В данном случае обращает на себя внимание значительный обратный градиент давления при метаморфизме при слабом обратном градиенте температуры.

Далеко не везде однозначно доказывается первичный характер ОМЗ и наличие симметрии метаморфической зональности. Вместе с тем при обсуждении природы ОМЗ необходимо иметь в виду следующее обстоятельство. Ореолы с ОМЗ установлены практически повсюду, где офиолитовые покровы серьезно не нарушены наложенными тектоническими движениями. Там же, где такие нарушения проявлены, фрагменты пород из этих ореолов встречаются в виде тектонических блоков в меланже либо в поздней олюстостроне. Следовательно, наличие метаморфических ореолов в подошве офиолитов является их характерной особенностью. Образование же вторичной ОМЗ под влиянием опрокинутых складок или постметаморфических надвигов можно допустить в исключительных случаях. Нерезально предполагать, что во всех офиолитовых покровах с удивительным постоянством реализовался такой механизм образования ОМЗ. Это обстоятельство, по нашему мнению, может служить достаточным обоснованием первичности ОМЗ в подошве офиолитовых надвигов.

Приведенные данные наряду с другими имеющимися в литературе описаниями метаморфических ореолов в подошве офиолитов позволяют наметить следующие их основные особенности: 1) мощность метаморфических ореолов обычно не превышает 1 км; 2) тип метаморфизма может быть как высоко-, так и низкоградентным, хотя более характерен метаморфизм повышенных и высоких давлений; 3) изограды метаморфизма параллельны плоскости контакта с офиолитами; 4) наряду с обратным градиентом температур существует обратный градиент давления при метаморфизме; 5) метаморфические ореолы синхронны с надвигообразованием, хотя в ряде случаев и образуются по тектонически совмещенным до метаморфизма породам; 6) в ряде случаев по наличию ранней серпентинизации [12, 37] устанавливается сравнительно низкая температура на ранней стадии метаморфизма базальной части аллохтонов.

Метаморфические ореолы в подошве надвигов сиалических масс в настоящее время менее известны, нежели ореолы в подошве офиолитов. Ярким примером таких ореолов является ОМЗ в восточном секторе Низких Гималаев [2, 22, 25, 29] в породах формаций Далинг и Даржилинг. По данным А. Гансера [2], эти две формации образуют аллохтонную пластину, подстилаемую формацией Дамуда и перекрытую по Главному центральному надвигу гнейсами Высоких Гималаев. Слабометаморфизованные породы Далинг в подошве разреза представлены глинистыми и кварцевыми сланцами; вверх по разрезу с увеличением степени метаморфизма они преобразуются в хлоритовые, хлорито-серицитовые и хлорито-биотито-серицитовые сланцы. При постепенном переходе к эпидотамфиболитовой фации появляются гранат-биотитовые и гранат-биотит-мусковитовые сланцы, сменяющиеся в амфиболитовой фации гранат-кианит-ставролитовыми двуслюдяными сланцами, гранат-силлиманит-биотитовыми гнейсами и мусковит-биотитовыми гранитогнейсами (гнейсы Даржилинг). А. Гансер подчеркивает непрерывный характер разреза, хотя и указывает на наличие локальных пологих срывов.

Далеко не все геологи считают ОМЗ Низких Гималаев первичной; иногда ее происхождение объясняется последовательным перемещением по надвигам все более глубинных пород [13]. Однако многочисленными детальными структурными исследованиями доказана синхронность над-

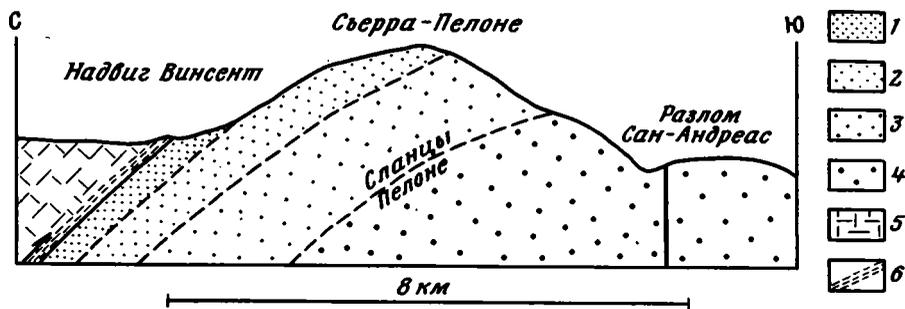


Рис. 2. Схематический разрез через сланцы Пелоне по [26] в восточной части Сьерра-Пелоне

1 — низы амфиболитовой фации; 2 — эпидот-амфиболитовая фация; 3 — верхняя часть зеленосланцевой фации; 4 — нижняя часть зеленосланцевой фации; 5 — аллохтон, образованный гнейсами и гранитами; 6 — зона милонитов и катаклазитов

вигообразования и метаморфизма, установлен их эоценовый возраст и отсутствие тектонических контактов между породами разных фаций метаморфизма [22, 25, 29]. В ряде случаев косая слоистость подтверждает нормальное залегание пород с ОМЗ.

Домезозойский возраст пород формаций Далинг и Даржилинг обоснован изучением строматолитов и отражает время осадконакопления [13]. Редкие данные абсолютной геохронологии, определяющие рифейский или раннепалеозойский возраст метаморфизма некоторых пород западного и центрального секторов Низких Гималаев [34], относятся к древним гнейсам, перемещенным по надвигам из Высоких Гималаев, и к породам с ОМЗ отношения не имеют. Мнение же о полиметаморфизме пород Далинг и Даржилинг основано на находках реликтов ассоциаций зеленосланцевой фации проблематичного раннепалеозойского метаморфизма [13]; никаких следов более высокотемпературных реликтовых ассоциаций здесь не обнаружено. Таким образом, представление о региональном раннепалеозойском зеленосланцевом метаморфизме ни в коей мере не ставит под сомнение прогрессивный характер эоценового метаморфизма в породах Далинг и Даржилинг и образование ОМЗ под действием обратного термального градиента.

Интересен метаморфический ореол с ОМЗ в Южной Калифорнии [26]. Здесь сланцы Пелоне сопряжены с системой мезозойских надвигов Винсент — Орокопия — Шоколадные Горы. Метаморфизм кварцево-полевошпатовых пород Пелоне, протекавший в течение позднего мела и палеоцена в режиме повышенного давления, был синхронен с надвигообразованием. Аллохтон сложен высокометаморфизованными докембрийскими гнейсами и мезозойскими гранитами. В районе Сьерра-Пелоне непосредственно под надвигом (рис. 2) наблюдается переход снизу вверх по разрезу от зеленосланцевой фации к низам амфиболитовой. Максимальное давление при метаморфизме оценивается в 10—11 кбар при  $T=620-650^{\circ}\text{C}$ . Изограды метаморфизма параллельны плоскости надвига; суммарная мощность пород эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации составляет 500 м. Над надвигом в подошве аллохтона развита зона бластомилонитов мощностью в несколько десятков метров. В той же зоне надвига, но в соседнем районе, где ОМЗ выражена только на уровне зеленосланцевой фации [27], установлено, что увеличение степени зеленосланцевого метаморфизма в автохтоне снизу вверх проявляется в увеличении содержания парагонитового минерала в мусковите; важно, что такое увеличение не контролируется крыльями лежащих складок и происходит монотонно при нормальном и опрокинутом залегании пород.

Отражением симметрии ОМЗ в аллохтоне является зона милонитов с новообразованиями альбита, хлорита, эпидота, актинолита и серицита. Отсутствие свидетельств повышенного давления здесь, по нашему мнению, связано с изначальной сухостью предварительно высокометаморфи-

зованных пород. В данном случае обратный градиент температуры сочетается с редким обратным градиентом давления.

Помимо приведенных выше примеров имеются описания метаморфических ореолов с ОМЗ в скандинавских каледонидах [21, 33], в Шотландском нагорье [24], в Центральном Французском массиве [23] и в ряде других районов мира. На острове Пинос (Куба) в ореоле с ОМЗ стратиграфо-палеонтологическими методами доказывается восходящий характер разреза автохтона, что бесспорно говорит о первичности ОМЗ [14].

Из изложенного следует, что ореолы с ОМЗ в подошве сиалических аллохтонов обладают теми же особенностями, что и ореолы в подошве офиолитовых надвигов; существенное различие намечается лишь в мощности этих ореолов, возможные причины этого будут обсуждены ниже.

#### ПРИРОДА МЕТАМОРФИЗМА И ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА

Образование ОМЗ в подошве офиолитов обычно связывают с кондуктивным перераспределением остаточного тепла от горячей подошвы аллохтона в холодный автохтон [5, 7, 28 и др.]. При решении же вопроса о генезисе ОМЗ в подошве сиалических надвигов различные исследователи привлекают тепло механической природы, тепло, выделяющееся при адиабатическом расширении и при фазовых переходах, кондуктивную теплопередачу от горячего аллохтона и радиоактивное тепло [14, 29]. По нашему мнению, общие особенности ОМЗ в подошве сиалических и офиолитовых аллохтонов определяют и единый источник тепла при их образовании. Анализ имеющихся к настоящему времени геологических, теоретических и экспериментальных данных свидетельствует в пользу ведущей роли тепла механической природы, хотя и вклад остаточного тепла в общий тепловой баланс в ряде случаев может быть существенным.

**Геологические данные.** Сторонники ведущей роли остаточного тепла при образовании ОМЗ в подошве офиолитов считают, что при надвигании подошва офиолитовой пластины имеет температуру от 800 до 1200°С, благодаря чему при соприкосновении с холодным автохтоном образуется обратный термальный градиент [5, 7, 28, 32]. Однако такому положению противоречит ряд данных. Известны, например, метаморфические комплексы с ОМЗ в подошве офиолитов, находящихся в опрокинутом залегании, где над ореолом с ОМЗ располагаются верхние заведомо холодные члены офиолитового разреза. Такая ситуация наблюдается, в частности, в ватынском офиолитовом комплексе [1] и в норвежских каледонидах [33]. Кроме того, согласно [20], начальная серпентинизация перидотитов происходит в океанических условиях и имеет региональный характер. Образующийся на ранней стадии высокотемпературный антигорит свидетельствует, что температура перидотитов на уровне срыва офиолитовых пластин не превышает 650°С. На более поздних стадиях образуются более низкотемпературные серпентины и, следовательно, температура подошвы офиолитовых пластин должна быть еще ниже. В качестве примера можно привести раннюю серпентинизацию в подошве семайлских офиолитов, где она синхронна с образованием ранней милонитовой полосчатости [37], и раннюю  $\alpha$ -хризотилитовую серпентинизацию в гарцбургитах Войкаро-Сыньинского массива [12]. Таким образом, сравнительно низкая температура подошвы офиолитов при обдукции (300—650°С) исключает возможность высокотемпературного метаморфизма автохтона за счет остаточного тепла.

**Теоретические данные.** Е. Р. Оксбург и Д. Л. Таркотт [35] провели расчеты, показавшие, что при кондуктивной теплопередаче максимальная температура метаморфизма автохтона должна составлять немногим менее половины температуры подошвы аллохтона. Если признать ведущую роль остаточного тепла при образовании ОМЗ, то при наличии в метаморфическом ореоле пород гранулитовой фации офиолиты при обдукции должны были бы находиться в расплавленном состоянии.

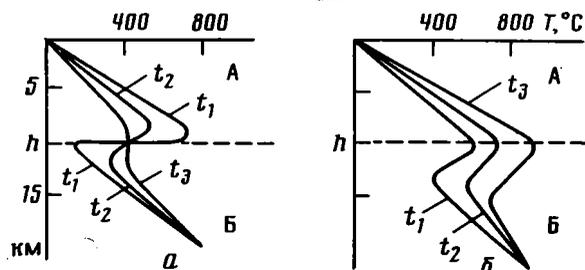


Рис. 3. Схематические термальные профили через зону надвига: *a* — при кондуктивной теплопередаче по [5], *б* — при выделении фрикционного тепла по [26]

*A* — аллохтон; *B* — автохтон; *h* — «плоскость» надвига;  $t_1$  —  $t_3$  — промежутки времени от начала прогрева ( $t_1$ ) до максимума прогрева ( $t_3$ )

Расчеты приращения фрикционного тепла при надвигообразовании, выполненные различными авторами [10, 26, 36 и др.], указывают на принципиальную возможность не только высокотемпературного метаморфизма, но и плавления пород в зоне надвига. Так, согласно [10], приращение фрикционного тепла при надвигообразовании составляет от 100 до 200°С, что в сумме с фоновым геотермическим градиентом вполне достаточно для высокотемпературного метаморфизма. В ряде работ содержатся и более высокие оценки приращения фрикционного тепла [26, 36]. Принципиальная схема термальных профилей при кондуктивной теплопередаче и при выделении фрикционного тепла показана на рис. 3. Из анализа этих профилей следует важный вывод: источник тепла при метаморфизме под офиолитовым аллохтоном может быть определен по времени появления наиболее ранних серпентинов. Если серпентин впервые появляется в базальной части офиолитов до максимума метаморфизма в автохтоне, то тепло имеет фрикционную природу, если после — остаточную. Выше уже приводились данные в пользу первого варианта.

**Экспериментальные данные.** Л. В. Теуфел [38] провел эксперимент с измерением фрикционного тепла на образцах песчаников и известняков. Эксперимент проходил при комнатной температуре; постоянная скорость движения  $10^{-3}$  см/с при перемещении на 0,4 см и при давлении от 0,02 до 2,0 бар. В песчаниках максимальная температура на контакте увеличивалась до 274—302 и 1145—1177°С при нормальном стрессе 0,1 и 1,1 кбар соответственно, в известняках — до 142—170 и 302—330°С при нормальном стрессе 0,15 и 0,4 кбар. В обоих случаях достигалась температура плавления материала, наблюдалось появление стекла.

Подобный же эксперимент провели Д. А. Локнер и П. Г. Окубо [30] на образцах гранита. При стрессе 2,5 МПа и общем смещении на 0,03 см на расстоянии 0,5 см от «разлома» приращение температуры достигало 10°С. При стрессе 6,41 МПа приращение температуры на 10°С наблюдалось на расстоянии 0,2—1,0 см от «разлома».

Таким образом, геологические, теоретические и экспериментальные данные свидетельствуют в пользу ведущей роли фрикционного тепла при образовании обратных термальных градиентов. Однако реальность существования таких градиентов еще не означает их способности образовать метаморфическую зональность. Встает вопрос о длительности существования термогенерирующего слоя и его мощности. Достаточно ли они, чтобы сформировалась сравнительно протяженная зональность с равновесными ассоциациями?

Минимальная продолжительность эпизода регионального метаморфизма оценивается в 2—10 млн. лет, контактового метаморфизма — менее 1 млн. лет [18]. Эти цифры включают как прогрессивную, так и регрессивную стадии процесса, причем вторая стадия, по общему мнению, в 2—3 раза продолжительнее первой. Поскольку метаморфическая зональность образуется на прогрессивной стадии, мы можем уверенно полагать, что существование термогенерирующего слоя в течение 1—10 млн. лет вполне достаточно для образования ОМЗ.

Исходя из того, что величина перемещения тектонических покровов в Гималаях оценивается в 100 км [2], и принимая скорость движения по надвигам равной 1—10 см/год, получим длительность разогрева термогенерирующего слоя в 1—10 млн. лет, более чем достаточную для образования метаморфической зональности даже регионального типа.

Сложнее обстоит дело с причинами различия мощностей ореолов с ОМЗ под офиолитовыми (сотни метров) и сиалическими (до первых десятков километров) аллохтонами, хотя это правило и имеет исключения [3, 26]. Анализ параметров, определяющих величину приращения тепла в зоне надвига, свидетельствует, что мощность метаморфического ореола в первую очередь определяется скоростью и длительностью движения по надвигу, а также глубиной надвигообразования и теплофизическими свойствами пород. Последние два фактора близки по значению для офиолитовых и сиалических аллохтонов [10, 19]. Вариации двух первых параметров в приемлемых пределах ( $t$  — 1—10 млн. лет,  $V$  — 1—10 см/год) позволяют ожидать и вариации мощности термальных ореолов. Возможно, в этом и кроется решение проблемы различия мощностей метаморфических ореолов под разнотипными аллохтонами. Исходя из модели Н. Л. Добрецова [5], мы вправе предполагать весьма высокую скорость процессов обдукции и вместе с тем короткое время существования термогенерирующего слоя при этом. Как было показано на примере Калифорнии [5], процесс обдукции, сложный и многостадийный, осуществляется путем наращивания вверх и вниз пакета тектонических пластин с его перемещением в сторону континента. При этом периодически происходит отмирание старых и образование новых термогенерирующих зон. Таким образом, при общей значительной длительности и большой амплитуде обдукции эпизод, в который происходит образование конкретного ореола с ОМЗ, сравнительно кратковременный. По нашему мнению, такая модель вполне удовлетворительно объясняет небольшую мощность пород с ОМЗ под офиолитами.

Еще один важнейший параметр, определяющий размеры метаморфических ореолов, — мощность термогенерирующего слоя. В определении величины этого параметра есть большая неопределенность. Ясно, что под термогенерирующим слоем следует понимать зону интенсивных деформаций, синхронных с надвиганием. Это может быть либо узкая приконтактовая наиболее деформированная и высокометаморфизованная зона, либо — весь метаморфический ореол. В первом случае средне- и низкотемпературные зоны метаморфизма будут производными кондуктивной теплопередачи от внутренней зоны. Во втором — каждая зона метаморфизма генерируется теплом от деформации собственных пород. Второй вариант кажется, более привлекательным, поскольку сводит до минимума зависимость от такого медленного процесса, как кондукция. Исходя из различия мощностей ореолов с ОМЗ под разнотипными аллохтонами, можно предполагать, что под сиалическими аллохтонами мощность термогенерирующего слоя выше, чем под офиолитовыми; связано это, вероятно, с отмеченными выше различиями в скорости и длительности надвигообразования.

Выше отмечалось наличие различных по режиму давления ореолов с ОМЗ. Помимо литостатического давления большое значение для смещения минеральных равновесий имеет тангенциальный стресс и флюидное давление. Так, В. А. Глебовицкий считает, что при метаморфизме, синхронном с надвигообразованием, мы вправе ожидать появления парагенезисов, которые отвечают давлениям более высоким, чем рассчитанное литостатическое, как результата кристаллизации в негидростатическом поле напряжения [4]. Флюидный режим метаморфизма в зоне надвига, по-видимому, контролируется не столько наличием порового флюида в автохтоне (который к началу прогрева, очевидно, должен быть отжат), сколько выделением буферующего флюида при реакциях дегидратации [26]. Достижение температур дегидратации водосодержащих минералов ведет к заполнению пор выделившимся флюидом, т. е. образованию смазки, снижающей складывающееся напряжение и соответственно

мощность термогенерирующего слоя, а также образующей совместно со стрессом обратный градиент давления. В зависимости от числа и объема гидратированных фаз, скорости удаления флюида и длительности движения по надвигу возможна пульсационная реконструкция обратного термального и барического градиентов. Вероятно, сложная история деформаций и вариации  $P-T$ -режима в некоторых ореолах с ОМЗ отвечает не прекращению и возобновлению движения по надвигам, а образованию и отжатию буферной «смазки».

Приведенные данные, как нам кажется, свидетельствуют вполне определенно, что глубинные надвиги способны генерировать синхронные метаморфические ореолы с обратной зональностью. Сравнительно небольшая мощность ореолов с ОМЗ свидетельствует о высоких  $P-T$ -градиентах при метаморфизме, что является весьма благоприятным фактором для метаморфогенного переотложения некоторых рудных элементов. Металлогения подобных ореолов требует самого пристального внимания.

### ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА, НАЛОЖЕННОГО НА ПОКРОВНУЮ СТРУКТУРУ

Помимо непосредственной генерации синхронных метаморфических ореолов надвиги способны и опосредованно влиять на режим наложенного метаморфизма. По мнению ряда авторов, надвигообразование приводит к резкому увеличению мощности земной коры, вследствие чего под действием изостатического погружения захороненные осадки попадают в область высоких температур и давлений, где происходит их метаморфизм и анатексис [5, 4, 35]. Здесь хотелось бы на одном примере показать, какое влияние оказывают захороненные «плоскости» шарьирования на флюидный и барический режим метаморфизма, наложенного на уже сформировавшуюся покровную структуру.

В Северо-Восточном Прибайкалье на юге Котерского синклинория древние (архейские?) полиметаморфические амфиболиты надвинуты на монометаморфические сланцы, мраморы и кварциты котерской серии рифея [8] (рис. 4). К надвигу приурочены гранитизированный меланж и шуппен-зона, в строении которых участвуют породы аллохтона и автохтона. Установлено, что надвигообразование произошло до рифейского метаморфизма и главных фаз складчатости, так что рифейский метаморфизм является изофациальным для аллохтона и автохтона. С зоной надвига пространственно совпадает полоса развития волластонитовых ассоциаций в карбонатных породах рифея. Эти ассоциации — волластонит + кальцит + кварц ± диопсид, относящиеся к андалузит-силлиманитовой фациальной серии, синхронны с ассоциациями кианит-силлиманитового типа в аллохтоне и автохтоне, что должно указывать на специфические термодинамические условия в «плоскости» шарьирования.

Известно, что в условиях, изотермичных метаморфизму внутренних частей аллохтона и автохтона ( $\sim 600^\circ\text{C}$ ), реакция образования волластонита  $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$  возможна при  $X_{\text{CO}_2} = 0,3P_{\text{общ}}$  и  $P_{\text{общ}} \sim \sim 5$  кбар [17], что соответствует условиям андалузит-силлиманитовой фациальной серии амфиболитовой фации. Поскольку аллохтон и автохтон метаморфизованы в условиях кианит-силлиманитовой фациальной серии амфиболитовой фации следует признать, что в зоне шарьирования имел место локальный перепад  $P_{\text{общ}}$  минимум на 0,5 кбар.

Причина смены режима давления на небольшом расстоянии, по-видимому, высокая проницаемость «плоскости» шарьирования; при условии ее связи с поверхностью она способна обеспечить эффективную разгрузку  $P_{\text{фл}}$  за счет градиента давления. Вторым фактором образования волластонитовых ассоциаций в данном случае являлось разбавление  $\text{CO}_2$  водой во флюидной фазе за счет поровой и конституционной воды зоны меланжа. Обильная сульфидная минерализация этой зоны свидетельствует об активной гидротермальной проработке меланжа до метаморфизма, что означает и образование значительного количества водосодержа-

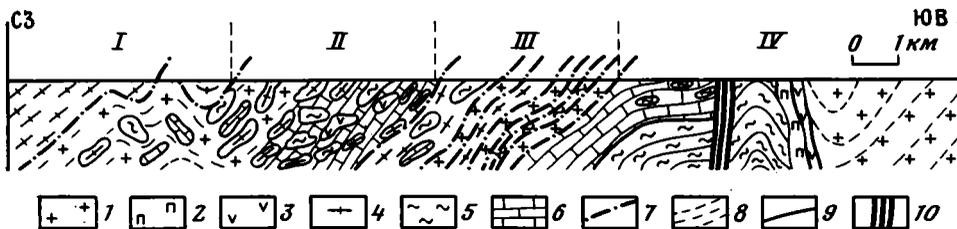


Рис. 4. Схематический разрез по р. Алла на юге Котерского синклиниория (Северо-Восточное Прибайкалье)

1 — гранитоиды баргузинского комплекса; 2 — пегматиты; 3 — метагаббро; 4 — полосчатые амфиболиты; 5, 6 — баргузинская свита; 5 — диопсид-биотит-амфиболовые сланцы; 6 — мраморы; 7 — плоскости скольжения; 8 — гнейсовидность в гранитоидах; 9 — нормальные контакты между пачками пород; 10 — постметаморфические дайки диабазов. Римские цифры: I — аллохтон, II — зона меланжа, III — шуппен-зона, IV — автохтон

щих минералов — источников воды при метаморфизме. В пользу такого вывода свидетельствует и более интенсивная гранитизация меланжа по сравнению с аллохтоном и автохтоном. Таким образом, «плоскость» шарьирования являлась регулятором флюидного режима и режима давления при наложенном метаморфизме. Если учесть, что в зонах тектонического скупивания таких «плоскостей» множество, то их влияние на характер метаморфизма может носить не только локальный, но и региональный характер. Именно здесь должно прежде всего происходить зарождение анатектических магм. Присутствие в зонах тектонического скупивания множества высокопроницаемых «плоскостей» надвигания, разделяющих аллохтонные пакеты, покровы, чешуи разного порядка, может привести в условиях наложенного метаморфизма к возникновению многочисленных магматических очагов, конечным итогом развития которых должны являться крупные плитообразные гранитоидные батолиты.

Автор отдает себе отчет в том, что затронутая в статье проблема еще далека от решения. Не все вопросы освещены достаточно полно, некоторые положения дискуссионны и допускают иную интерпретацию, что вызвано прежде всего недостаточной изученностью ореолов с ОМЗ и скудными экспериментальными данными. Некоторые выводы можно рассматривать в качестве постановки задачи для дальнейших работ.

#### Литература

1. Александров А. А., Богданов Н. А., Паланджян С. А., Чехович В. Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского хребта//Геотектоника. 1980. № 3. С. 111—122.
2. Бать Л. З. Офиолитовый аллохтон Шонгма (Северный Индокитай)//Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1984. № 6. С. 27—35.
3. Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 350 с.
4. Глебовицкий В. А., Седова И. С., Дюфур М. Г. и др. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа (Центральный Памир). Л.: Наука, 1981. 304 с.
5. Добрецов Н. Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.
6. Кnipпер А. Л., Соколов С. Д. Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон?//Геотектоника. 1976. № 4. С. 54—66.
7. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
8. Марков Е. И. Структурно-метаморфическая эволюция Котерского синклиниория (Северо-Восточное Прибайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Улан-Удэ: ГИН БФ СО АН СССР, 1982. 18 с.
9. Моссаковский А. А. Структурные и вещественные аспекты проблемы становления континентальной коры//Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 159—170.
10. Паталах Е. И., Поляков А. И., Севрюгин А. Н. Роль механического фактора в термическом режиме зон крупных разломов//Геотектоника. 1978. № 4. С. 79—90.
11. Пейве А. В., Яниши А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии в связи с составлением новой тектонической карты//Геотектоника. 1976. № 5. С. 6—23.
12. Савельева Г. Н. Метаморфическая зона в ассоциации с гипербазитами Войкаро-Сыннинского массива//Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. докл. III Уральского петрографического совещания. Т. 2. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 18—19.

13. *Синха Рой С.* Метаморфизм и тектоника Гималаев на примере Восточных Гималаев//Геотектоника. 1977. № 2. С. 66—74.
14. *Сомин М. Л.* Глубинные надвиги и «перевернутая» метаморфическая зональность//Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Изд-во УПИ, 1977. С. 79—84.
15. *Сомин М. Л.* Некоторые аспекты тектонической обстановки глаукофанового метаморфизма//Геотектоника. 1984. № 6. С. 8—20.
16. Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Недра, 1977. 207 с.
17. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1969. 432 с.
18. *Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. и др.* Земля. Введение в общую геологию. Т. 2. М.: Мир, 1974. 845 с.
19. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика/Под ред. Дортман Н. Б. 2-е изд. М.: Недра, 1984. 455 с.
20. *Юркова Р. М., Дриц В. А., Слоимская М. В. и др.* Типы серпентинитов и стабильность процессов серпентинизации ультрабазитов офиолитовых комплексов Сахалина и Корякского хребта//Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. С. 102—119.
21. *Andreasson P. G., Lagerblad B.* Occurrence and significance of inverted metamorphic gradients in the western Scandinavian Calidonides//J. Geol. Soc. London. 1980. V. 137. Pt 3. P. 219—230.
22. *Arita K.* Origin of the inverted metamorphism of the Lower Himalayas, central Nepal//Tectonophysics. 1984. V. 95. № 1. P. 43—60.
23. *Burg J. P., Leyreloup A., Marchand J., Matte Ph.* Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan Belt: an example the French Massif Central. Variscan tectonics of the north atlantic region//Geol. Soc. Spec. Publ. 1984. № 14. P. 47—61.
24. *Chinner G. A.* Kyanite isograds of Grampian metamorphism//J. Geol. Soc. London. 1980. V. 134. Pt 1. P. 35—49.
25. *Gocul A. R., Sengupta S., Redduk P., Raina P. L.* Relationship between Dalings and Darjeeling gneissic complex in Southern Bhutan//Misc. Publ. Surv. Geol. India. 1982. № 41. Pt 2. P. 70—79.
26. *Graham C. M., England P. C.* Thermal regimes and regional metamorphism in the vicinity of overthrust fault: an example of shear heating and inverted metamorphic zonation from southern California//Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 31. P. 142—152.
27. *Jacobson C. E.* Structural geology of the Pelone schist and Vincent thrust, San Gabriel mountains, California//Geol. Soc. Amer. Bull. 1983. V. 94. № 6. P. 753—767.
28. *Karamata S.* Metamorphism beneath obducted ophiolite slabs//Ophiolites: Proceeding international ophiolite symposium. Nicosia, Cyprus, 1979. P. 219—227.
29. *Le Fort P.* Hymalayas: the collided range. Present knowledge of the continental arc//Amer. J. Sci. 1975. V. 275-A. P. 11—44.
30. *Lockner D. A., Oculo P. G.* Measurement of frictional heating in granite//J. Geophys. Res. 1983. V. 88. № B-5. P. 4313—4320.
31. *McCaig A. M.* P-T-condition during emplacement of the Bay of Islands ophiolite complex//Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 63. № 3. P. 459—473.
32. *Malpas I.* The dynamothermal aureole of the Bay of Islands ophiolite suite//Can. J. Earth Sci. 1979. V. 16. № 11. P. 2086—2090.
33. *Mason R.* Inverted isograds at Sulitjelma, Norway: the result of shear zone deformation//J. Metamorph. Geol. 1984. V. 2. № 2. P. 77—82.
34. *Mehta P. K.* Tectonic significance of the young mineral dates and the rates of cooling and uplift in the Himalaya//Tectonophysics. 1980. V. 62. № 3/4. P. 205—218.
35. *Oxburgh E. R., Turcotte D. L.* Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps//Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt. 1967. V. 54. P. 641—661.
36. *Reitan P. H.* Frictional heat during metamorphism. Quantitative evaluation of concentration of heat generation in time//Lithos. 1968. V. 1. № 2. P. 151—163.
37. *Searle M. P., Malpas I.* Structure and metamorphism of rocks beneath Semail ophiolite of Oman and their significance in ophiolite obduction//Trans. Royal Soc. Edinburgh. 1980. V. 71. Pt. 4. P. 247—264.
38. *Teufel L. W.* Comparison of contact areas and temperatures measured frictional sliding of a sandstone and limestone. Parth I. Effect of normal stress on maximum temperature//Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. 1976. V. 8. № 6. P. 1135—1136.
39. *Williams H., Smith W. R.* Metamorphic aureoles beneath ophiolites suite and alpine peridotites: tectonic implication with West Newfoundland examples//Amer. J. Sci. 1973. V. 273. P. 594—621.
40. *Woodcock N. H. F.* Origins of some ophiolite-related metamorphic rocks of the Tethyan belt//Geology. 1977. V. 5. № 3. P. 373.

УДК 551.244.3(477)

МАЛЮК Б. И.

## КОНТРАСТНЫЕ ОБСТАНОВКИ РИФТОГЕНЕЗА НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

На территории УССР располагается Днепровский рифт девонского возраста, трансформировавшийся в карбоне — кайнозое в рифтогенную впадину, а также серия рифтоподобных структур в пределах Украинского щита. Среди них наибольший интерес вызывают зеленокаменные пояса Среднего Приднепровья, возможность отнесения которых к категории рифтов активно дискутируется в последние годы. Исходя из современного понимания рифтовых зон как областей различного геологического строения, но развивавшихся под влиянием единых геодинамических процессов, зеленокаменные пояса в работе рассмотрены как одна из обстановок рифтогенеза, которая сопоставлена с Днепровской рифтовой зоной. Показательно, что эти две обстановки контрастны. Важнейшими формальными признаками, отражающими эту особенность, являются масштабы развития магматических процессов, набор магматических формаций и петрохимический характер продуктов, а также структура обоих регионов. В качестве факторов, регулирующих конкретную форму проявления процессов рифтогенеза, рассматриваются глубина зарождения первичных магматических расплавов и степень проницаемости земной коры, являющаяся функцией интенсивности растягивающих напряжений и мощности земной коры.

### ВВЕДЕНИЕ

Рифтогенез — один из важнейших факторов преобразования земной коры, в частности, по-видимому, наиболее эффективный механизм ее деструкции. Огромный поток литературы, посвященный различным аспектам этого явления, обобщен в ряде фундаментальных монографий и сборников [5, 7, 15, 16, 28].

На территории Украинской ССР расположено несколько структур, происхождение и развитие которых связываются с проявлениями процессов рифтогенеза. Наиболее интересна в этом отношении Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ), которую В. К. Гавриш [5] назвал рифтогеном, подразумевая под этим рифтогенную природу породивших ее тектонических движений. Начало развития ДДВ было положено в позднем девоне формированием так называемого Днепровского рифта, который затем (карбон — кайнозой) трансформировался в рифтогенную впадину.

Группа рифтогенных структур, или «проторифтоидов» [9, 34], выделяется в пределах Украинского щита. В частности, в Среднем Приднепровье известен ряд раннедокембрийских структур, относящихся к типу зеленокаменных поясов. Образования такого рода некоторыми исследователями интерпретируются как древние внутриконтинентальные рифтовые зоны [8, 27, 40 и др.]. Этот вопрос до настоящего времени является предметом острых дискуссий. В данной ситуации, вероятно, определенную пользу могло бы оказать сопоставление особенностей геологического развития тех регионов, которые бесспорно относятся к категории рифтовых структур и зеленокаменных поясов, что удобно сделать на примере Украины.

### ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКАЯ ВПАДИНА

Геологическая история ДДВ отчетливо подразделяется на два важнейших этапа — рифтовый и синеклизный [5, 6].

Начало рифтового этапа ( $D_2gv - D_3fr_1$ ) характеризуется накоплением маломощных пестроцветных песчано-глинистых породных ассоциаций лагунно-континентальных фаций [14, 18]. Эти отложения соответствуют

пярнусско-нарвскому, старооскольскому и пашийско-кыновскому горизонтам. Судя по всему, на этой стадии происходило незначительное растяжение земной коры без разрыва ее сплошности.

Деструкция земной коры на рифтовом этапе начала проявляться, по-видимому, в семилукско-саргаевское время, когда на фоне общего накопления морских глинисто-карбонатных породных ассоциаций локальным распространением стали пользоваться специфические терригенно-вулканогенные и вулканогенно-соленосные породные парагенезисы [14, 18]. В последних случаях мощности семилукско-саргаевских отложений, обычно не превышающие 40—50 м, резко возрастают — до 300 м.

В дальнейшем при накоплении отложений алатырского, воронежского, евлановско-ливенского, задонско-елецкого и лебедянско-данковского горизонтов ( $D_3fg_2$ — $D_3fm$ ) сохранялась латеральная дифференцированность формирования различных типов породных ассоциаций. Так, в алатырское время были образованы вулканогенно-терригенные и глинисто-карбонатные породные ассоциации при подчиненной роли соленосных парагенезисов. В воронежское и в особенности в евлановско-ливенское время роль последних существенно возросла, тогда как масштабы развития вулканогенно-терригенных и глинисто-карбонатных толщ несколько сократились. Разрезы задонско-елецкого горизонта отличаются большой сложностью, отражающей разнообразные латеральные и вертикальные замещения глинисто-карбонатных, вулканогенно-терригенных, соленосных и глинисто-песчаных породных ассоциаций [14, 18]. Локально развитый лебедянско-данковский горизонт представлен в основном вулканогенными образованиями. Мощности описанных отложений крайне невыдержаны (от 0 до 2—3 км), что вызвано неравномерным развитием вулканогенных образований, процессами последующего тектонического перераспределения соляных масс и дифференцированными подвижками блоков фундамента в ходе осадконакопления [13, 14, 18].

Для дальнейшего обсуждения особое внимание необходимо обратить на состав и особенности распространения магматических образований рифтового этапа, все многообразие которых объединено в три формации [11, 12]. Наиболее ранняя из них, щелочно-ультрамафитовая, отвечающая воронежско-ливенскому циклу магматизма, проявлена главным образом в периферических, прибортовых частях рифта. В этой формации преобладают пирокластические фации ультрамафических и базальтовых пород. Задонско-данковскому циклу магматизма соответствует трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формация, развитая преимущественно в осевой части ДДВ. В этой формации туфы и лавы играют примерно равную роль. Наконец, третья формация, базальт-долеритовая, слагающая так называемый дайковый комплекс, развита на различных участках ДДВ и отличается преобладанием пород толеитового ряда. Становление этой формации, по мнению З. М. Ляшкевич и др. [11, 12], происходило синхронно с образованием двух упомянутых выше формаций. В дополнение к изложенному следует отметить, что объем вулканических продуктов рифтового этапа составляет 20% общего объема сформированных за это время пород [12].

Таким образом, вещественный состав образований рифтового этапа развития ДДВ свидетельствует о том, что их формирование происходило в условиях интенсивного и, как показывают специальные исследования [13], неравномерного растяжения земной коры. При этом были образованы краевые глубинные разломы ДДВ, а также сеть менее глубокопроникающих региональных нарушений. Все эти дизъюнктивы хорошо фиксируются сейсмическими методами [32, 33, 35]. Здесь же следует отметить, что геофизические исследования позволили установить факт уменьшения мощности земной коры в зоне Днепровского рифта [31, 33, 35].

Развитие ДДВ на синеклизном этапе отличалось накоплением многокилометровой толщи глинисто-песчаных отложений, которые подвергались складчатым дислокациям под влиянием широкого проявления соляной тектоники и, в меньшей мере, непосредственного воздействия подвижек отдельных блоков фундамента [13]. Основными структурными фор-

мами осадочного чехла ДДВ являются пологие моноклинали и брахиан-тиклинальные складки (бессолевы и соляно-купольные). Подавляющее большинство структур, образованных на синеклизном этапе развития впадины, относится к категории соляно-купольных брахиантиклиналей, нередко осложненных соляными штоками. Для девонского структурного этажа, соответствующего рифтовому этапу, характерны преимущественно моноклиналильные структурные формы при подчиненной роли брахиан-тиклиналильных складок, среди которых доминируют бессолевы структур-ные формы.

### ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ

На территории Среднего Приднепровья в пределах Украинского щита насчитывается семь зеленокаменных синклиорий — Криворожский, Верховцевский, Софиевский, Чертомлыкский, Сурский, Конкский и Белозерский. На северном склоне Украинского щита под отложениями чехла располагаются еще четыре зеленокаменных синклиория — Кременчугский, Кобелякский, Петриковский и Дерезоватский. Все эти структуры объединяются в четыре зеленокаменных пояса — Криворожско-Кременчугский, Кобелякско-Базавлукский, Петриковско-Сурский и Конкско-Белозерский. С точки зрения рифтовой концепции природы зеленокаменных поясов отмеченные зоны могут рассматриваться в качестве древних рифтовых зон.

Историю развития зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья можно проследить на основании формационных и тектонических исследований [20, 22, 25, 26].

В основании разреза большей части зеленокаменных структур располагается метаморфизованная коматиит-толеитовая формация мощностью до 1,5 км. Однако в пределах Конкской и Чертомлыкской структур эта формация находится в средней части разреза, тогда как его основание сложено метаморфизованной дацит-андезит-толеитовой формацией (до 1—2,5 км). Коматиит-толеитовая ассоциация обычно вверх по разрезу сменяется джеспилит-метатолеитовой либо сланцево-джеспилит-метатолеитовой формацией сравнительно небольшой мощности (до 500 м) [26]. Далее по разрезу следует метаморфизованная дацит-андезит-толеитовая формация, внутреннее строение которой существенно отличается от такового подобной ассоциации нижних частей разреза<sup>1</sup>. Фациальной разновидностью этой формации является сланцево-метаандезит-метатолеитовая породная ассоциация. Мощность толщ, сложенных указанными парагенезисами, составляет 1,5—2,5 км. Выше по разрезу в пределах многих структур располагается метаморфизованная риолит-дацитовая формация, но в Конкской и Верховцевской структурах ее место в разрезе занято специфической метакоматиитовой формацией.

Залегающие выше образования к настоящему времени детально не изучены, в связи с чем были объединены нами в комплекс вулканогенно-сидиментогенных формаций [23]. Если перечисленные выше формации соответствуют объему конкской свиты конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья, то образования комплекса вулканогенно-сидиментогенных формаций соответствуют белозерской свите той же серии и, по-видимому, криворожской серии<sup>2</sup>.

В состав комплекса вулканогенно-сидиментогенных формаций входят вулканогенные породы среднего, кислого и в меньшей степени основного состава, но главенствующая роль принадлежит разнообразным обломочным отложениям, важное место среди которых занимают джеспилиты. Мощность этой части разреза достигает 2000—2500 м.

Как и в предыдущем случае, необходимо специально остановиться на особенностях состава и условиях распространения магматических обра-

<sup>1</sup> Для целей настоящей работы описание этих деталей, подробно рассмотренных в работах [25, 26] не нужно.

<sup>2</sup> Обстоятельства, позволяющие параллелизовать белозерскую свиту с криворожской серией, подробно описаны в работе Н. В. Кушинова [10].

зований. Даже приведенный перечень формаций дает возможность видеть, что основная роль (до 80% объема) в разрезе зеленокаменных поясов принадлежит магматическим образованиям<sup>3</sup>. Характерно, что вулканы представлены исключительно членами магматических серий нормальной щелочности (коматитовой, толеитовой, известково-щелочной) [27]. В частности, содержание  $TiO_2$  в толеитах, являющееся, по мнению многих исследователей, важным петрологическим индикатором геодинамической обстановки, не превышает 1,5—1,7 вес. % при сумме щелочей не более 3,0—3,5 вес. %. В этом проявляется общая особенность зеленокаменных поясов, где практически нет пород щелочного уклона и находки такого типа [37], безусловно, следует считать крайне редкими исключениями из общего правила.

Характер развития вулканогенных формаций зеленокаменных поясов [25, 26] указывает на преобладание трещинного типа излияний, который лишь на заключительных стадиях формирования вулканогенной части разреза зеленокаменных поясов (риолит-дацитовая формация) сменяется центральным типом извержений. В хорошем соответствии с этой тенденцией находится преобладание лавовых фаций вулкаников, сопровождавших трещинные извержения, и возрастание роли пирокластики в извержениях центрального типа [2].

Важнейшая роль в формировании зеленокаменных поясов принадлежит гранитоидным и гранитогнейсовым образованиям «дозеленокаменного» фундамента. Несмотря на то что в структуре зеленокаменных поясов в последнее время обнаружены следы воздействия региональных тангенциальных напряжений [3, 38], лишь влиянием гранитоидных плутонов и крупных блоков ремобилизованных гранитогнейсов можно объяснить особенности тектоники структур Среднего Приднепровья — закономерную связь степени тектонической дислоцированности с масштабами проявления гранитоидов; развитие крутопадающих моноклиналей, тесно сжатых опрокинутых синклиналей, антиклиналей с сорванными замками, синклиналей с треугольными замками, крутопадающих надвигов и т. д. [22].

Породы зеленокаменных поясов зонально метаморфизованы, причем метаморфическая зональность хорошо увязывается с расположением гранитоидных образований. Породы конкской свиты, в особенности нижние части ее разреза метаморфизованы в условиях амфиболитовой и верхов эпидот-амфиболитовой фаций, тогда как верхние части конкской свиты, а также породы комплекса вулканогенно-седиментогенных формаций метаморфизованы в условиях низов зеленосланцевой фации.

Геофизические исследования на территории Среднего Приднепровья выявили две важные особенности глубинного строения региона. Во-первых, выяснилось, что, несмотря на значительные мощности осадочно-вулканогенных формаций, зеленокаменные структуры прослеживаются на глубину не более 5—7 км [22, 29]. Во-вторых, не было обнаружено какого-либо соответствия поведения поверхности  $M$  по отношению к пространственному положению зеленокаменных поясов. В пределах Среднего Приднепровья по профилю ГСЗ VIII Таганрог — Могилев-Подольский установлено [30], что максимальной мощностью земная кора обладает вблизи Криворожско-Кременчугского зеленокаменного пояса и вблизи Орехово-Павлоградской складчатой зоны, примыкающей с востока к Среднеприднепровскому блоку, тогда как наименьшие значения мощности зафиксированы в центральной части блока, причем безотносительно положения конкретных зеленокаменных поясов.

В заключение необходимо отметить, что по данным геохронологических исследований, намечается определенная тенденция изменения возраста формирования зеленокаменных структур. Так, породы Белозерского синклинория имеют возраст 3100 млн. лет [4], Верховцевского —

<sup>3</sup> В описании не отмечены комагматичные вулканогенным плутонические и гипабиссальные формации, несомненно играющие важную роль в строении зеленокаменных поясов, но пока еще недостаточно изученные.

2700 млн. лет [19]. Не исключено, что эти данные отражают гетерохронность формирования зеленокаменных поясов, выражающуюся в их омоложении с востока на запад.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенное краткое описание Днепровско-Донецкого рифтогена и зеленокаменных структур Среднего Приднепровья позволяет видеть всю сложность вопроса об отнесении докембрийских зеленокаменных поясов к категории рифтовых зон. Структуры Среднего Приднепровья существенно отличаются от типичного рифта практически по всем параметрам, и в этой ситуации возникает вопрос — считать эти различия обычными атрибутами контрастных разновидностей одной и той же категории природных объектов (в данном случае рифтовых зон), либо же рассматривать их в качестве формальных признаков, достаточных для отнесения сравниваемых структур к разнотипным образованиям земной коры (т. е. противопоставления зеленокаменных поясов рифтовым зонам)? Решение этого вопроса предполагает ясную и однозначную формулировку критериев, на основании которых та или иная структура по современным представлениям относится к разряду рифтов (рифтовых зон). Между тем анализ литературы показывает, что при рассмотрении разнообразных проблем рифтогенеза многие авторы либо вообще не дают определения своему пониманию термина «рифт» или «рифтовая зона», либо же ограничиваются схематическими определениями. Пожалуй, наиболее подробное определение современного значения этих терминов приведено в работе Е. Е. Милановского [17], согласно которому **рифтовые зоны** представляют собой протяженные тектоно-термальные области, характеризующиеся подъемом аномально нагретого мантийного вещества, который приводит к сводообразованию в земной коре и растрескиванию ее верхней части, сопровождающемуся проседанием присводовых участков, образующих собственно **рифты**. Показательно, что, давая такое определение, Е. Е. Милановский отметил отсутствие в нем сугубо формальных признаков, как то: типы земной коры, геометрические параметры структур, характер и мощность выполняющих их осадочных формаций, состав магматических образований и т. д., поскольку эти характеристики могут существенно различаться в разных категориях и типах рифтовых зон. Сравнивая приведенное определение Е. Е. Милановского с определениями рифтов и рифтовых зон, содержащимися в более ранних работах [5, 7, 28 и др.], можно заключить, что успехи, достигнутые в изучении рифтогенеза, показали одновременно невозможность формулировки формальных признаков, которые могли бы охватить все природное многообразие особенностей рифтогенных структур. Становится очевидным, что сейчас под рифтовыми зонами следует понимать не те или иные конкретные структуры, особенности геологического строения которых должны быть строго регламентированы, а участки или области земной коры, по Е. Е. Милановскому, развивавшиеся в определенном геодинамическом режиме, локальные вариации которого и обуславливают все наблюдаемое разнообразие рифтогенных структур. Именно в таком контексте зеленокаменные пояса могут быть, по-видимому, отнесены к рифтовым зонам, а точнее — к продуктам рифтогенеза. Все те специфические особенности, которые отличают зеленокаменные пояса от типичных континентальных рифтов, позволяют, таким образом, считать их особым типом рифтовых зон, не имеющих аналогов в современной системе рифтов Земли [3, 16]. С этой точки зрения приведенное в предыдущих разделах сравнение Днепровского рифта и зеленокаменных структур Среднего Приднепровья может рассматриваться не столько как метод установления возможности отнесения последних к категории рифтов, сколько как характеристика двух контрастных обстановок проявления рифтогенеза на территории Украины. Значительная разница в возрасте этих объектов делает такое сопоставление интересным и в плане изучения эволюции процессов рифтогенеза в истории Земли.

Большинство исследователей ДДВ считают, что причиной ее формирования явилось воздымание древнего Сарматского щита в конце среднего девона и создание в его сводовой части растягивающих напряжений [1, 5, 32]. Реализация этих напряжений привела к формированию краевых глубинных разломов встречного падения, ограничивающих Днепровский рифт, а также обусловила утонение земной коры в пределах последнего. Развитие рифта сопровождалось заполнением рифтовой долины вулканогенно-осадочным материалом, кратко описанным выше.

Наиболее существенные особенности, отражающие специфику обстановки рифтогенеза ДДВ, могут быть охарактеризованы следующим образом.

**1. Преобладание осадочных образований над вулканогенными.** Эта черта отражает, по-видимому, сравнительно небольшую величину растяжения земной коры и соответственно степень приоткрывания магмоподводящих разломов. В то же время дополнительным фактором, ограничивавшим масштабы поступления на земную поверхность магматических продуктов, могла служить значительная глубина очагов формирования как первичных магм, так и промежуточных камер их дифференциации.

**2. Набор магматических формаций и щелочной характер магматизма.**

Сменяющие друг друга во времени щелочно-ультрамафитовая и трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формации отражают, по-видимому, последовательное снижение термического режима недр и соответственно перемещение очагов генерации первичных магм во все более высокие горизонты верхней мантии. Компонентный состав магматических формаций указывает на значительную степень дифференциации первичных магм. Щелочной уклон магматизма рифтовых зон достаточно однозначно интерпретируется различными исследователями [7, 16 и др.] как следствие значительной (>100 км) глубины формирования ультрамафических и базальтовых магм, что подтверждается также специальными исследованиями вулканизма ДДВ [12] и хорошо коррелируется с масштабом проявления магматизма в регионе.

Отмеченные особенности Днепровского рифта присущи большому количеству структур этой категории [15, 16] и могут, по-видимому, рассматриваться в качестве типичных.

Значительно более сложна реконструкция условий и особенностей формирования зеленокаменных структур Среднего Приднепровья. Расположение их по площади типично для гранитно-зеленокаменных областей и, по определению Е. Е. Милановского [16], отражает проявление рассредоточенного рифтогенеза. Принимая во внимание относительно небольшие размеры зеленокаменных структур, вряд ли можно достаточно убедительно предполагать связь развития каждой из них с локальным воздыманием «дозеленокаменного» фундамента. По-видимому, проявление рассредоточенного рифтогенеза в данном случае связано с региональным растяжением. В целом морфологические особенности Среднеприднепровской гранитно-зеленокаменной области хорошо согласуются с представлениями ряда авторов [16, 36, 39] о формировании зеленокаменных поясов в результате древних циклов расширения Земли. Выше говорилось об омоложении зеленокаменных структур региона с востока на запад. Не исключено, что заложение зеленокаменных поясов отвечает отдельному циклу увеличения радиуса планеты.

В числе наиболее важных особенностей зеленокаменных структур региона, позволяющих охарактеризовать данную обстановку рифтогенеза, можно назвать следующие.

**1. Преобладание вулканогенных образований над осадочными.** Формирование существенно вулканогенного разреза зеленокаменных структур обусловлено, по-видимому, значительными величинами растягивающих напряжений, высокой степенью приоткрывания магмоподводящих разломов, а также неглубоким расположением магматических очагов.

2. Набор магматических формаций и нормальный характер магматизма. Переход во времени от коматит-толеитового магматизма на ранних стадиях до кислого и среднего — на поздних, характерный для большинства зеленокаменных структур, отражает, по-видимому, восходящую миграцию очагов магмообразования. Проявления коматитового магматизма в средней части разреза зеленокаменных структур (Конская, Верховцевская) связаны, вероятно, с кратковременным углублением положения отмеченных очагов. Принадлежность всех типов магматических образований к нормальному петрохимическому ряду указывает на относительно малоглубинный тип магмообразующих процессов.

3. Гранитоидный диапиризм. По нашему мнению [22], причиной этого явления послужила ремобилизация сиалической коры, на которой закладывались зеленокаменные пояса, в процессе высокотемпературной магматической деятельности (основной и ультраосновной магматизм), сопровождавшей их формирование, и всплывание в различной степени гомогенизированных гранитоидных магм и мигм, часть из которых комагматична риолитовым вулканическим образованиям самых верхних частей разреза зеленокаменных структур.

В классификации рифтовых зон Е. Е. Милановского [16, рис. 45] зеленокаменные пояса не нашли отражения, и этот исследователь предлагает называть их рифтоподобными структурами. Такое название представляется гораздо более приемлемым, нежели «рифт» или «рифтовая зона», ибо, как было показано выше, геологические особенности рифтов и зеленокаменных поясов существенно различаются между собой, и едиными для них могут быть лишь общие геотектонические процессы, формами проявления которых в рассмотренном случае явились две контрастные обстановки. Их основные различия сводятся к следующему.

1. Рифтогенез ДДВ сопровождался воздыманием обширной территории Сарматского щита, а образованный рифт отличался значительными размерами. Время формирования рифта невелико и соответствует в целом позднедевонской эпохе. В отличие от этого рифтогенез в пределах докембрийской Среднеприднепровской области проявился в ее рассредоточенном по площади растяжении; промежутки времени между формированием отдельных зеленокаменных поясов (циклов рифтогенеза) достигали сотен миллионов лет, а сами зеленокаменные структуры отличались относительно небольшими размерами.

2. Степень проницаемости земной коры, являющаяся функцией интенсивности рифтогенеза, в случае ДДВ была относительно низкой, а в Среднем Приднепровье — высокой. Соответственно отличались и масштабы проявления магматизма.

3. Глубина формирования первичных мантийных магм основного и ультраосновного состава в случае ДДВ превышала, по-видимому, 100 км, тогда как для зеленокаменных поясов эта величина была значительно ниже (60—90 км), что обусловило существенные различия в щелочности магматических продуктов.

4. В обоих случаях достаточно широко развиты осадочные образования, но соотношения их с вулканитами резко различны. В ДДВ осадочные породы слагают 80% объема отложений рифтового этапа, в то время как в зеленокаменных поясах Среднего Приднепровья такие объемы присущи вулканическим образованиям.

5. Тектоника девонского структурного этажа ДДВ, отвечающего рифтовому этапу, определялась подвижками блоков кристаллического фундамента, которые приводили к формированию относительно простых структурных форм. Структура зеленокаменных поясов формировалась главным образом под влиянием диапирового воздействия гранитоидов ремобилизованного «дозеленокаменного» основания.

Таким образом, основными различиями двух рассмотренных обстановок рифтогенеза, отражающими одновременно эволюцию этих процессов, являются глубина зарождения магматических расплавов в верхней мантии и интенсивность раскалывания земной коры. Увеличение глубин

формирования мантийных магм в континентальных областях от докембрия к фанерозою большинством исследователей связывается с понижением в этих районах величины теплового потока. Что же касается интенсивности деструкции земной коры, то этот показатель вполне обоснованно связывается с мощностью коры (в частности, с ее возрастанием от докембрия к фанерозою). Иногда, однако, можно встретить ссылки на то, что интенсивному дроблению земной коры в докембрии способствовала не только ее меньшая мощность, но и большая прогретость, пластичность и связанная с этим повышенная проницаемость для магм и флюидов. Возможно, пластичная кора и могла бы быстрее реагировать на приложение растягивающих напряжений по сравнению с корой консолидированной. Но в пластичной коре вряд ли могут развиваться мощные трансформационные зоны хрупких деформаций, необходимые для формирования крупных глубинных разломов, способных служить каналами для транспортировки значительных объемов мантийных магм, в особенности коматитов [24]. По-видимому, можно представить такой вариант, когда термическое состояние коры периодически колебалось вблизи определенного критического уровня. Некоторое остывание коры на определенном этапе эволюции гранитно-зеленокаменных областей могло привести к ее незначительной консолидации, что в условиях рифтогенеза способствовало началу активной магматической деятельности. Последняя повышала термический режим коры и вновь переводила ее в пластическое состояние, прерывая магматическую деятельность. Многократное чередование подобных циклов может служить объяснением как ритмичности строения разрезов зеленокаменных поясов, так и длительности их формирования. В то же время не вызывает сомнения то, что интенсивная деструкция коры и рассредоточенный характер раннедокембрийского рифтогенеза определялись в первую очередь общими, глобальными тектоническими причинами, например, как уже говорилось, периодическими изменениями радиуса Земли.

Автор благодарен З. М. Ляшкевич и А. А. Сиворову за обсуждение отдельных положений работы.

#### Литература

1. Антипов В. И. Развитие структуры земной коры Большедонбасского прогиба и сопредельных регионов. Киев: Наук. думка, 1977. С. 212.
2. Бобров А. Б., Сиворов А. А., Берзенин Б. З. Вулканические фации и оруденение зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья Украинский щит//Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 20—22.
3. Борукаев Ч. Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985, С. 192.
4. Бибикина Е. В., Щербак Н. П., Жуков Г. В., Маркова В. А. Изотопное датирование палеовулканитов конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1982. № 11. С. 25—28.
5. Гавриш В. К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. Киев: Наук. думка, 1974. С. 160.
6. Гавриш В. К., Горбенко В. С., Индутный В. Ф. Прогноз палеозойских коллекторов и покрышек Днепровско-Донецкой впадины на основании анализа ее пульсационного развития//Геол. журн. 1984. Т. 44. № 1. С. 35—41.
7. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Наука, 1977. С. 248.
8. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия — рифтовые зоны или островные дуги?//Геотектоника. 1980. № 5. С. 3—24.
9. Крутиховская З. А., Чекунов А. В., Галецкий Л. С. и др. Древние рифтоподобные структуры Украинского щита и их металлогеническое значение//Геофиз. журн. 1986. № 2. С. 3—19.
10. Кушинов Н. В. К вопросу геологического строения Белозерского железорудного района//Геол. журн. 1981. Т. 41. № 4. С. 14—19.
11. Ляшкевич З. М., Завьялова Т. В. Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1977. С. 180.
12. Ляшкевич З. М., Марушкин А. И. Вулканические формации Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1982. С. 180.
13. Малюк Б. И. Геологическое строение фундамента и его влияние на формирование осадочного чехла Днепровско-Донецкой впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Львов: ИГГИ, 1984. С. 18.
14. Малюк Б. И. Породные ассоциации девонских отложений Днепровско-Донецкой

- впадины и их связь со строением фундамента//Геология и геохимия горючих ископаемых. 1985. Вып. 66. С. 9—20.
15. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. С. 280.
  16. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. С. 280.
  17. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез и его роль в истории Земли//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 12. С. 38—56.
  18. Проблема промышленной нефтегазоносности девона Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1973. С. 192.
  19. *Семененко Н. П., Бойко В. Л., Орса В. И. и др.* Датирование процессов метаморфизма и магматизма докембрия Среднего Приднпровья Украинского щита//Геол. журн. 1977. Т. 37. № 2. С. 3—22.
  20. *Сиворонов А. А., Берзенин Б. З., Малюк Б. И. и др.* Метаморфизованные вулканогенные формации раннедокембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита. Ст. 1. Строение и состав//Геол. журн. 1981. Т. 41. № 5. С. 20—28.
  21. *Сиворонов А. А., Малюк Б. И., Берзенин Б. З. и др.* Метаморфизованные вулканогенные формации раннедокембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита. Ст. 2. Петрохимия и генезис//Геол. журн. 1981. Т. 41. № 6. С. 19—28.
  22. *Сиворонов А. А., Бобров А. Б., Малюк Б. И.* Морфологические типы раннедокембрийских зеленокаменных структур Среднего Приднпровья (Украинский щит)//Геотектоника. 1984. № 5. С. 22—37.
  23. *Сиворонов А. А., Малюк Б. И.* Метаморфизованные вулканогенные формации и тектоническая природа зеленокаменных поясов нижнего докембрия//Геотектоника. 1983. № 5. С. 38—51.
  24. *Сиворонов А. А., Малюк Б. И.* Коматииты как индикатор геодинамического режима и эволюции земной коры в раннем докембрии//Ультраосновные магмы и их металлогения. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 13—14.
  25. *Сиворонов А. А., Малюк Б. И., Бобров А. Б. и др.* Состав, строение и металлогения зеленокаменных поясов Среднего Приднпровья//Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1985. С. 177—188.
  26. *Сиворонов А. А., Смоголюк А. Г., Колий В. Д., Сирота М. Г.* Метаморфизованные вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации зеленокаменных поясов Среднего Приднпровья и Карелии. Киев: Препринт ИГФМ АН УССР, 1984. С. 72.
  27. *Синицын А. В.* Ревизия геотектонических концепций возникновения докембрийских зеленокаменных поясов//Геотектоника. 1979. № 6. С. 3—19.
  28. Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 280.
  29. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Особенности глубинного строения земной коры, существенные для возможной миграции и скопления ювенильных флюидов//Особенности глубинного строения земной коры и теоретические обоснования неорганического генезиса нефти. Киев: Наук. думка, 1982. С. 156—163.
  30. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А.* Глубинное строение Украинского щита по сейсмическим данным//Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977. С. 42—52.
  31. *Соллогуб В. Б., Чирвинская М. В., Бородулин М. А.* О древнем грабене в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена//Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. Киев: Наук. думка, 1975. С. 196—203.
  32. Тектоника и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1981. С. 228.
  33. *Чекунов А. В.* Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. С. 176.
  34. *Чекунов А. В.* Тектоносфера Украины в протозое//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1986. № 4. С. 35—39.
  35. *Чирвинская М. В., Соллогуб В. Б.* Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. Киев: Наук. думка, 1980. С. 180.
  36. *Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П., Шустова Л. Е.* Геолого-петрологические данные о расширении Земли в раннем докембрии//Проблемы расширения и пульсаций Земли М.: Наука, 1984. С. 45—49.
  37. *Brooks C., Ludden J., Pigeon J., Hubregtse J. J. M. W.* Volcanism of shoshonite affinity in an Archean arc environment, Oxford Lake, Manitoba//Can. J. Earth Sci. 1982. V. 19. № 1. P. 55—67.
  38. *Fyson W. K., Herd R. K., Ermanovics I. F.* Diapiric structures and regional compression in an Archean greenstone belt, Island Lake, Manitoba//Can. J. Earth. Sci. 1978. V. 15. № 11. P. 1871—1875.
  39. *Glikson A. Y.* Precambrian sial-sima relations: evidence for Earth expansion//Tectonophysics. 1980. V. 63. P. 193—234.
  40. *Groves D. I., Leshar C. M., Gee R. D.* Tectonic setting of the sulfide nickel deposits of the Western Australian Shield//Sulfide deposits in mafic and ultramafic rocks//Buchanan D. L., Jones M. J. London: IMM, 1984. P. 1—13.

УДК 551.242.3(470.5)

КОРИНЕВСКИЙ В. Г.

**ВАЖНЕЙШИЙ ЭПИЗОД ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ  
ЮЖНОГО УРАЛА**

На Южном Урале выявлено четыре разновозрастных олистостромовых комплекса: нижнесреднедевонский, среднедевонский, верхнедевонский и нижнекаменноугольный. Их появление связано с эпохами тектонического сжатия и надвигаобразования. Разобрано строение наиболее древней шандинской олистостромы. Установлен ее пражско-раннеэфельский возраст, двучленное строение. Наполнитель олистостромы образован продуктами разрушения более древних, преимущественно силурийских местных пород Сакмарской зоны. Показана ошибочность представлений о происхождении шандинских известняковых олистолитов из Бельской зоны барьерных рифов. Впервые установлено, что альпинотипные гипербазиты Южного Урала начали размываться лишь в раннем девоне. Интенсивное сжатие, предшествовавшее образованию шандинской олистостромы, произошло в раннем лохкове.

Раннедевонский этап сжатия был первым, но наиболее интенсивным, определившим тектоническое лицо Южного Урала. Возникшие в начале девона структурные зоны впоследствии сохранили свое относительное положение. Образование олистостром местами сопровождается вулканизмом. Непосредственно в период сжатия вулканизм отсутствует.

**ВВЕДЕНИЕ**

Сакмарская зона Южного Урала — один из эталонов приложения идей тектоники плит к древним складчатым поясам. Представления об ее покровном строении, о тектоническом совмещении в ее пределах разнофациальных разновозрастных комплексов палеозоя после работ [12, 27, 33—35, 40 и др.] стали среди геологов наиболее популярными. Но в ответе на естественный вопрос, когда же произошло это тектоническое скупивание, единодушия нет. В ранней работе А. Л. Яншина указывается на образование чешуйчатых надвигов на Южном Урале на границе перми и триаса. При этом особо подчеркнута [45], что мощные покровы перекрытия, которые указываются для этой фазы Г. Фредериксом в Чусовском районе, в пределах Каргалинских гор Сакмарской зоны отсутствуют.

Наиболее последовательно идея повсеместного развития на Урале покровных структур отстаивается М. А. Камалетдиновым. Он считает [12], что шарьяжи западного склона Южного Урала сформировались в конце среднекаменноугольной эпохи, но формирование покровов было длительным и многофазным. В эвгеосинклинальной зоне, корневой для Сакмарского аллохтона, по мнению М. А. Камалетдинова, шарьяжеобразование происходило в раннем и среднем девоне и, возможно, в силуре. Эти данные базируются на результатах исследований С. В. Руженцева [33, 35], который отметил, что система покровов в Сакмарской зоне впервые образовалась в среднем девоне (перед поздним эйфелем) и возникшие к тому времени толщи тектонически совместились. Второй этап шарьярования, сдваивания пакета покровных пластин, по С. В. Руженцеву [35], произошел в живетском веке. На рубеже раннего и среднего карбона наступает новый этап наиболее мощного тектонического сжатия, когда Сакмарский аллохтон надвигается на западный край Русской плиты.

И. С. Огарин и Г. С. Сенченко [26, с. 51] пишут, что первый (и, возможно, наиболее существенный) этап сокращения поперечных размеров Сакмарской зоны падает на конец эйфельского — начало живетского века. В результате этого сжатия произошло сближение разнофациаль-

ных разрезов и сформировалась сложная складчато-глыбовая, местами чешуйчато-надвиговая структура внутренних ее частей. Со взглядами С. В. Руженцева, И. С. Огарина и Г. С. Сенченко перекликается высказывание А. С. Перфильева [28, с. 156] о том, что процесс тектонического скучивания в среднем девоне захватил всю Уральскую палеоокеаническую структуру. Эта же мысль отражена и на тектонической карте Урала. В объяснительной записке к ней [27, с. 94] сказано, что тектоническое скучивание пород океанической коры и формирование переходной происходило в течение раннего девона — начале эйфельского времени. В это скучивание были вовлечены как породы контрастной серии, так и океанического чехла. В отличие от всех перечисленных выше исследователей С. Г. Самыгин полагает, что, начиная с рубежа силура и девона вплоть до живета, в пределах Сакмарской зоны имели место взбросо-надвиговые и покровные перемещения в восточном направлении [46]. При этом шло скучивание разнофациальных разрезов, срыв гипербазитовых массивов. Общее шарьирование пород Сакмарской зоны на запад произошло только в зилаирскую эпоху ( $D_3-C_1$ ). Наконец, недавно В. Н. Пучков и К. С. Иванов [8] высказали убеждение о послепозднедевонском возрасте шарьяжей Сакмарской зоны.

По нашему мнению, успехи в датировке возраста слагающих Сакмарскую зону пород и достаточно хорошая изученность их геологического положения создают предпосылки для более точного и однозначного определения времени первого сильного тектонического скучивания отложений палеозоя этой структуры. С этой целью обратимся к рассмотрению состава и возраста олистостромовых комплексов Южного Урала. Причинная связь олистостром и надвигов достаточно определена [23].

#### ОЛИСТОСТРОМОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Первое описание олистостром на Урале принадлежит Г. А. Смирнову с соавторами [39]. К ним была отнесена грубообломочная толща в разрезе западного борта Магнитогорского синклиория. По находкам конодонтов возраст олистостромы В. Н. Пучков определил как фаменский [30]. Впоследствии В. А. Маслов с коллегами [25] надежно обосновал позднефранский возраст этих обломочных образований. В литературе они получили название биягодинской олистостромы, состав и строение которой были детально разобраны [14, 44].

Важную роль в установлении олистостромовых комплексов в разрезе палеозоя Урала сыграла статья С. В. Руженцева и И. В. Хворовой [36]. В пределах Сакмарской зоны они установили два разновозрастных типа олистостром: сарбаевскую (силур) и шандинскую (нижний — средний девон), выявили их связь с покровообразованием, указали на различную обстановку накопления. Олистострома, которая прежде описывалась [36, 43] под названиями сарбаевской, херсонковской, салтакской, была отнесена ими к силуру. Эта датировка была косвенной, основывалась на переслаивании микститов с кремнистыми породами, большинство которых до последнего времени считались силурийскими. Сейчас же показано, что в Сакмарской зоне кремненакопление происходило не только в силуре, но и во всем диапазоне времени — от ордовика до позднего девона включительно [8, 16, 29]. Таким образом, пока не имеется надежных доказательств существования силурийских олистостром, за исключением небольших объемов пород в байтерекской и кос-истекской свитах [43].

В. В. Колтева [15] распознала олистостромовую природу гадилевской толщи, прослеженной на расстоянии около 100 км по западному борту Магнитогорского синклиория в зоне Восточно-Ирендыкского разлома в виде небольших (250—2000 м) линзовидных тел. Она сформировалась в позднем эйфеле [25] после накопления вулканогенной ирендыкской свиты и перекрывается нижеживетскими вулканогенно-осадочными породами улутауской свиты.

На протяжении всей Вознесенско-Присакмарской зоны (около 400 км) на восточном склоне Уралтау А. С. Гиниятуллин [5] выявил



Шандинская олистострома в полном объеме включает породы, традиционно относимые к шандинской свите, а также часть отложений, нередко рассматриваемых в составе толщ другого возраста (сакмарской свиты силура, велиховской и чанчарской свит девона и т. д.). Основная масса пород шандинской олистостромы сосредоточена вдоль западной границы Сакмарской зоны, в пределах полос макромеланжа, где соседствуют тектонически совмещенные разновозрастные палеозойские толщи.

Обвальное-оползневое происхождение грубообломочных пород шандинской свиты, принадлежность их к олистостромовым образованиям впервые установлены С. В. Руженцевым и И. В. Хворовой [36]. Ими в общих чертах рассмотрены состав, фауна и строение олистолитов и матрицы олистостромы, указана обстановка накопления. Мы намерены дополнить сведения о строении олистостромовой толщи, о составе слагающих ее пород как источнике данных об областях разрушения и размыва, а также о возрасте олистолитов и матрицы, соотношении их с окружающими породами. Новые материалы получены преимущественно в результате работ в стратотипической местности, где выделяются породы шандинской свиты (бассейн р. Жаксы-Каргала с притоками Шанды, Кос-Истек, Домбар, Чанчар, Карабутак и др.).

### СТРОЕНИЕ ОЛИСТОСТРОМОВОЙ ТОЛЩИ

Обнаженность пород шандинской олистостромы в большинстве случаев слабая. На низких холмах располагаются разобщенные выходы крупных олистолитов, среди которых выделяются светлые известняки, а в промежутках между ними — элювий разрушенной матрицы: песчаники, конгломераты, алевролиты. Лишь на правом берегу р. Медес имеются скальные обнажения шандинской олистостромы, описанные в работах [36, 43]. Именно здесь наблюдались наиболее крупные олистолиты известняков длиной более 50 м и отчетливо проявлено неравномерно-обломочное строение и несортированный характер матрицы олистостромы. Фрагментарно шандинская олистострома обнажена и в стратотипической местности (бассейн р. Каргала). Одним из участков, где можно составить представление о строении олистостромовой толщи, являются берега и северное побережье Каргалинского водохранилища, где в него впадает р. Кос-Истек (рис. 2). Субстратом, на котором залегает олистострома, служат то базальты сугралинской свиты ордовика, то вулканомиктовые андезитовые брекчии среднего ордовика. Непосредственные взаимоотношения шандинских микститов с подстилающими породами не видны, зато последние слагают значительную долю обломочного материала в микститах.

В целом шандинская олистострома имеет двучленное строение. Нижняя часть ее разреза представлена слоистой грубообломочной толщей. Именно здесь сосредоточена основная масса крупных известняковых олистолитов. Строение олистостромы можно наблюдать в отмытых плоских обнажениях на северном побережье Каргалинского водохранилища ниже устья р. Кос-Истек (рис. 3, а).

Мощность грубообломочной толщи превышает 45 м, с учетом прежних оценок [1, 2, 16, 43] ее полную величину можно считать равной 50 м. Обращает на себя внимание наличие в толще стратифицированных горизонтов и большого количества крупных олистолитов известняков. Такой характер нижняя часть разреза шандинской олистостромы имеет и в других местах (левобережье р. Чанчар, верховья р. Шанды, Кувандыкский район и т. д.). В отдельных пунктах можно наблюдать и непосредственное залегание пород, слагающих олистострому, на подстилающих образованиях. Так, на правом берегу р. Коктогай в 6 км южнее одноименного поселка на граптолитовых сланцах нижнего силура залегают известняки с фауной пражского яруса нижнего девона (*Aphrosalpinx sp.*, *Parallelostroma sp.*, *Actinostroma sp.*, *Stellopora ex gr. plena* Bogojavl.,

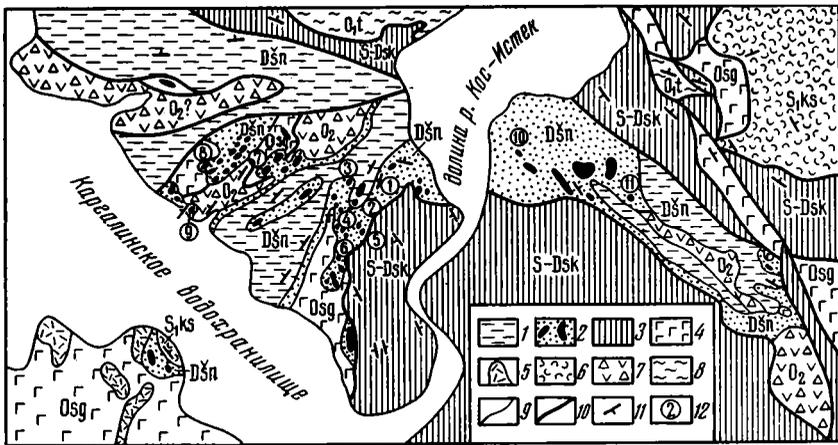


Рис. 2. Геологическая схема низовий р. Кос-Иstek

1, 2 — породы девонской шандинской плестостромы (D šn): 1 — карбонатно-кремнистая толща, 2 — грубообломочная толща с олистолитами (черное); 3 — кремнистые породы сакмарской свиты силура — девона (S—D sk); 4 — базальты сугралинской свиты ордовика (O sg); 5 — субвулканические тела риолитов; 6 — туфогенно-осадочные породы кос-истекской свиты нижнего силура (S<sub>1</sub> ks); 7 — вулканомиктовые брекчии андезитов среднего ордовика (O<sub>2</sub>); 8 — алевролиты и песчаники тремадокского яруса ордовика (O<sub>1t</sub>); 9 — линии стратиграфических и интрузивных контактов; 10 — линии разрывных нарушений; 11 — преобладающее залегание пород; 12 — в кружках — номера точек, в которых собрана фауна

*Squameofavosites frequens* Smirn., *Gracilopora cf. mala* Janet, *Coenites cf. puberulus* Janet, *Fasciphyllum halliaforme* Soshk., *Charactophyllum cf. antiquum* Soshk.). Эти известняки содержат выклинивающийся пропласток конгломератов, в котором встречена галька фтанитов с граптолитами лландовери [16]. На левобережье р. Кураган у ручья Салават Юлаев Б. И. Хворов в основании толщи кремнистых алевролитов, которую он считает аналогом шандинской свиты, выделил мощную пачку (около 100 м) конгломератов, содержащих обильную гальку габбро и габбро-диабазов, непосредственно подстилающих конгломераты. В том же Кувандыкском районе восточнее д. Рамазан Б. И. Хворов обнаружил в низах разреза шандинской свиты конгломераты с галькой разнообразных осадочных пород и эффузивов, а также пироксенитов, плагиогранитов, габбро и габбро-диабазов.

Нижняя грубообломочная толща шандинской олистостромы на северном побережье Каргалинского водохранилища западнее приустьевой части р. Кос-Иstek (см. рис. 2) согласно надстраивается верхней толщей. Последняя представляет собой чередование толстоплитчатых буровато-зеленовато-серых тонкослоистых кремнистых пород с бугристыми поверхностями наслонения и тонких (3—30 см) пропластков известняков. Известняки нередко песчанисты, иногда содержат остатки брахиопод, местами — кониконх. Характер переслаивания кремнистых пород и известняков ясен из рис. 3, б. Мощность пачки переслаивания в рассматриваемом разрезе около 20 м. Выше залегает крупноглыбовый микстит, в котором встречаются отторженцы фтанитов и бириозовых плагиориолитовых туффов нижнего силура и глыбы размером более 7 м переслаивающихся известняков и кремнистых пород. Подобную же по строению олистостромовую толщу можно видеть на правобережье р. Медес, где зеленовато-серые кремни образуют мощные прослои среди пачек грубообломочных микститов. При этом нередко среди кремнистых пород встречаются короткие линзочки и небольшие олистолиты известняков, вытянутые цепочкой вдоль напластования слоев. Имеются данные [42, с. 123], что и на левобережье р. Чанчар над глыбовым горизонтом прослеживается пачка зеленовато-серых силицитов с прослоями и линзами тентакулитовых известняков и мелкозернистых песчаников. Аналогичное положение, видимо, занимает и нижнесреднедевонская толща кремни-

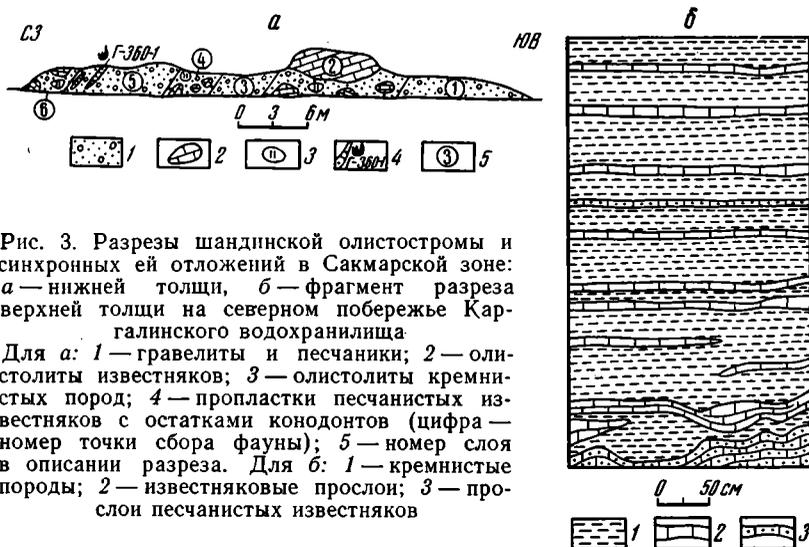


Рис. 3. Разрезы шандинской олистостромы и синхронных ей отложений в Сакмарской зоне: а — нижней толщи, б — фрагмент разреза верхней толщи на северном побережье Каргалинского водохранилища

Для а: 1 — гравелиты и песчаники; 2 — олистолиты известняков; 3 — олистолиты кремнистых пород; 4 — пропластки песчаных известняков с остатками конодонтов (цифра — номер точки сбора фауны); 5 — номер слоя в описании разреза. Для б: 1 — кремнистые породы; 2 — известняковые прослои; 3 — прослойки песчаных известняков

стых пород с многочисленными линзами известняков, развитая по обоим берегам р. Сакмары в районе устья р. Катралы [29], а также велиховская свита черных кремнистых пород с прослоями мраморизованных известняков и известняковых брекчий, обнажающаяся в верховьях рек Егинды и Айтпайка [16]. Таким образом, в период формирования шандинского олистостромового комплекса неспокойные эпизоды бурного накопления грубообломочных толщ чередовались с паузами относительного затишья, когда в застойных участках дна шло отложение тонкозернистых осадков. Обстановка осадконакопления рисуется таким образом [43, с. 193, 194]: «Обломочные породы с линзами известняков формировались на мелководных участках, рядом с которыми располагались депрессии. Масса обломочного материала и известняковые сооружения с отмелей часто сползали в депрессии. Расчлененный подводный рельеф благоприятствовал развитию оползней и обвалов. Общий объем обломочного материала невелик, что указывает на отсутствие горного рельефа. Очевидно, это была зона с островами и подводными отмелями».

### СОСТАВ ОБЛОМКОВ

Наиболее примечательная сторона строения Сакмарской зоны Урала — наличие разновозрастных, но разнофациальных комплексов ордовика, силура и девона. Наибольшей пестротой характеризуются силурийские отложения. Здесь [17, 34] выделены следующие типы разрезов: существенно эффузивный (олявинский), существенно кремнистый (сакмарский), вулканогенно-обломочный (байтерекский) и туфогенно-кремнистый (кос-истекский). По актуалистическим представлениям [7, 27], все они отлагались в различных удаленных один от другого районах обширного морского бассейна, а ныне тектонически совмещены. Породы, слагающие эти различные комплексы, во многих случаях хорошо распознаются по литологическим и структурным особенностям. Все сказанное дает основание для достаточно надежной идентификации пород в составе обломков шандинской олистостромы. Их изучение привело практически всех исследователей Сакмарской зоны к выводу о том, что обломочный материал представлен в основном палеозойскими породами местного (сакмарского) происхождения. Подобные породы отсутствуют в более западных или восточных структурных зонах Южного Урала. Представление о составе шандинской олистостромы дает изучение [7] обнажений на южном берегу Каргалинского водохранилища восточнее устья р. Карабутак. Известняки здесь слагают 4—8% всех галек, кремнистые породы и бирюзовые туффиты — 9—35, кислые вулканыты — 7—9, сред-

**Состав хромшпинелидов из осадочных пород нижнего ордовика и шандинской олистостромы девона Сакмарской зоны Южного Урала**

Компоненты	Песчаники нижнего ордовика [10]		Осадочные породы шандинской олистостромы девона			Гипербазиты Кемпирсайского пояса [24]
	низкотитанистые	высокотитанистые	Г-322	Г-366	Г-357-2	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>48,36 *</u> 40,21—56,73	<u>35,28</u> 34,35—36,74	64,89	61,56	50,99	<u>52,72</u> 27,30—63,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>3,27</u> 0—9,26	<u>13,73</u> 10,06—16,77	14,38 **	16,34	18,64	<u>4,63</u> 0,63—23,16
FeO	<u>17,94</u> 10,42—24,57	<u>23,90</u> 22,35—26,08				<u>13,48</u> 5,49—22,42
MgO	<u>10,04</u> 3,32—14,79	<u>8,16</u> 7,68—9,07	14,01	13,67	12,96	<u>13,67</u> 7,24—19,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>18,37</u> 10,58—29,50	<u>13,44</u> 10,73—18,65	6,36	7,98	17,66	<u>13,73</u> 7,20—38,30
TiO <sub>2</sub>	<u>0,11</u> 0—0,25	<u>3,99</u> 2,15—5,89	Не определялось			<u>0,26</u> 0,07—0,90
MnO	<u>1,60</u> 0,98—3,54	<u>1,20</u> 1,07—1,14	0,01	0,01	0,01	<u>0,18</u> 0—0,46
Число анализов	10	3	1	1	1	105

*Примечание.* Псаммитовый цемент микстита шандинской олистостромы: Г-322 — междуручье Кос-Истека и Карабутика на южном побережье Каргалинского водохранилища, в 6,75 км по азимуту 167° с плотины водохранилища, Г-366 — северное побережье Каргалинского водохранилища, в 3,5 км по азимуту 159° с плотины водохранилища или в 3,3 км севернее места отбора пробы Г-322. Г-357-2 — известняк нижнего эйфеля из олистолита в шандинской олистостроме. Правобережье р. Медес, в 8,25 км по азимуту 175° от слияния Медеса и Колымбая. Определения выполнены на микрозонде «Supergrobe-733» при напряжении 15 кВ, силе тока 25 нА, диаметре пучка 15 мкм.

\* Число над чертой — среднее содержание (мас. %), под чертой — интервал содержаний.  
 \*\* Все железо определено как FeO.

ние эффузивы — 10—17, порфировые базальты — 7—9, афировые базальты — 1—13, габбро-диабазы — 33—35, габбро — 1—2, плагииграниты — 1,5, песчаники — 0,5, гарцбургиты — 0,5%. В других пунктах среди обломков встречены пироксениты, серпентиниты, гематито-кремнистые метасоматиты, кварциты, амфиболиты. Состав обломков меняется от места к месту, что говорит об автономности источников сноса. В любом случае можно видеть зависимость состава обломочного материала шандинской олистостромы от состава окружающих эти выходы пород. Особенно наглядно это видно в случае с крупными олистолитами. Блоки кос-истекских туффигов, сакмарских фтанитов, тентакулитовых известняков и других пород, превышающие в поперечнике несколько метров, иногда десятки метров, аналогичны окружающим породам, где ими сложены протяженные пласты. Среди олистолитов наиболее заметны обломки карбонатных пород, преобладающая часть которых является нижнедевонскими (пражскими) и нижеэйфельскими известняками, содержащими бентосную, обычно рифогенную, фауну, остатки конодонтов, тентакулитов. Нередко наблюдаются глыбы цефалоподовых известняков лудловского яруса силура, в единичных случаях — валуны известняков нижнего кембрия и нижнего ордовика. Обильны обломки разнообразных кремнистых пород, где черные фтаниты часто содержат граптолиты силура хорошей сохранности. Очень важен факт находок в составе галечного и валунного материала шандинской олистостромы продуктов разрушения серпентинитов, пироксенитов, гарцбургитов, габбро- и габбро-диабазов, т. е. пород, некогда слагавших низы разреза второго палеоокеанического слоя земной коры Урала. Обнаружение в тяжелой фракции нижнеордовикских песчаников хромшпинелидов давало прежде основание для утверждения о доордовикском возрасте альпинотипной ассоциации гипербазитов Урала. Выявленная В. А. Исаевым и др. [10] существ-

венная разница в составе хромшпинелидов из терригенных пород нижнего ордовика и ультрабазитов Кемпирсайского пояса опровергла эти представления. Вопрос о верхнем пределе возраста альпинотипных гипербазитов Урала остался открытым. Решить его нам помогло изучение хромшпинелидов из псаммитового цемента шандинской олистостромы и известняковых олистолитов на нее. Зерна хромшпинелидов представлены идиоморфными кристаллами размером 0,3—0,6 мм, без следов окатанности. По основным химическим параметрам (таблица) хромшпинелиды из олистостромы очень близки к хромшпинелидам Кемпирсайского и других альпинотипных массивов, отличаясь от доордовикских хромшпинелидов высоким содержанием окиси хрома и крайне низким — окиси марганца. Следовательно, получены весомые доказательства дошандинского (дораннедевонского) возраста альпинотипных гипербазитов Южного Урала. Лишь в раннем девоне, а не в ордовике они были впервые выведены на поверхность, при этом размывались только комплексы Сакмарской зоны. С этим выводом согласуются цифры абсолютного возраста габбро Кемпирсайского массива ( $396 \pm 20$ —33 млн. лет), полученные самарий-неодимовым методом [46].

Фациальные обстановки, в которой формировались главные типы пород олистолитов, резко различались [7]. Можно заключить, что в шандинской олистостроме впервые появляются продукты размыва пород пассивной окраины континента, островодужных комплексов, первого осадочного слоя океанических бассейнов, базальтов океанического ложа и гипербазитов верхней мантии. К моменту накопления шандинской олистостромы они уже были тектонически сближены и выведены в области размыва.

#### ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКОВ ИЗВЕСТНЯКОВЫХ ОЛИСТОЛИТОВ

До недавнего времени ни у кого не возникало сомнения в том, что известняковые олистолиты в шандинской толще имеют местное происхождение. Это мнение основано на наличии протяженных карбонатных прослоев в окружающих осадочных породах, которые по облику, составу и набору фауны аналогичны известняковым олистолитам. Так, на левобережье р. Чанчар над глыбовым горизонтом прослеживается [43] пачка зеленовато-серых силицитов с прослоями и линзами песчанистых тентакулитовых известняков пражского яруса мощностью 10—80 см. Тонкие пропластки подобных же известняков, как говорилось выше, содержатся в кремнистых породах, перекрывающих глыбовый горизонт на северном побережье Каргалинского водохранилища. И там же неоднократно наблюдались олистолиты тентакулитовых известняков с тем же набором фауны. Хорошо известны прослой специфических цефалоподовых известняков лудловского яруса в кремнистых отложениях сакмарской свиты [8, 18]. Они встречаются, как и тентакулитовые «петельчатые» известняки, лишь в пределах Сакмаро-Лемвинской зоны западного склона Урала, их нет ни в Бельской зоне, ни в отложениях восточного склона. Совместные находки тех и других известняков в составе олистолитов свидетельствуют об их местном происхождении. Наконец, среди обломочной олистостромы толщи местами кроме пачек кремнистых пород, подобных тем, что имеются на правобережье Медеса, встречаются выдержанные биогермные пласты известняков, такой пласт мощностью 25—30 м обнажается на левобережье р. Коктогай у зимовки Кызылтас. Известняки содержат фауну кораллов и строматопороидей раннего эйфеля (зона *Favosites regularissimus*). Они залегают среди пачек микститов с псаммитово-карбонатным цементом, где обломки представлены в большинстве своем граптолитсодержащими фтанитами нижнего и верхнего силура, порфиоровыми базальтами, известняками, кислыми эффузивами. В микститах имеются прослой кремнистых алевролитов. Выходящая южнее грубообломочная толща содержит крупные олистолиты известняков с той же ранней эйфельской фауной зоны *Favosites regularissimus*.

Следует также напомнить, что тонкопереслаивающиеся кремнистые породы и известняки, залегающие в виде пачки выше грубообломочной

части разреза олистостромы на северном побережье Каргалинского водохранилища, выше по разрезу слагают большие блоки-олистоолиты, описанные в статье [36]. Таким образом, у нас нет сомнений в местных источниках сноса известняковых олистоолитов в шандинской олистостроме.

Недавно высказано мнение [8], что шандинские известняки Сакмарской зоны являются олистоолитами и олистоплаками, оторвавшимися от рифовых массивов Бельской зоны западного борта Зилаирского синклинория, т. е. от пассивной окраины Восточно-Европейского материка, сползшими по континентальному склону в область отложения синхронных или более молодых кремнистых пород<sup>1</sup>. На этом было основано утверждение [8] об отсутствии в начале девона — среднем девоне существенного перерыва в осадконакоплении, размыва и этапа надвигообразования. Действительно, в ряде мест известняки залегают в виде олистоолитов в кремнистых толщах, но их возраст в таких случаях близок возрасту вмещающих кремней или немного древнее (в пределах яруса — подъяруса). Это нам удалось показать путем находок конодонтов в известняковых глыбах на правом берегу р. Медес. При этом комплексы фауны (макро- и микро-) как в олистоолитах, так и в прослоях известняков среди кремнистых пород однотипны. Фауна же из одновозрастных известняков, слагающих шандинские олистоолиты, и известняков Бельской зоны, которые считаются для них материнскими [29], оказалась существенно различной. Для установления этого факта были использованы данные различных специалистов [1, 3, 12, 16, 22, 32, 35, 37, 42], в том числе палеонтологов. Так, пражские известняки бассейна р. Белой практически не содержат ни одного из тех восьми видов кораллов, которые известны в шандинских известняках. Из 13 руководящих видов брахиопод в последних имеются лишь два общих с содержащимися в бельских известняках вида (*Karpinskia conjugula* Tschern., *Clorinda pseudolinguifera* Kozl.). Нижнеэйфельские известняки бассейна р. Белой имеют лишь по одному общему с шандинскими известняками руководящему виду строматопоридей (*Stellopora analoga* Bogojavl.), кораллов (*Favosites regularissimus* Janet), брахиопод (*Nymphorhynchia pseudolivonica* Barr.). Списочный состав видов фауны известняков сравниваемых районов очень различается. Были проанализированы наиболее информативные сообщества бентосной фауны, которые могли бы однозначно ответить на вопрос о степени родства тех и других известняков. Этот анализ неоспоримо свидетельствует об их принципиальных отличиях, о невозможности проведения между ними знака равенства. Несколько менее, но все же сильно шандинские известняки отличаются по фауне и от одновозрастных известняков восточного склона Урала [3, 37, 42]. Это заставляет признать автономность всех сравниваемых областей карбонатонакопления и неправомочность высказанного [8] утверждения о природе шандинских известняковых олистоолитов. С учетом приведенных сведений о составе обломков в шандинской олистостроме уже нельзя отрицать факт интенсивного размыва пород различных частей Сакмарского бассейна в раннесреднедевонское время.

#### ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ШАНДИНСКОЙ ОЛИСТОСТРОМЫ

Многочисленные сборы фауны из наиболее молодых олистоолитов в шандинской свите дали возможность датировать ее в интервале — верхи нижнего девона (кобленцкий, или пражский ярус) — низы эйфельского яруса среднего девона [1, 16, 32, 33, 42, 43]. Нижняя грубообломочная толща содержит олистоолиты и пропластки известняков преимущественно пражского яруса, а в микститах верхней толщи преобладают олистоолиты известняков нижнего эйфеля. Это хорошо видно в верховьях рек Колымбай и Коктогай, на правом берегу Медеса [16], на северном бере-

<sup>1</sup> Данные о возможности сползания известняков в область накопления кремнистых осадков значительно раньше были приведены С. В. Руженцевым и И. В. Хворовой [36].

гу Каргалинского водохранилища. Олистолиты известняков нижней толщи в районе последнего (см. рис. 2) содержат следующие комплексы фауны: точка 3 (обр. У-125): *Cymostrophia stephani* (Barr.), *Karpinskia conjugula* Tschern., *Camarotoechia* sp. (пражский ярус); точка 4 (обр. Г-364) — трилобиты девона: *Prodrevermannia* sp., *Lochkovella* (?) sp., *Harpidae*, *Proetidae*, *Cheiruridae*; точка 5 (обр. Г-365-1,2): *Prodrevermannia* sp., *Lioharpes* sp., *Lochkovella* sp., *Pandorinellina steinhornensis miae* Bultynck, *Neopanderodus transitans* Ziegler et Lindström, *Hindeodella* sp., *Belodella* sp., *Ozarkodina* sp., *Turkestanella crenulata* Klisch., *T. porshnjakovi* G. L., *Alaina shishkatica* Klisch., *Digitella* sp. [31] (верхи пражского яруса — нижний эйфель); точка 6 (обр. Г-367): *Gypidula* sp., *Sibirirhynchia ex gr. alata* (Khod.), *Stegerhynchus pseudolivonicus* (Barr.), *Dentatrypa intermediafera similis* J. et M. Breiv., *Carinatina ex gr. arimaspus* (Eichw.), *Desquamatia tabuskaensis* (Khod.), *Atrypa submala* Khod., *Atrypa aff. subalinensis* Nik., *Karpinskia fedorovi* Tschern., *Pentagonocyclicus cf. robustissimus* (Barr.), *Salairocrinus cf. textus* (J. Dubat.), *Salairocrinus multibifidus* Jelt. et Mil., *Neopanderodus transitans* Ziegler et Lindström (верхи пражского яруса); точка 8 (обр. В-217): *Karpinskia fedorovi* Tschern., *Nymphorhynchia pseudolivonica* (Barr.), *Carinatina arimaspus* (Eichw.), *Atrypa* sp., *Gypidula ex gr. acutolobata* (Sandb.) (пражский ярус); точка 10 (обр. У-120): *Cypidula* sp., *Carinatina arimaspus* (Eichw.), *Atrypa* sp., *Cyrtina cf. kazi* Havl. (пражский ярус); точка 11 (обр. У-121): *Gypidula* sp., *Karpinskia conjugula* Tschern., *Carinatina cf. arimaspus* (Eichw.), *Atrypa* sp. (пражский ярус). В последние годы нам удалось выделить конодонты из известняковых прослоев в микститах нижней толщи шандинской олистостромы. Одна из точек располагается в верхней части разреза грубообломочного горизонта (см. обр. Г-360-1, слой 5 на рис. 3, б или точка 9 на рис. 2) на северном побережье Каргалинского водохранилища, а другая (см. точку 7 (см. обр. Г-363-1) на рис. 2) в его низах. В обоих случаях определен один комплекс конодонтов: *Neopanderodus transitans* Ziegler et Lindström, *Pandorinellina steinhornensis miae* Bultynck, известных из отложений от пражского яруса (зона *miae*) по нижней эйфель (зона *serotinus*) включительно<sup>2</sup>. На левобережье р. Чанчар среди песчаников нижней грубообломочной толщи олистостромы залегают тонкие (10—80 см) пласты известняков, содержащих тентакулиты раннего девона [35]: *Turkestanella cf. conoidales* Klisch., *T. aff. microannulata* Klisch., *Alaina* sp., *Styliolina fissurella* (Hall). Таким образом, и олистолиты, и пропластки известняков в нижней толще шандинской олистостромы имеют практически один возраст (пражский век).

Время формирования верхней толщи шандинской олистостромы датирует фауна из прослоев известняков среди микститов в верховьях р. Коктогай западнее зимовья Кызылтас, а также из известняковых линз среди кремнистых пород на правобережье Медеса. В тонких пропластках известняков, содержащихся в кремнистых породах переходной части разреза олистостромы от грубообломочной толщи к карбонатно-кремнистой, на побережье Каргалинского водохранилища (см. точку 1, обр. Г-275 на рис. 2) обнаружены *Polygnathus inversus* Klapper et Johnson, *P. crassens* Klapper, Ziegler et Mashkova, *Pandorinellina steinhornensis miae* Bultynck (верхи нижней эйфеля, зона *serotinus*). В известняках Кызылтаса обнаружены *Atelodictyon uralicum* Bogojavl., *Simlexodictyon uralicum* Javor., *S. cf. schegultanensis* Javor., *Favosites cf. regularissimus* Janet. *F. cf. gregalis* Porf., *F. cf. waganensis* Janet, *Fasciophyllum cf. halliaforme* Soshk. (нижний эйфель, зона *Favosites regularissimus*). Подобный фаунистический комплекс содержится и в известняках Медеса. Таким образом, можно полагать, что шандинская олистострома формировалась в течение пражского и раннейфельского веков, что подтверждает данные наших предшественников. Верхняя граница олистостромы опреде-

<sup>2</sup> Приведенная в статье фауна определялась В. Н. Барышевым, О. В. Богоявленской, А. И. Лесовой, Ф. Е. Янет, М. В. Шурыгиной, Л. И. Каплун, В. П. Сапельниковым, И. А. Брейвель, В. Л. Клишевичем, Е. С. Левицким, В. С. Милициной.

ляется также прорыванием известняковых олистолитов на Медесе дайками трахибазальтов позднеэйфельского щелочного комплекса [16]. Существенным моментом является то, что возраст олистостромы практически соответствует возрасту самых молодых олистолитов в ней. Это положение справедливо для всех других олистостром Урала и объясняется чрезвычайно быстрым темпом накопления толщ. Олистолиты девонских кремнистых пород и известняков входят в состав глыб серпентинитового меланжа, развитого в бассейне рек Коктогай, Колымбай, Медес, Карабутак и др. Они содержатся также в виде включений в вулканоколлювиальных брекчиях позднего эйфеля, распространенных в долинах рек Чанчар и Домбар [16].

#### ВРЕМЯ И МАСШТАБЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СКУЧИВАНИЯ В САКМАРСКОЙ ЗОНЕ

Формирование обломочных пород шандинской олистостромы сопровождалось тектоническим совмещением разнофациальных и разновозрастных толщ, их выведением на уровень эрозионного среза, что обусловило значительный размыв и разрушение отложений. Это происходило в относительно узкой зоне на границе Восточно-Европейской плиты и Сакмарского палеобассейна [7], а на остальной его площади условия глубоководного осадконакопления могли сохраняться очень долго, в течение всего силура и девона. Это подтверждается наличием непрерывных разрезов кремнистых отложений, датированных указанным временным интервалом, которые нередко являются конденсированными [7, 8]. Один из них был обнаружен и описан [8, 18] в правом борту ручья Коктас у развалин аула Верхние Шанды. Здесь фаунистически доказано [8] присутствие отложений лудловского яруса силура и пражского яруса девона и отсутствие пород пржидольского и лохковского ярусов.

В непрерывном разрезе карбонатных пород мощностью всего 3,5 м в черте г. Нижние Серги по конодонтам [31] выявлены отложения от пржидольского яруса верхнего силура до пражского яруса нижнего девона включительно. И здесь наблюдается выпадение осадков лохковского яруса. Отсутствие лохковских отложений в этих достаточно глубоководных осадках Сакмарской и Бардымской зон, видимо, не случайно. Подобные явления нередки и в тонкозернистых донных осадках в глубоководных участках ложа современных океанов. Это можно объяснить усилением деятельности донных течений в связи с возникновением расчлененного подводного рельефа. Практически нет лохковских отложений в составе олистолитов шандинской толщи. Об этом убедительно говорят многочисленные определения фауны. В 1975 г. Б. И. Хворов на правом берегу Урала в Киндерлинской синклинали выявил толщу трахибазальтов с прослоями туффицитов и кремнистых пород с *Monograptus hercynicus* Reper, которая сопоставима с верхней частью лохковского яруса. По исследованиям В. Т. Тищенко [41], этому же уровню соответствует выделенный им мостостроевский щелочно-базальтовый комплекс. Можно заключить, что в пределах Сакмарской зоны отсутствуют отложения нижнего девона, более древние, чем самые верхи лохковского яруса. Установлен кратковременный (раннелохковский век), но существенный и повсеместный перерыв в осадконакоплении.

Наличие регионального перерыва в осадконакоплении, приходящегося на раннелохковский век, полимиктовый характер шандинской олистостромы, содержащей обломки пород первого и второго слоев палеокоры Южного Урала и островных дуг, дает основание считать, что именно в раннем лохкове произошло сильное тектоническое скупивание пород, слагавших Сакмарский палеобассейн. За весьма короткое время (3—4 млн. лет) в соприкосновение пришли породы, слагавшие пассивную окраину континента, островные дуги, внутренние части бассейна, его базальтовое ложе, и подстилающие ультраосновные породы. Чтобы вывести их в область размыва, потребовался подъем на высоту не менее 3 км, а горизонтальное сокращение площади бассейна должно было составить

не менее 200—300 км [7, 38]. Поскольку в шандинских олистолитах преобладают породы из внутренних частей Сакмарского палеобассейна и лишь в очень небольшом количестве — продукты разрушения нижнеордовикских толщ, слагавших ложе шельфа континента, то следует признать обдукционный характер надвигания пород Сакмарской зоны на край Восточно-Европейской плиты с падением плоскости сместителя в сторону океанического бассейна. Постелью надвига послужили терригенные и вулканотерригенные породы нижнего ордовика. В своем распространении они обнаруживают определенную зональность и направленность в изменении характера разрезов. Эта смена состава отложений ордовика (увеличение роли вулканитов в более восточных (в современных координатах) районах, исчезновение глауконита в этом направ-

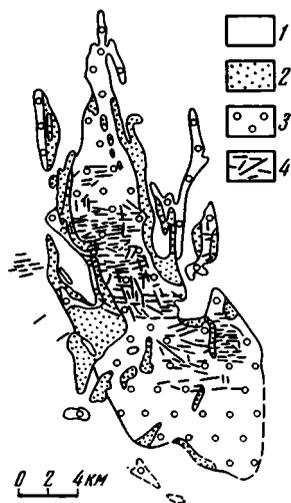


Рис. 4. Геологическая схема распространения габбро-диабазовых даек в Кемпирсайском массиве и его обрамлении [17]

1 — вмещающие породы палеозоя; в том числе толща базальтовых подушечных лав ордовика; 2 — габброиды, 3 — гипербазиты; 4 — дайки габбро-диабазов

лении и т. д.) происходит достаточно постепенно. Все разрезы нижнего ордовика характеризуются близким набором бентосной фауны [7], что говорит об отложении их в пределах единого бассейна. Породы же силура и девона на отложениях ордовика залегают в виде тектонических пластин и клиньев. По устному сообщению А. Н. Диденко, положение отложений ордовика по отношению к краю Русской платформы, по данным палеомагнитных исследований, изменилось с тех пор незначительно. Это дает возможность считать отложения нижнего ордовика автохтонными. Тогда поперечная ширина их выходов на Южном Урале (около 60 км) дает минимальную величину тектонического перекрытия края Восточно-Европейской плиты обдукционными пластинами пород Сакмарского бассейна.

В раннем лохкове и результате интенсивного тектонического сжатия и надвигообразования сформировались основные структурные черты современной Сакмарской зоны. Это доказывается ненарушенностью соотношений пластин гипербазитов и эффузивов в районе Кемпирсая (рис. 4), «сшитых» в раннем девоне дайками габбро-диабазов [19]; наличием наложенных синклиналей верхнедевонских отложений, запечатывающих пакеты тектонических пластин [33, 35]; сохранением вплоть до раннего карбона включительно относительного положения источников сноса, формировавших флишоидные и граувакковые отложения зилаирской свиты в разных районах Южного Урала [9]. В частности, в Сакмарскую зону обломочный материал поступал со стороны Уралтау. Именно в раннедевонское время зафиксирован первый глубокий разрыв палеозойских толщ, в том числе гипербазитов. Тогда же стали разрушаться и нижнекембрийские археоциатовые известняки, некогда слагавшие часть Сибирско-Казахстанского континента, а затем в результате столкновения припаянные к краю Восточно-Европейской плиты. Возникшие структурные зоны Южного Урала различаются набором разновозрастных пород, их стратиграфическим диапазоном, автономностью об-

ластей питания. Эти различия сохранились до нашего времени. Отсюда можно сделать вывод, что все последующие тектонические эпизоды, в том числе эпохи шарьирования в позднем девоне и раннем — среднем карбоне, лишь усложняли облик и строение Южного Урала, не меняя взаимного расположения его структур, возникших в раннем девоне. Видимо, с этим периодом максимальных сжатий и напряжений (400 млн. лет) совпала одна из общеуральских эпох метаморфизма. Вероятно, в это время возникли зоны динамометаморфизма и глаукофанизации в автохтонных выходах ордовика в Эбетинском антиклинории. О всеуральском проявлении раннедевонской эпохи олистостромообразования говорит и выявленная олистостромовая природа так называемых базальных конгломератов эйфеля в бассейне р. Большая Лолья на восточном склоне Приполярного Урала [6].

### ОЛИСТОСТРОМЫ И ВУЛКАНИЗМ

Установление точного времени (раннелохковский век) тектонического скучивания и более молодого возраста вулканических формаций Южного Урала [7, 8, 16, 17, 21, 25, 31, 33—35, 43] заставляет признать, что в это время вулканизм отсутствовал. Особенно убедительно говорят об этом результаты тщательных датировок вулканических толщ Сибайского района, проведенных на основании находок конодонтов группой В. А. Маслова [7, 25]. Таким образом, в момент максимального сжатия (раннелохковский век) условия для вулканизма не возникают. Они частично реализуются лишь позже, когда начинает формироваться олистострома. Все сказанное не позволяет согласиться с мнением [13], что надвигообразование и шарьирование сопровождаются интенсивным магматизмом.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В раннем лохкове на территории современного Южного Урала произошло сильное кратковременное (3—4 млн. лет) тектоническое сжатие, когда в результате обдукции пород Сакмарского палеобассейна на автохтонные отложения ордовика, слагавшие шельф Восточно-Европейской плиты, возник расчлененный подводный рельеф и цепочки островов. В течение пражского и раннеэйфельского веков здесь стала формироваться шандинская олистострома. В область размыта были впервые выведены разнофациальные породы ордовика силура и нижнего девона, различных частей палеокоры, в том числе альпинотипные габброиды и гипербазиты, фрагменты островодужных комплексов.

Раннедевонский этап сжатия был первым, но зато и наиболее интенсивным в палеозое, определившим тектоническое лицо современной западной части Южного Урала. Возникшие при этом структурные зоны впоследствии сохранили свое относительное положение. Переброса, шарьирования пород одной зоны через другую, с восточного склона Урала на западный ни в один из последующих этапов тектонического сжатия не происходило.

В связи с интенсивным размывом разнофациальных и разновозрастных толщ в момент образования шандинской олистостромы ее терригенные породы могут содержать морские россыпи благородных металлов и драгоценных камней.

### Литература

1. *Абдулин А. А.* Геология Мугуджар. Алма-Ата: Наука, 1973. 391 с.
2. *Абдулин А. А., Авдеев А. В., Сеитов Н. С.* Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон. Алма-Ата: Наука, 1977. 241 с.
3. *Брейвель И. А., Брейвель М. Г., Богоявленская О. В. и др.* Нижний девон и граница нижнего и среднего девона на восточном склоне Урала//Биостратиграфия и условия образования палеозойских отложений Южного Урала и восточной окраины Русской платформы. Уфа: Изд-во БФАН СССР, 1976. С. 13—21.
4. *Водорезов Г. И.* Основные черты стратиграфии палеозоя Мугуджар//Основные

- идей Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. С. 98—137.
5. Гиниятуллин А. С. Олистостромы Вознесенско-Присакмарской зоны Южного Урала//Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 3. С. 659—662.
  6. Ерошевская Р. И., Петров С. Д., Максимова И. В. К вопросу о так называемых базальных конгломератах эйфеля в бассейне р. Большая Лолья на восточном склоне Приполярного Урала//Вопросы петрологии и металлогении Урала. Тезисы докладов 4-й Уральской петрографической конференции. Ч. 3. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1981. С. 29—30.
  7. Зоненшайн Л. П., Кориневский В. Г., Казьмин В. Г. и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит//История развития Уральского палеоокеана. М.: Изд-во ИО АН СССР, 1984. С. 6—56.
  8. Иванов К. С., Пучков В. Н. Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1984. 87 с.
  9. Ильинская М. Н. О составе песчаников зилаирской серии на Южном Урале//Литология и полез. ископаемые. 1980. № 6. С. 32—44.
  10. Исаев В. А., Малахов И. А., Воронина Л. К. Хромшпинелиды из песчаников кидрясовской свиты нижнего ордовика Южного Урала//Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 5. С. 1205—1209.
  11. Кабанова Л. Я. Осадочно-вулканогенные комплексы Восточной зоны Южного Урала как показатель островных условий вулканизма//Магматические комплексы Среднего и Южного Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1982. С. 76—87.
  12. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
  13. Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 167 с.
  14. Ключкина М. Л., Магадеев Б. Д., Силантьев Е. В. Олистостромовый комплекс в северной части Кизило-Уртагымского синклинория//Литология и условия образования палеозойских осадочных толщ Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1980. С. 5—30.
  15. Коптева В. В. Осадочно-тектонические брекчии «гадилевской толщи» (Южный Урал)//Литология и полез. ископаемые. 1981. № 1. С. 55—67.
  16. Кориневский В. Г. Новые данные по стратиграфии вулканогенного девона на юге западного склона Урала//Вулканизм Южного Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1974. С. 111—120.
  17. Кориневский В. Г. Вулканогенные породы нижнего силура Сакмарской зоны Мугоджар//Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1975. С. 58—71.
  18. Кориневский В. Г. О наличии в силуре тентакулитов отрядов *Nowakiidae* и *Styloliniidae*//Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1975. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1976. С. 4—5.
  19. Кориневский В. Г. Аллохтонность гипербазитовых массивов Южного Урала//Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 1. С. 181—184.
  20. Кориневский В. Г. Подводные вулканоколлювиальные отложения Урала//Литология и полез. ископаемые. 1982. № 1. С. 41—54.
  21. Кориневский В. Г. Геологический очерк Южных Мугоджар//История развития Уральского палеоокеана. М.: Изд-во ИО АН СССР, 1984. С. 57—79.
  22. Краузе С. Н., Маслов В. А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа: Изд-во Баш. ФАН СССР. 1961. 96 с.
  23. Леонов М. Г. Тектонический режим эпох образования олистостром//Геотектоника, 1976. № 3. С. 26—39.
  24. Малахов И. А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 223 с.
  25. Маслов В. А. Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 223 с.
  26. Огааринов И. С., Сенченко Г. С. Криптоэвгеосинклинальная зона на Южном Урале//Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: 1974. С. 41—53.
  27. Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечехин В. М. и др. Тектоника Урала (Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000). М.: Наука, 1977. 120 с.
  28. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
  29. Петровский А. Д. О находках эйфельской фауны и общих чертах развития в девоне западного и восточного склонов Южного Урала//Докл. АН СССР. 1963. Т. 152. № 4. С. 964—967.
  30. Пучков В. Н. Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для стратиграфии палеозоя лемвинского типа//Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1979. С. 33—51.
  31. Пучков В. Н., Иванов К. С. Геология аллохтонных батимальных комплексов Уфимского амфитеатра. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1982. 62 с.
  32. Розман Х. С. Девонская система//Геология СССР. Т. XXI. Ч. 1. Кн. 1. М.: Недра, 1970. С. 90—113.
  33. Руженцев С. В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала (Кос-Истекский район)//Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 25—40.
  34. Руженцев С. В. Основные фациальные комплексы силура Сакмарской зоны Южного Урала//Докл. АН СССР. 1972. Т. 207. № 5. С. 1197—1199.

35. Руженцев С. В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с.
36. Руженцев С. В., Хворова И. В. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала//Литология и полез. ископаемые. 1973. С. 21—31.
37. Сапельников В. П., Мизенс Л. И., Шатров В. П. Биостратиграфия и комплексы брахиопод девонских отложений севера восточного склона Урала//Геологическая история Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1981. С. 59—68.
38. Сеитов Н. С., Авдеев А. В. Возможная природа внутриконтинентальных палеорифтовых структур некоторых районов Казахстана//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1983. № 4. С. 9—17.
39. Смирнов Г. А., Смирнова Т. А., Ключина М. Л. Верхнефранская олистострома на восточном склоне Южного Урала//Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1970. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1971. С. 189—191.
40. Тектоническая расчлененность литосферы//Тр. ГИН АН СССР. 1980. Вып. 343. 216 с.
41. Тищенко В. Т. Щелочно-базальтоидная формация нижнего девона в южной части западного крыла Магнитогорского прогиба//Тезисы докл. I симпозиума по вулканизму Южного Урала. Миасс, 1971. С. 43—44.
42. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1980. 125 с.
43. Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Золотарев Б. П. и др. Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). М.: Наука, 1978. 230 с.
44. Хворова И. В., Ильинская М. Н. Девонская олистострома Южного Урала//Литология и полез. ископаемые. 1981. № 6. С. 25—37.
45. Янишин А. Л. Тектоника Каргалинских гор//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1932. Т. X. № 2. С. 308—344.
46. Edwards R. L., Wasserburg G. L. The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm—Nd and Rb—Sr systematics//Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. V. 72. № 4. P. 389—404.

Ильменский государственный  
заповедник им. В. И. Ленина

Поступила в редакцию  
24.XII.1985

УДК 551.243.4 : 552.326(571)

АЛИЕВА О. З.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СКУЧИВАНИЕ, МЕТАМОРФИЗМ И АСБЕСТОНОСНОСТЬ УЛЬТРАБАЗИТОВ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ)

На материале изучения метаморфизма ультрабазитов, вмещающих месторождения хризотил-асбеста Сибири, обоснована модель генезиса асбестоносности, основанная на современных данных по геологии и тектонике офиолитовых комплексов. Стадии метаморфизма дунит-гарцбургитов скоррелированы с этапами структурной эволюции офиолитов. Показано, что асбестоносность формируется в результате интенсивного сучивания комплексов при расчленении макроблоков гарцбургитов и протрузивном (полном или частичном) выдвигении их частей в верхний горизонт офиолитов. Необходимая для асбестообразования нарушенность офиолитов создается в поздний этап переходной стадии развития эвгеосинклиналей в процессе автохтонного формирования молодой континентальной коры. Генетически обоснованы закономерности локализации хризотил-асбестового оруденения.

Месторождения баженовского подтипа в ультрабазитах — практически единственный промышленный тип хризотил-асбестового оруденения. К середине 70-х годов были выявлены закономерности локализации и ряд важных вопросов генезиса этих месторождений [5, 11, 15, 21 и др.]. Залежи генерируются слабо серпентинизированными грацбургитами дунит-гарцбургитовой формации эвгеосинклиналей в орогенный этап развития этих зон, в позднюю стадию метаморфизма гарцбургитов, в причинной связи с образованием по ним хризотиловых серпентинитов. Асбестоносные массивы приурочены к низам разрезов слабо (не выше фации зеленых сланцев) метаморфизованных осадочно-вулканогенных формаций и тяготеют к стыку позитивных и негативных структур складчатых зон.

Теория асбестообразования разрабатывалась на основе предпосылки, что ультрабазиты — результат кристаллизации магмы, внедрявшейся по глубинным разломам в толщи эвгеосинклинальных трогов, заложенных на континентальной коре. За последние 15 лет обоснованы представления о дунит-гарцбургитах как о деплетированном веществе мантии, метаморфическая и тектоническая эволюция которого начинается в областях его генерации и продолжается на уровнях континентальной коры в составе офиолитовых серий, представляющих в складчатых областях континентов тектонизированные реликты палеоокеанической коры [23, 24, 26 и др.].

Цель этой работы — суммировать новые данные по метаморфизму дунит-гарцбургитов и генезису асбестоносности и, акцентировав внимание на нерешенных вопросах, показать, что новый подход к проблеме, основанный на современных данных по геологии и тектонике офиолитовых комплексов, продуктивен и позволяет обосновать непротиворечивую генетическую модель.

Причина связи асбеста со слабо серпентинизированными (неравновесными с водой и способными к образованию трещин) гарцбургитами, содержащими 10—20% энстатита, или с тонкополосчатыми дунит-гарцбургитовыми комплексами — в близости отношения  $Mg/Si$  и в пропорциональном (близком таковому у асбеста) выносе этих катионов из гарцбургитов при их хризотилизации. Хризотил-асбест — результат гидратации гарцбургитов и образует альпийские жилы этих пород. Рудная стадия (хризотилизация и асбестизация) — одна из поздних в полистадийном метаморфизме гарцбургитов, ей предшествует начальная ( $\alpha$ )

и поздняя ( $\beta$ ) [4, 9, 32] стадии лизардитизации и ранняя (I) — антигоритизации [4].

Роль в асбестообразовании дорудных стадий серпентинизации неясна. Если для образования асбеста необходимы «свежие» гарцбургиты, то почему рудный процесс развивается в них только после того, как они кроме  $\alpha$ -лизардитизации претерпевают еще  $\beta$ -лизардитизацию и раннюю (I) антигоритизацию. Не установлено влияние на асбестообразование и более ранних проявлений метаморфизма дунит-гарцбургитов, постоянно фиксируемых в их деформационных структурах. Попытки связать стадии метаморфизма ультрабазитов с конкретными геосинклинальными событиями чаще ограничивались тезисом о влиянии на ультрабазиты более молодых габбро или гранитоидов, при этом  $\alpha$ -лизардитизацию обычно связывали с водами вмещающих пород, хризотиллизацию и асбестообразование — с гидротермами гранитоидной магмы. Привлечение к проблеме методов изотопной геохимии позволило оценить (по распределению  $\delta O^{18}$  в серпентине и сосуществующем магнетите) температуры  $\beta$ -лизардитизации ( $\sim 100^\circ C$ ) [33], антигоритизации ( $220\text{—}460^\circ C$ ) [33] и асбестообразования ( $\sim 200^\circ C$ ) [8] и на основе  $\delta O^{18}\text{—}\delta D$ -анализа серпентинитов и асбестов показать, что за основные стадии серпентинизации ультрабазитов континентов [33, 34] и за образование хризотил-асбеста [8] ответственны метеорные воды. Связь асбестообразования с магматизмом можно было бы трактовать как активизацию в связи с ним метеорных вод. Но изучение месторождений Сибири показало, что хотя они не совмещены с гранитоидами, их сходство с залежами Урала удивительно велико и нет отличий, которые определялись бы тем, что подозреваемый в генетической связи с асбестообразованием гранитоидный интрузив находится в контакте с ультрабазитами (как на Урале) или в 10—30 км от них (как в Сибири).

Гарцбургиты, в том числе и слабо серпентинизированные, широко представлены в офиолитах складчатых областей, однако месторождения асбеста в них исключительно редки, и в СССР промышленно асбестоносны в основном три уральских (Баженовский, Киембаевский, Джетыгаринский) и четыре сибирских (Иджимский, Актотракский, Молодежный, Ильчирский) массива. А поскольку установление метеорного генезиса вод асбестизации не позволяет связывать уникальность реализации асбестообразования с наличием в контактах ультрабазитов источника растворов — гранитоидов (экзогенные воды обильны в толщах эвгеосинклиналей и в орогенный этап [6]), вопрос требует иного решения, лежащего на пути реконструкции тектонической обстановки асбестообразования. О ее специфичности по сравнению с таковой других гидротермальных жильных месторождений свидетельствуют структуры залежей асбеста.

Мощные ( $0,05\text{—}0,3 \times 0,1\text{—}2,0$  км) линзо- или чашеобразные (если сохранилось гарцбургитовое ядро) залежи асбеста, заключенные между крутыми парными, обычно встречными разломами, представляют симметрично зональные штокверки жил со сменой от разломов к ядру следующих зон: просечек асбеста в серпентинитах, мелкой сетки жил, крупной сетки, сложных отороченных жил, простых отороченных жил асбеста. Рудную зональность сопровождает зональность серпентинизации со сменой  $\beta$ -лизардитовых ( $\pm$  антигорит I,  $\pm$  хризотил) серпентинитов краевых зон (просечки, мелкая сетка) хризотилитовыми ( $\pm \beta$ -лизардит,  $\pm$  антигорит I) — в зонах отороченных жил, где присутствуют ядра гарцбургитов. Насыщенность жилами к центру штокверка уменьшается, но их мощность и протяженность увеличиваются в удалении от парных разломов. В залежи преобладают парные системы жил, ориентированных вдоль ее простираения и круто падающих навстречу друг другу, но при этом случаи пересечения жил исключительно редки: жилы асбеста сочленяются согласно, свидетельствуя об одновременном образовании всего штокверка. Последнее не удивляло геологов, так как в 60-е годы считали, что асбест образуется метасоматически при замещении или разъедании стенок трещин. Однако данные [7, 30] подтвер-

дили еще более ранние предположения, что жилы асбеста есть жилы выполнения, формировавшиеся синхронно с приоткрыванием тектонических трещин. Метасоматически (по гарцбургитам) образуются хризотилевые оторочки жил внутренних зон залежей, но компоненты асбеста, вынос которых сопровождается хризотилизацией, поступают в полости открывающихся трещин, где и кристаллизуется асбест.

Для асбестообразования необходима, следовательно, тектоническая обстановка, способная обеспечить в предрудную стадию — заложение, а в интравудную, в условиях значительного тектонического приращения объема, — одновременное приоткрывание закономерной системы трещин, наиболее результативное во внутренних зонах штокверка.

Таким образом, решение в последние годы ряда важных аспектов генезиса асбестоносности привело, как это часто бывает, к реставрации старых и постановке новых вопросов. Из них главные следующие. Какие этапы эволюции дунит-гарцбургитов обуславливают каждую из стадий их метаморфизма? Какова связь асбестообразования с дорудными стадиями метаморфизма? Какие тектонические события структурно обеспечивают образование залежей асбеста и почему эти условия исключительно редко реализуются? Подход к решению этих вопросов проиллюстрируем на материале изучения метаморфизма асбестоносных массивов Сибири.

### СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ ИДЖИМСКОГО МАССИВА И ГЕНЕЗИС САЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ультрабазиты Иджимского массива (Куртушибинский офиолитовый пояс Западного Саяна) слагают базальный горизонт офиолитов, включающих, кроме того, верлиты и клинопироксениты переходной зоны, габброиды, комплекс даек диабазов и зеленосланцевую кремнисто-базальтоидную толщу (чигинская V— $\epsilon_1$ , свита) [14, 30]. Реконструкция предполагает длительное (с  $\epsilon_1$  до S) политектоническое развитие зоны надвига офиолитов на отложения Джебаского (PR) выступа с трансформацией пологих углов смещения их пластин в крутые и субвертикальные, сопровождавшееся протрузиями ультрабазитов в верхние горизонты офиолитов [19]. Картируются [19] три последовательных генерации нарушений: взброснадвиги СВ-простираения, разбивающие офиолиты на серию чешуй; разломы ЗСЗ-простираения, формирующие крупноблоковую их структуру, и молодая (3-я) генерация нарушений разного простираения, созидающая мелкоблоковую структуру офиолитов.

Макроструктура ультрабазитов блоковая [30]. Рудное поле Саянского месторождения [30] (северная часть массива с залежами асбеста) (рис. 1) включает Коярдское, часть Водораздельного и юго-западное ядра-блоки, сложенные гарцбургитами и породами дунит-гарцбургитового комплекса. Макроядра разделены зонами серпентинитов. Контакты дунит-гарцбургитов с габбро (на востоке) и с базальтоидами чигинской свиты (на западе) тектонические. Вдоль последнего (Контактный разлом) локализованы основные (Северная и Южная) залежи месторождения. Внутренняя структура ультрабазитов складчатая [12, 13, 18]. В пределах рудного поля это Коярдская синформа, осложненная в западном крыле напряженной изоклинальной складчатостью второго порядка.

Изучение метаморфизма ультрабазитов сопровождалось картированием его проявлений (см. рис. 1). При этом по структурному признаку выделены протобластовые и ультра- и умеренно-тектонобластовые гарцбургиты и породы дунит-гарцбургитового комплекса. К **протобластовым** отнесены гарцбургиты с крупными (одного поколения) субизометричными энстатитом ( $1,5 \times 2,0$  мм) и оливином ( $1,4 \times 3,2$  мм) (последний с волнистым угасанием и полосами сброса), с грубой (сантиметры) полосчатостью, обусловленной неравномерно распределенным энстатитом. **Ультратектонобластовыми** названы микрополосчатые, разнозернистые

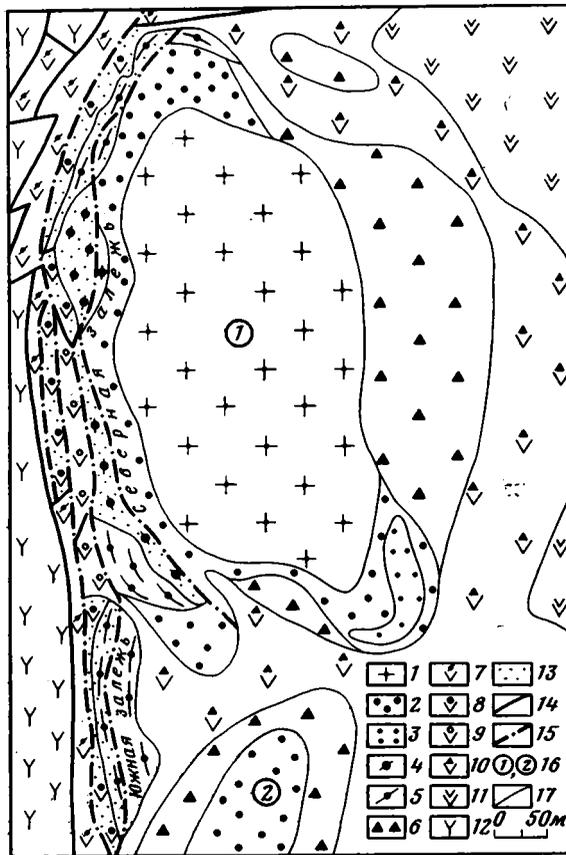


Рис. 1. Карта метаморфизма ультрабазитов рудного поля Саянского месторождения (составлена с использованием материалов А. К. Сибилева) [30]

1 — протобластовые дунит-гарцбургиты с  $\alpha$ -лизардитом; 2 — протобластовые дунит-гарцбургиты с  $\alpha$ -лизардитом и антигоритом; 3 — аналогично 2, с хризотилowymi серпентинитами и асбестоносностью; 4 — умеренно-тектонобластовые дунит-гарцбургиты с  $\alpha$ -лизардитом и антигоритом, в залежах асбеста — с хризотилowymi серпентинитами; 5 — ультратектонобластовые дунит-гарцбургиты с антигоритом, в залежах асбеста — с хризотилowymi и антигорит-хризотилowymi серпентинитами; 6 — протобластовые дуниты, гарцбургиты, лерцолиты с  $\beta$ -лизардитом и зоны  $\beta$ -лизардитовых серпентинитов; 7 — серпентиниты  $\beta$ -лизардит-хризотилowe, хризотил- $\beta$ -лизардитовые по ультратектонобластовым дунит-гарцбургитам; 8 — серпентиниты антигорит-хризотилowe, хризотилowe по ультра- и умеренно-тектонобластовым дунит-гарцбургитам и ядра этих гарцбургитов; 9 — серпентиниты  $\beta$ -лизардитовые по ультратектонобластовым дунит-гарцбургитам; 10 — серпентиниты хризотил- $\beta$ -лизардитовые,  $\beta$ -лизардитовые по протобластовым дунитам, гарцбургитам, лерцолитам и ядра этих пород, пироксениты, родингиты; 11 — серпентиниты  $\beta$ -лизардит-антигоритовые, антигоритовые по протобластовым дунитам, гарцбургитам, лерцолитам и по  $\beta$ -лизардитовым серпентинитам, многочисленные родингиты, пироксениты; 12 — отложения чингинской свиты; 13 — асбестоносность Северной и Южной залежей; 14 — Контактный разлом; 15 — взбросы, контролирующие асбестоносность Северной и Южной залежей; 16 — макроядра: 1 — Коярдское, 2 — Водораздельное; 17 — границы структурно-метаморфических типов ультрабазитов

гарцбургиты, с директивностью чередования коротких (5—12 мм) полос (мощность 0,5—2 мм), сложенных резко уплощенными, крупными (0,41×1,21 мм), с полосами излома, оливинами, и полос, заключающих уплощенные (0,73×2,11 мм) крупные энстатиты в совокупности с мелкими (0,17—0,31 мм) энстатитами и супермелкими (0,05—0,10 мм) полигональными оливинами. К умеренно-тектонобластовым отнесены гарцбургиты с менее резкой уплощенностью оливина и энстатита и меньшей структурной неоднородностью, чем ультратектонобластовые. Протобластовые, умеренно- и ультратектонобластовые гарцбургиты по структурам соответствуют петроструктурно изученным [12] протозернистому, мезокластическому и порфирокластическому типам.

С учетом характера серпентинизации выделено и откартировано пять структурно-метаморфических типов гарцбургитов и пород дунит-гарцбургитового комплекса. Серпентиниты также дифференцированы по псевдоморфным структурам, отражающим структуры исходных пород, и по преобладающей серпентинизации на пять структурно-метаморфических типов (см. рис. 1).

Установление последовательности и автономного характера стадий метаморфизма ультрабазитов [2] и фиксация его проявлений на карте позволили, используя структурную изученность площади и месторождения [12, 13, 19, 30], провести корреляцию метаморфических и структурных событий (реконструировать структурно-метаморфическую эволюцию ультрабазитов).

Ранний метаморфизм гарцбургитов (первичная тектонизация), фиксируемый грубой директивностью протобластитов и полосами излома оливина, происходит при их подкоровом ( $O \approx 1000$ »С и небольшие величины стресса) твердопластическом течении [12]. Протобластовые ультрабазиты развиты в центральных и восточных частях площади (в центральных и верхних частях реликта горизонта гарцбургитов), в ядре и восточном крыле Коярдской синформы. Первичная тектонизация, формирующая основную внутреннюю складчатость горизонта, по-видимому, связана с подъемом протоофиолитового диапира в осевой зоне палеорифта [12].

Следующая стадия —  $\alpha$ -лизардитизация протобластовых дунитов и гарцбургитов. Серпентиниты этой стадии не сохранились на площади. Если верно, что за  $\alpha$ -лизардитизацию ультрабазитов континентов ответственны метеорные воды [27], надо считать, что она связана с появлением ультрабазитов на уровнях континентальной коры, а до этого акта последние были защищены от контакта с водой океана.

В следующую стадию (вторичной тектонизации) по протобластовым дунит-гарцбургитам образовались умеренно- и ультратектонобластовые их разновидности. Структуры тектонобластитов обусловлены сочетанием внутрикристаллического скольжения и рекристаллизации оливина и энстатита при ведущей роли последней и формировались, вероятно, в коровых условиях [12, 13]. Рекристаллизация сопровождалась уничтожением  $\alpha$ -лизардита, частичным — в умеренно- и практически полным — в ультратектонобластовых дунит-гарцбургитах. Уничтожая  $\alpha$ -лизардит и увеличивая микродирективность пород, вторичная тектонизация, по-видимому, увеличивает способность гарцбургитов к последующей генерации асбеста. Тектонобластиты локализованы в западной, асбестоносной, части массива, в «подошве» реликта гарцбургитового субслоя. Структурно — это зона складчатости второго порядка в западном крыле Коярдской синформы, поэтому вторичную тектонизацию надо связывать с коровым усложнением основной внутренней складчатой структуры массива.

Четвертая стадия метаморфизма ультрабазитов —  $\beta$ -лизардитизация. Ее передовому фронту — образованию прожилков  $\beta$ -лизардита в гарцбургитах — сопутствует образование зеленого андрадита (до 1%) и псевдоморфоз гидроксида по энстатиту, который затем, при полной  $\beta$ -лизардитизации, замещается баститом. Учет данных [29, 30] позволяет связать с  $\beta$ -лизардитизацией и образование гранат-везувиановых родинитов по жильным габбро. Все перечисленные процессы обеспечиваются выносом из гарцбургитов Са при их  $\beta$ -лизардитизации [2]. Зоны  $\beta$ -лизардитовых серпентинитов маркируют «подошву» дунит-гарцбургитов (зону Контактного разлома), развиты в их «кровле» (близ переходной к габбро зоны) и разделяют Коярдское и Водораздельное макроядра площади. Соотнесение этих зон с классификацией дизъюнктивов офиолитов позволяет связать  $\beta$ -лизардитизацию с разломами двух последовательных генераций: I, ранней (СВ-простираения), производившей межслоевые срывы комплекса, и II (ЗСЗ-простираения), завершившей формирование его крупноблоковой структуры. Эти разломы, разрушив стратифицированность офиолитов, привели ультрабазиты в контакт с чин-

гинскими метавулканидами (Контактный разлом). Маркирование  $\beta$ -лизардитизацией двух разновременных систем нарушений свидетельствует, что она возобновлялась на площади дважды. Таким образом,  $\beta$ -лизардитизация фиксирует этап интенсивной дизъюнктивной тектоники куртушибинских офиолитов.

Последующая эволюция ультрабазитов связана с антигоритизацией I (дорудной). Частичная антигоритизация I интенсивна в серпентинитах и тектонобластитах рудных зон; антигоритизированные протобластиты маркируют Северную залежь с востока. К этой стадии относится также образование антигоритовых серпентинитов по  $\beta$ -лизардитовым на востоке площади в переходной (к габбро) зоне, где антигоритизации I сопутствует образование цоизит-хлоритовых парагенезисов родинитов. Антигоритизация I — автономная стадия, развитая после  $\beta$ -лизардитизации и непосредственно предшествующая рудной (хризотилитизации и асбестообразованию) стадии.

Изучение Саянского месторождения показало, что парные рудоконтролирующие нарушения его основных залежей имеют взбросовый характер [30]. Они находятся вблизи и простираются параллельно Контактному разлому, но, согласно нашему анализу, не одновременным ему. Последний относится к разломам I генерации и маркирован зоной  $\beta$ -лизардитовых серпентинитов. Соотнесение рудоконтролирующих взбросов с генерациями дизъюнктивов офиолитов площади позволяет определить их как молодые (III генерации) разломы, формирующие мелкоблоковую структуру комплекса. Нарушения, наследуя зону разломов I генерации и зарождаясь по контакту тектонобластитов с  $\beta$ -лизардитовыми серпентинитами (или в последних), осуществили частичное (без потери связи с материнскими Коярдским и юго-западным макроблоками) протрузивное выдвигание отколотых «малых» блоков в зону чингинских метавулканидов. Этап заложения парных разломов и ставших впоследствии рудовмещающими трещин в гарцбургитах — этап предрудной тектоники — был обусловлен, по-видимому, субгоризонтальным сжатием, которое являлось следствием нарушения пологого надвигового перемещения офиолитов перед структурным препятствием — выступом джебашских (PR) метаморфитов. С предрудной тектоникой коррелирует стадия антигоритизации I.

Очевидно, именно реализация протрузивного выдвигания гарцбургитов, вызвав декомпрессию, создала условия для одновременного приоткрывания закономерной системы трещин внутри взброшенного блока (для тектонического приращения объема), чем структурно обеспечила асбестообразование [1, 2]. Такая модель согласуется с реконструкцией палеонапряжений на месторождении [13]: в предрудный этап (при заложении трещин) ось максимального сжатия была ориентирована субгоризонтально и субнормально к простиранию будущих залежей; в интрарудный этап (при приоткрывании трещин) она переориентировалась в той же плоскости вдоль залежей. Согласно нашей модели, смена ориентации палеонапряжений объясняется реализацией взбросов и новым напряженным состоянием взброшенных блоков в изменившейся геодинамической обстановке. Фактором асбестообразования, следовательно, является само движение блоков по парным разломам. Необходимость для асбестообразования зон дорудных  $\beta$ -лизардитовых серпентинитов связана с тем, что, локализуя рудоконтролирующие нарушения, эти зоны в силу пластичности обеспечивают протрузивное движение по ним гравитационно тяжелых гарцбургитов.

Открывающиеся трещины гарцбургитов дренируют метеорные воды, в околотрещинных зонах образуются хризотилитовые серпентиниты, в полостях трещин — асбест. «Излишек» насыщенных Mg и Si растворов, мигрируя из зоны гарцбургитов в окружающие их  $\beta$ -лизардитовые серпентиниты, создает асбестоносность краевых зон залежей.

Поскольку протруднирующие блоки неоднородны: гарцбургиты (в центре) и  $\beta$ -лизардитовые серпентиниты (по периферии) со сложной перемежаемостью этих пород в зоне их контакта, они по-разному и раз-

решают напряжения сжатия (в предрудный этап) и реагируют (в инт-рарудный этап) на их сброс. В пластичных, но расположенных ближе к зоне непосредственного приложения напряжений серпентинитах закладываются многочисленные короткие трещины. В более хрупких, но удаленных от этих зон гарцбургитах формируются 2—3 системы рассредоточенных, но протяженных трещин. При декомпрессии наиболее интенсивно открываются трещины хрупких гарцбургитов, формируя зону простых отороченных жил асбеста. В зоне контакта и перемежаемости гарцбургитов и серпентинитов приоткрывание трещин дифференцировано: более интенсивно — в гарцбургитах и своеобразно — незначительное приоткрывание серии параллельных трещин — в полосах серпентинитов, секущих гарцбургиты. Это зоны сложных отороченных жил и крупной сетки. В близразломной, лишенной гарцбургитов, зоне серпентинитов незначительно приоткрываются многочисленные короткие трещины, создавая мелкую сетку и просечки асбеста. На специфику приоткрывания трещин и гарцбургитов и  $\beta$ -лизардитовых серпентинитов влияет и степень антигоритизации I, которая связана с этапом заложения трещин, но заканчивается до их массового приоткрывания.

### СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ И ГЕНЕЗИС АКТОВРАКСКОГО И МОЛОДЕЖНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Офиолиты района **Актовракского массива** (тувинская часть Куртушибинского офиолитового пояса) представлены алтынбулакской (V— $\epsilon_1$ ) кремнисто-базальтоидной толщей с малыми линзами ультрабазитов и единичными проявлениями габбро [19]. Офиолиты обнажаются во взброшенном тектоническом клине (площадь  $\sim 400$  км<sup>2</sup>) среди более молодых ( $\epsilon_1$ —S) толщ. Крутопадающая линза массива ( $\sim 1,5$  км<sup>2</sup>) локализована в замковой части антиклинальной складки отложений алтынбулакской свиты и представляет протрузию ультрабазитов в верхний горизонт офиолитов [19]. Массив практически весь является залежью **Актовракского месторождения** [21].

**Молодежный массив** (рис. 2) (пережатая крутопоставленная линза  $\sim 1$  км<sup>2</sup> в плане) локализован на восточном фланге Байкало-Муйского (PR<sub>1</sub>?) офиолитового пояса [17], в зоне его контакта с Южно-Муйской (AR) глыбой. Анализ показывает, что линза массива протрузивно выведена в отложения верхнего горизонта офиолитов — зеленосланцевые метаэффузивы и сланцы келянской толщи муйской (PR<sub>1</sub>?) серии. Залежь **Молодежного месторождения** [7] локализована в центре массива.

Изучение показывает [2], что метаморфическая эволюция ультрабазитов **Актовракского, Молодежного и Саянского месторождений** имеет как единую направленность, так и индивидуальные особенности. В ультрабазитах **Актоврака** не проявлена вторичная тектонизация протобластитов и потому хорошо сохранился  $\alpha$ -лизардит; широко развита  $\beta$ -лизардитизация; слабо — антигоритизация I. В ультрабазитах **Молодежного** вторичная тектонизация предположительно развита только в грацбургитах зон крупной сетки и отороченных жил; одинаково широко проявлены  $\beta$ -лизардитизация и антигоритизация I, и их соотношения очень четки — антигоритизация I развита после  $\beta$ -лизардитизации и предвредует рудную стадию.

Закономерная направленность метаморфизма изученных ультрабазитов позволяет реконструировать ранние стадии структурно-метаморфической эволюции ультрабазитов **Актовракского и Молодежного массивов** по аналогии с Инджимским (на материале только двух первых массивов это объективно невозможно из-за фрагментарности их офиолитовых разрезов). Интенсивная дизъюнктивная тектоника этапа скупивания офиолитов, проявившаяся в **актовракских ультрабазитах** после их  $\alpha$ -лизардитизации, в **молодежных** — после локальной вторичной тектонизации, спровоцировала  $\beta$ -лизардитизацию ультрабазитов, оформила крупноблоковую структуру комплексов и, сместив габброиды с кров-

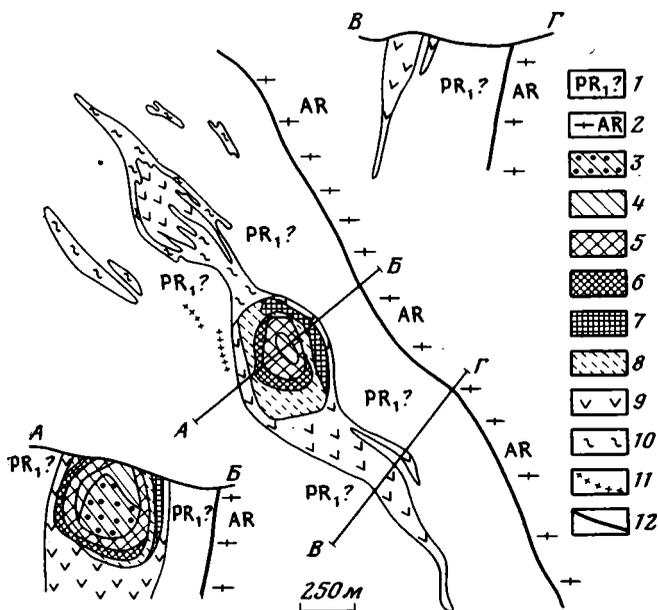


Рис. 2. Геологическая карта Молодежного массива ультрабазитов (по К. Г. Баште) [7] 1 — хлоритовые сланцы и эффузивы келянской толщи; 2 — гнейсы и известняки Южно-Муйской глыбы; 3—8 ультрабазиты с асбестоносностью: 3 — бедных отороченных жил (гарцбургитовое ядро), 4 — простых отороченных жил, 5 — крупной сетки, 6 — мелкой сетки, 7 — периферической мелкой сетки, 8 — просечек; 9—10 — рассланцованные серпентиниты; 11 — дайки гранит-порфиров; 12 — геологические границы; АБ, ВГ — линии геологических разрезов

ли гарцбургитов, создала зоны контактов последних с зеленосланцевыми кремнисто-базальтоидными горизонтами. По завершении этого этапа участки материнских блоков, ставшие потом линзами Актоврацкого и Молодежного массивов, представляли небольшие (1—1,5 км<sup>2</sup> в плане) блоки гарцбургитов (с прожилками β-лизардита, наложенными на петли α-лизардита, и с частично или полностью клинопироксенизированным ортопироксеном), заключенные между круто падающими зонами β-лизардитовых серпентинитов. В очередной этап орогенного сжатия по зонам серпентинитов прошли взросы, способствовавшие протрузии гарцбургитов (с частью зон β-лизардитовых серпентинитов) соответственно в алтынбулакскую (Актоврак) и в келянскую (Молодежное) офиолитовые толщи, полностью вычленив соответствующие малые блоки из более масштабных — материнских. Напряженное состояние материнского для Молодежного массива макроблока в прерудный этап было следствием нарушения его надвигового перемещения перед структурным препятствием — Южно-Муйской (AR) глыбой, в 250 м от контакта с которой локализован массив. Реализация протрузии и сброс ответственных за нее палеонапряжений обеспечили приоткрывание трещин гарцбургитов, заполнение их водой, начало хризотилизации и асбестообразования. Факт переориентации палеонапряжений при смене прерудного этапа рудным на Актоврацком месторождении [10] согласуется с развиваемой моделью. В случае Молодежного и Актоврацкого массивов тектоническому приращению объема при приоткрывании трещин способствовала не только геометрия взросов, но и полнота вычленения ультрабазитов в слабометаморфизованные толщи. Протрузивная природа мелких асбестоносных массивов (Актоврацкий, Молодежный, Ильчирский, Кассиар) обеспечивает, очевидно, обогащенность их длиноволокнистым асбестом.

Антигоритизация I, сопутствующая прерудной тектонике, в Молодежном месторождении значительно интенсивнее, чем в Актоврацком. Вместе с исключительно сильной брекчированностью контактов Моло-

дежного это — свидетельство значительных палеонапряжений предрудного этапа, связанных, вероятно, с изометричностью блока гарцбургитов, протрузия которого требовала больших тектонических усилий, чем таковая узкого блока грацбургитов Актотракского массива. Сброс этих напряжений, обеспечив исключительно благоприятные условия для приоткрывания трещин, определил уникальное богатство залежи текстильным волокном.

Изучение зональности залежей показывает, что асбестоносность их краевых зон, полностью серпентинизированных в доинтратрудное время ( $\beta$ -лизардит или  $\beta$ -лизардит и антигорит I), есть отражение хризотилизации гарцбургитов в центральных рудных зонах. Специфика обдавливания и выдвигания изометричного блока гарцбургитов Молодежного массива и разные дорудные соотношения  $\beta$ -лизардита и антигорита I в окружающих его серпентинитах определили разнообразие типов асбестоносности [7] краевых зон залежи.

Петрохимическое изучение показало [2], что дорудный метаморфизм не нарушил Mg/Si-отношения гарцбургитов, но уменьшил ( $\sim 1\%$ ) их железистость. Первое сохранило, а второе увеличило способность гарцбургитов к генерации асбеста.

### ВЫВОДЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Метаморфизм изученных ультрабазитов, заключающийся в смене последовательно проявлявшихся автономных стадий, имеет закономерную единую направленность и индивидуальные особенности. Метаморфическая история ультрабазитов Сибири, вмещающих месторождения хризотил-асбеста, определяется условиями их становления и последующей структурно-тектонической эволюцией в составе офиолитовых серий складчатых областей.

Ранний метаморфизм обусловлен: формированием в процессе подкорового твердопластического течения основных складчатых структур дунит-гарцбургитов (первичная тектонизация), выведением дунит-гарцбургитов в пределы континентальной коры ( $\alpha$ -лизардитизация) и последующим коровым усложнением внутренней складчатости массивов (вторичная тектонизация).

$\beta$ -лизардитизация фиксирует этап интенсивной дизъюнктивной тектоники офиолитов, связана с разломами ранних генераций, разрушающими стратифицированность комплексов, формирующими их крупноблоковую структуру и выводящими дунит-гарцбургиты в зону офиолитовых метавулканитов.

Хризотил-асбестоносность образуется в процессе тектонического расчленения макроблоков дунит-гарцбургитов разломами поздних генераций, формирующими мелкоблоковую структуру офиолитового комплекса. Полное протрузивное вычленение малых блоков в верхний горизонт офиолитов (зеленосланцевые осадочно-вулканогенные толщи) создает условия для образования месторождений типа Актотракского и Молодежного. Частичное (без потери связи с макроблоком) взбросовое поднятие малых блоков гарцбургитов контролирует образование месторождений типа Саянского. Рудоконтролирующие нарушения наследуют зоны разломов ранней генерации, маркированные  $\beta$ -лизардитовыми серпентинитами; с их заложением в процессе орогенного сжатия связана стадия антигоритизации I.

Образование залежей асбеста при протрудировании гарцбургитов в кремнисто-базальтоидные толщи офиолитов, заключающие обычно массивы и адмассивы трещинно-пластовых экзогенных вод [6], хорошо согласуется с заключением о метеорном генезисе вод асбестизации. Выдвижение гарцбургитов в эти толщи ведет, вероятно, к пересечению ими горизонтов метеорных вод и, значит, обеспечивает асбестообразование не только структурно, вызывая приоткрывание трещин гарцбургитов, но и геохимически, снабжая полости трещин водой.

Практически одинаковая (около 200°С) температура образования асбеста, определенная для двух сибирских (Саянское, Актотракское) и Баженовского (Урал) месторождений [8], позволяет предположить, что прогрессивный относительно дорудной  $\beta$ -лизардитизации характер антигритизации I и асбестообразования обеспечивается фрикционным разогревом пород в процессе пред- и интратрудной тектоники.

Развиваемая модель объясняет и такую закономерность локализации оруденения, как ограничение степени метаморфизма метавулкани-тов, вмещающих асбестоносные массивы, фацией зеленых сланцев. Интенсивнее метаморфизованные горизонты препятствуют, очевидно, протрузиям в них малых блоков гарцбургитов и, кроме того, не обладают нужными для асбестизации коллекторскими свойствами.

Таким образом, главный фактор образования залежей асбеста в базальных метаморфических гарцбургитах офиолитов — тектоника этапа интенсивного скучивания комплексов. Оптимальная для асбестообразования нарушенность офиолитов заключается в создании их мелкоблоковой структуры с полным или частичным выдвиганием малых блоков в слабометаморфизованный осадочно-вулканогенный горизонт. Необходимой тектонической предпосылкой этого являются послонные срывы офиолитов (сдирание с дунит-гарцбургитов габбро и создание зон их контактов с метавулканидами) и затем формирование крупноблоковой структуры комплексов. Разломы дорудных этапов провоцируют серпентинизацию ( $\beta$ -лизардитизацию) и маркированы ею, но заключенные между ними малые блоки гарцбургитов, чтобы генерировать асбест, должны сохранить слабую серпентинизацию. Это в свою очередь ограничивает возможность их протрудирования, так как последнее предпочтительнее для серпентинитов. Выдвижение гарцбургитов хотя и осуществляется по зонам  $\beta$ -лизардитовых серпентинитов, но из-за значительности удельных масс требует больших тектонических усилий, чем протрузии серпентинитов и потому, очевидно, реже реализуется. Оптимальная для асбестообразования нарушенность офиолитов накладывается, кроме того, ограничения на степень их последующего (пострудного) структурирования, которое способно уничтожить уже сформированные залежи асбеста.

Следовательно, тектоническая эволюция офиолитов, создающая их оптимальную для асбестообразования нарушенность, длительна, сложна и включает различные, противоречиво связанные один с другим процессы. Это ограничивает возможность возникновения месторождений асбеста и объясняет как исключительно редкую их встречаемость по сравнению с распространением в офиолитовых поясах складчатых областей потенциально асбестоносных по химизму гарцбургитов, так и непропорциональную концентрацию запасов асбеста в ультрабазитах разного возраста. По подсчетам Р. В. Колбанцева, опубликованным в обзоре В. Р. Артемова [5], с докембрийскими ультрабазитами связано около 4% мировых запасов хризотил-асбеста, с палеозойскими — 73,7%, с мезозойскими — 2,3%. Преимущественная концентрация запасов в палеозойских ультрабазитах определяется, очевидно, оптимальной для асбестообразования нарушенностью офиолитов этого возраста. Незначительная асбестоносность докембрийских и мезозойских ультрабазитов с этой точки зрения связана в первом случае — с излишне интенсивной, а во втором — с недостаточной для асбестообразования нарушенностью соответствующих комплексов.

В складчатых областях асбестоносные ультрабазиты локализуются на стыке позитивных и негативных структур [15], в контактах со средними массивами [11] или [2] — в контактах негативных структур с позитивными, воздымание которых началось до окончания интенсивного скучивания офиолитов. Генетически «позитивные структуры» могут, очевидно, представлять как микроконтиненты, так и выступы параавтохтона или молодой континентальной коры. С позиции развиваемых положений эта закономерность объясняется тем, что позитивные структуры являются структурным упором, в зоне действия которого (зоне

затрудненной обдукции) пологие смещения офиолитовых пластин трансформируются в продуктивные для асбестообразования субвертикальные — блоковые.

Анализ структурного положения асбестоносных массивов Урала на основе новых представлений [25, 31] о его тектонике показывает, что они представляют достаточно крупные реликты дунит-гарцбургитов среди серпентинитовых меланжей восточного склона. Негативные структуры, подстилаемые этими меланжами, выполнены сильно нарушенными фрагментами осадочно-вулканогенных серий океанической и переходной стадий развития эвгеосинклинали и тяготеют к контактам с гнейсово-мигматитовыми комплексами. Так, Баженовский массив локализован к востоку от Мурзинско-Адуйского, Джетыгаринский — в восточном контакте Мариинского, а Киембайский — в полосе осадочно-вулканогенных отложений между Адамовским (с запада) и Такельды-Тауским (с востока) гнейсово-мигматитовыми комплексами. Метаморфиты гнейсовых ядер комплексов являются, вероятно, фрагментами древней континентальной коры Урала, подвинутыми на стадии замыкания палеоокеанической структуры под ее эвгеосинклиналильные толщи [25, 31]. Асбестообразование, по-видимому, совмещено во времени с началом воздымания гнейсово-мигматитовых комплексов. Это время — начало позднего этапа переходной стадии — характеризуется многократным тектоническим сучиванием, особенно интенсивным в восточных зонах Урала. С этим этапом тектоники, предвещающим и подготавливающим последующее массовое внедрение гранитоидов, и связано, очевидно, образование крупнейших концентраций хризотил-асбеста Урала. Дайки позднепалеозойских гранитоидов в залежах Урала — пострудные [20], они «запечатывают» асбестоконтролирующие нарушения и, формируя зональность, встречно накладывающуюся на ранее сформированную зональность асбестизации [3], обуславливают ломкость части волокна. Совмещение асбестоносности с гранитоидами на Урале есть, очевидно, следствие единой первопричины этих образований — тектонического сучивания позднего этапа переходной стадии. Но поскольку асбестообразование связано с этой причиной непосредственно, а гранитообразование — опосредовано (через погружения и столкновения древних сиалических масс, вызывающие их ремобилизацию и палингенез), то образование асбеста опережает массовое внедрение гранитов, фиксируя конец автохтонного [24, 25] способа формирования палеозойской континентальной коры Урала. Так же в конце длительного (с  $E_1$  до S) тектонического сучивания, автохтонно формирующего молодую континентальную кору складчатых зон Тувы и Западного Саяна, формировалась, очевидно, асбестоносность Куртушибинского пояса.

Разный характер позднего этапа переходной стадии на западном и восточном склонах Урала определил различие хромитоносности и асбестоносности локализованных в этих зонах ультрабазитов. Краевые офиолитовые аллохтоны западного склона, шарьированные с востока на отложения миогеосинклинали [16, 28] и меньше охваченные деформациями конца переходной стадии, неасбестоносны, но лучше сохранили в крупных массивах (Рай-Из, Войкар, Крака, Хабарный, Кемпирсай) содержащиеся в них хромиты. Многократное сучивание позднего этапа переходной стадии, наиболее интенсивное на восточном склоне Урала, было продуктивно для асбестизации ультрабазитов, но, по-видимому, дезинтегрировало содержащиеся в них хромиты. Последнее подчеркивалось [22]. Оптимальная для асбестообразования нарушенность офиолитов, следовательно, излишне интенсивна для ранее возникших хромитовых концентраций и не способствует их сохранности.

#### Литература

1. Алиева О. З. Генетические основы прогнозирования промышленной хризотил-асбестоносности // Проблемы прогнозирования, поисков и разведки месторождений нерудных полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 1981. С. 96—98.

2. Алиева О. З. Метаморфизм ультрабазитов и генезис месторождений хризотил-асбеста баженовского подтипа (на примере месторождений Сибири): Автореф. канд. дис. М.: ВИМС, 1984. 28 с.
3. Алиева О. З., Смирнов Ю. В. Метаморфизм и минералогия гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации в связи с эволюцией структурных элементов геосинклинали//Асбесты СССР. Вып. 1. М.: ВИМС, 1974. С. 54—71.
4. Алиева О. З., Смирнов Ю. В. Серпентинизация асбестоносных гипербазитов//Закономерности размещения и особенности геологического строения месторождений неметаллических полезных ископаемых. Вып. 2. Алма-Ата: КазИМС, 1978. С. 33—50.
5. Артемов В. Р. Условия образования и закономерности размещения месторождений хризотил-асбеста. Геология, методы поисков и разведки неметаллических полезных ископаемых. Обзор. М.: ВИЭМС, 1975. 42 с.
6. Басков Е. А. Палеогеографический анализ при металлогенических исследованиях. Л.: Недра, 1976. 199 с.
7. Башта К. Г. Молодежное месторождение хризотил-асбеста//Рудоносность и структуры рудных месторождений Бурятской АССР. Вып. 2. Улан-Удэ: Бурятск. книжн. изд-во, 1970. С. 117—131.
8. Борщевский Ю. А., Алиева О. З., Борисова С. Л. Температуры образования и генезис хризотил-асбеста по изотопно-кислородным данным//Геохимия. 1979. № 2.
9. Варлаков А. С. Особенности метаморфизма гипербазитов в связи с образованием месторождений хризотилового асбеста//Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 63—83.
10. Васильев Н. Ю. Смена палеонапряжений — рудоконтролирующий фактор хризотил-асбестообразования//Проблемы прогнозирования, поисков и разведки месторождений нерудных полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 1981. С. 106—108.
11. Ведерников Н. Н., Будай М. М. Тектонические условия локализации формаций ультраосновных пород и асбестоносность//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1970. № 5.
12. Гончаренко А. И., Баранов М. А., Сибилев А. К. Пластические деформации и петроструктура офиолитов Иджимского массива//Петрология гипербазитов и базисов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 159.
13. Гончаренко А. И., Чернышов А. И., Каячев Н. Ф. Складчатые структуры гипербазитов и реконструкция распределения в них палеотектонических напряжений в связи с асбестоносностью//Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 1. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР. 1982. С. 122—152.
14. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса//Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977.
15. Золов К. К. Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М.: Недра, 1975. 191 с.
16. Камалетдинов Р. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
17. Каптин К. А., Домнина Е. А., Риле Г. В. Строение и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия//Бюл. МОИП. Нов. сер. Отд. геол. 1975. Т. 80. № 1. С. 82—94.
18. Колбанцев Р. В. Внутренняя структура Иджимского массива ультраосновных пород//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 6. С. 48—59.
19. Кузнецов П. П. Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1980. 95 с.
20. Меренков Б. Я. Роль основных и кислых пород в образовании месторождений асбеста и талька//Методы исследования минерального сырья. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 52—65.
21. Месторождения хризотил-асбеста СССР. М.: Недра, 1967. 512 с.
22. Москалева С. В. Ультрабазиты и хромитонность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
23. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого//Геотектоника. 1969. № 4. С. 5—23.
24. Пейве А. В., Янишин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии//Геотектоника. 1976. № 5. С. 6—23.
25. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 328. М.: Наука, 1979. 187 с.
26. Перфильев А. С., Руженцев С. В. Структурное положение габбро-гипербазитового комплекса в складчатых областях//Геотектоника. 1973. № 3. С. 14—26.
27. Покровский Б. Г., Чащухин И. С. Изотопный состав кислорода и водорода в серпентинитах Среднего Урала//Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 6. С. 1461—1464.
28. Руженцев С. В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение)//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 283. М.: Наука, 1976. 171 с.
29. Секерин А. П. Петрология родинитов Саяно-Байкальской горной области//Докл. АН СССР. 1982. Т. 262. № 1. С. 175—177.
30. Сибилев А. К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск: Наука, 1980. 214 с.
31. Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000). М.: Наука, 1977. 120 с.
32. Штейнберг Д. С., Чащухин И. С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977.
33. Wenner D. B., Taylor H. P., Jr.//Contr. Mineral. Petrol. 1971. V. 32. P. 165—185.
34. Wenner D. B., Taylor H. P., Jr. O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> and D/H studies of ultramafic rocks//Geochim. et cosmochim. acta, 1974. V. 38. № 8. P. 1255—1286.

УДК 551.243.4(575)

МУХИН П. А., САВЧУК Ю. С., КОЛЕСНИКОВ А. В.

**ПОЛОЖЕНИЕ «МУРУНТАУСКОЙ ЛИНЗЫ» В СТРУКТУРЕ  
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ЮЖНОГО ТАМДЫТАУ  
(ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)**

В статье рассмотрено положение рудовмещающих толщ месторождения Мурунтау в региональной структуре ранне- и среднепалеозойских комплексов Южного Тамдытау. Установлены три основных этапа формирования структуры месторождения и их значение для локализации оруденения. (Отмечено сходство структуры кызылкумских месторождений с невадийским типом золоторудных месторождений.)

В течение 60-х и первой половины 70-х годов структура Южного Тамдытау представлялась почти всеми исследователями этого района как субширотная прямая антиклиналь, осложненная продольными и поперечными разрывами и мелкой складчатостью. Из-за отсутствия надежных палеонтологических данных и датировок абсолютного возраста стратиграфические схемы додевонских вулканогенно-осадочных метаморфизованных образований основывались на простой модели, подразумевающей нормальную последовательность отложений от ядра Тасказганской антиклинали к крыльям. Возраст толщ, разделяемых на джургантаускую, тасказганскую и бесапанскую свиты, обычно рассматривался в интервале поздний протерозой — силуры.

А. Т. Бендик впервые обратил внимание на отличия рудовмещающих толщ месторождения Мурунтау от их стратиграфических аналогов в Южном Тамдытау, что в дальнейшем подтвердил П. Н. Подкопаев при проведении детальных геологических исследований в районе. На основании преобладания мелкозернистых пород (преимущественно металавроволитов) и их сложных эпигенетических преобразований из разреза бесапанской свиты была условно выделена нижнесилурийская «мурунтауская свита», развита только в пределах рудного поля. Комплекс пород, относимых к этой свите, имеет линзовидную форму, изогнутую в плане в виде сигмоиды.

Название «мурунтауская линза» было введено позднее, после более подробного изучения особенностей строения «мурунтауской свиты». В составе «линзы» был описан своеобразный комплекс метаморфических пород, представленный углеродисто-кварцевыми металавроволитами и метапесчаниками с повышенной золотоносностью и сложной внутренней структурой. После детального литологического изучения этих пород А. К. Воронковым название «мурунтауская линза» получило широкое распространение.

В течение последних полутора десятилетий в Южном Тамдытау был проведен большой комплекс научно-исследовательских и поисково-съёмочных работ, который позволил существенно уточнить геологическое строение района на основе достижений стратиграфии [1], структурного и фациального анализа [6, 7]. В настоящее время метаморфический комплекс Южного Тамдытау принято расчленять на три свиты (рис. 1): джургантаускую, тасказганскую и бесапанскую, слагающие две крупные позднекаледонские тектонические единицы — нижний и верхний покровы. Геологическая история формирования пород каждого покрова отличается по фациальным и структурно-метаморфическим особенностям развития в додевонский отрезок времени и одинакова в последующие периоды.

**Нижний покров** сложен породами джургантауской, тасказганской и бесапанской (нижняя и верхняя подсвиты) свит, структурно-формаци-

онные особенности формирования которых весьма различны. Условно верхнепротерозойская джургантауская свита сложена кристаллическими сланцами эпидот-амфиболитовой фации, интенсивно диафторированными в зеленосланцевой фации. Процессы метаморфизма, охватившие их, были настолько интенсивны и многократны, что в породах не сохранилось никаких других текстур, кроме метаморфических. Поэтому судить о первичном составе пород можно только косвенно по петрохимическим данным. С этой целью мы использовали широко известные петрохимические диаграммы А. А. Предовского, а для metabазальтов — дискриминантные уравнения В. А. Кутолина и величины содержания и изотопного состава углеродистого вещества.

На основе обработки 117 химических анализов пород джургатауской свиты установлено, что первичный состав их разнообразен и включает как осадочные, так и магматические породы: граувакки и субграувакки — 25%, полимиктовые породы — 24%, мелановакки — 18%, магматические щелочные породы (сиениты) — 10%, аркозы — 9%, туфы основного состава — 7%, базальты — 4% и ультрабазиты — 3%. Из этого следует, что условия формирования свиты были весьма специфичны: им соответствовал бассейн с накоплением продуктов разрушения сиалической коры при активном проявлении вулканизма бимодального типа. По химическому составу базальты соответствуют субщелочным базальтам траппов древних платформ. Все эти признаки позволяют предполагать рифтовую обстановку формирования свиты.

Структурно-метаморфический анализ позволил выделить в истории формирования пород свиты не менее трех байкальских (?) этапов. В первый этап ( $D_1$ ) породы испытывали интенсивное сжатие и перекристаллизацию в условиях высоких ступеней зеленосланцевой фации, что устанавливается по появлению в породах директивной текстуры течения — сланцеватости, подчеркнутой синкинематическим биотитом, мусковитом, амфиболом и рудным минералом. Эти данные позволяют предполагать, что породы были погружены на глубины порядка нескольких километров. Во второй этап ( $D_2$ ) также происходило сжатие пород. Следы этих деформаций фиксируются в виде микроскладок, в которые изогнута динамометаморфическая текстура первого этапа. Морфология складок и отсутствие сопровождающих текстур с синкинематической

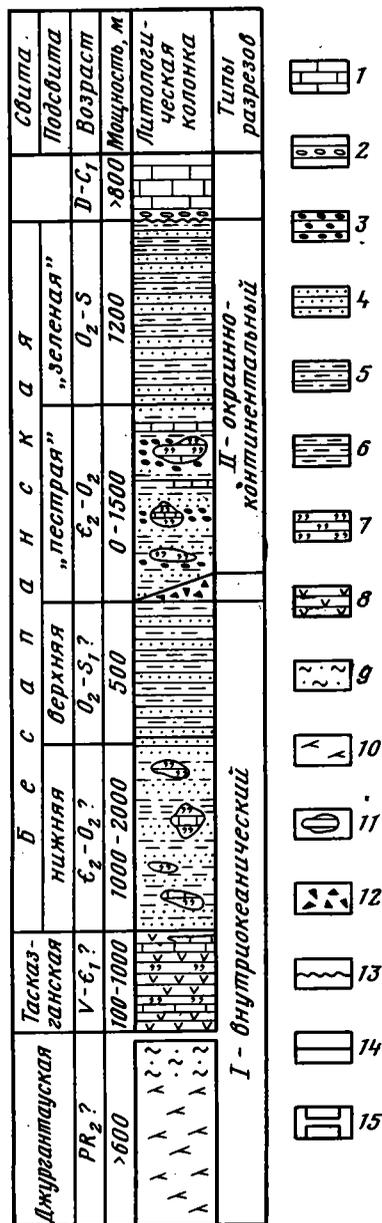


Рис. 1. Лито-стратиграфическая колонка тектонических покровов Южного Тамдытау. Составил П. А. Мухин

1 — известняки и доломиты; 2 — конгломераты; 3 — гравелиты; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — пелиты; 7 — кремнистые породы и кремни; 8 — эффузивы основного состава; 9, 10 — диафторированные кристаллические сланцы: 9 — среднекислого, 10 — основного состава; 11 — экзотические тела; 12 — терригенный меланж; 13—15 — соотношения между подразделениями: 13 — несогласные, с размывом, 14 — согласные, 15 — неустановленные

перекристаллизацией свидетельствуют о выведении пород в более верхние горизонты коры.

В третий этап ( $M_3$ ) породы, слагающие разрез свиты, были превращены в кристаллические сланцы при сильном тепловом воздействии в условиях преимущественного растяжения. Об этом свидетельствует отсутствие складок, динамометаморфических текстур течения и массивная порфиробластическая текстура пород, внутри которых в виде реликтов прослеживаются структуры и текстуры предшествующих этапов. Перекристаллизация пород — по различным оценкам происходила при температуре 480—720° С и давлении 5—6 кбар.

Разрез тасказганской свиты (см. рис. 1) представлен чередующимися полосчатыми кварцитами, углеродистыми карбонатными породами и хлорит-амфибол-альбитовыми сланцами с эпидотом, углеродистым и рудным веществом. Возраст свиты установлен по находкам онколитов как вендский. В последнее время в породах были найдены микроорганические остатки, определенные как хитинозоа (?), что может служить указанием на присутствие в разрезе нижнепалеозойских пород.

Тектурно-структурные особенности силицитов и карбонатных пород, отсутствие аллохтонного обломочного материала, повышенная углеродистость, достигающая в отдельных разностях 3,5—4,0% при 1,5—2,0% в среднем, позволяют предполагать, что накопление осадков происходило главным образом, хемогенно-биогенным путем. Наиболее информативными при восстановлении условий накопления пород свиты оказались хлорит-амфибол-альбитовые сланцы, часть из которых (20—30%) на диаграммах А. А. Предовского располагается в поле мелановакк, а остальные — в поле базальтов. Последние на основе решений дискриминантных уравнений В. А. Кутолина отнесены к формации океанических толентовых базальтов, а в целом разрез рассматривается как верхняя часть разреза офиолитовой ассоциации.

Структурно и пространственно с породами тасказганской свиты тесно связаны породы бесапанской свиты первого типа разреза (см. рис. 1). Нижняя ее часть представлена апотерригенными сланцами с переменным количеством кварца, альбита — олигоклаза, хлорита, биотита, мусковита. Среди сланцев отмечаются тела полосчатых и массивных углеродистых кварцитов и карбонатных пород линзовидной и неправильной формы. Возраст апотерригенного матрикса устанавливается по хитинозоа как ранне-среднеордовикский [1], но не исключается присутствие и кембрия. Силицито-карбонатные тела содержат органические остатки, аналогичные породам тасказганской свиты, что позволяет предполагать их экзотическое происхождение. Самая верхняя часть бесапанской свиты этого типа разреза представлена темными по окраске хлорит-биотит-альбит-кварцевыми апотерригенными сланцами ордовик-раннесилурийского (?) возраста.

По петрохимическим особенностям (237 анализов) породы бесапанской свиты первого типа разреза относятся к низкокарбонатным с содержанием суммы карбонатов не более 1—2%, редко 5—10%, за исключением экзотических тел. Состав апотерригенного матрикса обеих подсвит отличается только количественно: пелагические глины — 10—12%, туфы и туффиты основного состава — 8—12%, граувакки и субграувакки — 24—40%, аркозы и полимикты — 36—58%. Примерно одинаковы содержание и изотопный состав углерода в породах обеих подсвит, колеблющийся в пределах первых десятых процента при изотопном спектре 18—22‰. Все эти данные в сочетании с макропризнаками строения толщи позволяют сопоставлять породы бесапанской свиты первого типа разреза с метаморфизованным чехлом осадков коры океанического типа.

Каледонские деформации пород нижнего тектонического покрова включают два этапа, соответствующих этапам  $D_4$  и  $D_5$  общей структурной шкалы района. С раннекаледонским этапом  $D_4$  в породах тасказганской свиты связано проявление интенсивной деформации изоклинально-чешуйчатого типа с региональным тектоническим разлинзованием разреза и перекристаллизацией пород в условиях биотит-хлоритовой

субфации зеленосланцевой фации. Ориентировка складок и других линейных элементов этого этапа в породах тасказганской свиты обычно меридиональная. Непременным элементом деформаций  $D_4$  в породах является кливаж осевой плоскости, подчеркнутый биотитом, хлоритом, мусковитом и углеродисто-рудным веществом. Он является сквозной текстурой для пород всех трех свит нижнего покрова. В породах джургантауской свиты эта текстура проявлена как наложенная на кристаллические сланцы этапа  $M_2$  и имеет ярко выраженный регрессивный характер в отличие от прогрессивного в двух других свитах. Позднекаледонский этап деформаций  $D_5$  проявился в обоих тектонических покровах в период их формирования и поэтому будет описан ниже.

**Верхний тектонический покров** сложен терригенными породами бесапанской свиты второго типа (см. рис. 1). В разрезе по литологическому составу пород выделяются две подсвиты: «пестрая» (нижняя) и «зеленая» (верхняя).

«Пестрая» подсвита (кембрий — ордовик) сложена дислоцированными и в нижней части тектонически разлинзованными породами, включающими гравелиты (часто пудинговые), гравийные песчаники, песчаники разнозернистые, алевропелиты, маломощные прослои известняков и экзотические тела метаморфизованных силицитов и карбонатных пород. Сильная тектоническая переработка подошвы пород нижней части свиты в сочетании с высокой насыщенностью гидротермальными продуктами является отличительной особенностью подсвиты, получившей за яркую и контрастную окраску пород в зоне окисления название «пестрый бесапан».

По немногочисленным химическим анализам неизменных пород в составе терригенного матрикса выделяются полимиктовые разности — 43%, аркозовые — 22%, граувакки — 19%, мелководные глины — 8%, туфы среднего и кислого состава — 8% и карбонатные прослои. В породах часто отмечаются градационная слоистость, текстуры течений и оползания осадка, свидетельствующие о высокой динамике среды и заметном наклоне дна при отложении осадков.

«Зеленая» подсвита (ордовик — силур) сложена терригенными породами зеленовато-серой окраски. В составе ее выделяются гравийные и разнозернистые песчаники, алевропелиты. Породы плохо сортированы, часто с градационной и косою слоистостью. По петрохимическим особенностям пород (134 анализа) в разрезе устанавливаются граувакки — 27%, полимиктовые разности — 25%, аркозы — 19%, глины континентального склона и шельфа — 20%, а также туфы и туффиты среднего и кислого ряда — 9%.

Разрезы обеих подсвит бесапанской свиты второго типа имеют много общих черт, проявляющихся в относительно повышенной карбонатности (5—10%) пород вплоть до появления отдельных карбонатных прослоев, высокой динамике среды, присутствию туфов и перемытого вулканогенного материала, позволяющих сделать вывод о близости условий накопления пород к обстановкам внешних окраин островных дуг или окраин андийского типа.

Образование обоих тектонических покровов в Южном Тамдытау происходило в один из последних ( $D_5$ ) этапов додевонского развития района, судя по «запечатыванию» шарьяжных структур чехлом шельфовых карбонатных отложений девона — нижнего карбона. По данным структурного анализа лежащих складок в телах покровов, имеющих шарниры, ориентированные в широтном направлении, относительное перемещение верхнего покрова происходило в северном направлении [6]. При этом сформировались лежащая антиклиналь нижнего покрова и лежащая синклираль верхнего, обе с северной вергентностью (рис. 2, разрез АБ).

Основной разрывной структурной каледонского этапа ( $D_5$ ) является поверхность наволока, по которой приведены в соприкосновение главные тектонические единицы района. Поверхность наволока благодаря наложению Тасказганской антиформы наклонена в настоящее время в

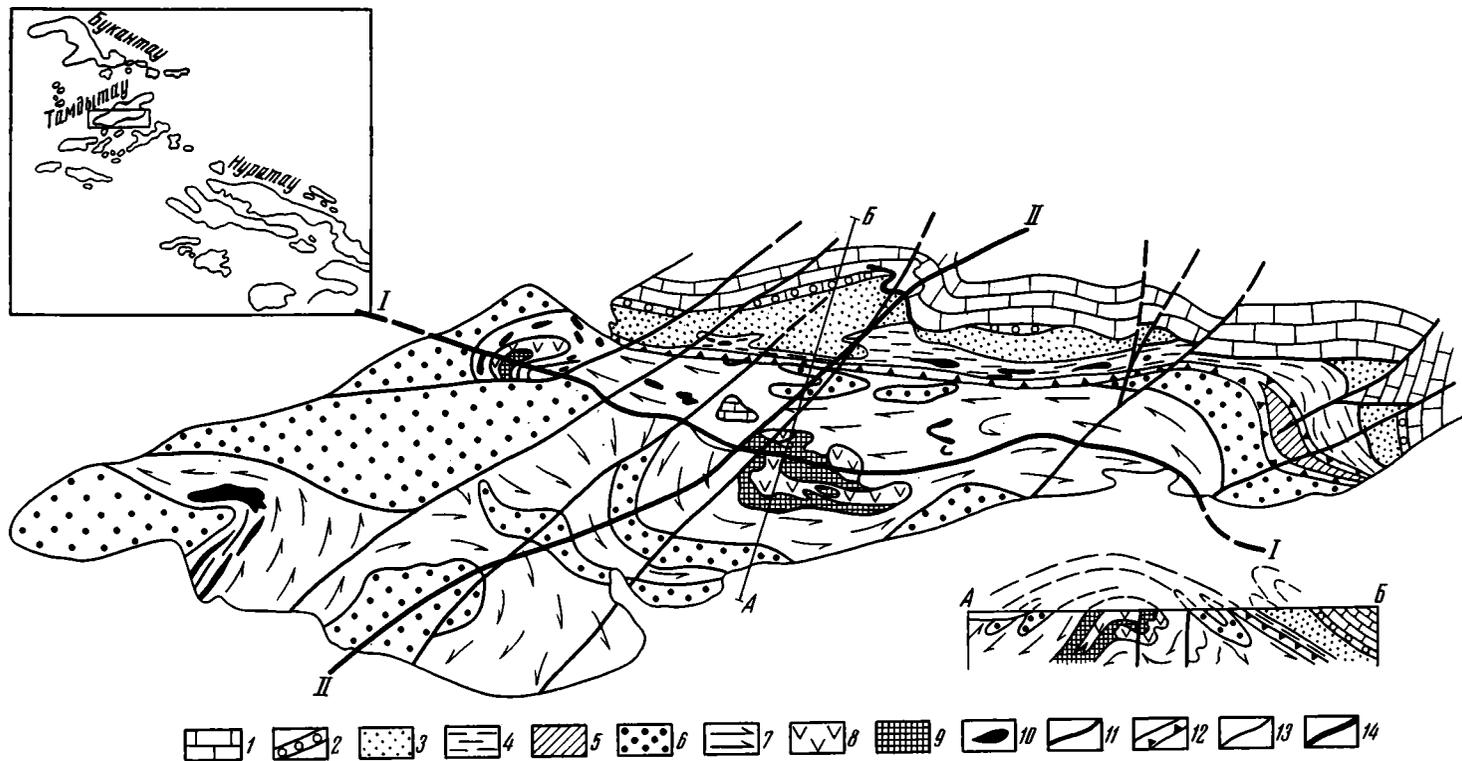


Рис. 2. Геологическая карта Южного Тамыша. Составил П. А. Мухин (на врезке — положение района в Кызылкумах)

1, 2 — девон-каменноугольные отложения: 1 — карбонатные породы, 2 — базальные конгломераты. Каледонские тектонические единицы. 3, 4 — верхняя (беспанская свита окраинно-континентального типа): 3 — средний ордовик — силур, 4 — средний кембрий — средний ордовик; 5 — породы «мурунтауской линзы»; 6—10 — нижняя (свиты: беспанская океанического типа, тасказганская, джургантауская): 6 — ордовик — нижний силур (?), 7 — средний (?) кембрий — средний ордовик, 8 — венд — нижний кембрий (?), 9 — поздний протерозой (?), 10 — олистолиты; 11 — тектонические границы; 12 — меланж (зона наволока); 13 — стратиграфические границы; 14 — оси структур герцинского (I—I — Тасказганская антиформа) и киммерийско-альпийского (II-II — Тамдынская антиформа) этапов

северных румбах и плавно изгибается в плане в виде сигмоиды по системе позднейших сдвигов в восточной части района, где направление падения наволока меняется на северо-восточное и восточное с выполаживанием угла наклона до 10—40°.

Ширина зоны наволока колеблется от первых десятков до первых сотен метров и чаще всего не имеет резких границ. Нечеткость границ обусловлена, как правило, постепенным уменьшением интенсивности развития кливажа от главной части зоны к краевым частям, сохраняющим реликты сильно деформированной слоистости (верхний покров) или предшествующей метаморфической полосчатости высоких ступеней зеленосланцевой фации (нижний покров).

Породы, слагающие зону наволока, представлены тонкими сланцеватыми blastsмилонитами низких ступеней зеленосланцевой фации, в которые погружены линзовидные и лентовидные фрагменты разрезов верхней и нижней тектонических единиц.

Бластомилонитовый матрикс — продукт высокой степени тектонической переработки пород, реликтовые текстуры и структуры которых практически не опознаются даже при микроскопическом изучении. Они затушеваны директивной тончайшей полосчатостью, образованной чередованием полос, неравномерно обогащенных углеродисто-рудной пылью и синкинематическим серицитом и хлоритом.

Тектонические линзы обычно ориентированы вдоль поверхностей кливажа и имеют сложную внутреннюю структуру. Чаще всего наблюдаются фрагменты многочисленных наклонных и лежащих складок различного порядка, пространственная ориентировка которых полностью совпадает со складками в теле тектонических покровов. В неслоистых разностях наличие следов деформаций устанавливается по присутствию ярко выраженной линейности, ориентированной строго параллельно шарнирам изоклинальных складок. Тектонические линзы по размерам образуют непрерывный ряд от микроскопических до очень крупных, протяженностью в несколько километров. Наблюдается высокая степень подобия формы тектонических линз независимо от размеров с характерным превышением длины над толщиной в 5—10 раз, реже более. Наполнение зоны тектоническими линзами различное.

В западной части Южного Тамдытау тектонические линзы редки и ширина зоны blastsмилонитов составляет не более 30—50 м. Постепенно к востоку количество линз увеличивается, и в центральной части района мощность зоны возрастает почти до 1 км. В этой ситуации среди крупных тектонических блоков выявляются отдельные фрагменты разрезов главным образом верхнего покрова. Увеличение мощности зоны отмечается и в восточной части района, в пределах рудного поля Мурунтау, где видимая ширина ее достигает 3 км. Здесь зона разветвляется на 5—7 зон меньшего порядка. Наиболее ярко проявлены зоны, ограничивающие комплекс пород «мурунтауской линзы» сверху и снизу (рис. 3). Краевые зоны являются также наиболее крупные и уверенно прослеживаются в горных выработках на месторождении и на дневной поверхности в пределах рудного поля. Линзовидная форма рудовмещающего комплекса пород обусловлена сужением пучка зон в северо-западном и юго-восточном направлении. Таким образом, «мурунтауская линза» представляет собой уплощенное тектоническое тело, сложенное однородным с литолого-петрографической точки зрения набором пород, отличным от выше- и нижележащего, и разобценное на ряд более мелких тел, испытавших, по-видимому, небольшие перемещения одно относительно другого.

В геологической истории преобразования пород «линзы» выделяется несколько этапов деформации, часть из которых сопровождалась метаморфизмом.

Наиболее ранней текстурой является минеральная полосчатость, образованная ассоциацией минералов биотит-хлоритовой субфации и часто подчеркнутая кварцевыми прожилками (этап D<sub>1</sub>). Текстурные наблюдения позволяют предполагать развитие ее параллельно слоистости.

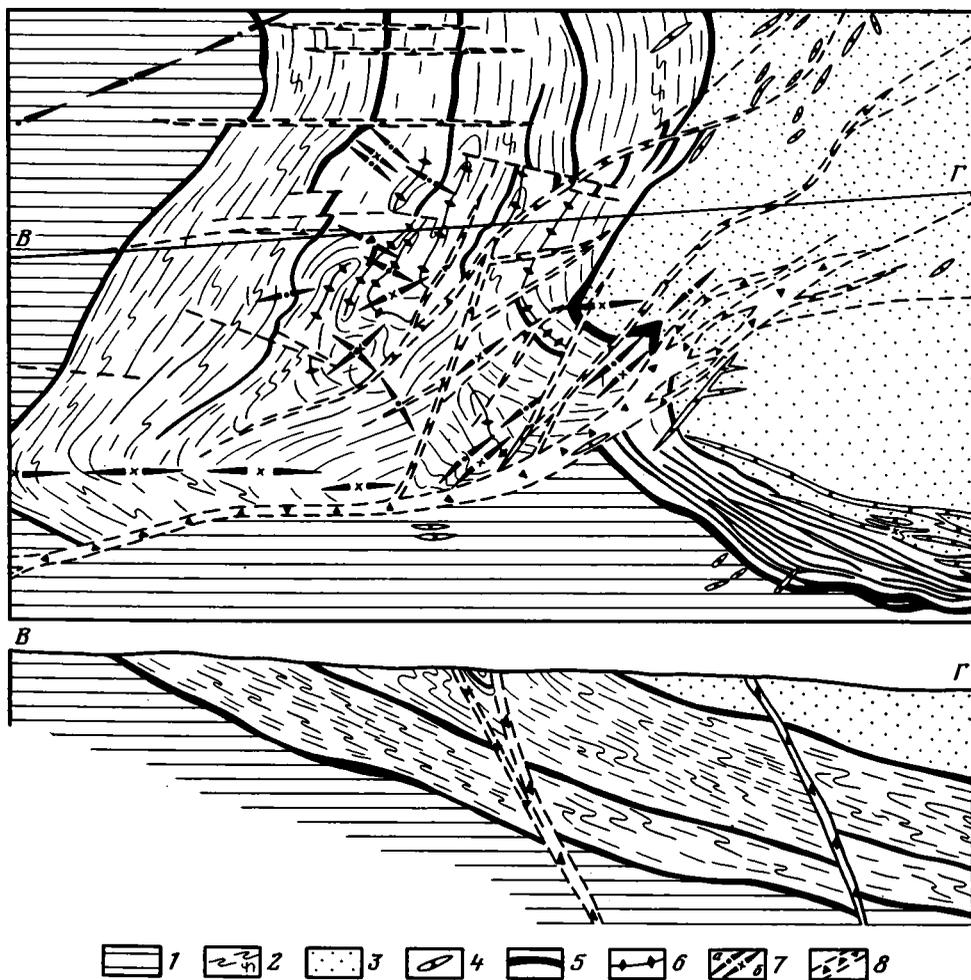


Рис. 3. Схематическая геологическая карта южной части «Мурунтауской линзы». Составил Ю. С. Савчук с использованием материалов Ю. Ф. Баскакова, А. Т. Бендика, Г. В. Касавченко, Ш. Ш. Сабдушева

1 — слюисто-кварцевые микросланцы (ордовик — нижний силур?); 2 — углеродисто-кварцевые метаалевролиты и метапелиты (породы «мурунтауской линзы»); 3 — хлорит-слюисто-полевошпато-кварцевые метасоматиты и метапесчаники (средний ордовик — силур); 4 — дайки; 5 — зоны расщепления («вязкие» разрывы); 6 — оси лежащих изоклинальных складок; 7 — оси складок наложенных этапов (а — антиформ, б — синформ); 8 — разрывы заключительных этапов

Мощность полос и жил колеблется от миллиметров до первых десятков сантиметров. Количество жил в среднем составляет первые проценты от общего объема, но в отдельных сечениях может достигать десятков процентов некоторых пачек [3, 9].

Полосчатость и прожилки деформированы в изоклинальные складки (этап  $D_5$ ), степень сжатия которых (отношение длины полуволны к амплитуде) колеблется от 1:4 до 1:10, в результате чего часто встречаются стреловидные формы. Простираение шарниров складок в районе месторождения меридиональное ( $340-0^\circ$ ). Такая же ориентировка складок, вызванная наложенным изгибом в сигмоиду, установлена в обеих тектонических единицах центральной части рудного поля. На северо-западном и юго-восточном флангах рудного поля эти складки после плавного поворота приобретают субширотную ориентировку, обычную для всех каледонских складок района.

Оси наиболее крупных складок на месторождении прослеживаются на сотни метров при расстоянии между осевыми поверхностями в десятки метров. Осевые поверхности наклонены в восточном и северо-во-

сточном направлении под углами 10—30°. Кливаж, характерный элемент этого этапа, ориентирован конформно зонам blastomylonitization и осевым поверхностям изоклинальных складок. По кливажу и зонам разрывов отмечается развитие золото- и шеелитсодержащих кварцевых жил и прожилков [8, 9].

Образование наложенных деформаций в пределах рудного поля Мурунтау связано с двумя наиболее важными этапами, сформировавшими сигмоидную структуру. Первый, более ранний, устанавливается по существующему общему наклону пород в северных румбах, обусловленному положением рудного поля на северном крыле Тасказганской антиформы. В следующий этап деформаций образовалась горизонтальная флексура — сигмоида и осложняющие более мелкие прямые складки субширотных (70—80°) и северо-восточных (40—80°) направлений.

С прямыми складками этих этапов связано образование структур будинажа и закономерно ориентированной трещиноватости. Выделяются трещины отрыва в межбудинных пережимах и пологая, поперечная и продольная (по отношению к осям складок) системы трещин. Трещины выполнены золотоносными ассоциациями кварца, калишпата и розетчатых слюд, образующих незначительные по масштабам рудные проявления. Широко развиты на месторождении протяженные крутопадающие разрывные нарушения северо-восточного и субширотного направлений, вмещающие золотосульфидные парагенезисы [8].

Таким образом, в истории формирования «линзы» и ее оруденения выделяются три главных события. В течение первого, до участия пород «линзы» в шарьировании, возникли существенно кварцевые золотоносные метаморфические полосчатые образования. В течение второго (шарьирование) рудовмещающие породы приобрели линзовидную форму и были приведены в соприкосновение с ниже- и вышележащими комплексами по зонам blastomylonitization, к которым местами приурочены кварцевые жилы «альпийского типа». Во время третьего события форма «линзы» значительно усложнилась складчатыми и разрывными нарушениями и появились небольшие по объему золотокварцевые и золотосульфидные проявления.

В заключение можно отметить, что формирование золотого оруденения в Центральных Кызылкумах обнаруживает черты сходства с месторождениями невадийского типа [4, 8] по приуроченности их во многих случаях к поверхностям крупных шарьяжей.

Многоэтапность становления оруденения в объеме месторождения показывает, что процессы деформации могут иметь как конструктивную, так и деструктивную сторону по отношению к результату предшествующих преобразований. Деструктивная особенность проявляется главным образом в разобщении единых объектов на мелкие части, что наиболее наглядно проявилось при каледонском шарьировании. К конструктивным сторонам можно отнести формирование более высоких фоновых концентраций золота за счет многократного переотложения компонента в различных минеральных ассоциациях независимо от их генезиса.

#### Литература

1. Абдуазимова З. М. Стратиграфия домезозойских отложений Западного Узбекистана в свете новых палеонтологических данных // Тезисы докл. на XXVIII сессии Всес. палеонтол. общества. Ташкент: АН УзССР, 1982. С. 86—87.
2. Бухария А. К., Кешиян К. А., Масленникова И. А. Структурно-формационные подзоны палеозойской западной части Южного Тянь-Шаня // Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. М.: Недра, 1972. С. 68—75.
3. Васильченко С. Ф. О генезисе мигматитовидных золотосодержащих пород одного из месторождений Западного Узбекистана // Вопросы геологии золота Узбекистана. Ташкент: САИГИМС, 1975. С. 142—150.
4. Кунаев И. В. Критерии оценки территории на металлические полезные ископаемые. Золото // Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978. С. 347—369.
5. Лихачев Ю. А., Владимировский В. С., Шульц С. С. (мл). Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов // Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Вып. 15. Л.: Гостоптехиздат, 1963. С. 112—116.

6. *Мухин П. А.* Возраст и направление движения масс при шарьировании метаморфических толщ Центральных Кызылкумов//Геолого-структурные условия формирования эндогенных месторождений Средней Азии и вопросы их оценки. Ташкент: САИГИМС, 1977. С. 74—78.
7. *Мухин П. А., Фадеечева Л. П.* Некоторые аспекты металлогении золота в Центральных Кызылкумах в связи с концепцией новой глобальной тектоники//Актуальные вопросы геологии, минералогии и геохимии золота и серебра Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1982. С. 55—62.
8. *Проценко В. Ф.* О некоторых особенностях рудообразования Мурунтау//Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. С. 212—219.
9. *Савчук Ю. С., Колесников А. В.* Процессы динамометаморфизма и связанная с ними рудная минерализация Мурунтау//Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Тезисы докл. Винница: АН УССР, 1982. С. 46—48.
10. *Шер С. Д.* Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М.: Недра, 1972. С. 295.

Мингео СССР

Поступила в редакцию  
29.I.1985

УДК 551.242.5(571.5)

ОТМАС А. А.

**К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР  
ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Рассматриваются вопросы происхождения локальных структур востока Сибирской платформы (в пределах Якутской АССР). На основе известных классификаций применительно к данному региону выделяются различные генетические типы и подтипы локальных структур. Предлагается схема районирования востока Сибирской платформы по генетическим признакам локальных структур.

Одна из важных задач исследования складчатости любого региона — выяснение генезиса складок. Представление о генезисе (природе складок, механизме их формирования) позволяет правильно подойти к изучению морфологии, соотношения структурных планов и истории тектонического развития локальных структур, а познание закономерностей размещения различных их генетических типов способствует прогнозу складчатости и ее свойств на глубину в слабоизученных районах исследуемой территории.

Несмотря на то что вопрос о механизме формирования локальных структур востока Сибирской платформы рассматривался во многих работах [2, 5, 6, 8—10, 13, 14, 18, 19 и др.], его решение до сих пор остается далеко не завершенным. Это объясняется как сложностью геологического строения региона и соответственно сложностью выявления природы складок, с одной стороны, так и неравномерной его изученностью — с другой. Например, из указанных исследований более половины посвящены складкам Байкало-Вилуйского (Ангаро-Ленского) прогиба и прилегающих к нему территорий; в то же время генезис складок большинства других районов изучен весьма слабо.

В настоящей статье вслед за Ю. П. Мирончевым [19] сделана попытка обобщения и систематизации сведений о генезисе локальных структур восточной части Сибирской платформы. В основу исследований положен анализ геолого-геофизических материалов, а также результаты полевых наблюдений при изучении локальной складчатости рассматриваемого региона.

**ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ**

При выяснении механизма формирования и определения генетических типов локальных структур автор исходил из следующих представлений.

Разные силы, участвующие в формировании структуры, придают последней различные, характерные для каждой из этих сил, особенности морфологии; иначе — морфология структуры является внешним отражением в осадочном чехле действия различных структуроформирующих сил. При этом на образующуюся структуру, как правило, действует (одновременно или поочередно) не одна, а несколько сил. Так, например, структура, формирующаяся на борту краевого прогиба, может испытывать на себе воздействие силы гравитационного скольжения, силы сжатия при сокращении площади прогиба во время его опускания или инверсии, силы давления блоков кристаллического фундамента на породы осадочного чехла, силы тангенциального сжатия со стороны складчатой области и др. Естественно, что различные силы проявят себя по-разному, и большее влияние на формирование складчатости окажет та из них, которая проявилась сильнее. Она и придаст структу-

ре определенные, характерные для действия именно этой силы морфологические черты, отличающие данную структуру от других, образованных под определяющим влиянием иных сил. Исходя из этого, при выяснении механизма формирования локальных структур основным структуроформирующим фактором (силой) автор считает тот, действие которого вызвало основной рост и сформировало характерные черты современной морфологии рассматриваемой структуры.

Предлагаемая применительно к восточной части Сибирской платформы генетическая классификация локальных структур приведена ниже. В основу ее были положены взгляды и теоретические разработки В. В. Белоусова [4], Ю. А. Косыгина [16], В. Е. Хаина [20] и др. Остановимся на ней подробнее.

Все складки осадочного чехла, как известно, можно разделить на эндогенные, эндогенно-экзогенные и экзогенные. Эндогенные обусловлены преобладающим участием глубинных геологических процессов и являются непосредственным отражением последних в породах осадочного чехла. Эндогенно-экзогенные образуются в пределах осадочного чехла, причем в их формировании определенную роль играют и экзогенные факторы. Экзогенные складки возникают под влиянием поверхностных геологических процессов и силы тяжести.

Среди эндогенных, пользующихся наибольшим распространением в регионе, автором выделено два типа структур: отраженные структуры и структуры тангенциального сжатия.

### ОТРАЖЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Возникновение отраженных (глыбовых — по В. В. Белоусову, штамповых — по В. В. Бронгулееву, отраженных — по И. О. Броду, В. Е. Хаину) структур является непосредственным следствием деформаций фундамента. Отражающиеся при этом в осадочном чехле дислокации относятся к складкам поперечного изгиба. Основная (результатирующая) структуроформирующая сила, ответственная за возникновение складок данного типа, действует в вертикальном направлении. В зависимости от тектонической приуроченности в пределах Западной Якутии отраженные структуры разделены на два подтипа: 1) надблоковые, связанные с отражением в осадочном чехле штамповых подвижек или пликативных деформаций фундамента, и 2) надразломные, образующиеся в осадочном чехле над разломом или вблизи последнего при вертикальном или близвертикальном перемещении одного блока относительно другого.

**Надблоковые структуры.** Для надблоковых структур характерны положительные формы и деформации пород, обособленно располагающиеся среди преимущественно горизонтально залегающих слоев. Обычны небольшие отклонения осевых поверхностей сформировавшихся складок от вертикального положения, смещение их сводов с глубиной. Амплитуда поднятий относительно невелика, зависит от площади блока или складки фундамента и измеряется в данном регионе в большинстве случаев десятками метров. Интенсивность поднятий, как правило, не превышает 1,0—1,5 м/км<sup>2</sup>.

Если образовавшаяся складка вызвана штамповыми движениями фундамента, для нее характерна, как правило, сундучно-коробчатая форма, пологий свод и крутые крылья. К штамповым, по-видимому, можно отнести локальные структуры, осложняющие Мархинский мегавал на Анабарской антеклизе. При проведении здесь геологической съемки А. Н. Буггатовым отмечалось, что большая ширина, плоская поверхность сводовой части, флексурообразные крылья и приуроченность разломов к Далдынской флексуре, осложняющей юго-западное крыло Мархинского мегавала, вероятно, свидетельствуют о том, что это поднятие вызвано глыбовыми движениями фундамента платформы. Кроме того, приуроченность к Далдынской флексуре кимберлитовых тел, видимо, свидетельствует о глубинности разломов.

В случае, если слои осадочного чехла отражают пликативные деформации фундамента, складка обычно характеризуется куполообразной, реже — брахиантиклинальной формой, наклоном крыльев от минут до первых градусов и, нередко, неправильными контурами.

Типично надблоковыми являются также Тас-Юряхская, Среднеботубинская, Верхневилучанская, Вилюйско-Джербинская структуры и др. К ним же автором отнесено большинство структур Непско-Ботубинской антеклизы, выраженных по нижним подсолоносным горизонтам осадочного чехла, поднятия Сунтарского свода, Алданской и Анабарской антеклиз, Сюгджерской седловины, а также структуры, расположенные на бортах прогибов и впадин со сравнительно неглубоко залегающим фундаментом.

**Надразломные структуры.** Образование надразломных структур связано с появлением избыточных поверхностей слоев осадочного чехла и последующим смятием их в складки над зонами разломов кристаллического фундамента или осадочного чехла в результате смещений по ним. Складки характеризуются прямолинейностью, быстрым затуханием с удалением от зон разломов, значительной длиной при относительно небольшой ширине, большой амплитудой, достигающей нескольких сотен метров, и обычно крутыми крыльями. К типично надразломным складкам относятся Шеинская, Западно-Шеинская, Меикская и Тююрей-дехская в Ыгыаттинской впадине, Хотого-Мурбайская на Мирнинском своде, Западно-Мурбайская и Марюряхская в Нюйской впадине и т. п. К складкам этого типа, вероятно, можно отнести также Буягинскую структуру на Сунтарском своде, антиклиналь Кэнэли и некоторые другие на Алданской антеклизе. Среднетюнгская и другие структуры Малькай-Логлорского мегавала также, по всей видимости, являются отражением подвижек осадочного чехла по глубинному разлому.

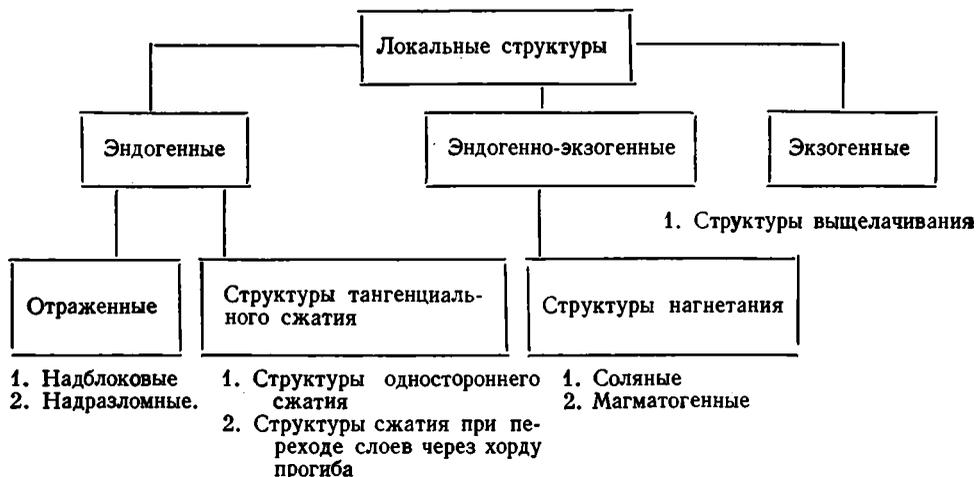
### СТРУКТУРЫ ТАНГЕНЦИАЛЬНОГО СЖАТИЯ

Складки тангенциального сжатия, по В. Е. Хаину [20], образуются при сокращении поверхности, первоначально занятой осадочной толщей в результате бокового давления. Основными причинами, вызывающими возникновение сил сжатия в рассматриваемом регионе, по мнению автора, являются: 1) боковое одностороннее давление на породы осадочного чехла со стороны складчатой области или надвигающегося блока; 2) появление «избыточных поверхностей» при сокращении слоев осадочного чехла в результате опускания или инверсии прогиба до уровня хорды, а также при опускании крупных блоков фундамента по разделяющим их разломам.

**Структуры одностороннего сжатия** возникают в результате напряжений со стороны складчатой области в непосредственной близости от последней, а также в лежащем крыле разломов и надвигов и представлены линейными, нередко асимметричными складками большой амплитуды (до 1—2 км), часто осложненными дизъюнктивными нарушениями в виде взбросов и надвигов.

М. А. Камалетдинов и др. [15] в Предуральском прогибе выявили приуроченность антиклинальных складок к узким фронтальным частям протяженных надвигов и быстрое затухание складчатости при удалении от последних; на основании этого ими был сделан вывод, что распространение складок полностью контролируется региональными разломами. Далее, рассматривая природу данной складчатости и отрицая возможность передачи пликативных деформаций посредством бокового сжатия на большие расстояния, авторы доказывают, что генератором складчатости в Предуральском прогибе явились силы сжатия вдоль фронта надвигов, вблизи которых в аллохтонной части и сформировались линейные складки.

Подобные явления в восточной части Сибирской платформы можно наблюдать в районе Соболюх-Маянского вала, где складчатость внутреннего борта Приверхоанского прогиба сопряжена с протяженными



разломами меридионального простирания, в то время как участки шириной иногда до первых десятков километров, расположенные между разломами, вероятнее всего, характеризуются сравнительно спокойным залеганием слоев. Аналогичный характер носит складчатость на внутреннем борту Байкало-Вилуйского прогиба, в Березовской впадине, где связанные с разломами, параллельными Байкальской складчатой области, довольно крутые антиклинальные складки разделены участками (до нескольких километров шириной) близгоризонтального залегания пород. Складки одностороннего тангенциального сжатия в исследуемом регионе широко распространены в районах, примыкающих к складчатым областям, и протягиваются вдоль всей внутренней зоны краевых прогибов: Приверхоянского, Байкало-Вилуйского, Лено-Анабарского, Майского прогибов и др. По результатам полевых наблюдений автора, в Приверхоянском и Байкало-Вилуйском прогибах, ширина зон развития складчатости одностороннего сжатия не превышает 30, реже 40 км и ограничивается развитием высокоинтенсивных структур.

**Складки сжатия при переходе слоев через хорду прогиба.** Если предыдущие генетические типы, широко используемые геологами при классификации платформенных структур, не требуют специального описания, то приводимый ниже механизм формирования складок полного призывания еще не получил, вследствие чего на нем необходимо остановиться несколько подробнее.

Гипотеза образования складчатости в прогибах путем сокращения осадочных слоев при опускании их до уровня хорды впервые была выдвинута Ю. А. Қосыгиным и В. А. Магницким [17] и применена к объяснению формирования складок Донецкого бассейна. Позже она подробно рассматривалась А. Т. Асланяном [1]. Детальные исследования в этой области проведены за рубежом Қ. Ф. Дэлмэсом [11]. В настоящее время гипотеза имеет как своих сторонников, так и противников. Некоторые геологи [4], отрицая возможность подобного генезиса складок на платформах, допускают его существование в складчатых областях, полагая, однако, при этом, что данный механизм может играть в процессе складкообразования лишь подчиненную роль. В. Е. Хаин [20], характеризуя складчатость данного генезиса, отмечает, что подобные структуры представляют собой, как правило, симметричные складки, форма которых зависит от формы прогибов, в пределах которых они находятся. В прогибах округлых или близких к ним очертаний должны преобладать прерывистые складки (всестороннего сжатия), а в удлиненных прогибах — линейные (двустороннего сжатия). Интенсивность складчатости будет изменяться в зависимости от ширины и глубины прогибающегося участка [11].

Автор полагает, что складки подобного генезиса могли появиться и в некоторых районах восточной части Сибирской платформы. К примеру, не исключена возможность того, что сокращение осадочных слоев при их прохождении через хорду послужило одной из основных причин возникновения складчатости в центральной части Приверхоанского прогиба (район Хапчагайского мегавала, Линденской и Тангнаринской впадин и прилегающих к ним территорий). При доказательстве данного предположения, по-видимому, логичнее всего идти методом от противного. Допустим, что в качестве основных сил в указанном районе могут выступать силы, приложенные либо изнутри (сила гравитационного скольжения), либо извне (сила одностороннего тангенциального сжатия, сила давления блоков кристаллического фундамента), и попытаемся объяснить формирование структур рассматриваемой территории под воздействием этих сил.

Возникновение складчатости в результате свободного гравитационного скольжения предполагает наличие двух основных условий: значительных региональных уклонов и достаточно мощных высокопластичных осадочных толщ, по которым должно происходить скольжение пород. Как известно [18], современные градиенты региональных уклонов на рассматриваемой территории сравнительно невелики и не превышают 50—70 м/км (3—4°), составляя в среднем около 30 м/км (1,5—2,0°). Если учесть, что современные региональные уклоны складываются из палеоуклонов отдельных этапов и что северо-западный и южный борты центральной части прогиба на протяжении всего мезозойско-кайнозойского времени не испытывали длительных высокоамплитудных инверсий, можно утверждать, что палеоуклоны мезозойских отложений данной территории по величине были меньше современных; это легко подтверждается и расчетами. Такие уклоны при существующем строении геологического разреза (полное отсутствие галогенных толщ в мезозойских отложениях и сравнительно небольшая глинистость последних) вряд ли смогут привести к возникновению гравитационного скольжения пород мезозоя, так как силы сопротивления (силы трения, силы сопротивления пород на сжатие и др.) в подобных условиях, как убедительно было показано В. В. Бронгулевым [7], значительно превышают силы тяжести. Кроме того, складки гравитационного скольжения, по всей видимости, должны быть существенно асимметричны, чего не наблюдается на практике. С другой стороны, гравитационное скольжение слоев в пределах рассматриваемой территории, вероятно, могло бы происходить по соленосным толщам нижнего кембрия, если предположить их наличие в нижних слоях разреза. В этом случае мы должны были бы наблюдать возникновение крупного высокоамплитудного поднятия в районе Хапчагайского мегавала по современным отложениям среднего — верхнего палеозоя, значительный раздув мощности кембрийских отложений в сводовой части мегавала и соответственно резкое сокращение ее в прилегающих впадинах, чего по имеющимся геолого-геофизическим материалам нет.

Причина образования локальных структур за счет сил одностороннего тангенциального сжатия должна, на наш взгляд, быть отвергнута сразу. Основными аргументами против этого механизма формирования складчатости в данном районе служат, во-первых, весьма значительное расстояние от складчатой области, что делает совершенно невозможным какую-либо передачу энергии (давления) через породы пластичного осадочного чехла и, во-вторых, поперечный характер простирания как самого Хапчагайского мегавала, так и его локальных поднятий относительно простирания Верхоянской складчатой области.

Возникновение локальной складчатости района под воздействием подвижек блоков фундамента [2] также представляется маловероятным. Если таким механизмом можно было бы еще объяснить возникновение самого мегавала, то возможность передачи локальных тектонических движений амплитудой от 100 до 400 м от фундамента сквозь толщу осадочных пород мощностью до 10 км весьма проблематична.

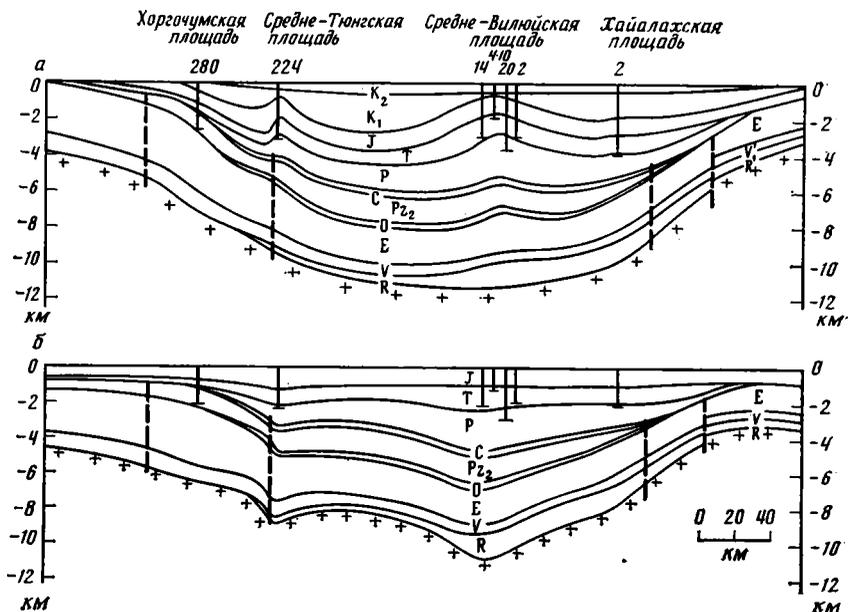


Рис. 1. Современный (а) и палеотектонический (б) профили через Приверхойский прогиб (без учета кривизны земной поверхности). Возраст породы обозначен общепринятыми индексами. Сплошные вертикальные линии и номера — буровые скважины, пунктирные линии — предполагаемые разломы

К тому же сама поверхность кристаллического фундамента, представляющая собой, по построениям И. М. Пасуманского (ВНИГРИ), крупную депрессию, не допускает блоковой природы локальной складчатости Хапчагайского мегавала и прилегающих к нему территорий. К этому можно добавить, что, согласно расчетам [12], уже на глубине 4 км на преодоление сопротивления вышележащей толщи за счет вертикально направленных сил необходимы значительно большие (на два порядка) усилия, чем требуются для зарождения складчатости под воздействием тангенциальных напряжений. Поэтому, по М. А. Камалетдинову и др. [15], мнение об образовании куполовидных структур под влиянием вертикально направленных (снизу вверх) сил в районах с большой мощностью осадочного чехла не согласуется с известным положением механики о минимуме энергии деформации в пределах области складкообразования.

Отвергнув предыдущие гипотезы, вернемся к исходной. Ю. А. Косыгин и В. А. Магницкий [17], а позднее Ю. А. Косыгин [16 и др.] доказывают, что даже небольшое появление «избыточной поверхности» способно создать структуры высокой амплитуды. К. Ф. Дэлмэс [11] показывает, что при сокращении осадочных слоев в результате их опускания до уровня хорды прогиба создаются весьма высокие напряжения, несущие значительный структуроформирующий потенциал; при этом он отмечает, что критический максимальный диаметр одиночного прогиба близок к трем дуговым градусам (т. е. к 333 км).

Ширина Приверхойского прогиба в исследуемой части составляет более указанных 333 км, из чего следует, что в рассматриваемом регионе имеются предпосылки для возникновения складчатости данного типа. Если принять ширину прогиба равной 400—450 км (зона распространения юрских отложений в прогибе), то уровень хорды в таком случае будет находиться на глубине 3,2—3,9 км, и там должно происходить максимальное сокращение поверхности осадочных слоев. С погружением ниже этого уровня сжатие пород постепенно будет сменяться растяжением, и на глубине 7—8 км структуры сжатия, исходя из положений данной гипотезы, должны исчезнуть.

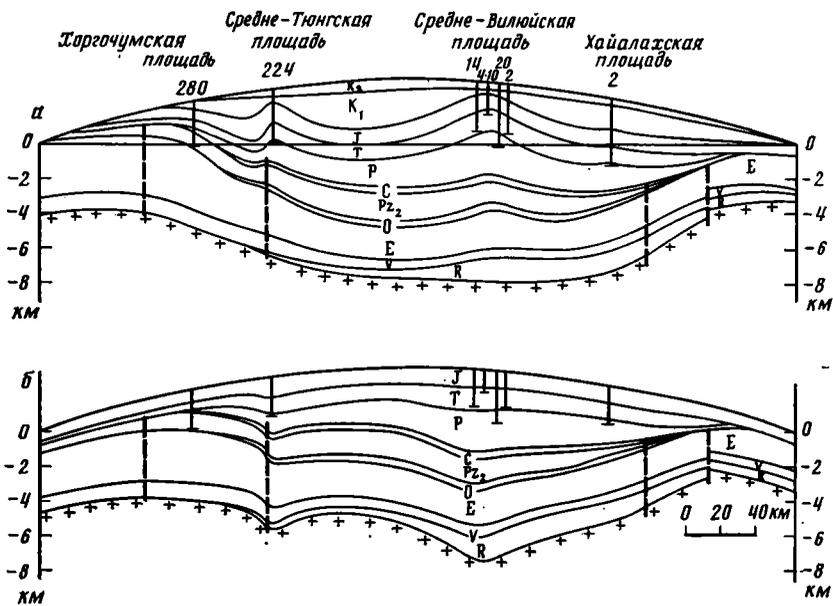


Рис. 2. Современный (а) и палеотектонический (б) профили через Приверхо́янский прогиб (с учетом кривизны земной поверхности). Условные обозначения см. на рис. 1

На рис. 1 и 2 приведены современные и палеотектонические (на конец юрского периода) профили вкост Приверхо́янского прогиба, построенные без учета и с учетом кривизны земной поверхности. Как представляется автору, профили, построенные с учетом кривизны земной поверхности, более убедительно объясняют природу складчатости этого района. Так, на рис. 2, б можно отчетливо наблюдать, как с приближением от поверхности Земли к уровню хорды прогиба постепенно нарастает интенсивность складчатости (в результате возрастающих при сокращении осадочных слоев напряжений). Если бы ниже уровня хорды условия развития структур не изменились, сжатие должно было бы смениться растяжением. Однако в результате экранирующего влияния региональных разломов изгиб слоев происходит в жестко заданных границах, в результате чего и здесь вместо растяжения слои испытывают сжатие. Это вполне согласуется с приведенными выше разработками К. Ф. Дэлмэса [11] и В. Е. Хаина [20].

В связи с этим необходимо отметить, что сжатие при сокращении слоев во время опускания или инверсии прогиба до уровня хорды нередко сопровождается (дополняется, усиливается) смятием слоев за счет межразломного тангенциального сжатия. Особенно отчетливо это проявляется с глубиной, где, возможно, силы межразломного сжатия превалируют.

Проявившаяся в позднеюрско-меловое время инверсия вызвала появление дополнительных напряжений и привела к еще большему смятию слоев (рис. 2, а) осадочного чехла Приверхо́янского прогиба. Возрастание напряжений вследствие довольно быстрого прогибания формирующихся в это время впадин (до 57 м/млн. лет в Линденской впадине) также могла усиливать интенсивность складчатости.

В пользу сжатия, возникающего в процессе сокращения слоев осадочного чехла при опускании или инверсии прогиба, говорит и тот факт, что длина слоев по кровле отложений перми, триаса и юры в рамках профиля (рис. 2), построенного с учетом кривизны земной поверхности, несмотря на различную интенсивность сжатия этих слоев, одинакова и равняется длине дуги земной поверхности в тех же рамках. Длина более нижних слоев с появлением смещений по глубинным разломам возрастает.

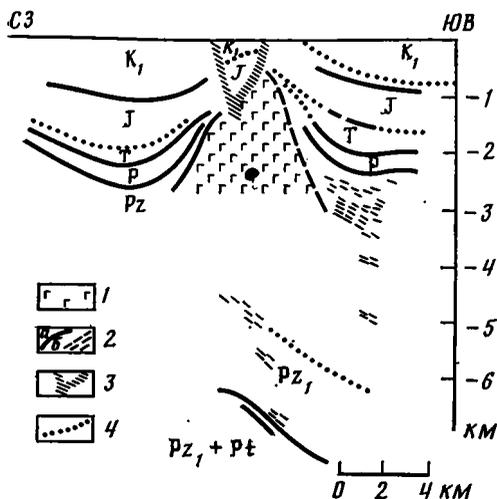


Рис. 3. Табасындская соляная структура (по материалам М. К. Вейнберг)

1 — предполагаемый соляной массив, 2 — отражающие сейсмические горизонты (а) и площадки (б), 3 — разрывные нарушения, 4 — стратиграфические границы. Возраст пород обозначен общепринятыми индексами

На востоке Сибирской платформы к складкам сжатия в условиях перехода слоев через хорду прогиба (по В. Е. Хаину — межразломным складкам), по-видимому, могут быть также отнесены структуры Уринского выступа.

### ЭНДОГЕННО-ЭКЗОГЕННАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ

Эндогенно-экзогенная складчатость в регионе представлена структурами нагнетания, среди которых можно выделить соляные и магматогенные.

**Соляные структуры.** Соляная структура характеризуется наличием солевого, надсолевого и подсолевого комплексов. Образование соляных структур связано обычно с перемещениями соляных масс, вызванными какими-либо тектоническими напряжениями. Амплитуда соляных складок нагнетания варьирует от сотен до нескольких тысяч метров; для них характерны крутые углы падения и асимметрия крыльев. Складкообразование нередко сопровождается значительными дизъюнктивными осложнениями типа сбросов большой амплитуды.

В пределах восточной части Сибирской платформы к соляным структурам безусловно следует отнести большинство структур Кемпендяйской впадины; в качестве примера можно привести Табасындскую структуру (рис. 3). Соляная тектоника проявилась также в отдельных районах рассматриваемой части Непско-Ботубинской антеклизы (в пределах Якутской АССР она развивается в верхних частях разреза осадочного чехла вдоль юго-восточного края антеклизы) и отчасти в некоторых других районах.

**Магматогенные структуры,** связанные, по В. Е. Хаину, с внедрением магмы по трещинам и разрывным нарушениям с поднятием и раздвижением слоев осадочного покрова, представляют собой, как правило, изолированные поднятия округлой и овальной формы, нередко разбитые сбросами, которые разделены участками ненарушенного залегания слоев. По-видимому, такие структуры могут получить достаточно широкое распространение в Эвенкийской синеклизе и в северной части Непско-Ботубинской антеклизы, где значительно развиты трапповые внедрения большой мощности.

### ЭКЗОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Экзогенные дислокации, развивающиеся в приповерхностных частях осадочных толщ, с нефтегазоносностью территории не связаны. Тем не менее иногда они могут выступать как индикаторы глубинных тектонических элементов.

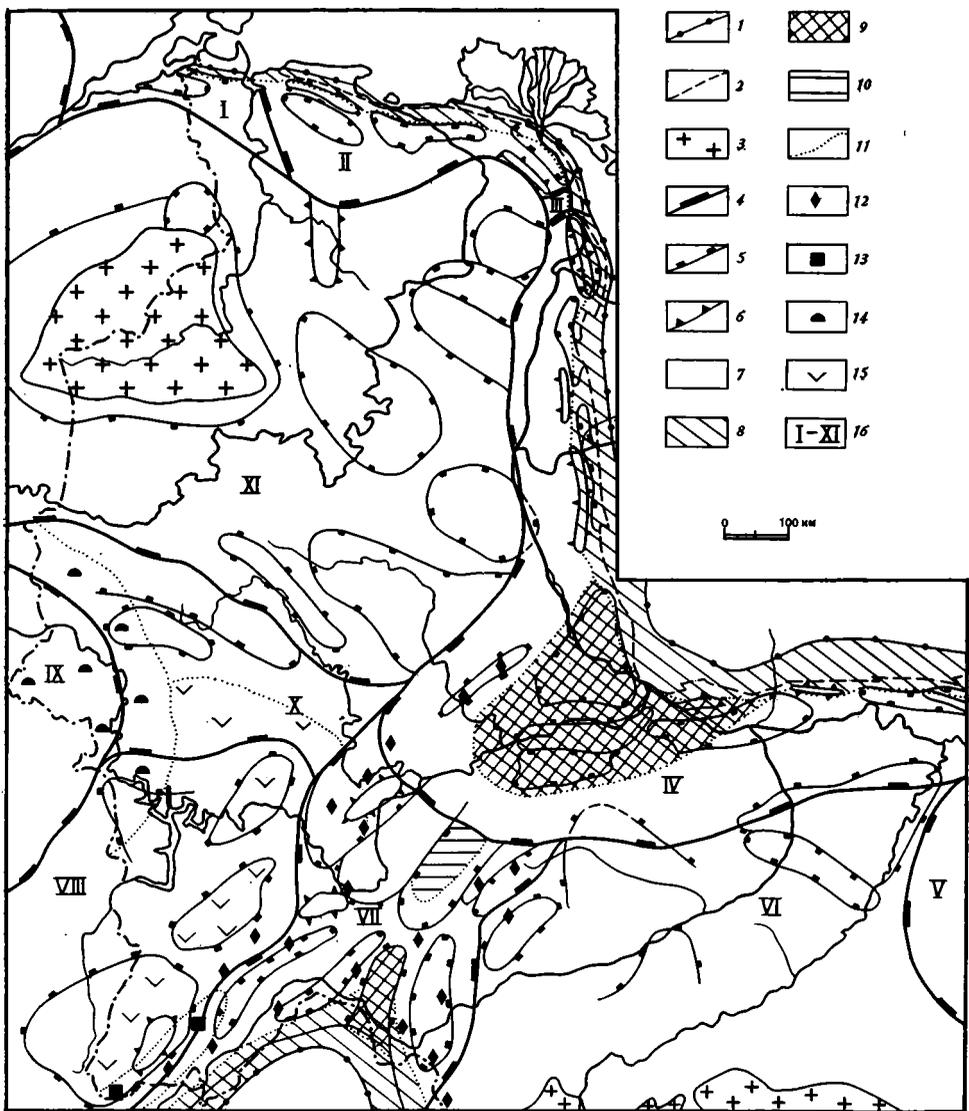


Рис. 4. Схема районирования востока Сибирской платформы по генетическим признакам локальных структур (по материалам ВНИГРИ)

1 — граница платформы по поверхности кристаллического фундамента; 2 — краевые швы платформы; 3 — выходы на поверхность пород кристаллического фундамента; 4—6 — границы структур: 4 — надпорядковых, 5 — первого порядка, 6 — второго порядка; 7—10 — районы широкого распространения локальных структур: 7 — отраженных надлобковых, 8 — одностороннего тангенциального сжатия, 9 — сжатия при «переходе» слоев через хорду прогиба, 10 — соляных структур нагнетания; 11 — границы районов с различными генетическими типами локальных структур; 12—15 — подчиненное развитие в районе иных типов локальных структур: 12 — надразломных, 13 — соляных, 14 — магматогенных, 15 — структур выщелачивания

I — Анабаро-Хатангское поперечное поднятие, II — Лено-Анабарский прогиб, III — Атырканское поперечное поднятие, IV — Приверхоянский прогиб, V — Майский прогиб, VI — Алданская антеклиза, VII — Байкало-Вилуйский прогиб, VIII — Непско-Ботубунинская антеклиза, IX — Эвенкийская синеклиза, X — Сюгджерская седловина, XI — Анабарская антеклиза

Широкое распространение в районах, где в приповерхностных условиях залегают карбонатные и соленосные породы, могут получить экзогенные складки выщелачивания. Выщелачиванием, возможно, следует объяснять несоответствие структурных планов нижних и верхних приповерхностных горизонтов Среднеботубунинской, Вилуйско-Джербинской, Верхневилучанской и других структур.

Завершением проведенных исследований является схема районирования востока Сибирской платформы по генетическим типам локальных структур (рис. 4), составленная автором на основе разработанной применительно к рассматриваемой территории их генетической классификации и изучения морфологических особенностей, а также геологического строения разреза осадочного чехла и истории развития складчатости региона.

В заключение необходимо еще раз обратить внимание на взаимосвязь процессов складкообразования. На это не раз указывали В. В. Белоусов, В. Е. Хаин и другие исследователи. Так, например, В. В. Белоусов отмечал, что «наиболее характерное проявление складчатости нагнетания связано с тем, что вертикальные движения блоков осложняются горизонтальным течением в пластических сериях, вызываемым именно этими движениями блоков при содействии со стороны неравновесного расположения пород с различным удельным весом, со стороны неровностей поверхностного рельефа и со стороны разрывов в покрывающей толще» [3, с. 284]. Кемпендяйская впадина, где наблюдаются соляные структуры с отчетливо выраженными по подсолевым отложениям куполовидными поднятиями, по мнению автора, наиболее типичный пример таких взаимоотношений.

В пределах платформы, особенно на границе со складчатыми областями, возможно также сочетание складчатости бокового одностороннего сжатия с надразломной складчатостью. Появление таких структур вызвано сжатием в результате давления со стороны смежной орогенной области, с одной стороны, и появлением «избыточных поверхностей» в результате движения по разломам соседних блоков осадочного чехла — с другой. В подобных случаях, поскольку движение по разломам было вызвано тоже проявлением тангенциальных сил, такие структуры относились автором к структурам сжатия.

#### Литература

1. Асланян А. Т. Исследование по теории тектонической деформации Земли. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1955. 266 с.
2. Бабаян Г. Д. Тектоника и нефтегазоносность Вилюйской синеклизы и прилегающих районов по геофизическим и геологическим материалам. Новосибирск: Наука, 1973. 144 с.
3. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
4. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
5. Бобров А. К. Геология Предбайкальского краевого прогиба. (Строение и перспективы нефтегазоносности.) М.: Наука, 1964. 228 с.
6. Бородин Н. А. К тектонике Кемпендяйских дислокаций//Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 7. Якутск: Якут. кн. изд-во, 1961. С. 41—58.
7. Бронгулеев В. В. Мелкая складчатость платформ//Материалы познания геологического строения СССР. Вып. 14/18. М.: Изд-во МОИП. 1951. 152 с.
8. Вейнберг М. К., Мазаева П. К., Фрадкин Г. С. Морфогенетические типы локальных структур Кемпендяйской впадины//Тектоника Сибири. Т. 5. М.: Наука, 1972. С. 154—160.
9. Геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Восточной Сибири/Под ред. В. В. Забалуева. Л.: Недра, 1980. 200 с.
10. Горништейн Д. К. Тектоническое строение и перспективы Алданской антеклизы. М.: Недра, 1965. 120 с.
11. Дэлмс К. Ф. Основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти//Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 634—672.
12. Ержанов Ж. С., Егоров А. А., Гарагаш И. А. и др. Теория складкообразования в земной коре. М.: Наука, 1975. 240 с.
13. Забалуев В. В. Нефтегазогеологическое районирование Западной Якутии//Геологическое строение и вопросы нефтегазоносности Якутской АССР. Л.: ВНИГРИ, 1976. С. 21—25. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 385.)
14. Замаев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1966. 40 с.
15. Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т., Фаттахутдинов С. Г. Главные особенности тектоники и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Предуральского прогиба. Уфа: Изд-во Башкирского филиала АН СССР, 1977. 49 с.

16. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М.: Недра, 1969. 610 с.
17. *Косыгин Ю. А., Масницкий В. А.* О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования//Бюл. МОИП. 1948. № 3. С. 3—17.
18. *Лавров Г. Д., Забалуев В. В., Грубов Л. А. и др.* Об условиях формирования залежей газа и нефти в Вилюйской синеклизе и Приверхоянском прогибе//Геологическое строение и вопросы нефтегазоносности Якутской АССР. Тр. ВНИГРИ. Л., 1976. Вып. 385. С. 6—20.
19. *Мирончев Ю. П.* Локальные поднятия Восточно-Сибирской платформы в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ВНИИГАЗ, 1969. 20 с.
20. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 480 с.

ВНИГРИ

Поступила в редакцию  
11.II 1986

УДК 551.243.4(571.5)

СТАВСКИЙ А. П.

АККРЕЦИОННАЯ ТЕКТОНИКА АРГА-ТАССКОЙ ЗОНЫ  
(СЕВЕРО-ВОСТОК СССР)

В центральной части мезозойд Северо-Востока СССР, в пределах Омuleвского антиклинория, выделяется несколько типов разрезов палеозоя и раннего мезозоя. Наибольшим развитием пользуется здесь комплекс нижне-среднепалеозойских карбонатно-терригенных пород, сформировавшихся на шельфе пассивной окраины Сибирского континента. Менее распространены ордовикские и силурийские осадочно-вулканогенные толщи, образование которых связано с заложением на шельфе Сибири локальных рифтовых структур. Верхнепалеозойские — нижнемезозойские кремнисто-вулканогенно-терригенные толщи Омuleвского антиклинория возникли в ходе развития энсиалической островной дуги, заложившейся на краю сибирского шельфа. Особое положение занимают палеозойские и раннемезозойские экзотические комплексы Арга-Тасской зоны, слагающие мозаику изолированных тектонических пластин и клиньев, среди которых наблюдаются фрагменты океанической коры, вулканических океанических гор, гйотов, энсиматических островных дуг. Их появление здесь связывается с последовательным срыванием отдельных блоков с поддвигаемой океанической плиты и причленением (аккрецией) их к фронту позднепалеозойской — раннемезозойской дуги хр. Черского.

Геологические исследования последних лет показали широкое распространение в ряде складчатых областей экзотических комплексов пород, наличие которых нельзя объяснить без привлечения представлений о существенных горизонтальных перемещениях крупных блоков земной коры и литосферы. Простой и логичной является, в частности, модель аккреционной тектоники, согласно которой во фронтальной части активных континентальных окраин и островных дуг происходит сдирание, срыв с поддвигаемой плиты небольших пластин океанической литосферы, фрагментов океанических гор, поднятий, отмерших островных дуг и т. д. и причленение (аккреция) их к окраине континента в форме субдукционного комплекса [12]. В данной работе предпринята попытка рассмотреть с этих позиций геологическое строение и тектоническую эволюцию северной части Омuleвского антиклинория, выделяемой нами в качестве Арга-Тасской зоны [8].

Структурная принадлежность Омuleвского антиклинория, долгие годы считавшегося одним из окраинных горст-антиклинорных сооружений Колымского срединного массива, в настоящее время определяется разными исследователями по-разному. Л. М. Парфенов выделяет его наряду с Тас-Хаяхтахским, Полоусненским, Улахан-Тасским и Приколымским антиклинориями в Моно-Полоусненскую систему поднятий [5]. Ю. В. Архипов рассматривает перечисленные структуры в составе Верхояно-Колымской складчатой системы [1], а С. М. Тильман считает их фрагментами древней континентальной коры, включенными в область новообразованной коры раннемелового возраста [9]. По мнению автора, бывшие окраинные поднятия Колымского массива следует выделять в самостоятельную Черско-Полоусненскую складчатую систему.

В пределах Омuleвского антиклинория (рис. 1) выделяется несколько типов разрезов палеозойских и нижнемезозойских отложений, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках (рис. 2). Наиболее широко распространены здесь ордовикские, силурийские, девонские и нижнекаменноугольные карбонатно-терригенные толщи мощностью 4—7 км, содержащие обильные остатки бентосных организмов, характерных для открытых шельфовых морей. Локальным развитием пользуются вулканогенно-осадочные ордовикские [3] и верхнесилурий-

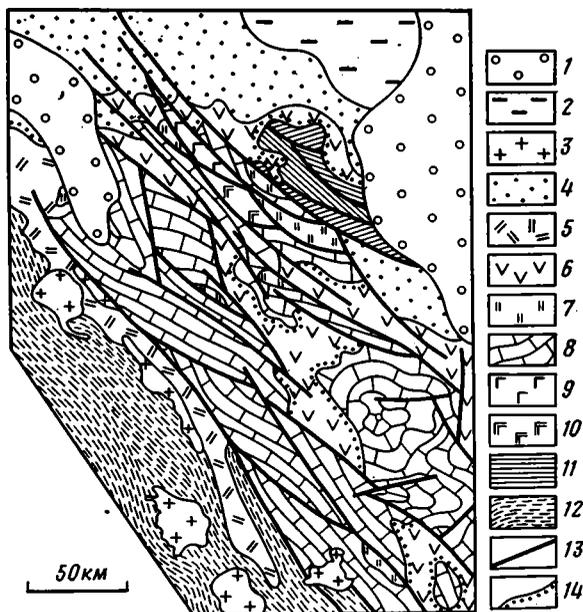


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Омuleвского антиклинария  
 1 — рыхлые кайнозойские образования; 2 — меловые угленосные образования Момо-Зырянской впадины; 3 — массивы меловых гранитоидов; 4—6 — верхний структурный ярус Омuleвского антиклинария; 4 — средневерхневолжские терригенные образования, 5 — кимеридж-волжские риолиты, 6 — бат-нижневолжские осадочно-вулканогенные образования; 7—11 — нижний структурный ярус Омuleвского антиклинария: 7 — верхнепалеозойско-нижнемезозойские кремнисто-терригенно-вулканогенные образования, 8 — нижнесреднепалеозойские терригенно-карбонатные толщи, 9 — верхнесилурийско-нижнедевонские терригенно-вулканогенные образования, 10 — ордовикские терригенно-вулканогенные образования, 11 — средневерхнепалеозойские и нижнемезозойские осадочно-вулканогенные образования Арга-Тасской зоны; 12 — триасово-юрские терригенные образования Верхояно-Колымской складчатой системы; 13 — разрывные нарушения; 14 — главные угловые несогласия

ско-нижнедевонские [4, 10] огложения, обладающие яркими индикаторными особенностями, позволяющими сопоставлять их с типичными комплексами континентальных рифтов [4, 10, 11]. Такого рода особенностями являются трахибазальт-трахиандезитовый состав вулканических продуктов, ассоциация эффузивов с мощными конгломератовыми и пестроцветными толщами, налегание их на шельфовые осадки и перекрытие субкавальными и эвапоритовыми толщами, присутствие стратиформных медистых песчаников.

Шельфовый карбонатно-терригенный и рифтовый вулканогенно-осадочный типы разрезов палеозоя связаны один с другим фациальными переходами. Г. С. Гусев с соавторами [10] и Е. П. Сурмилова установили постепенное изменение характера верхнесилурийских отложений по направлению с северо-востока, от истоков р. Зырянки, на юго-запад, в среднее течение р. Момы. В этом направлении в разрезах постепенно уменьшается количество лавовых и туфовых прослоев, вплоть до полного их исчезновения, в песчаниках пропадает примесь вулканокластического материала, уменьшается степень пестроцветности пород. Приведенные данные позволяют сделать важное заключение о том, что в раннем и среднем палеозое Омuleвский и другие антиклинарии Черско-Полуосненской складчатой системы представляли собой пассивную окраину Сибирского континента, на которой в отдельные периоды геологической истории формировались рифтовые структуры [4, 10, 11].

В составе комплекса верхнепалеозойско-нижнемезозойских отложений Омuleвского антиклинария (см. рис. 2) ведущую роль играют осадочные (главным образом граувакковые, тефрудные, вулканомиктовые и серпентинитомиктовые), кремнистые и вулканогенные породы [3, 6, 10]. Отдельные толщи разделены стратиграфическими, реже угловыми

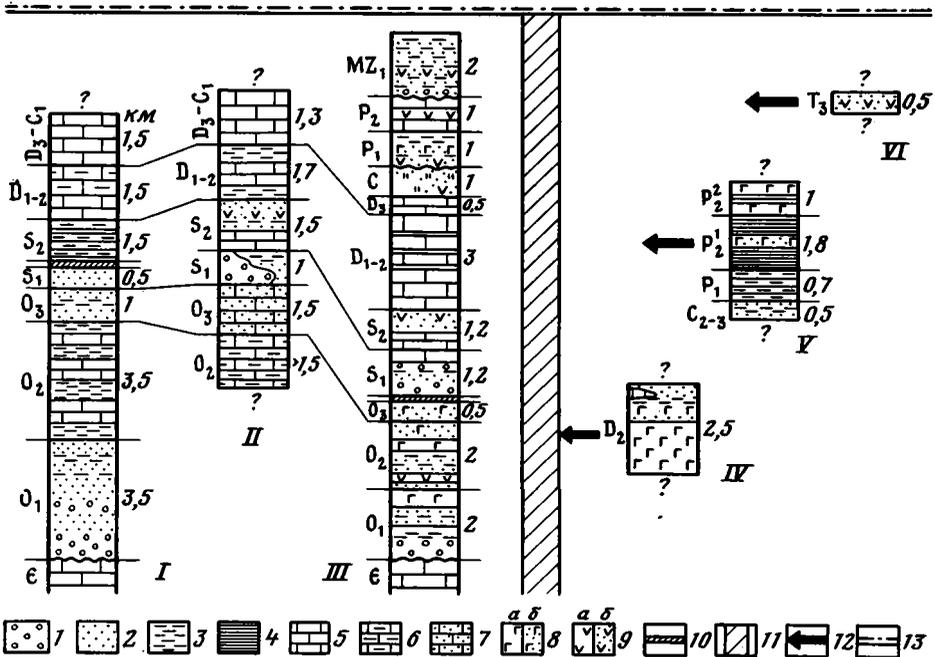


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов палеозойско-нижнемезозойских отложений Омuleвского антиклинория

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глинистые сланцы; 5 — известняки и доломиты; 6 — глинистые известняки и мергели; 7 — песчанистые известняки; 8 — лавы основного состава (а) и их туфы (б); 9 — лавы среднего состава (а) и их туфы (б); 10 — тектонические взаимоотношения; 11 — зона Арга-Тасского разлома; 12 — направление движения причленившихся блоков; 13 — главное угловое несогласие Омuleвского антиклинория. Римские цифры — разрезы зон: I — Омuleвской, II — Момской, III — Россошинской, IV—VI — Арга-Тасской

несогласиями. В основании комплекса наблюдается постепенный переход от карбонатно-терригенных шельфовых осадков верхнего девона к кремнисто-терригенно-вулканогенным отложениям нижнего карбона. Переходный характер имеет нижнекаменноугольная толща, сложенная известняками, гравелитами и песчаниками, включающими частые прослои, линзовидные и неправильные выделения кремней. Выше согласно залегают нижне-, средне- и верхнекаменноугольные тургорьяская (до 350 м), сергеляхская (до 230 м), магарская (до 250 м), агиджинская (до 350 м) свиты [10]. В их составе преобладают тонкие кремнистые породы — фтаниты и спонголиты, туфы и туффиты основного, среднего и смешанного состава, изменяющиеся по размеру обломков от пелитовых до псаммитовых разностей, и тонкие терригенные и туфотерригенные породы. В подчиненном количестве в разрезе присутствуют прослои органогенно-детритовых известняков и микститов.

Пермские отложения залегают на нижележащих каменноугольных с разрывом и стратиграфическим несогласием. Нижняя пермь, представленная туфами основного и среднего состава и туфоаргиллитами мощностью до 1200 м, выделяется не повсеместно. Верхнепермские толщи (до 1000 м) согласно перекрывают нижнепермские или со стратиграфическим несогласием залегают на каменноугольных осадках. Они представлены органогенно-детритовыми известняками, ракушняками, туффитами, туфоаргиллитами и микститами, содержащими значительную вулканокластическую примесь; отдельные мощные горизонты в разрезе сложены черными халцедоновидными спонголитами.

В основании мезозойского разреза Омuleвского антиклинория на р. Зырянке наблюдается разрыв, а непосредственно налегающие на палеозой среднетриасовые образования представлены глинистыми, известково-глинистыми сланцами, известняками, переслаивающимися с туфа-

ми, туффитами, туфобрекчиями и отдельными потоками лав основного и среднего состава мощностью до 500 м [3]. Базальные конгломераты карнийского яруса с размывом, стратиграфическим, а в ряде случаев и угловым несогласием [3] залегают на различных горизонтах верхнепалеозойского и нижнемезозойского разреза. Постепенно сменяющие одни другие карнийские, норийские и нижеюрские слои достигают общей мощности 1500 м и представлены глинистыми сланцами, песчанистыми известняками, алевролитами, включающими отдельные горизонты туффитов, туфов и лав среднего состава.

Существенные различия в литологическом составе нижнесреднепалеозойских и верхнепалеозойско-нижнемезозойских толщ Омuleвского антиклинория свидетельствует о резком изменении геодинамической обстановки в регионе в раннекаменноугольную эпоху. В позднем палеозое на месте Черско-Полоусненской складчатой системы существовала гряда относительно мелководных, а временами и осушавшихся поднятий, по обоим сторонам которой протягивались глубоководные прогибы [5]. Имеющиеся материалы позволяют нам согласиться с этим выводом и несколько дополнить его, указав, что в раннекаменноугольную эпоху здесь, на краю карбонатного шельфа Сибирского континента, заложилась энсиалическая островная дуга, просуществовавшая вплоть до ранней юры. Необходимо отметить, правда, что вулканические процессы в пределах этой дуги протекали довольно вяло, о чем свидетельствует незначительное развитие в районе собственно эффузивных пород. Последнее обстоятельство может быть связано как с низкими скоростями субдукции океанической коры, так и с тем, что изучавшиеся до настоящего времени разрезы верхнего палеозоя — нижнего мезозоя Омuleвского антиклинория характеризуют область, располагавшуюся в районе вулканического фронта островной дуги или даже несколько впереди него, на внутреннем склоне преддугового прогиба.

На севере Омuleвского антиклинория развиты палеозойские и нижнемезозойские вулканогенно-осадочные образования, резко отличные от одновозрастных отложений, известных в других частях Черско-Полоусненской складчатой системы. Область их распространения, выделенная нами под названием Арга-Тасской зоны [8], отделена от основной части Омuleвского антиклинория швом одноименного разлома. В пределах Арга-Тасской зоны описаны толщи среднедевонских спилитов, базальтов и осадочных пород, пермских базальтов и черных сланцев, триасовых андезитовых лав и туфов, незначительно распространены здесь каменноугольные терригенные породы, нижнедевонские известняки и базальты (см. рис. 2).

Среднедевонская увязкинская толща слагает изолированный тектонический блок шириной 5—6 и длиной около 20 км. Основание толщи в районе не вскрыто. По данным А. К. Савосиной и А. И. Сидяченко [7], дополненным наблюдениями автора, в разрезе увязкинской толщи выделяются две пачки. Нижняя сложена однообразными спилитами с характерной подушечной отдельностью. Подушки обычно вытянутые трубообразные, иногда округлые шарообразные. Спилиты массивные, плотные, но иногда в них наблюдается небольшое количество мелких минералов. Мощность пачки 1150—1250 м.

Верхняя пачка имеет более пестрый вулканогенно-осадочный состав, залегают на нижней согласно и делится на четыре части. В основании разреза лежат базальты, диабазы, спилиты с частыми маломощными прослоями мелкозернистых песчаников, глинистых сланцев и кремней и отдельными горизонтами лавобрекчий основного состава с ксенообломками трахитов и трахириолитов (450 м). Далее следует существенно осадочная часть разреза, в которой преобладают песчаники, гравелиты, алевролиты и глинистые сланцы (150 м). Выше согласно залегают миндалекаменные спилиты с подушечной отдельностью, содержащие прослой глинистых сланцев и кремнистых пород, линзы перекристаллизованных известняков и горизонты туфов основного состава (400 м). Завершают разрез диабазы и базальты с прослоями глинисто-кремнистых

Химический состав магматических пород Арга-Тасской зоны, вес.%

Компоненты и параметры	4	3	3	4	3	1	1
SiO <sub>2</sub>	47,65	48,91	65,04	47,13	48,19	54,79	71,65
TiO <sub>2</sub>	1,34	2,04	0,36	2,95	1,17	0,68	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,42	14,61	15,18	15,30	15,37	15,15	13,18
FeO <sub>общ</sub>	10,69	12,51	4,41	10,76	8,70	4,86	3,11
MnO	0,13	0,16	0,33	0,17	0,14	0,12	0,04
MgO	6,78	6,08	0,90	6,85	6,64	2,40	1,00
CaO	8,13	5,35	1,65	8,05	7,23	7,78	0,83
Na <sub>2</sub> O	4,63	4,68	3,83	3,55	3,10	3,77	3,24
K <sub>2</sub> O	0,20	0,56	5,96	0,39	2,38	2,22	5,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,32	0,58	0,49	0,30	0,21	0,04
П. п. п.	4,91	4,78	1,76	4,36	6,78	8,02	0,77

*Примечание.* 1 — спилиты нижней части увязкинской толщи; 2 — базальты верхней части увязкинской толщи; 3 — субвулканические трахиты; 4 — базальты шумниинской толщи; 5—7 — триасовые базальты, андезиты и риолиты. Анализы из коллекций: 1—3 — Г. С. Гусева и А. К. Савосиной, 4 — Е. П. Суриловой, 5—7 — Г. А. Максимовой.

сланцев и линзами известняков (300 м). В верхней части разреза увязкинской толщи, в известняках, переслаивающихся с базальтами, А. И. Сидяченко найдены и определены остатки табулята, ругоз, криноидей, датирующих возраст вмещающих отложений эйфельским веком, на основании чего вся толща в значительной степени условно отнесена к среднему девону. Общая мощность увязкинской толщи достигает 2500 м.

Вдоль разломов, пересекающих увязкинскую толщу, закартировано несколько тел аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов, пространственно связанных со спилитами. По устному сообщению Л. М. Наптапова, в одном из обнажений в боковом распадке ручья Увязка наблюдается серия сближенных, прорывающих одни другие диабазовых даек. Присутствие здесь протрузий гипербазитов, комплекса параллельных диабазовых даек и пространственно связанных с ними спилитов позволяет говорить о наличии на ручье Увязке офиолитовой ассоциации пород.

В поле развития вулканогенно-осадочных пород увязкинской толщи описана серия пологосекущих и пластовых субвулканических тел трахириолитов и трахитов. Кислые породы рвут спилиты и базальты нижней пачки увязкинской толщи и в свою очередь обнаружены в обломках среды базальтовых лавобрекчий верхней пачки.

Приведенные геологические материалы, а также петрохимические (таблица), геохимические и изотопные [2] данные позволяют реконструировать геодинамические обстановки формирования магматических пород, развитых в бассейне ручья Увязка. Спилиты нижней пачки увязкинской толщи характеризуются низкими содержаниями калия, рубидия и других некогерентных элементов, что позволяет объединять их с гипербазитами и параллельными дайками в офиолитовый комплекс, сформировавшийся в океанической (окраинно-морской) обстановке, в зоне спредингового хребта. Спилиты, диабазы и базальты верхней пачки увязкинской толщи характеризуются повышенными содержаниями щелочных элементов, титана и фосфора, согласно перекрывают океанические спилиты нижней пачки и ассоциируют с мелководными карбонатными и терригенными породами. По данным А. И. Зайцева с соавторами [2], в базальтах содержится 0,6386 г/т Rb<sup>87</sup>, 235414 г/т Sr<sup>86</sup>, отношение Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> в них составляет 0,7137, а расчет изохронного возраста дает цифру 369 млн. лет, что хорошо согласуется с палеонтологическими определениями. Приведенные данные позволяют считать, что верхняя половина разреза увязкинской толщи и связанные с ней субвулканические тела трахитов и трахириолитов формировались также в океанических условиях (окраинно-морских), но не в зоне спредингового хребта, а в пределах вулканических гор, возможно, сходных с современными Гавайской и Императорской цепями.

Непосредственно в русле ручья Увязка и его боковых распадках закартирован тектонически контактирующий со спилитами небольшой ( $0,4 \times 1,5$  км) изолированный блок, сложенный сильно измененными базальтами, переслаивающимися с известняками. В известняках А. И. Сидяченко найдены и определены остатки нижнедевонских кораллов. Отсутствие данных по вещественному составу раннедевонских базальтов не позволяет уверенно интерпретировать геодинамическую обстановку их формирования. В значительной степени условно, по аналогии с увязкинскими породами, можно предполагать, что обнаруженные здесь нижнедевонские известняки и базальты представляют собой небольшой фрагмент верхней части вулканической океанической постройки, основание которой в пределах рассматриваемого района не вскрыто.

Средневерхнекаменноугольные отложения, выделенные на хр. Арга-Тас в 1983 г. Е. П. Сурмиловой, представлены черными углистыми и кремнистыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками, содержащими отдельные прослои известковистых разностей тех же пород. Редкие находки гониатитов датируют возраст толщи средним — поздним карбоном (определения М. Ф. Богословской). Ее видимая мощность достигает 500 м. Литологически сходные с каменноугольными нижнепермские отложения имеют мощность не более 700 м и охарактеризованы фауной брахиопод джигдалинского горизонта (определения В. Г. Ганелина).

В составе верхнепермских отложений выделяются две толщи. Куранахсалинская толща сложена алевролитами, кремнистыми алевролитами, черными аргиллитами, переслаивающимися с пачками песчаников и тонких туффитов. Изредка появляются прослои известковистых алевролитов, глинистых известняков и грубообломочных базальтовых туфов. Максимальная мощность толщи 1800 м. Шумнинская толща, согласно перекрывающая куранахсалинские осадки, сложена базальтами, их туфами, филлитовидными и известково-глинистыми сланцами, алевролитами, часто кремнистыми, реже песчаниками, известняками. Базальты слагают различной мощности покровы и отдельные потоки, верхние части которых часто имеют подушечную отдельность. В направлении с северо-запада на юго-восток роль лав в разрезе существенно увеличивается (от 50 до 90%). Химический состав базальтов приведен в таблице. Видимая мощность толщи не превышает 930 м. В известковистых разностях пород куранахсалинской и шумнинской толщ Е. П. Сурмиловой собраны остатки мшанок и брахиопод оломонского горизонта верхней перми (определения И. П. Морозовой, В. Г. Ганелина и Р. В. Соломиной).

Охарактеризованные выше верхнепалеозойские отложения по составу и облику (ассоциация черных сланцев с необычными очень высокотитанистыми базальтами) сходны с образованиями современных окраинных морей. Отсутствие в породах стяжений пирита и марказита, характерных для многих черносланцевых толщ, говорит об отсутствии сероводородного заражения в бассейне и, следовательно, о широких связях последнего с открытыми океаническими пространствами.

Триасовые отложения Арга-Тасской зоны изучены слабо. Они слагают изолированный тектонический блок и представлены в основном туфами среднего состава, часто грубообломочными, чередующимися с туфами базальтов и риолитов, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфогравелитами и отдельными потоками лав среднего, реже основного и кислого состава. Толща триасовых отложений фациально изменчива, ее мощность не превышает 500 м, а возраст определяется находками двустворок пограничных слоев карния и нория (определения Ю. В. Архипова и А. М. Трущелева). Немногочисленные химические анализы показывают повышенную калиевую щелочность базальтов, андезитов и риолитов, по содержанию остальных петрогенных окислов триасовые эффузивы близки соответствующим породам островодужной известково-щелочной серии. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что вер-

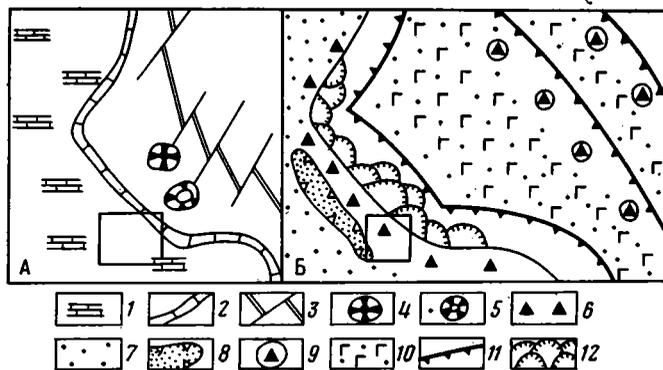


Рис. 3. Палеотектонические схемы Колымо-Инди́гирского региона: А — ранний — средний палеозой, Б — поздний палеозой — ранний мезозой. Прямоугольник — рассматриваемый район

1 — шельф пассивной окраины Сибирского континента; 2 — континентальное подножие; 3 — спрединговые хребты и трансформные разломы; 4 — вулканические океанические острова; 5 — гийоты, 6 — энсиалические островные дуги; 7 — шельф окраинного моря; 8 — глубоководная впадина окраинного моря с утоненной континентальной корой; 9 — энсиматические островные дуги; 10 — океаническая кора окраинных морей; 11 — осн глубоководных желобов; 12 — зоны аккреции

хнетриасовая толща хр. Арга-Тас сформировалась в тыловой части энсиматической островной дуги.

Описанные выше особенности вещественного состава комплексов осадочных и магматических пород, выделенных в пределах Омuleвского антиклинория, их структурные соотношения и анализ геологических материалов по смежным территориям позволяют восстановить историю тектонической эволюции Арга-Тасской зоны и ее обрамления.

На протяжении раннего и среднего палеозоя большая часть Омuleвского антиклинория представляла собой участок шельфа пассивной окраины Сибирского континента, распространявшегося на всю территорию хребта Черского и Верхоянья. Северо-восточнее, в районе Алазейского плоскогорья, наиболее древними из наблюдаемых комплексов пород являются позднедевонские толеитовые базальты и габброиды, объединяемые в океаническую офиолитовую ассоциацию [4]. В спрединговом хребте Алазейского океана происходило образование пород офиолитовой ассоциации — гипербазитов, параллельных даек и толеитовых базальтов, а на некотором удалении от него, возможно, в зоне трансформного разлома, формировались вулканические океанические горы, острова и гийоты, сложенные базальтами с повышенной щелочностью, трахитами, трахириолитами и осадочными породами. Именно эти комплексы пород, возникшие в открытом океане, на значительном удалении от континентального склона, наблюдаются ныне в пределах Арга-Тасской зоны (рис. 3, А).

В начале каменноугольного периода обстановка в районе резко меняется, и геодинамическая ситуация здесь становится похожей на современную западнотихоокеанскую. В пределах хр. Черского, на краю шельфа Сибирского континента, возникла энсиалическая островная дуга, в качестве фрагментов которой выступают ныне верхнепалеозойско-нижнемезозойские вулканогенно-терригенно-кремнистые толщи Омuleвского антиклинория. С севера под островодужную систему хр. Черского пододвигалась литосфера Алазейского океана, которая несла на себе вулканические острова и гийоты. Еще далее к северу располагалась серия энсиматических островных дуг, фрагменты которых наблюдаются как в Арга-Тасской зоне Омuleвского антиклинория, так и на Алазейском плоскогорье. Проводя актуалистические параллели, можно сопоставлять энсиматические островные дуги Алазейского океана с современными и кайнозойскими Идзу-Марианской, Кюсю — Паллау, Западно-Марианской дугами. Перед фронтом хребта Черского на протяжении позднего палеозоя — раннего мезозоя существовал окраинно-морской бас-

сейн типа Филиппинского моря. Энсиалическая островная дуга хр. Черского по тектоническому положению аналогична современной дуге Рюкю. В тылу выделенной островодужной системы происходил задуговой спрединг, приведший к формированию относительно глубоководной Иньяли-Дебинской впадины, сходной с современным задуговым трогом Окинава. И наконец, крайнее западное положение занимал верхоянский шельф, размерами и тектонической позицией напоминающий современное Восточно-Китайское море (см. рис. 3, Б).

Субдукция океанической литосферы на юго-запад, под островодужную систему хр. Черского, приводила к сдиранию с нее отдельных фрагментов коры и причленению, аккреции их к фронту дуги. В результате был образован аккреционный клин, состоящий из блоков позднепалеозойско-раннемезозойских океанических, окраинно-морских и энсиматических островодужных образований, тектонически контактирующих с раннесреднепалеозойскими шельфовыми и позднепалеозойско-раннемезозойскими энсиалическими островодужными комплексами хр. Черского. Причленение каждого конкретного блока вызывало, видимо, незначительную деформацию островной дуги, с чем может быть связано большое число несогласий внутри толщи каменноугольных, пермских и триасовых отложений хр. Черского. Последующие события во второй половине юрского периода «запечатали» сформировавшуюся структуру.

### ВЫВОДЫ

В позднепалеозойское и раннемезозойское время на месте современного хр. Черского развивалась энсиалическая островная дуга, заложившаяся на шельфе пассивной окраины Сибирского континента. В фронтальной части этой дуги сформировался субдукционный комплекс, включающий чужеродные для хр. Черского образования, сорванные с пододвигавшейся с северо-запада океанической литосферы. В тылу позднепалеозойско-раннемезозойской островной дуги располагалось окраинное море, включавшее глубоководную Иньяли-Дебинскую впадину и обширный верхоянский шельф.

Автор отдает себе отчет в том, что сделанные выводы дискуссионны и могут рассматриваться лишь в качестве одной из гипотез. Необходимы дальнейшие детальные исследования верхнепалеозойско-нижнемезозойских образований хр. Черского, которые смогут пролить свет на один из наиболее сложных вопросов геологии региона.

### Литература

1. *Архипов Ю. В.* Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующие с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы//Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск: Якутское книжн. изд-во, 1984. С. 110—131.
2. *Зайцев А. И., Косенко Н. Л., Ненашев Н. И., Тыллар В. И.* Первые определения изотопов стронция в основных породах хр. Арга-Тас//Бюл. НТИ ЯФ СО АН СССР. Якутск. 1979. С. 14—18.
3. *Мерзляков В. М.* Стратиграфия и тектоника Омuleвского поднятия. М.: Наука, 1971.
4. *Натапов Л. М., Зоненшайн Л. П., Шульгина В. С. и др.*//Геотектоника. 1977. № 4. С. 18—31
5. *Парфенов Л. М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
6. *Повышева Л. Г., Устрицкий В. И.* Верхнепалеозойские отложения бассейна среднего течения р. Колымы//Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л.: Недра, 1975.
7. *Савосина А. К., Натапов Л. М., Сидяченко А. И., Шарковский М. Б.* Сплит-диабазовая формация хр. Арга-Тас//Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 2. С. 414—417.
8. *Ставский А. П., Натапов Л. М., Сурмилова Е. П.* Тектоническая эволюция хр. Черского в палеозое и раннем мезозое//Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 1. С. 153.
9. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихоокеанского пояса//Ред. Марков М. С., Пущаровский Ю. М., Тильман С. М. и др. М.: Наука, 1980. 286 с.
10. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 360 с.
11. *Тильман С. М., Бялlobжесский С. Г., Чехов А. Д., Красный Л. Л.* Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР//Геотектоника. 1975. № 6.
12. *Dickinson W. R., Seely D. R.* Structure and stratigraphy of forarc regions//Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1979. V. 63. № 1. P. 2—31.

УДК 551.243

РОМАНОВСКИЙ С. И.

## СУБДУКЦИЯ

(СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ)

Показано, что существующие модели субдукции не могут считаться самостоятельными, если они не учитывают характер осадочного выполнения желобов. Построена модель, в которой учтен генетический тип отложений, покрывающих днище желобов, и соотношение скоростных характеристик: поддвига литосферных плит и накопления осадков. Даже скорости «лавиной» седиментации оказываются по крайней мере на два порядка ниже скоростей субдукции.

Субдукция — это процесс разрушения и поглощения океанской коры на стыке активных (конвергентных) окраин литосферных плит. Механизм этого явления изучен пока в самых общих чертах, что дает некоторое право оппонентам тектоники плит относить субдукцию к числу недоказуемых, чисто гипотетических предположений, выдвигаемых якобы в угоду постулату о постоянстве площади поверхности Земли.

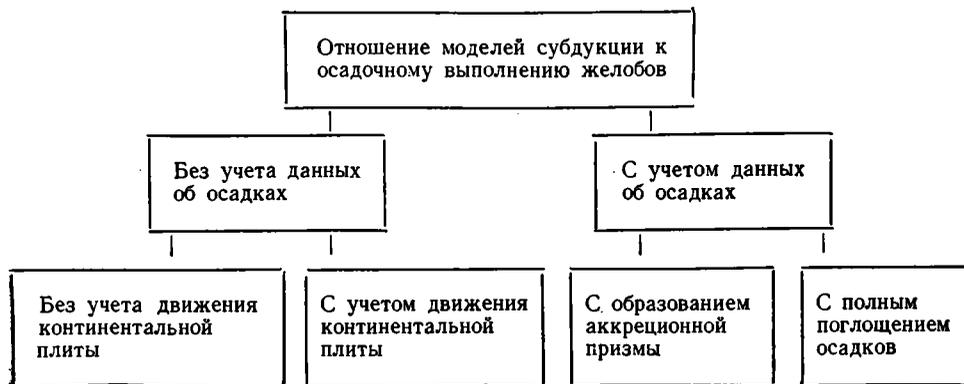
Действительно, разработанные на сегодня модели субдукции не могут удовлетворить специалистов, поскольку число возникающих вопросов значительно превосходит пока возможности существующих моделей. И главные из этих вопросов касаются поведения осадков в глубоководных желобах, которые морфологически трассируют места схождения плит. Дело в том, что противники субдукции в качестве одного из существенных аргументов против пододвигания океанской плиты под континент выдвигают характер осадочного выполнения желобов; они считают, что спокойное, горизонтальное залегание осадков в осевых частях всех желобов не согласуется с высокоэнергетическим процессом поддвига многокилометровой океанской плиты. Правда, проведенные буровые работы в Алеутском (скв. 178, 180—182, 186, 187), Японском (скв. 434 В, 435 А, 436, 438 В, 439—441), Марианском (скв. 60, 452 А, 458, 459 В, 460 А и 461) и Центральноамериканском желобах (скв. 486—488, 489 А, 490—494 А, 495—498 А, 499 В, 500) сняли ряд вопросов; однако появились новые факты, не укладывающиеся в существующие модели и требующие доказательного объяснения.

Поэтому основной целью данной статьи является попытка построения *седиментологически состоятельной модели субдукции*, которая была бы в состоянии ответить на все вопросы, касающиеся осадочного выполнения желобов. При этом мы отдаем себе отчет в том, что седиментологическая аргументация субдукции не может быть основной, но и без нее уже не обойдется ни одна из тектоно-геофизических моделей этого процесса.

Отметим, кстати, что основное назначение всех разработанных на сегодня моделей субдукции, как учитывающих осадочное выполнение желобов, так и пренебрегающих им, — объяснить этот процесс таким образом, чтобы модель фиксировала основные известные характеристики движения плит и реологические свойства вещества литосферы и в то же время чтобы ее результирующие показатели не противоречили морфологии желобов и основным тектоническим элементам их строения.

Все известные на сегодня модели субдукции можно расклассифицировать так, как это показано на схеме. В их разработку наибольший вклад внесли Л. И. Лобковский, О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, А. И. Шеменда и другие советские ученые, а из зарубежных специалистов — Дж. Бодин, Д. Коуэн, Ж. Дюбуа, Г. Холл, Дж. Хельвиг, Г. Джонс, Д. Кариг, Л. Кульм, У. Пеннингтон, Д. Шолл, У. Швеллер, Г. Шерман, Р. Сайлинг, Т. Тарп, А. Уоттс, Ф. Ву и др.

Классификация существующих моделей субдукции по отношению к осадочному выполнению глубоководных желобов



Нас, конечно, в первую очередь интересуют те модели, в которых так или иначе учитывается осадочное выполнение желобов, т. е. «аккреционная модель» Д. Карига [29—31] и модель О. Г. Сорохтина и Л. И. Лобковского [16], в которой осадкам отводилась роль своеобразной «смазки» между двумя взаимодействующими плитами.

Седиментологически состоятельная модель субдукции должна дать ответ на следующие вопросы.

Как увязать горизонтальное залегание осадков на дне желобов с высокоэнергетическим процессом поддвига литосферных плит? Почему эти осадки не только сохраняются в осевой зоне желоба, но и имеют ненарушенное тектоническими процессами строение?

Чем объяснить часто встречаемое в основании континентального склона глубоководных желобов нарушение нормальной стратиграфической последовательности осадков—надвиганием содранных с океанской плиты осадочных комплексов с образованием аккреционной призмы или какими-то другими процессами непосредственно на континентальном склоне?

Прежде чем отвечать на поставленные вопросы, необходимо вкратце остановиться на тех чисто тектонических аспектах субдукции, которые можно взять на вооружение при изложении седиментологически состоятельной модели.

Первое допущение касается импульсивного (дискретного) характера процесса поддвига. В неявном виде оно было высказано еще в основополагающей статье Б. Изакса и др. [28]. Имеется в виду, что очередной фазе поддвига предшествует накопление напряжений в океанской коре, которые с учетом расслоенности литосферы и неоднородностей земной коры [10] передаются от центров спрединга с разной интенсивностью и во всяком случае распределены в океане крайне неравномерно. Предположение это имеет достаточно глубокий смысл, поскольку с его помощью можно объяснить изменение петрологических свойств уже погруженной части океанской плиты [18], которое частично предопределяет возможность следующего импульса субдукции.

Второе допущение предполагает разнонаправленное распределение напряжений непосредственно в зоне Вадати—Заварицкого—Беньофа (ВЗБ). Проявляется это в том, что, испытывая на более глубоких горизонтах сжимающие усилия, в точке перегиба, которую и маркирует глубоководный желоб, фиксируются растягивающие напряжения, что приводит к образованию разломов как на внутреннем, так и на внешнем бортах желоба. Эти разломы разделяют со стороны океана погружающиеся части плиты на отдельные сегменты (ступени); в очередной импульс поддвига ближайшая к оси желоба ступень вовлекается в этот процесс. Эта мысль была конструктивно апробирована Л. И. Лобковским [8] в его кинематической схеме субдукции.

Третье допущение имеет в виду дискретную миграцию в сторону океана осевой линии желоба. Оно является следствием первых двух допущений и легло в основу интересной модели Ф. Т. Ву [40]. Специальными исследованиями также установлено, что скорость миграции оси желоба зависит от возраста поглощаемой коры и наклона зоны ВЗБ [23].

Четвертым допущением предполагается энергетическая сбалансированность во времени процессов наращивания океанической коры в срединных хребтах и ее переработки на активных окраинах. То, что данное предположение не лишено оснований, косвенно контролируется равенством (в среднем) высот срединно-океанского хребта и глубин желобов, соответствующих конкретным векторам спрединга. При этом, правда, глубины желобов надо отсчитывать не от поверхности океана, как это принято в океанологии, а от основания океанического вала на внешнем склоне желоба до его днища. Только в этом случае можно судить об истинных размерах желобов как тектонических элементов морфоструктуры океанского дна. Как отметил Т. Хатертон [19], возможная сбалансированность процессов спрединга и субдукции подвела под тектонику плит надежную физическую основу. Нарушение же этого равновесия в отдельные моменты времени приводит к росту сводовых поднятий, перестройке глобальной системы циркуляции океанических вод и как следствие этого — к глобальным перерывам в седиментации (например, эоценовый перерыв на западе Тихого и северо-востоке Индийского океанов [5]). Если искать причину различий в глубинах желобов, то необходимо учесть жесткую корреляцию между скоростью субдукции и возрастом поглощаемой коры (при фиксированном значении угла наклона зоны ВЗБ). Этот вопрос на материале десяти конвергирующих систем (Тонга — Кермадек, Курильской, Филиппинской, Идзу — Бонинской, Новогебридской, Перуанско-Чилийской, Алеутской, Центральноамериканской, Индонезийской и Японской) детально изучен С. Грилле и Ж. Дюбуа [24].

Рассмотрим теперь более обстоятельно механизм седиментогенеза в желобах, т. е. построим общую седиментологическую модель желоба. Анализ скважин глубоководного бурения, с одной стороны, и характер тектонического строения желобов — с другой, позволяют сделать следующие достаточно надежные выводы [1, 9, 20, 21, 26, 30, 32, 34 и др.]: 1) осадочный покров существенно различен на внутреннем и внешнем склонах желобов, и хотя тектоническое строение этих элементов структуры желобов также неоднородно, однако состав осадков является прежде всего функцией собственно седиментологических процессов на разных склонах желобов: пелагического седиментогенеза на внешнем склоне и суспензионно-потокового, наложенного на пелагический [12], — на склоне внутреннем; 2) в основании внутреннего склона желоба часто фиксируется скучивание осадков, они всегда более интенсивно уплотнены, тогда как на внешнем склоне осадки наклонены под небольшим углом к оси желоба, а отложения дна залегают горизонтально.

В настоящее время достаточно детально разработаны седиментологические модели Алеутского [35], Перуанско-Чилийского [20, 36] и особенно Центральноамериканского желобов [34, 37, 39 и др.]. Но они, к сожалению, не увязаны с общим механизмом субдукции в этих желобах. М. Ундервуд и Д. Кариг [39], а также Ф. Шепард и Э. Реймниц [38], детально изучившие морфологию внутреннего склона Центрально-Американского желоба в районе континентальной окраины Мексики, отмечают, что только в этом районе к внутреннему склону желоба примыкают четыре крупных каньона, из которых наиболее обстоятельно исследован каньон Рио-Бальзас (подводное продолжение р. Бальзас, второй по величине реки Западной Мексики), прослеженный до самого желоба. Причем существует четкая корреляция между мощностью турбидитов на дне желоба и в устьях крупных каньонов.

Теперь подробно остановимся на основном седиментологическом парадоксе субдукции. Как сейчас твердо установлено геофизическими ра-

ботами и скважинами глубоководного бурения, осадки на дне всех желобов представлены турбидитами разного литологического состава, имеющими горизонтальное залегание [1, 9, 20—22, 26, 27, 29, 34]. Парадокс же заключается в том, что осадки эти должны либо сдираться с океанской плиты и скучиваться у основания континентального склона в виде аккреционной призмы [29—31], либо поглощаться вместе с осколком океанской плиты в очередную фазу поддвига [15, 16]. Логика противников субдукции поэтому проста и справедлива: коль скоро субдукция — это высокоэнергетический процесс, в котором участвуют жесткие плиты толщиной в десятки километров, то маломощный слой рыхлых осадков не может не реагировать на этот процесс. Если же осадки на дне желобов залегают горизонтально, значит, субдукция не имеет места.

Надо признать, что предпринимавшиеся ранее попытки объяснить этот седиментологический парадокс были неубедительными. Горизонтальное залегание осадков объяснялось их молодостью, периодическим встряхиванием уже отложенных турбидитов, после чего они откладывались как бы заново, и т. п. Были, конечно, и более реалистичные трактовки, в которых объем осадков в желобах рассматривался в зависимости от соотношения скоростей осадконакопления и субдукции [14, 28].

В одной из своих работ О. Г. Сорохтин [15] привел нехитрый, но все же неубедительный расчет. Пытаясь подвести фактическую базу под свою уже упоминавшуюся нами модель «смазки», он отметил, что в большинстве желобов мощность осадочного покрова незначительна, несмотря на очень высокую скорость накопления осадков (см/1000 лет). При такой скорости, как считает О. Г. Сорохтин, если бы не работал механизм «смазки», желоба оказались бы полностью засыпанными осадками уже через несколько десятков миллионов лет. В действительности, этого не происходит, хотя некоторые из них существуют и продолжают развиваться уже в течение сотен миллионов лет (Японский и Перуанско-Чилийский желоба).

Не убедителен этот расчет по двум причинам. Во-первых, независимо от механизма поглощения осадков желоба являются важнейшим компонентом динамической системы зоны субдукции, и уже поэтому нельзя было рассчитывать скорость заполнения их осадками так, как будто это неподвижный отстойник. Во-вторых, желоба в их современном морфологическом выражении фиксируют лишь реакцию на последнюю фазу процесса поддвига (см. третье допущение нашей модели) и время их существования поэтому нельзя отождествлять с продолжительностью развития всей зоны субдукции (говорить о десятках, а тем более о сотнях миллионов лет как о «возрасте» желоба, следовательно, не приходится). По этим же причинам нельзя признать убедительным и сходный подход к этой проблеме, изложенный в статье Дж. Хельвига и Г. Холла [25].

Итак, данный парадокс не может быть разрешен, если опираться на уже разработанные схемы субдукции, в которых механизм и скоростные характеристики поддвига плит не вязаны с механизмом и скоростными характеристиками накопления осадков.

Информация о скоростях осадконакопления в желобах Тихого океана, которая оценивалась по результатам глубоководного бурения, содержится в томах «Предварительного отчета...» проекта ДЖОИДЕС [27]. Эти материалы позволяют сделать вывод, что в целом для желобов действительно характерны сравнительно высокие темпы накопления осадков: от первых десятков до сотен и даже тысяч метров за 1 млн. лет.

Обратим, однако, внимание на одно обстоятельство, видимо, ускользавшее от внимания геологов. Дело в том, что уже многие годы геологи привыкли оценивать скорость накопления осадков в единицах Бубнова: мм/10<sup>3</sup> лет или м/10<sup>6</sup> лет. Такой подход вызван объективными причинами, ибо геологи располагают достоверными сведениями лишь о мощности разреза и значительно менее достоверными данными о длительности соответствующего стратиграфического интервала. Они, конечно, представляют, что получаемые таким образом значения скорости

имеют весьма отдаленное отношение именно к скорости накопления осадков, поскольку при этом не учитывается ни то, что разные литологические типы пород образуются с разными скоростями, ни то, что в пределах исследуемого интервала разреза могут быть скрытые перерывы в накоплении осадков (диаастемы). Если к тому же учесть, что осадки южной части желобов образуются в *инъективном режиме циклоседиментогенеза* [12, 13], т. е. в результате внезапного поступления (инъекции) громадных порций кластического материала на дно желоба, то в этом случае вообще нельзя использовать данный подход к оценке скорости накопления осадков, ибо, строго говоря, вся толща турбидитов образуется как наложение суспензионно-потокового седиментогенеза на нормальный пелагический седиментогенез; иными словами, она накапливается как бы в паузы седиментации. На многочисленном фактическом материале по современному и древним турбидитам такой механизм седиментогенеза обоснован в монографиях автора [11, 12].

Когда появились работы по тектонике плит и геофизики опубликовали первые данные о скоростях спрединга и субдукции (они измеряются в см/год), то геологи, пытаясь соотнести известные им величины скоростей осадконакопления с вновь полученными сведениями о скоростях движения плит, по-прежнему оперировали старой размерностью скорости в единицах Бубнова, не делая попыток привести сравниваемые величины к общему знаменателю. Легко понять, что такой подход порождает ряд недоразумений чисто психологического характера, мешающих изучению действительной роли седиментологических процессов в разных моделях субдукции и приводящих к неверной оценке их значимости. Приведем для иллюстрации этого положения несколько характерных примеров.

Алеутский желоб разбуривался во время 18-го рейса НИС «Гломар Челленджер» в 1971 г. Пять скважин были пройдены на внутреннем склоне желоба (№ 181, 182), его дне (№ 180) и на внешнем склоне (№ 186, 187) по профилю через северо-восточную часть желоба. Кристаллический фундамент скважины не вскрыли. Однако, по данным геофизики, мощность осадков в этой части Алеутского желоба достигает 2000 м, а иногда и 3000 м [20]. Причем осадки дна имеют голоценовый возраст. Скорость субдукции Тихоокеанской плиты под Алеутский желоб по оценке К. Ле Пишона и др. [6] составляет 4—5 см/год, а по В. Вакье [2] — даже 7 см/год. Скорость осадконакопления в желобе, если ее измерять в единицах Бубнова, интерпретируется как аномально высокая («лавиная», по А. П. Лисицыну [7]) — 2000—3500 м/10<sup>6</sup> лет. Если же эти скорости привести к единой размерности, то получим 0,2—0,35 см/год, а для периодов межледниковья они будут еще на порядок ниже: 0,02—0,035 см/год.

Таким образом, то, что для литологов считается «лавиной» скоростью, оказывается почти на два порядка ниже скоростей поддвига Тихоокеанской плиты. Если эти данные справедливы и если их соотнести с моделью монотонной (лобовой) субдукции, то ясно, что при данной трактовке механизма поддвига осадки просто не успевали бы накапливаться и по крайней мере осевая часть желоба должна была бы быть полностью свободной от осадочного покрова. Между тем его мощность в западной части Алеутского желоба достигает, как мы уже отметили, 3000 м [20].

Скважина 436 была пробурена на внешнем склоне Японского желоба в районе краевого океанического вала (глубина забоя 397,5 м) с целью детального сравнения осадочного чехла внешнего и внутреннего склонов желоба. Она вскрыла нормальную возрастную последовательность пород, которая следовала из теории спрединга, — наиболее древние из них датируются поздним мелом (>70 млн. лет). Разрез скважины следующий (сверху вниз) [27]: толща зеленовато-серых глинисто-диатомовых и туфодиатомовых илов с прослоями вулканического пепла. Ее мощность 300 м. И. О. Мурдмаа [9] отмечает сходство состава этих отложений с отложениями скв. 434 на внутреннем склоне Японского желоба. Однако осадки внешнего склона значительно в меньшей степени

уплотнены, а главное, в них нет инородной (для открытого океана) гальки. Скорость нарастания мощности этой толщи (так точнее именовать то, что обычно называют скоростью осадконакопления) возрастала от 20—30 м/10<sup>6</sup> лет (0,002 см/год) в конце миоцена до 70 м/10<sup>6</sup> лет (0,007 см/год) в позднем плейстоцене. Под этой толщей залегают типичные пелагические осадки открытого океана: в них уменьшается процент органики и продуктов вулканизма, зато резко возрастает количество кремнистых скелетов радиолярий. Существенно падает и скорость осадконакопления. С глубины 360 м идут глины, не содержащие уже никакой органики. Их мощность около 20 м, зато они фиксируют громадный временной интервал: 40—50 млн. лет (от среднего миоцена до начала палеогена). Нетрудно подсчитать, что скорость формирования этих отложений была ничтожно малой: 0,44 м/10<sup>6</sup> лет (0,000044 см/год или 0,5 мкм/год). Чтобы зримо представить себе эту величину, достаточно сказать, что в обычной городской квартире в зимние месяцы (при закрытых окнах) такой слой пыли накапливается за неделю. Ясно теперь, насколько чисты в отношении осадков глубоководные зоны океанов даже в сравнении с чистотой окружающего нас воздуха, и насколько при этом громадна созидательная роль геологического времени, способного при таких исчезающе малых скоростях осадконакопления зафиксировать в разрезе через 45 млн. лет толщу глин мощностью 20 м.

Такие же низкие скорости осадконакопления фиксируются и на океаническом склоне Курило-Камчатского желоба (скв. 303), они составляют от 0,5 до 16 м/10<sup>6</sup> лет, т. е. от 0,00005 до 0,0016 см/год. Тот же порядок цифр сохраняется и для других желобов Тихоокеанского кольца [27]. Увеличение скорости накопления осадков на внутренних склонах желобов до первых сотен м/10<sup>6</sup> лет, как легко понять, не меняет соотношения двух скоростных характеристик: накопления осадков и поддвига океанской плиты. Они и в этом случае различаются минимум на два порядка. (Наименьшие значения скорости субдукции — от 4 до 6 см/год отмечены для Японского, Кермадек, Алеутского и Новогейбридского желобов [6, 31], а наибольшие — от 7 до 10 см/год — для Курило-Камчатского, Новогвинейского, Тонга, Перуанско-Чилийского и Центральноамериканского желобов [4, 6, 30, 31, 36].)

Может показаться, что существует корреляция между временем существования субдукционной зоны и мощностью осадочного покрова на дне желобов. Однако фактический материал опровергает и это предположение. Так, время функционирования Новогейбридской субдукционной зоны всего 3 млн. лет, а мощность осадков в желобе 600 м. С другой стороны, Марианская субдукционная зона и зона Тонга существуют уже около 45 млн. лет, но и в них мощность осадков всего 400 м [31]. Скорости же субдукции в этих зонах одного порядка. (Этот факт доказывает справедливость первого и второго предположений нашей модели.) Следовательно, необходимо искать новый эффективный механизм, который связал бы эти (и многие другие) характеристики.

Пока ясно одно: *осадки в желобе могут сохраняться только в том случае, когда скорость осадконакопления существенно превосходит скорость субдукции*. В ситуации, которую пытались осмыслить геологи, соотношение этих величин оценивалось как прямо противоположное. В этом и состоит суть «сидиментологического парадокса» субдукции.

Разрешить этот парадокс можно единственным образом: при оценке скоростей осадконакопления не абстрагироваться от генетического типа отложений, ибо не для всех толщ, повторяем, применима обычная арифметическая процедура, используемая для вычисления скорости осадконакопления, — отношение мощности толщи (в м) к стратиграфическому объему времени (в млн. лет). Более того, автор уже неоднократно отмечал [11, 12], что к турбидитам эта процедура не применима совсем, поскольку она дает не просто приближенную, а абсолютно *неверную* оценку скорости накопления осадков [3]. Вызвано это тем, что единственный цикл турбидита образуется за считанные часы, а поскольку отсутствует сколько-нибудь правильная периодичность в возникновении муть-

евых потоков, то нельзя и сказать, какая доля времени от выделенного стратиграфического интервала ушла на накопление турбидитов. Более того, справедливым будет такое утверждение: вся толща, сложенная турбидитами, образовалась в течение «перерыва» в осадконакоплении.

Докажем это таким расчетом. Пусть интересующая нас часть толщи турбидитов (в объеме свиты) соотносится с двумя третями геологического века, что соответствует приблизительно для веков мелового периода 3—3,5 млн. лет. Свита включает 1000 элементарных циклов турбидита (их мощность с учетом механизма суспензионно-потокового седиментогенеза роли не играет). Если на образование одного цикла уходит 20—30 ч времени, то вся свита образуется за 30—40 месяцев, считая только время чистой седиментации. Это же составляет всего 0,00008% стратиграфического времени ее образования. Отсюда и следует, что вся свита образовалась геологически мгновенно. В паузы между двумя смежными мутьевыми потоками идет, конечно, накопление осадков в режиме пелагического седиментогенеза. Но скорость этого процесса так мала, а отложенные слои ила имеют такие ничтожные мощности, что они почти целиком размываются очередным суспензионным потоком и в геологическом разрезе не сохраняются. (В классическом описании полного флишевого цикла, выполненного Н. Б. Вассовичем [3], им скорее всего соответствуют проблематичные примазки глины на поверхности верхнего подэлемента флишевого цикла.)

Следовательно, для того, чтобы в осевой части желобов осадки сохранялись и имели к тому же горизонтальное залегание, несмотря на пододвигание океанской плиты, необходимо и достаточно, чтобы скорость осадконакопления значительно превосходила скорость субдукции, а это в свою очередь может быть только тогда, когда осадконакопление в желобе реализуется в инъективном режиме циклоседиментогенеза [12, 13]. Следствием этой своеобразной седиментологической теории является исключительная молодость осадков дна всех глубоководных желобов, возраст которых обычно не превосходит плейстоценовый [27].

Прежде чем разобраться во втором из поставленных нами вопросов, необходимо отметить следующее обстоятельство, над которым, вероятно, задумывались многие, пытавшиеся анализировать механизм субдукции. Действительно, если процесс подвига (с позиций кинематики) протекает во всех желобах однотипно и если при этом он сопровождается соскребыванием осадков с погружающейся плиты, то аккреционные призмы должны фиксироваться у подножия внутренних склонов *всех* без исключения желобов, однако глубоководное бурение не подтвердило наличия таких призм во всех желобах. В. Е. Хаин [18] справедливо заметил, что Алеутский, Нанкайский и Зондский профили лишь частично подтвердили модель аккреции, тогда как профили через Марианский желоб, а также два буровых профиля через Центральноамериканский желоб аккреционной призмы не обнаружили [22]. Какие из этого следуют выводы?

Скорее всего призмы осадков (там, где они несомненно есть) не всегда являются результатом только соскребывания отложений с океанской плиты, тем более, что состав осадков этих призм не может уверенно отождествляться с осадками открытого океана [9].

В дополнение к тому, что уже известно о тектоническом строении желобов [6, 22, 26, 29, 30, 33, 34, 39, 40 и др.], укажем, что У. Мэнн и Г. Мюллер [27] на основе детального минералогического анализа осадков Японского желоба, вскрытых скважинами во время 56-го и 57-го рейсов НИС «Гломар Челленджер», заключили, что в пределах подводной погруженной террасы в средней части внутреннего склона происходили активные тектонические процессы, свидетельствующие, с одной стороны, о значительных горизонтальных смещениях блоков, а с другой — об активных вертикальных подвижках, приводивших к сравнительно быстрой смене батиметрических условий осадконакопления.

Детальные геофизические исследования Японского желоба показали, что его внутренний и внешний борты представляют собой сложную си-

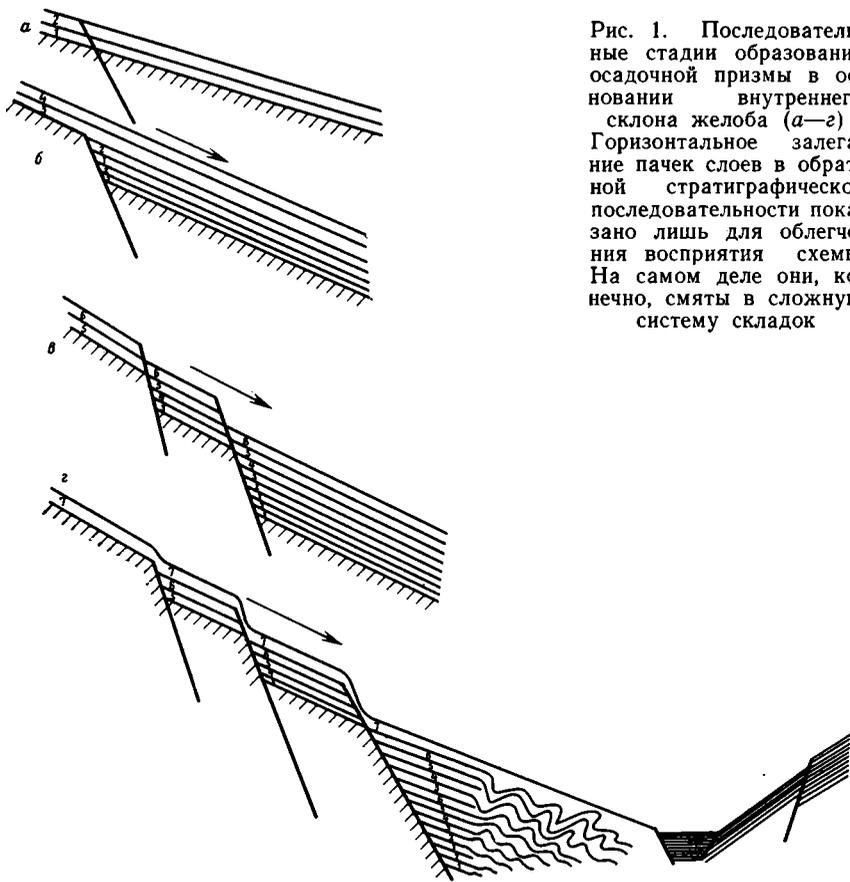


Рис. 1. Последовательные стадии образования осадочной призмы в основании внутреннего склона желоба (а—г). Горизонтальное залегание пачек слоев в обратной стратиграфической последовательности показано лишь для облегчения восприятия схемы. На самом деле они, конечно, смяты в сложную систему складок

стему блоков, контактирующих по разломам [17, 33 и др.]. Блоки эти испытывают подвижки различной амплитуды. Существенна при этом *последовательность* формирования разломов, поведение блоков коры на разных этапах поддвига и самое главное (для нашей цели) — отражение всех этих процессов в осадочном чехле глубоководного желоба. Образно говоря, осадки позволяют сделать слепок с желоба и тем самым понять не только детали его внутреннего строения, но и более обоснованно восстановить процессы, приведшие к его формированию.

Механизм скупивания осадков в основании континентального склона представляется следующим. В начальную фазу субдукции при заложении глубоководного желоба в результате столкновения континентальной и океанской плит в основании континентального склона происходит разрыв сплошности коры (рис. 1, а), по разлому она проседает в направлении оси желоба, и осадки с верхней ступени (террасы) сползают вниз (рис. 1, б). При этом они уже сминаются в складки, стратификация осадков нарушается. (На рис. 2 они показаны в горизонтальном залегании условно, чтобы легче было понять предлагаемый нами механизм.) На нижней ступени будет фиксироваться стратиграфическая инверсионное залегание пачек слоев (см. рис. 1, б, пачки 1, 2, 1, 2). В фазу относительно спокойного поддвига, когда возникающие в зоне субдукции напряжения не превышают предела прочности континентальной литосферы, на внутреннем склоне желоба идет накопление осадков — от прибрежно-морских до глубоководных (см. рис. 1, б, пачки 3 и 4), а в бассейне на нижней террасе накапливаются турбидиты. Затем при новом активном импульсе субдукции ось желоба смещается в сторону океана, и в основании внутреннего склона образуется новый разлом, по которому осадки с верхней террасы сползают вниз (см. рис. 1, в), а часть прибрежно-морских мелководных накоплений оказывается на второй

террасе. В основание внутреннего склона желоба сползает новая порция еще недостаточно уплотненных осадков, которые в процессе движения вниз по неровному рельефу склона продолжают сгущаться, сминаться в складки и т. д. Происходит очередное наращивание призмы в основании склона. У большинства желобов на континентальном склоне выделяются три морфологически выраженные ступени-террасы [4, 14, 20]. Следовательно, если наша схема справедлива, то в процессе существования субдукционной зоны по крайней мере трижды происходили крупные структурные перестройки, сопровождавшиеся продвижением желоба в сторону океана и образованием разломов на его внутреннем склоне. Заключительная фаза этого процесса показана на рис. 1, г. Можно видеть, что призма осадков в основании континентального склона сформирована. В ней трижды (согласно этой упрощенной схеме) нарушается стратиграфическая последовательность слоев.

Так происходит этот процесс или несколько иначе, однако главным является то, что в тех случаях, когда удалось разбудить основание континентального склона (Японский и Центральноамериканский желоба), действительно оказалось, что там нарушена нормальная стратиграфическая последовательность пород, они в значительно большей мере, чем синхронные им отложения внешнего склона, уплотнены и, что самое главное, эти отложения ничем не напоминают пелагические осадки океанического склона желоба. Становятся объяснимыми также значительные вертикальные подвиги, в результате которых заведомо мелководные отложения оказываются погребенными на глубинах в несколько тысяч метров.

Резюмируя все изложенное, можно заключить, что седиментологически состоятельная модель субдукции дает удовлетворительную трактовку режима этого процесса, увязывая данные по распределению осадков в глубоководных желобах с механизмами седиментогенеза и характерными тектоническими особенностями процесса поддвига.

#### Литература

1. Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Геология глубоководных желобов западной окраины Тихого океана//Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. С. 111—124.
2. Вакье В. Геомagnetизм в морской геологии. Л.: Недра, 1976. 192 с.
3. Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1951. 240 с.
4. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
5. Левин Л. Э. Геология осадочного чехла дна морей и океанов. М.: Недра, 1984. 251 с.
6. Ле Пишон К., Францито Ж., Боннин Ж. М. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
7. Лисицын А. П. Лавинная седиментация//Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону: Изд. Ростовск. гос. ун-та, 1982. С. 3—59.
8. Лобковский Л. И. Квазипругий изгиб океанической плиты перед зоной поддвига//Тектоника литосферных плит. М.: Наука, 1976. С. 53—88.
9. Мурдмаа И. О. Глубоководное бурение в Японском желобе//Природа. 1978. № 11. С. 38—45.
10. Пуцаровский Ю. М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации//Геотектоника. 1982. № 5. С. 3—16.
11. Романовский С. И. Динамика формирования флиша. Л.: Недра, 1976. 175 с.
12. Романовский С. И. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Л.: Недра, 1985. 263 с.
13. Романовский С. И. Моделирование терригенного осадконакопления//Методология литологических исследований. Новосибирск: Наука, 1985. С. 135—147.
14. Сили Д. Р., Вейль П. Р., Уолтон Дж. Дж. Модель внутреннего склона глубоководного желоба//Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978. С. 276—290.
15. Сорохтин О. Г. Теория тектоники литосферных плит. М.: Знание, 1984. 40 с.
16. Сорохтин О. Г., Лобковский Л. И. Механизм затягивания океанических осадков в зону поддвига литосферных плит//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1976. № 5. С. 3—10.
17. Уэда С. Окраины глубоководных желобов Северо-Западной части Тихого океана//Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978. С. 170—191.
18. Хаин В. Е. Мобилизм в современной геологии: прогресс, проблемы, перспективы//Вестн. АН СССР. 1983. № 3. С. 108—121.
19. Хатертон Т. Активные континентальные окраины и островные дуги//Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978. С. 108—119.
20. Хюне Р. Осадки современных глубоководных желобов//Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978. С. 232—238.

21. Шолл Д. Осадочные толщи в глубоководных желобах северной части Тихого океана//Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978. С. 192—206.
22. Aubouin J., Stephan J. F., Roup J., Renard V. The Middle America trench as an example of a subduction zone//Tectonophysics. 1982. V. 86. № 1—3. P. 113—132.
23. Carlson R. L., Melia P. J. Subduction hinge migration//Tectonophysics. 1984. V. 102. № 1—4. P. 399—411.
24. Grellet C., Dubois J. The depth of trenches as a function of the subduction rate and age of the lithosphere//Tectonophysics. 1982. V. 82. № 1—2. P. 45—56.
25. Helwig J., Hall G. A. Steady-state trenches?//Geology. 1974. V. 2. № 7. P. 309—316.
26. Huene R. von., Arthur M. A. Sedimentation across the Japan Trench off northern Honshu Island//Trench-Forearc Geol.: Sediment and Tectonics Mod. and Ancient Active Plate Margins. Oxford. 1982. P. 27—48.
27. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash.: US Government Printing Office. 1969—1980.
28. Isaaks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics//J. Geophys. Res. 1968. V. 73. № 18. P. 148—151.
29. Karig D. E. Material transport within accretionary prisms and the «knocker» problem//J. Geol. 1980. V. 88. № 1. P. 27—39.
30. Karig D. E., Kagami H. Varied responses to subduction in Nankai Trough and Japan Trench forearcs//Nature. 1983. V. 304. № 5922. P. 148—151.
31. Karig D. E., Sharman G. F. Subduction and accretion in trenches//Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. V. 86. № 3. P. 377—389.
32. Lundberg N. Development of forearcs and intraoceanic subduction zones//Tectonics. 1983. V. 2. № 1. P. 51—61.
33. Matsuzawa A., Tamano T., Aoki Y., Ikawa T. Structure of the Japan Trench Subduction zone, from multi-channel seismic-reflection records//Marine Geol. 1980. V. 35. № 1—3. P. 171—182.
34. Moore J. C., Watkins S. et al. Middle American trench//Geotimes. 1979. V. 24. № 9. P. 20—22.
35. Piper J. W., Huene R. von, Duncan J. R. Late Quaternary sedimentation in the active eastern Aleutian trench//Geology. 1973. V. 1. № 1. P. 19—22.
36. Schweller W. J., Kulm L. D. Extensional rupture of oceanic crust in the Chile trench//Marine Geol. 1978. V. 28. № 3—4. P. 271—291.
37. Shepard F. P., Marshall N. F. Currents along Floors of Submarine Canyons//Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1973. V. 57. № 2. P. 244—264.
38. Shepard F. P., Reimnitz E. Sedimentation bordering the Rio Balsas delta and canyons, western Mexico//Bull. Geol. Soc. Amer. 1981. Pt 1. V. 92. № 6. P. 395—403.
39. Underwood M. B., Karig D. E. Role of submarine canyons in trench and trench-slope sedimentation//Geology. 1980. V. 8. № 9. P. 432—436.
40. Wu F. T. Benioff zones, absolute motion and interarc basin//Geodyn. West. Pacific Proc. Int. Conf. Tokyo, 1978. Tokyo, 1979. P. 39—54.

ВСЕГЕИ

Поступила в редакцию  
20.11.1986

УДК 551.243.8(571.56)

АРТЕМОВ А. В., ИВАНОВ И. Ю.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МОМСКОГО  
КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТА

Момская зона кайнозойского рифтогенеза является континентальным продолжением срединно-океанического хребта Гаккеля. Структуру современного рифта образуют многочисленные грабены, горсты и сложная система сбросов. Отдельные впадины и поднятия смещены сдвигами, которые являются материковыми аналогами трансформных разломов. Момская рифтовая зона трактуется в качестве современной границы между Евразийской и Северо-Американской плитами.

Момская зона континентального кайнозойского рифтогенеза Северо-Востока СССР протягивается в виде полосы шириной 100—300 км на расстояние свыше 1500 км, от побережья моря Лаптевых до долины р. Колымы. В структурном отношении она является континентальным продолжением срединно-океанического хребта Гаккеля, сформировавшегося в условиях поперечных растяжений [3]. Морфологически Момская зона рифтогенеза выражена системой отдельных узких, часто асимметричных впадин-грабенов, разделенных горстовыми хребтами и массивами. Большинство впадин имеет длину всего несколько десятков километров. Лишь наиболее крупные из них (Момо-Селенняхская, Омолойская) протягиваются на сотни километров. Располагаясь цепочкой или кулисообразно и надстраивая друг друга, впадины-грабены и прилегающие к ним горсты образуют современную единую крупную рифтовую структуру.

Непосредственно у береговой линии моря Лаптевых впадины Момской континентальной рифтовой зоны разделяются на две ветви, протягивающиеся на юго-восток. Основная ветвь начинается с Нижнеянской депрессии, затем следуют Селенняхская, Верхне-Иргычанская, Ыганьинская, Уяндинская, Момо-Селенняхская, и Сеймчано-Буюндинская впадины. Другую ветвь образуют Кендейская, Омолойская, Верхоянская, Туостаская, Чаркынская, Адыча-Эльгинская и Верхне-Нерская депрессии.

Рельеф зоны кайнозойского континентального рифтогенеза весьма разнообразен. Побережье моря Лаптевых представляет собой обширную Приморскую равнину. В ее пределах отдельные впадины юго-восточного простираения были выделены только при помощи бурения и геофизических методов. Далее по направлению к юго-востоку зона Момского рифта пересекает хребет Полоусный с высотами 1000—1200 м. Большая часть зоны рифтогенеза (~1000 км) совпадает с высокогорными цепями хребта Черского (высоты 2000—2300 м). И наконец, юго-восточный фланг рифтовой структуры располагается в области среднегорного рельефа Верхнеколымского нагорья. Подобное разнообразие орографических элементов в пределах единой молодой рифтовой структуры не совсем обычно для континентальных рифтовых зон. Можно предположить, что образование северо-западных и юго-восточных участков Момской рифтовой зоны происходило в пределах Приморской равнины, северной части хребта Полоусный, хребта Кулар и Верхнеколымского нагорья на месте уже сформировавшегося более древнего рельефа. Он характеризовался большей контрастностью, чем современный, о чем свидетельствует наличие терригенного грубообломочного материала в отложениях олигоценного возраста в северных предгорьях хребтов Кулар и Полоусный. Образование южной части хребта Полоусного и горной системы хребта Черского происходило совместно с формированием среднего участка Момской рифтовой зоны [9].

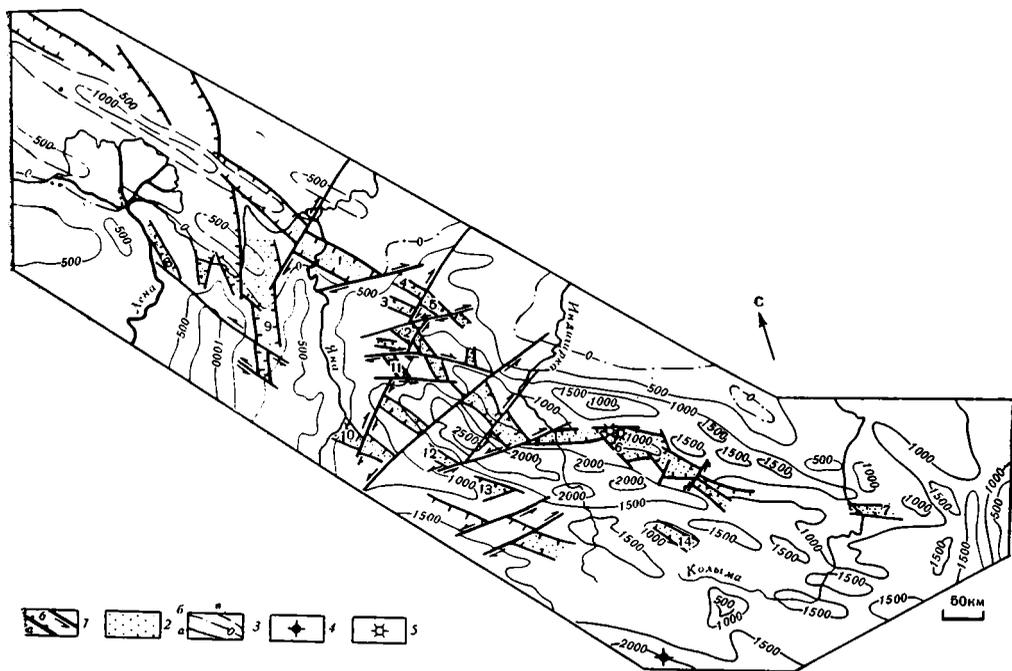


Схема новейшей тектоники зоны Момского континентального рифта

1 — разрывные нарушения: *a* — сбросы, *b* — сдвиги; 2 — впадины, выполненные кайнозойскими отложениями: 1 — Нижняянская, 2 — Селенняхская, 3 — Верхне-Иргычанская, 4 — Ыганьинская, 5 — Уяндинская, 6 — Момо-Селенняхская, 7 — Сеймчано-Буяндинская, 8 — Кендейская, 9 — Омолойская, 10 — Верхоянская, 11 — Туостахская, 12 — Чаркынская, 13 — Адыча-Эльгинская, 14 — Верхне-Нерская; 3 — изолинии амплитуды неотектонических деформаций: *a* — положительные, *b* — нулевая, *в* — отрицательные; 4 — полюс относительного вращения Евразийской и Северо-Американской плит (по данным Л. П. Зоненшайна и др., 1978); 5 — проявления новейшего вулканизма

В кайнозое (начиная с эоцена — олигоцена, а местами лишь с плиоцена) весь рассматриваемый регион был охвачен тектонической активизацией, что привело к образованию сложной системы сводово-блоковых новейших структур небольшой протяженности и различной контрастности (рисунок). Простираение их преимущественно северо-западное, как в горных областях, так и в пределах низменностей и акватории моря Лаптевых. Кайнозойская тектоническая активизация сопровождалась обновлением древних и возникновением новых разрывных структур, образовавшихся преимущественно в условиях растяжения. В отличие от многих континентальных рифтовых областей в пределах Момской рифтовой зоны отсутствуют связанные с грабенами крупные своды или купола.

Среди вещественных комплексов-индикаторов, характерных для континентальных рифтовых структур, в рассматриваемом регионе известны молассы и бимодальные вулканические образования. Межгорные впадины, входящие в состав Момской рифтовой зоны, выполнены рыхлыми континентальными отложениями различного состава — от грубообломочных галечников и гравийников до тонкозернистых глин и алевролитов. В разрезах кайнозойских образований, особенно в горных областях, наблюдается четкая ритмичность, которая обусловлена колебательным характером новейших тектонических движений. Грубообломочные пачки характерны преимущественно для олигоцена, плиоцена и второй половины четвертичного периода. Образования эоцена, миоцена и начала антропогена имеют на большей части территории в основном тонкозернистый состав. Мощность рассматриваемых отложений колеблется в

широких пределах: от нескольких десятков метров (в небольших депрессиях) до нескольких сотен (в крупных впадинах).

К вулканогенным образованиям отнесены эффузивы вулкана Балаган-Тас и экструзивных куполов (Урага-Хая, безымянного), расположенных в бассейне р. Мома. Вулкан Балаган-Тас представляет собой небольшую конусообразную возвышенность, расположенную на позднечетвертичной аллювиальной террасе высотой до 180 м. Базальтовые покровы вулкана перекрывают эту террасу. Купола Урага-Хая и безымянный возникли на терригенных породах позднеюрского возраста. Они практически не затронуты эрозионными процессами. Купол Урага-Хая имеет высоту около 400 м, безымянный значительно ниже.

Лавы вулкана Балаган-Тас представлены базальтами темно-серого цвета, хорошо раскристаллизованными, состоящими из оливина, авгита, плагиоклазов, цветных и рудных минералов и стекла [10]. На поверхности базальтовых потоков встречаются эксплозивные продукты, образующие пористым и ноздреватым базальтовым стеклом. Они имеют форму вулканических бомб размером от 10 до 40—50 см. Базальты вулкана Балаган-Тас обладают повышенной щелочностью и по химическому составу сходны с базальтами бимодальных серий иных континентальных рифтов. Экструзивные купола Урага-Хая и безымянный сложены липаритами, основная масса пород хорошо раскристаллизована. В порфировых выделениях обычно содержится плагиоклаз, реже — кварц и темноцветные минералы, представленные биотитом, роговой обманкой, иногда апатитом и сфеном. Вулканизм Момской рифтовой зоны контролируется полем растяжения в зоне перехода Момского хребта во впадину, что является общей чертой материковых рифтов [2].

В пределах зоны Момского континентального рифта широко распространены разрывные нарушения: продольные сбросы и поперечные сдвиги. Сбросы образовались в условиях растяжения земной коры в период кайнозойской тектонической активизации и развития процессов рифтогенеза. Сдвиги представляют систему активизированных в новейшее время более древних тектонических нарушений. Выделение разломов, их классификация и установление кинематических типов основано на полевых геологических наблюдениях и анализе результатов дешифрирования космических снимков различных видов и масштабов.

В рассматриваемом регионе сбросы ограничивают грабены и горсты. Отдельные разломы имеют небольшую длину (обычно несколько десятков километров), но надстраивая друг друга, они образуют сложную и протяженную систему, являясь неотъемлемой частью Момской зоны континентального рифта. По данным ВЭЗ, проведенного в различных впадинах при геологическом картировании в среднем масштабе, сбросы во внутренних частях депрессий делят их основания на систему блоков. Амплитуда движений по сбросам различна. Обычно она колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров, но встречаются и большие величины вертикальных смещений, до 1000—1500 м. Нередко различия в амплитуде сбросов на противоположных бортах рифтовых впадин-грабенов определяют асимметричный профиль последних.

Движения по сбросам происходили в течение почти всего кайнозоя и продолжают по настоящее время. Поэтому на местности можно наблюдать «подвешивание» к линиям сбросов позднечетвертичных и современных аллювиально-пролювиальных конусов выноса и делювиально-солифлюкционных шлейфов. Нередко к линиям разломов приурочены уступы цокольных и эрозионных террас. Так, авторами в долине р. Мюреле (правый приток р. Чибагалах) зафиксировано прислонение к стенке сбросового уступа галечных молассовых образований позднечетвертичного возраста, выполняющих Чаркынскую впадину, что свидетельствует об одновременности опускания ложа впадины и осадконакопления.

Поперечные сдвиги, играющие заметную роль в строении Момского континентального рифта, по-видимому, наследуют структурный план более древних разрывных нарушений. Они образуют сопряженную сис-

тему разломов: близширотных с левосторонним смещением осей грабена и северо-восточных — с правосторонним их смещением. Эти нарушения отчетливо дешифрируются на космических снимках в виде линейных зон, смещающих в плане как оси рифтовых кайнозойских впадин, так и отдельные структуры Момо-Полоусненской зоны мезозойд Северо-Востока СССР.

Однако в ряде случаев разрывов сплошности пород на местности не наблюдается. На наш взгляд, подобные нарушения представляют собой пластические сдвиги, т. е. сдвиговые деформации, происходящие при таких условиях, когда температура и, главным образом, всестороннее давление не препятствуют скольжению. Эти сдвиги находят выражение на поверхности в виде зон катаклаза, милонитизации, в подчиненной ориентировке сланцеватости и осей складок, в развитии прерывистых систем непротяженных трещин со следами малоамплитудных сдвиговых подвижек. Именно такой характер наземной выраженности отмечался авторами во многих случаях (в бассейнах рек Солонья, Нахатта, Тыгынья, Иньяли) для отдешифрированных поперечных разломов. В более глубоких горизонтах земной коры, где в результате иных условий температуры и давления плотность дислокаций достигает критического значения, описываемые зоны сдвиговых нарушений должны, очевидно, характеризоваться развитием хрупких деформаций, т. е. наличием разрывов сплошности пород со смещением. Известные в настоящее время немногочисленные решения механизмов современных мелкофокусных землетрясений, обусловленных этими разрывами, характеризуют сдвиговое поле напряжений в земной коре на глубине 10—20 км при хорошем соответствии векторов главных напряжений простиранию сдвигов. Следуя первичному определению Дж. Уилсона [11], мы рассматриваем охарактеризованные поперечные сдвиги как «линейные области трансформации» или трансформные разломы в системе Момской рифтовой зоны.

Выраженность Момской зоны континентального рифтогенеза как структуры растяжения в геофизических полях неоднородная и в целом слабая. Наиболее крупная из рифтовых впадин — Момо-Селенняхская — в региональном поле силы тяжести выделяется в виде узкой полосы отрицательных аномалий северо-западного простирания, осложненной цепочкой относительных локальных максимумов и минимумов. Магнитное поле этой впадины характеризуется слабоотрицательным региональным фоном с положительными локальными аномалиями. Отрицательные аномалии силы тяжести известны в Байкальской рифтовой зоне, где они объясняются наличием мощных линз рыхлых осадков [6]. Аналогичным образом они могут быть проинтерпретированы и в Момо-Селенняхской впадине, где мощность кайнозойских, а также подстилающих их нижнемеловых отложений превышает несколько километров. Наличие обычного для континентальных рифтовых систем выступа магнитных мантийных пород, свидетельствующего о растяжении земной коры, в зоне Момской структуры можно лишь предполагать на основе анализа геофизического материала.

Структура зоны Момского континентального рифтогенеза сформировалась на гетерогенном основании мезозойд Северо-Востока СССР и имеет четко выраженный наложенный характер, но степень дискордантности меняется в ее различных частях. Так, на юго-восточном фланге рифта Сеймчано-Буюндинская впадина и ограничивающие ее разломы секут мезозойские складки субширотного и северо-восточного простираний. Азимутальное несогласие простираний кайнозойских грабенов и древних структур на северо-западном фланге рифтовой зоны, в западной части хребта Полоусный, составляет 90°. Лишь в центральной части зоны, в пределах системы хребтов Черского, наблюдается соответствие в направлении структур мезозойд и зоны Момского рифта и устанавливается четкая зависимость рифтовой структуры от мезозойского фундамента, на котором она развивается [1]. На этом участке структура Момской континентальной рифтовой зоны приурочена к восточной и северо-восточной границам Сибирского континента, характеризовавшейся в

позднемезозойское время тектонической активностью. Это выразилось в пространственном совмещении центральной части рифтовой структуры с вещественными комплексами позднеюрской островной дуги. На тех участках, где наблюдается несоответствие простираний складок фундамента и рифтовой зоны, возникли мозаичные и ромбовидные комбинации структурных форм новейшего тектогенеза. Здесь произошло «приспособление» рифтогенных структур к ориентировке структурных элементов фундамента. Подобное строение многих участков континентальных рифтовых систем отмечает Е. Е. Милановский [7].

Момская зона континентального рифтогенеза относится к мировой рифтовой системе. Как уже отмечалось выше, она является континентальным продолжением подводного хребта Гаккеля и вместе с ним отвечает современной границе Евразийской и Северо-Американской литосферных плит.

Зона Момского рифта является одной из наиболее сейсмичных на всем Северо-Востоке СССР. Однако систематически наблюдения за землетрясениями ведутся всего несколько десятилетий, а определение векторов напряжений проведено лишь для единичных эпицентров. На основании ориентировки этих векторов некоторые исследователи [8] сомневаются в правомерности отнесения зоны Момского континентального рифта к типичным рифтовым системам. В настоящее время область растяжения зоны Момского континентального рифта прослеживается лишь до Сеймчано-Буондинской впадины, сменяясь на юго-восток зоной сжатия. Последняя, продолжаясь далее на юго-восток, пересекает п-ов Камчатка и соединяется с Курило-Камчатской островной дугой.

Время формирования разных частей Момской рифтовой зоны различно. Наблюдается постепенное омоложение осадков кайнозойских грабенов в направлении с северо-запада на юго-восток. Образование хребта Гаккеля началось 60 млн. лет назад; грабены, находящиеся в устье рек Лены и Яны, и Омолойский грабен имеют эоценовый возраст. Впадины, расположенные юго-восточнее, сформировались в олигоцене, а более южные — в миоцене и даже в плиоцене. Многие депрессии, входящие в зону Момского континентального рифта, выполнены только четвертичными отложениями. Исключением из общего правила является расположенная на юго-восточном фланге рифтовой структуры Сеймчано-Буондинская впадина, заложившаяся в эоцене. Выявленные закономерности позволили Л. П. Зоненшайну и др. предположить, что, начиная с эоцена, полюс вращения Евразийской и Северо-Американской плит постепенно смещался к юго-востоку, проделав путь от шельфа моря Лаптевых до хребта Сунтар-Хаята [4]. Полюс современного раскрытия Арктического бассейна имеет координаты  $61^{\circ}9' \text{ с. ш.}$  и  $143^{\circ}1' \text{ в. д.}$

Сложное строение зоны Момского континентального рифта, наличие многочисленных и преимущественно небольших грабенов и горстов, отсутствие единой главной рифтовой впадины, которая только начинает обозначаться в северо-восточной части зоны, и слабое развитие магматизма свидетельствуют о том, что рассматриваемая структура находится в своей начальной стадии развития. По классификации Е. Е. Милановского [7], зона Момского континентального рифта относится к щелевому типу, характеризующемуся большой глубиной грабенов и слабым проявлением вулканизма. В. Г. Казьмин [5] связывает образование кайнозойских континентальных рифтов со столкновением континентов. Этот процесс, по его мнению, характеризуется импульсным растяжением, чередующимся с длительными промежутками относительного покоя. Но вряд ли это положение применимо при установлении генезиса Момской рифтовой зоны. Ведь ближайшая область столкновения Евразийской плиты с Индостаном удалена от Северо-Востока СССР на многие тысячи километров. Поэтому генетически связывать формирование структур зоны Момского континентального рифта с коллизией на юге Азиатского материка, на наш взгляд, весьма затруднительно. Тем не менее цикличность кайнозойских тектонических движений в области развития Момской зоны рифтогенеза выражена весьма отчетливо: в строении рельефа,

в отложениях впадин-грабен и в постепенном увеличении количества самих впадин.

Суммируя фактические данные о строении Момской зоны континентального рифтогенеза, можно сделать следующие выводы.

1. Формируясь в условиях растяжения земной коры, Момская зона континентального рифтогенеза с повышенной сейсмичностью является современной границей между Евразийской и Северо-Американской плитами.

2. Зона растяжения проникла на континент из области хребта Гаккеля в эоцене и постепенно распространилась на юго-восток до Сеймчано-Буондинской впадины.

3. Внутренняя структура Момской зоны континентального рифтогенеза достаточно сложна. Она характеризуется наличием многочисленных грабен растяжения и сложной системой сбросов. Отдельные впадины и поднятия смещены в плане трансформными зонами, выраженными на поверхности пластическими сдвигами. Последние, на наш взгляд, являются материковыми аналогами трансформных разломов.

#### Литература

1. Артемов А. В., Наймарк А. А. Новейший рифтогенез Момской области и его позднемезозойская геологическая предьстория//Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 4. С. 15—22.
2. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.
3. Грачев А. Ф., Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Срединный Арктический хребет и его материковое продолжение//Геоморфология. 1979. № 1. С. 42—45.
4. Зоненшайн Л. П., Натанов Л. М., Савостин Л. А., Ставский А. П. Современная тектоника плит Северо-Восточной Азии в связи с раскрытием Северной Атлантики и Арктического бассейна//Океанология. 1978. № 5. С. 38—47.
5. Казьмин В. Г. О двух типах раскола континентов//Геотектоника. 1984. № 2. С. 23—26.
6. Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Рогожина В. А. Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон)//Геотектоника. 1983. № 2. С. 3—15.
7. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 278 с.
8. Мокшанцев К. Б., Гусев Г. С., Козьмин Б. М., Третьяков Ф. Ф. Сейсмичность, современные и древние поля напряжений Северо-Восточной Азии в связи с проблемой Момского рифта//Континентальный рифтогенез. М.: Сов. радио, 1977. С. 76—82.
9. Патык-Кара Н. Г., Гришин М. А. Место хр. Полоусного в структуре Северо-Востока СССР и его новейшая тектоника//Геотектоника. 1972. № 4. С. 90—98.
10. Рудич К. Н. Позднечетвертичный вулкан Балаган-Тас (северо-восток Азии)//Современный вулканизм Северо-Восточной Азии. М.: Наука, 1964. С. 3—44.
11. Уилсон Дж. Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу//Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 58—67.

УДК 551.248.2(577)

ЛЕОНОВ Ю. Г., НИКОНОВ А. А.

**ПРОБЛЕМЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ  
ПАМИРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО ГОРНОГО СООРУЖЕНИЯ**

Рассматриваются материалы по новейшей истории Памира и Тянь-Шаня: роль горизонтальных перемещений в разных частях горного сооружения и количественное соотношение горизонтальной и вертикальной составляющих движений, а также проблема независимости процесса горообразования от предшествующей геологической истории. Суммарное значение горизонтальных перемещений в новейшее время в разных зонах Памира и Тянь-Шаня превышает значение вертикальных перемещений, что заставляет признать справедливость вывода о формировании новейшей структуры региона и горного сооружения в условиях господства субмеридионального сжатия.

Памир и Тянь-Шань представляют собой обширное горное сооружение — часть горного пояса Центральной Азии. Этот пояс геологически неоднороден; он состоит из тектонических элементов разного происхождения и возраста. Это относится и к гетерогенному Памиро-Тянь-Шаньскому горному сооружению.

Памир сильно отличается от Тянь-Шаня по истории развития до эпохи новейшего горообразования. Но с точки зрения структур и тектонических движений новейшего времени (начиная с конца палеогена, когда начал формироваться современный горный рельеф) у них много общего. Обращает на себя внимание близость таких черт, как последовательность этапов и фаз движений, характер осадконакопления, амплитуда новейшего поднятия и т. д. Эти черты сходства запечатлены в строении разрезов молассовых отложений внутренних и предгорных впадин и в особенностях рельефа. Имеются, кроме того, определенные структурные признаки, свидетельствующие об образовании Памира и Тянь-Шаня в новейшее время в единой геодинамической обстановке. Эти особенности делают их удобным объектом для сравнительного анализа, направленного на выявление принципиальных черт процесса новейшего горообразования.

В данной статье мы остановимся на одной из важных для Памира и Тянь-Шаня проблеме — оценке относительной роли горизонтальной и вертикальной составляющих тектонических движений в формировании их новейшей структуры. Помимо самостоятельного интереса эта проблема имеет также непосредственное отношение к вопросу о механизме процессов горо- и структурообразования. Особо стоит вопрос о том, следует ли рассматривать новейшее горообразование на Памире (области преимущественно позднемезозойской — кайнозойской складчатости) и в Тянь-Шане (области палеозойской складчатости, развивавшейся в мезозое и начале кайнозоя в режиме молодой платформы) как генетически единый процесс, или же эти горные сооружения должны быть резко противопоставлены друг другу как области эпигеосинклинальной складчатости и горообразования (Памир) области внегеосинклинальной — эпиплатформенной новейшей активизации (Тянь-Шань), каждая из которых развивалась в новейшее время по своим собственным законам, под воздействием различных сил.

**СООТНОШЕНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ И ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ**

Горизонтальные движения играли большую роль в формировании новейшей структуры Памиро-Тянь-Шаньского сооружения. Об этом свидетельствуют разные группы данных, основными из которых являются:

во-первых, факты горизонтального смещения, устанавливаемые прямыми геологическими наблюдениями; во-вторых, данные палеомагнитных исследований; в-третьих, результаты анализа регионального структурного плана, выявляющего динамическую обстановку, в которой происходило формирование структуры региона.

В данной статье рассматриваются преимущественно данные первой из перечисленных групп. Что касается данных остальных групп, то результаты палеомагнитных исследований полно освещены в статьях М. Л. Баженова и В. С. Буртмана [2], а результаты анализа регионального структурного плана — в статьях Л. М. Расцветаева [50], В. Г. Трифонова [57, 58] и других исследователей [9, 34, 35, 40].

Строгому анализу в настоящее время поддаются лишь отдельные стороны проблемы соотношения и роли горизонтальной и вертикальной компонент. Количественные показатели горизонтальных движений могут быть указаны только для Памира и главным образом для зон его непосредственного обрамления.

Признаки новейших горизонтальных смещений имеются практически во всех частях Памиро-Тянь-Шаньского горного сооружения. Но интенсивность движений и их структурообразующая роль меняются, в целом уменьшаясь к северу. Можно выделить следующие районы со своими характерными особенностями проявления горизонтальных смещений: 1) Южный и Центральный Памир, 2) Северный Памир, 3) Заалайская мобильная зона, т. е. краевая полоса Северного Памира на его границе с Афгано-Таджикской, Алайской и Таримской впадинами, 4) Афгано-Таджикская впадина и 5) ее восточное продолжение на территории Памиро-Алая, 6) Западный Тянь-Шань, 7) зона Таласо-Ферганского шва, 8) Центральный и Восточный Тянь-Шань.

*Центральный и отчасти Южный Памир* отличаются сложным покровно-складчатым строением, в формировании которого существенная роль несомненно принадлежала горизонтальным движениям. В особенности это относится к Центральному Памиру, в альпийской структуре которого участвует серия покровов (тектонических пластин). По собственно геологическим данным оценить величину перемещения покровов трудно. Существуют разногласия и в отношении направления движений. По мнению С. В. Руженцева [52], при общем движении памирских масс к северу движение покровов Центрального Памира (Язгулемского хребта) шло во встречном направлении — с севера на юг. Однако нам представляется более убедительной точка зрения о перемещении главной массы покровов в направлении с юга на север (см., например, [31, 53]).

Существуют трудности и с выяснением времени образования покровной структуры. Определенно можно сказать, что она сформировалась в основном после позднего мела, отложения которого вместе с залегающей на них местами толщей предположительно палеогеновых пород участвуют в покровах. Дальше, однако, возможны разные варианты. В свете имеющихся сейчас данных главная эпоха покровообразования Памира может относиться к позднеальпийскому (новейшему) этапу (во всяком случае в литературе приводятся факты надвиговых и сдвиговых перемещений в позднем палеогене и неогене [17, 21, 51]), но может быть и более древней — в интервале от самого конца мела до эоцена. Вполне возможно и то, что покровообразование связано и с палеогеновым, и с новейшим тектогенезом, но конкретный вклад каждого из них пока также остается под вопросом.

Что касается начала горообразования (поднятия) на территории рассматриваемых внутренних зон Памира, то наиболее полные сведения о нем дает разрез кайнозойских пород Таджикской впадины. С ними согласуются и те фрагментарные данные, которые имеются на самом Памире, в частности верхнеолигоценный возраст базальных конгломератов в основании континентальной молассово-вулканогенной (бекджольской) серии Центрального Памира [16].

*Северный Памир* аналогично Тянь-Шаню и в отличие от остальных зон Памира представляет собой массив, консолидированный в конце па-

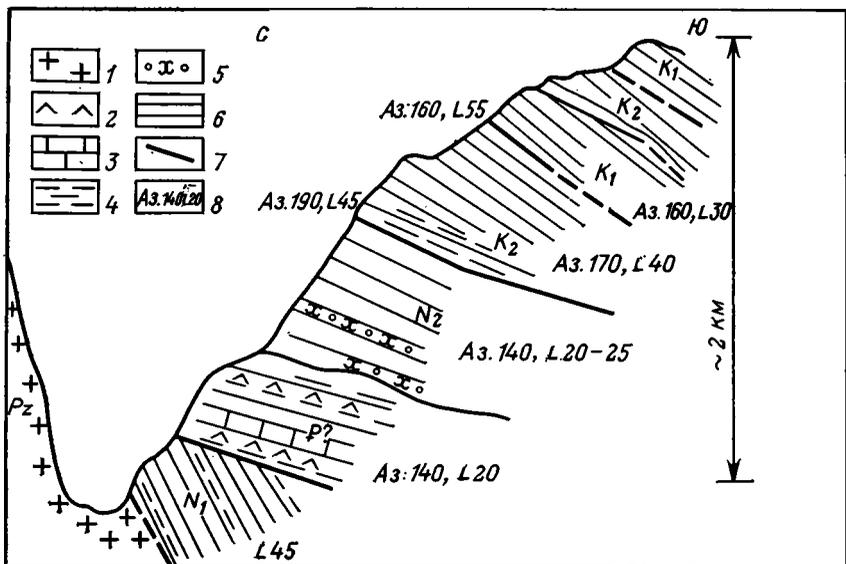


Рис. 1. Схематический разрез левого берега р. Кызылсу в Заалайском хребте между устьями рек Большой и Малый Карамык (полевая зарисовка)  
 1 — метаморфические породы палеозоя, 2 — гипсы, 3 — известняки, 4 — алевролиты, 5 — конгломераты, 6 — напластование пород, 7 — разрывы, 8 — азимут и угол падения пород, град. Возраст пород обозначен общепринятыми индексами

леозоя — триасе. Горизонтальные перемещения в новейшее время во внутренних частях зоны Северного Памира достоверно не известны. Однако, возможно, кайнозойский возраст имеет Обимазарский шарьяж в верховьях р. Оби-Хингоу с перемещением аллохтона на 15 км к северо-западу [61]. Кроме того, вдоль южного края Северного Памира местами фиксируются взбросо-надвиги к югу. Наиболее крупный Танымасский надвиг имеет амплитуду 5—10 км и возник в палеогене — раннем неогене [17, 21]. Вероятно, он связан с пододвиганием к северу более южных зон Памира.

По западному и северному краям зона Северного Памира ограничивается Дарваз-Каракульским (или Дарваз-Каракульско-Момукским) разломом. Строение разлома и кинематика движений по нему меняются по простиранию. На западном и северо-западном флангах Памира он имеет в основном вертикальное падение с преобладанием сдвиговой компоненты смещения [27, 40, 41] (хотя и здесь местами имеются признаки небольшого надвигания к северо-западу [68], сопровождавшегося образованием олистостром в толще миоценовой молассы). Восточнее — в вершине Памирской дуги — строение района усложняется: надвигание становится более отчетливым и на восточном отрезке в пределах СССР проявляется в виде сложной Заалайской зоны чешуйчато-надвигового строения [6, 13, 43, 55, 56, 62]. Левосдвиговое смещение по Дарваз-Каракульскому разлому в течение плиоцена и четвертичного времени оценивается на западном фланге Памира величиной ~4—5 км [40], соизмеримой с максимальной величиной вертикального поднятия за тот же отрезок времени [41, 45].

Заалайская зона имеет в пределах северного склона Заалайского хребта чешуйчато-надвиговое строение с перекрытием неогеновых конгломератов, что было впервые установлено Д. И. Мушкетовым, а затем геологами Таджикско-Памирской экспедиции [6, 13]. Новые материалы [43] подтверждают и уточняют эти выводы, опровергая представление [23] о Заалайском хребте как о единой крупной складке большого радиуса. В центральной и западной частях зона состоит из 3—5 основных пластин мезозойско-кайнозойских отложений, надвинутых друг на друга к северу, главным образом в течение второй половины миоцена и в плиоцене (рис. 1; см. также [43], рис. 9—11). Суммарная величина надвигания

составляет за это время как минимум 7—13 км только за счет перемещения по разрывам. Вероятно, к этой же категории структур принадлежит и Муксуйский шарьяж триас(?)-юрских пород на меловые (в том числе верхнемеловые) [3]. Он перемещен, по-видимому, с юго-юго-востока на 15—20 км. Возможно, это та же пластина, для которой восточнее устанавливается перемещение на 15—18 км в северных румбах в период не раньше середины миоцена [43]. Наблюдаемые перемещения не могут считаться, судя по ряду признаков, результатом гравитационного расползания, а должны рассматриваться как следствие общего перемещения Памирской глыбы к северу [6, 13, 43].

С учетом пликативных дислокаций в Заалайской зоне общее латеральное перемещение Памира к северу за мезозойско-кайнозойское (вероятно, преимущественно позднекайнозойское) время оценивается величиной не менее 10—23 км [43]. Фактическая же величина, вероятно, значительно больше. Дело в том, что степень деформированности мезозойских и кайнозойских отложений уменьшается от вершинной части Северо-Памирской дуги к ее флангам, а на флангах надвигание меловых и палеогеновых пород на более молодые, вплоть до позднечетвертичных, составляет 15—35 км в Куньлуне [54] и свыше 5—10 км в хребтах Петра I и Вахшском [4, 13, 42].

Надежно установленное надвигание Северного Памира по направлению, величине и времени согласуется с горизонтальными перемещениями и в более южных зонах Памира. Возможно, в новейшее время весь Памир (включая и уже сформированное к этому времени покровно-складчатое сооружение Центрального Памира) представлял собой более или менее монолитную глыбу, которая как единое целое двигалась к северу, напозая на комплексы Афгано-Таджикской впадины, сминая и перекрывая их.

Значительное перемещение Памира к северу, устанавливаемое с помощью геологических наблюдений, согласуется с результатами палеомагнитных исследований [2]. Последние показывают, что внешняя дуга Памира, ранее выгнутая к югу, к олигоцену приобрела форму, близкую к прямолинейной. Следовательно, ее изгиб с перемещением вершины дуги к северу относится к неотектоническому этапу. Суммарная амплитуда перемещения в северном направлении за время, начиная с раннего мела, составляет величину не менее 300 км [2]. Из них не меньше, а возможно, и больше половины приходится на новейший этап. Получаемая при этом средняя скорость перемещения северного ограничения Памира составляет не менее 0,5 см/год (а с учетом полной кривизны дуги — свыше 1—3 см/год), что согласуется с оценками, сделанными другими методами [40, 41], в том числе и для голоцена — настоящего времени.

Признаки сжатия и надвигания в наибольшей степени проявляются на отрезке, соответствующем наибольшей выпуклости памирских дуг. Существует закономерное сочетание разрывных нарушений (широтные взбросы и надвиги, право- и левосторонние сдвиги), движение по которым устанавливается разными методами для разных отрезков новейшего этапа, по крайней мере со среднего миоцена до настоящего времени. Это надо рассматривать как серьезное свидетельство перемещения Памирской глыбы к северу в результате субмеридионального сжатия в новейшее время [26, 40, 41, 47, 50, 55, 58].

Заметим, что вывод об обстановке субмеридионального сжатия вытекает не только из анализа кинематики движений на Памире и в его непосредственном обрамлении, но устанавливается и для гораздо более значительной площади [28, 47, 58, 71].

*Афгано-Таджикская впадина* выполнена мезозойско-кайнозойскими отложениями, включающими молассу неоген-четвертичного возраста, смятую в веерообразно расходящийся к юго-западу пучок складок, образующих так называемую таджикскую виргацию. Принципиально важным для рассматриваемых вопросов является, во-первых, нередко прямое выражение приповерхностной структуры в рельефе и, во-вторых, взбросо-надвиговый характер ограничений антиклиналей-хребтов с их

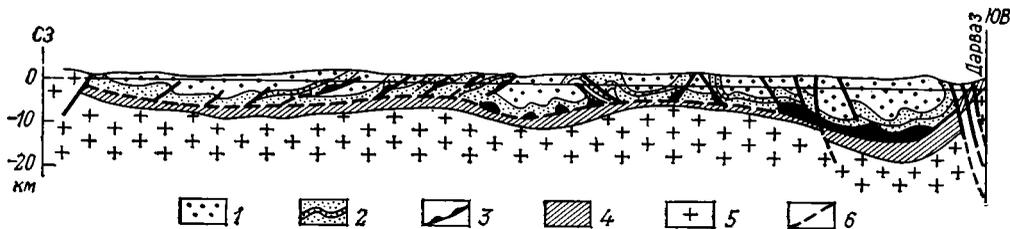


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез земной коры через северную часть Афгано-Таджикской впадины, по Я. А. Беккеру и др. [4]  
Отложения: 1 — неогеновые и четвертичные, 2 — мел-палеогеновые, 3 — соленосной толщи верхней юры, 4 — подсолевые юрско-триасовые (?), 5 — герцинский комплекс и «гранитный слой», 6 — разрывы и плоскости срыва

надвиганием на прилежащие синклинали (преимущественно к востоку) на расстояние до 8—10 км. В придарвазской части хорошо известны проявления конседиментационной складчатости с хингоусско-тавилдаринского времени (т. е. с миоцена) [32, 62] и отчетливое чешуйчатое взбрасывание и надвигание мезозойско-кайнозойского комплекса осадков на миоценовые, плиоценовые и четвертичные отложения в центральной и северной частях депрессии [1, 20, 22, 32, 42] (рис. 2).

Особенности новейших деформаций, отложений чехла и расположение структур в плане заставляют связывать их формирование с перемещением Памира [18, 20, 58], однако конкретный механизм этого процесса до сих пор не выяснен.

Характерной чертой строения чехла Афгано-Таджикской впадины является его дисгармония по отношению к структуре фундамента в результате срыва чехла по соленосной толще верхней юры [4, 13, 14, 19, 28, 42, 56].

Более определенно о сжатии можно говорить для территории *Памиро-Алая* — области максимального сближения Памира с Тянь-Шанем и максимального сдавливания заключенных между ними толщ мезозойских и кайнозойских пород хр. Петра I. Здесь установлено перемещение по надвигам к северу и в некоторых случаях ориентировочно рассчитана его величина [14, 56, 58].

Не известна полная величина тектонического перекрытия форланда во фронтальной части памирских дуг, но не исключено, что оно составляет десятки километров, и под северопамирскими палеозойскими комплексами на глубине залегает неогеновая моласса и другие (мезозойско-кайнозойские) отложения [56].

На основе новых материалов и переинтерпретации прежних данных в отношении возраста [1, 7, 20, 22] время начала активных неотектонических движений относится, по-видимому, к среднему миоцену. Миоценовые движения проявлялись преимущественно в надвиговых перемещениях ниже дневной поверхности того времени. Иными словами, на этом этапе во впадине имела место конседиментационная складчатость и компенсированное развитие структур без их геоморфологического выражения [24]. Морфологическое становление структурных форм началось в плиоцене [7, 18, 19, 34, 39].

В северо-восточной части Афгано-Таджикской депрессии и в хребте Петра I — вблизи области наибольшего сближения горных систем Памира и Тянь-Шаня — отмечается и максимальное сдавливание толщ мезозойских и кайнозойских отложений. Чешуйчатое надвигание мезозойско-кайнозойской толщи по Вахшскому надвигу в пределах хр. Петра I к северу на 4—8 км (вероятно, 10—12) [13, 14, 26, 55, 56, 58] подтверждается и его юго-западным продолжением в пределах Вахшского хребта [42]. Здесь доказывается перекрытие как минимум на 4—5 км за период менее 5—3 млн. лет и возникновение в этот же этап, т. е. в плиоцен-четвертичное время, хр. Петра I, Вахшского и др.

В миоцене начал воздыматься и Гиссарский хребет Тянь-Шаня по северному обрамлению депрессии. Наряду с известными ранее фактами взбрасывания палеозойских пород Гиссара на неогеновые толщи к югу

[19] с геодинамической точки зрения показательное обнаружение серии олистостромов в миоценовой молассе западнее пос. Гарм, где доказывалось многокилометровое (10—12 км) перемещение тоже к югу серии тонких пластин палеозойских пород с внедрением олистоплак и олистостромов в тавильдаринскую свиту (средний(?) миоцен) в условиях пологого рельефа [69]. Такие перемещения могли вызываться только субмеридиональным сдавливанием. Суммарное сжатие здесь может оцениваться величиной не менее 10 км, а может быть, более. По нашим оценкам возраста (в связи с удревнением свит неогена), сжатие происходило в среднем миоцене, т. е. примерно тогда же, когда аналогичные надвиговые явления, по имеющимся теперь данным, отмечаются в центральных частях Афгано-Таджикской депрессии, Дарвазе, Заалайской зоне и, вероятно, в Центральном и Южном Памире (см. выше).

Нельзя не обратить внимания на то, что во всех этих местах, в разных по истории предшествующего развития зонах, крупные горизонтальные перемещения средне- и позднемиоценового возраста происходили в условиях равнинного или слабодифференцированного, относительно пологого рельефа. Таким образом, нет оснований придавать существенное значение гравитационному эффекту и следует признать фактически дорогенное развитие структур, в том числе надвиговых, на ранних стадиях новейшего тектогенеза.

Именно с незначительным выражением структур в рельефе (даже при их активном формировании) в начальные стадии орогенеза можно связывать небольшие величины скорости вертикальных движений, определяемых для олигоцена и миоцена как по геоморфологическим признакам, так и на основе метода мощностей коррелятных осадков.

В *Западном Тянь-Шане*, к западу от зоны Таласо-Ферганского разлома, давно известны единичные примеры горизонтального перемещения по взбросам субширотного простирания. Еще Д. И. Мушкетов отмечал на северном склоне Алайского хребта шарьяжи послемелового времени. Позднее в бортах ряда межгорных впадин, по наблюдениям на поверхности и буровым скважинам, установлены факты взбрасывания и надвигания палеозойских и мезозойских пород от хребтов в сторону впадин на мезозойские, кайнозойские, вплоть до нижне- и среднечетвертичных, отложения на величину в сотни метров — первые километры [10, 36, 38, 59]. Эти факты долгое время не привлекали большого внимания, и господство вертикальной составляющей движений в Западном Тянь-Шане считалось неоспоримым [37, 62]. Позднее было признано рамповое строение многих впадин Тянь-Шаня [33], но взбросы и надвиги считались козырьковыми и объяснялись гравитационной тектоникой [38].

Однако в последние годы появились принципиально новые факты. На южном склоне Алайского хребта обнаружено чешуйчатое взбрасывание и надвигание к югу на величину 4—6 км по одному ([43], рис. 10, 23) и не менее 10—15 км по другому разломам, а также правостороннее сдвигание на 5—9 км по диагональному разлому северо-западного простирания [70]. Новейший (позднеальпийский, но, по-видимому, доплиоценовый) возраст этих дислокаций не вызывает сомнений.

В самые последние годы благодаря буровым работам и использованию усовершенствованных методов геофизической разведки установлено новейшее надвигание (палеозойских пород на палеогеновые и в толще неогеновых отложений) на величину в 5—6 км и более и в других частях Южного Тянь-Шаня [10, 12, 48] (рис. 3). Показательно, что все эти примеры относятся к хорошо изученным (на уровне детальной геологической разведки) участкам на дне впадин, т. е. ниже уровня эрозионного вреза. Это обстоятельство не позволяет считать надвигание в Южном Тянь-Шане (как в ряде случаев на Памире, в Дарвазе и Афгано-Таджикской впадине) постэрозионным и связывать его с гравитационными явлениями.

Суммарное субмеридиональное сжатие Западного Тянь-Шаня в свете новейших данных оценивается как минимум в несколько десятков километров. Возраст деформированных и перекрытых надвигами толщ и

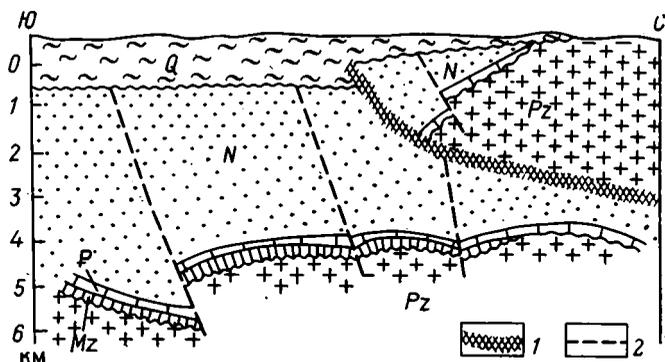


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез северного борта западной части Ферганской впадины, по П. Ю. Готфрид и др. [12]  
 1 — фронтальная часть Северо-Ферганского надвига, 2 — отдельные разрывные нарушения. Отложения разного возраста выделены знаками и обозначены общепринятыми индексами

амплитуда перемещения свидетельствуют о сопряженности горообразования и структурообразования в данном районе, а также о соизмеримости вертикальной и горизонтальной составляющих новейших движений или скорее о существенном преобладании последней.

Как видно из изложенного, нет оснований противопоставлять Памир Гиссаро-Алаю (Южному Тянь-Шаню) как горную систему молодого поднятия — системе возрожденного поднятия [23].

Зона крупнейшего трансорогенного *Таласо-Ферганского разлома* северо-западного простирания имеет длину в несколько сотен и ширину в несколько километров. Она разделяет области с разным планом и строением новейших структурных форм и несет отчетливые признаки горизонтального (сдвигового) правостороннего смещения в новейшее время на всем протяжении [8, 9, 40, 49, 58]. Этот сдвиг, как и остальные смещения в рассматриваемой области, хорошо объясняется режимом регионального преобладающего субмеридионального сжатия. Интересно, что палеомагнитными исследованиями установлен поворот Ферганской впадины вместе с горным обрамлением против часовой стрелки относительно Туранской плиты, в согласии с кинематикой Таласо-Ферганского сдвига. За послепермское время поворот составил  $90^\circ$  [60].

Величина правостороннего сдвига по Таласо-Ферганскому разлому за плиоценовое (возможно, не полностью) и четвертичное время оценивается в 3—5 км [40, рис. 53, табл. 14], между тем как вертикальные движения оцениваются в 1—2 км за четвертичное время [65]. Для точных сопоставлений величин вертикальных и горизонтальных движений по зоне данных недостаточны.

*Центральный и Восточный Тянь-Шань* характеризуется общим согласованием рельефа и структуры [34, 63, 66]. Имеются структурно-геологические признаки господствующего тангенциального сжатия поперек главных тектонических структур, т. е. в близмеридиональном направлении. Эти признаки выражены в виде взбросо-надвиговой компоненты некоторых, в основном субширотных разрывов, ограничивающих межгорные впадины неоген-четвертичного возраста, а также в виде системы диагональных право- и левосторонних сдвигов [25, 34, 35, 63].

О суммарных размерах сжатия и надвигания из-за недостатка данных судить трудно. О. К. Чедия [64] определяет ее величину 0,04—0,1 против 0,3 в Памиро-Алайском секторе. Однако использованный этим автором метод не включает в расчет крупные покровно-надвиговые структуры, особенно доорогенного (но в рамках новейшего времени) этапа. На Восточном Тянь-Шане остаются вне поля зрения надвиги, подобные крупному надвигу на южном склоне хр. Кюнзэй-Ала-Тоо, где палеозойские граниты на 8—10 км перекрывают палеогеновые отложения [46]. Подобные надвиги фиксировались и по южным склонам хр. Как-

шаал-Тоо. Эти примеры показывают, что с точки зрения соотношения новейших вертикальных и горизонтальных перемещений Восточный Тянь-Шань вряд ли отличается от Западного. Но для оценки суммарных величин его поперечного сжатия данных недостаточно. В отличие от прежней точки зрения мы не находим сколько-нибудь существенных отличий также и в отношении общего характера и возраста орогенических (и вообще новейших) движений между южными и северными районами Тянь-Шаня.

Перейдем теперь к рассмотрению вертикальной составляющей новейших движений. В пределах Памиро-Тянь-Шаньского горного сооружения суммарная величина вертикального поднятия за время новейшего горообразования в общем случае оценивается проще, чем величина поперечного сжатия земной коры отдельных зон и всей рассматриваемой области. Более надежно она устанавливается для Тянь-Шаня и Северного Памира по гипсометрическому уровню сохранившихся здесь фрагментов донеогеновой выровненной поверхности. В Тянь-Шане суммарная величина неотектонического поднятия земной коры, по геоморфологическим и геологическим признакам, составляет 3—5 км для большинства хребтов, достигая 5—7 км для наивысших [11, 24, 34, 37, 62, 66].

В пределах Северного Памира на высоких хребтах местами сохранились останцы морских отложений палеогена. По сумме геоморфологических и палеонтологических признаков поднятие Северного Памира определяется в 6—7,5 км. Максимальная амплитуда вертикальных перемещений в пределах горного сооружения достигает 11—14 км [5, 37, 44, 62].

Руководствуясь этими цифрами, следует признать, что имеет место превышение горизонтальной составляющей перемещений Памира к северу (которая, как мы видели, не меньше 20—23 км, в действительности же, вероятно, значительно больше) над вертикальным поднятием (6—7 км, максимум до 10 км) и даже над общим размахом вертикальных движений в пределах горного сооружения (максимально 10—14 км).

С более южными зонами Памира дело обстоит сложнее. По положению вершинной поверхности, которая большинством исследователей отождествляется с доорогенной (донеогеновой) поверхностью, поднятие этих зон оценивается приблизительно такими же величинами — 5—6 км (вне поперечного поднятия хр. Академии Наук). Не вполне очевидна, однако, правомерность отождествления вершинной поверхности с предорогенной. В литературе высказывалась и другая точка зрения [5], согласно которой суммарное поднятие Памира превышает 10 км. Но и в этом случае общая величина горизонтальной составляющей превысит (во всяком случае за весь новейший этап) таковую для вертикальной.

#### **СООТНОШЕНИЕ ГОРООБРАЗОВАНИЯ С ДООРОГЕННОЙ ИСТОРИЕЙ**

Рядом авторов (С. С. Шульц, Д. П. Резвой, Ю. Г. Леонов) был поставлен и в общей форме, хотя и на разном материале, как нам кажется, решен вопрос о единстве процесса новейшего горообразования в тектонических структурах с разным строением и геологической историей [29, 66, 67]. Главный вывод названных исследователей в этом вопросе сводится к тому, что новейшее горообразование представляет собой повсюду результат одного и того же, очевидно, глобального процесса, но захватывающего различные в тектоническом отношении области. Это справедливо не только по отношению к новейшей эпохе, но и к аналогичным эпохам горообразования в прошлом [30]. Данная концепция принципиально отличается от недавно еще широко распространенной традиции объяснять горообразование разными причинами в зависимости от предстории областей его проявления (прото- и дейтероорогенез и пр.).

Данные по Памиру и Тянь-Шаню подтверждают концепцию независимости орогенеза от предшествовавшего развития [29, 41]. Здесь мы имеем дело с горообразованием на гетерогенной в историко-геологическом отношении территории, в которую входят: эпипалеозойская плат-

форма Тянь-Шаня — Таджикской впадины; массив Северного Памира, близкий по донеогеновой истории развития Южному Тянь-Шаню, но консолидированный, по-видимому, немного позже — в триасе, а не в перми, как Южный Тянь-Шань; более южные зоны Памира, относящиеся к области позднемезозойско-кайнозойской складчатости.

Разными авторами Памир (Центральная и Южная зоны) квалифицируется то как киммерийская, то как альпийская или позднеальпийская складчатая область. Разные выводы относительно времени завершения геосинклинального развития и консолидации сделаны на основании разных критериев: по анализу формаций время прекращения подвижности геосинклинального типа приходится, по-видимому, датировать началом мела, а по завершению геосинклинального процесса проявление основной складчатости (в данном случае складчатости и покровообразования) этот рубеж передвигается в кайнозой (скорее всего во вторую половину палеогена или неоген). Эта двойственность присутствует и в работах, посвященных неотектонике: например, в работах О. К. Чедия [62] и Н. П. Костенко [24] Памир рассматривается как эпикиммерийская платформа, а в работе М. В. Гзовского и др. [11] — как альпийская геосинклиналь. Соответственно и новейшее горообразование трактуется в одном случае как эпиплатформенная активизация, в другом — как результат развития альпийской геосинклинали.

Какими бы, однако, критериями ни руководствоваться, во всяком случае нельзя согласиться с отнесением рассматриваемой части Памира к эпикиммерийской платформе и новейший орогенез — к эпиплатформенной активизации. Тектонический режим здесь в позднем мелу и палеогене по целому ряду существенных показателей отличается от тектонического режима структур платформенного типа, в том числе Тянь-Шаня. К ним относятся интенсивные покровно-складчатые деформации и срывы (этого, если не более позднего времени), гранитоидный магматизм, проявления метаморфизма. Все они свидетельствуют о том, что Центральный и Южный Памир, несмотря на спорность геосинклинальной природы осадочных образований, сохранял повышенную степень подвижности во всяком случае до палеогена. Метаморфические и магматические процессы продолжались до среднего миоцена, поскольку возраст омоложения памиро-шугнанских гранитов определен в 20—12 млн. лет, а возраст щелочных изверженных пород 21—14 млн. лет (см. [51]).

Неоднородность Памиро-Тянь-Шаньского горного сооружения контрастирует с более однотипным ходом и конечным результатом горообразования в его пределах. Это в особенности подчеркивается близостью времени начала горообразования и сходной последующей историей в разных частях, включая близкое по времени проявление во всем горном сооружении фаз повышенной активности вертикальных и, вероятно (судя по приведенным выше материалам по краевым зонам Памира), горизонтальных движений (подробнее рассмотрено в другой статье). Нельзя забывать и о том, что Памир вместе с Тянь-Шанем представляет собой часть горного пояса огромной протяженности, в котором, несмотря на разнородную историю и структуру донеогеновых образований, неоген-четвертичное горообразование проявилось единообразно и в одних хронологических рамках.

Еще одним весомым аргументом в пользу такого заключения служат результаты структурного анализа, показывающего, что современная структура всей этой области, включая Памир, Тянь-Шань и окружающие их площади, сформировалась в одной динамической обстановке, важнейшим элементом которой являются условия преобладающего субмеридионального и близгоризонтального мегарегионального сжатия [15, 47, 57, 58, 63, 64].

Все это позволяет видеть в новейшем горообразовании Памира и Тянь-Шаня отражение единого процесса, причем обусловленного не региональными особенностями развития каждой из этих структурно-тектонических единиц, а причинами более общего характера — надрегионального или глобального.

1. Андреев Ю. Н., Косенкова А. Г., Олейник Э. С. Меловые отложения, вскрытые скважинами, и их значение для реконструкции глубинного строения участка Ренган-Абдуллаака (Таджикская ССР)//Докл. АН ТаджССР. 1985. Т. 27. № 7. С. 395—398.
2. Баженов М. Л., Буртман В. С. Кинематика Памирской дуги//Геотектоника. 1982. № 4. С. 54—71.
3. Беккер Я. А. Муксуйский шарьж в хребтах Петра I и Заалайском//Докл. АН ТаджССР. 1975. Т. 18. № 3. С. 42—45.
4. Беккер Я. А., Коновалов Ю. Ф., Кошлаков Г. В., Мучиадзе Д. Р. Новые данные о строении земной коры Таджикистана//Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 118—123.
5. Бельский В. А. Новейшая тектоника зоны сочленения Северного Памира и Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1978. 255 с.
6. Борнеман Б. А., Овчинников С. К. Геология Залайского хребта//Тр. Памирской экспедиции 1934 г. Вып. 65. Л.: Госхимиздат, 1936. С. 63—97.
7. Бурачек А. Р. Третичные континентальные отложения юго-западного Таджикистана//Тр. Таджикской комплексной экспедиции 1932 г. Вып. 4. Л.: ОНТИ; Госхимтехиздат, 1934. С. 49—59.
8. Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань)//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 104. М.: Наука, 1964. 143 с.
9. Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира//Разломы и горизонтальные перемещения земной коры//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 80. М.: Наука, 1963. С. 152—172.
10. Гаврилин А. А., Андреев Ю. Н. Неотектоника Абширской угленосной площади Кызылкийского бурогольного месторождения//Тр. Упр. геологии и охраны недр при СМ КиргССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 96—101.
11. Гзовский М. В., Крестников В. Н., Леонов Н. Н. и др. Карта новейших тектонических движений Средней Азии//Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1960. № 8. С. 1168—1172.
12. Готфрид П. Ю., Каломазов Р. У., Коробка В. С. Новые данные о глубинном строении центральной части Западной Ферганы//Докл. АН ТаджССР. 1982. Т. 25. № 1. С. 37—40.
13. Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
14. Гусева Т. В., Лукк А. А., Певнев А. К. и др. Основные черты тектоники района Гармского полигона (Таджикистан)//Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 133—139.
15. Гущенко О. И. Реконструкция мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии//Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 26—51.
16. Дронов В. И. Стратиграфия и возраст бекджольской серии (Восточный Памир)//Докл. АН ТаджССР. 1984. Т. 27. № 7. С. 402—403.
17. Дюфур М. С., Руженцев С. В., Швольман В. А. О границе между зонами Северного и Центрального Памира//Геотектоника. 1965. № 6. С. 69—78.
18. Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозой Таджикской депрессии//Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР. Т. ХСУ. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1958. 229 с.
19. Захаров С. А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии//Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР. Душанбе: Изд. АН ТаджССР, 1962. Т. 5. С. 4—72.
20. Здорик Б. М. Таджикистанский фосфоритный район//Удобрение и урожай. 1930. № 6. С. 504—516.
21. Карапетов С. С. О главной тектонической линии Памира//Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964. С. 37—41.
22. Кондур В. П., Кукушкин Р. М. К вопросу о возрасте надвиговой толщи Северного Бабатага//Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1972. № 1 (43). С. 67—71.
23. Костенко Н. П. Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии//Сб. трудов геол. ф-та МГУ. М.: Изд-во МГУ, 1961. С. 111—135.
24. Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
25. Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Альпийская тектоника центральной части Тянь-Шаня//Сов. геология. 1960. № 12. С. 3—21.
26. Кучай В. К. Современная динамика Земли и орогенез Памиро-Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 208 с.
27. Кучай В. К., Трифонов В. Г. Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома//Геотектоника. 1977. № 3. С. 91—105.
28. Леллер В. А., Пржиляговская И. А. Взаимодействие Индийской и Азиатской литосферных плит и тектоника Таджикской депрессии//Строение литосферных плит. М.: Изд. Ин-та океанологии АН СССР, 1979. С. 125—188.
29. Леонов Ю. Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез//Геотектоника. 1972. № 2. С. 3—16.
30. Леонов Ю. Г. О некоторых методических предпосылках корреляции тектонических движений//Геотектоника. 1976. № 6. С. 3—14.
31. Леонов Ю. Г., Сизачев С. П. Тектоническая расслоенность Бартагского параавтохтона (Центральный Памир)//Геотектоника. 1984. № 2. С. 68—75.

32. Лозиев В. П., Пильгуй Ю. Н., Новиков В. М. и др. Новейший тектогенез и картирование неотектонических движений в Южно-Таджикской депрессии//Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука. 1983. С. 156—161.
33. Лукина Н. В. Деформации поверхности палеозойского фундамента юго-западного Тянь-Шаня//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 286. М.: Наука, 1977. 161 с.
34. Макаров В. И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 307. М.: Наука, 1977. 172 с.
35. Макаров В. И., Расцветаев Л. М. Условия формирования новейшей структуры Центрального Тянь-Шаня//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45. В. 3. С. 137.
36. Недзвецкий А. П., Тихонов В. П. К вопросу о новейших тектонических движениях в Средней Азии//Докл. АН ТаджССР. 1953. Т. 89. № 5. С. 925—927.
37. Несмеянов С. А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М.: Недра, 1971. 142 с.
38. Несмеянов С. А., Бархатов И. И. Новейшие и сейсмогенерирующие структуры западного Гиссаро-Алая. М.: Наука, 1978. 120 с.
39. Никонов А. А. Дифференцированный анализ четвертичной тектоники Афгано-Таджикской депрессии//Геотектоника. 1970. № 1. С. 101—107.
40. Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.
41. Никонов А. А. Важнейшие вопросы неотектоники и современной динамики Памира// Неотектоника и динамика литосферы подвижных областей территории СССР. Ташкент: САИГИМС. 1983. С. 148—158.
42. Никонов А. А. Новейшая тектоника района Рогунской ГЭС в Таджикистане//Роль тектоники в инженерно-геологических исследованиях. М.: Изд-во МОИП, 1987. С. 71—85.
43. Никонов А. А., Ваков А. В., Веселов И. А. Сейсмотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 240 с.
44. Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе: Ирфон, 1962. 310 с.
45. Пахомов М. М., Никонов А. А. Количественная оценка новейшего поднятия горной страны с помощью палинологических данных (на примере Памира)//Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 2. С. 435—439.
46. Помазков К. Д. Кунгейский неотектонический шарьяж//Тр. Упр. геологии и охраны недр при СМ КиргССР. Сб. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 130—134.
47. Проблемы глобальной корреляции геологических явлений//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 340. М.: Наука, 1980. 216 с.
48. Пучков А. И., Готфрид П. Ю. Возможности сейсморазведки при изучении разрывных нарушений Карамазара//Докл. АН ТаджССР. 1983. Т. 26. № 12. С. 766—768.
49. Раницман Е. Я., Пшенин Г. Н. Новейшие горизонтальные движения земной коры в зоне Таласо-Ферганского разлома по данным геоморфологического анализа//Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 155—159.
50. Расцветаев Л. М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенных областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени//Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ. 1973. С. 57—107.
51. Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 192. М.: Наука, 1968. 204 с.
52. Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 223. М.: Наука, 1971. 135 с.
53. Сигачев С. П. Разнонаправленные смещения масс при формировании покровно-складчатой структуры Язгулемского хребта (Центральный Памир)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. № 3. С. 22—29.
54. Симицын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. Геологический очерк. М.: Изд-во АН СССР. 1957. 249 с.
55. Скобелев С. Ф. Горизонтальное сжатие и развитие складок на хр. Петра I//Геотектоника. 1977. № 2. С. 105—119.
56. Скобелев С. Ф. Новейшая тектоника области сочленения Памира и Тянь-Шаня (соотношение складчатости и орогенеза): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1984. 21 с.
57. Трифонов В. Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям//Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 11. С. 54—64.
58. Трифонов В. Г. Позднечетвертичный тектогенез//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 361. М.: Наука, 1983. 224 с.
59. Турбин Л. И. Основные черты новейшей тектоники Тянь-Шаньской подвижной области//Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964. С. 135—145.
60. Цапенко М. Н., Фрик В. Л. О палеомагнетизме игнибригов верхнепалеозойских отложений северной Ферганы//II Всес. съезд «Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм». Ч. II. Тез. докл. Тбилиси, 1981. С. 178.
61. Чедия О. К. Оби-Мазарский шарьяж в Дарвазе//Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР. 1956. Т. 58. Вып. 1. С. 145—149.
62. Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 1. Фрунзе: Илим, 1971, 332 с. Кн. 2. 1972. 226 с.
63. Чедия О. К. Механизм новейшего горообразования в Средней Азии в свете совре-

- менных фактов и представлений//Новейшая тектоника восточной части горного обрамления Ферганской впадины. Фрунзе: Илим, 1981. С. 3—14.
64. *Чедия О. К.* Новейшая тектоника Памиро-Тянь-Шаньского сектора//Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 145—149.
  65. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. 116 с.
  66. *Шульц С. С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 222 с.
  67. *Шульц С. С.* Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.
  68. *Щерба И. Г.* Олистохромы в неогене Дарвазского хребта//Геотектоника. 1975. № 5. С. 97—108.
  69. *Щерба И. Г.* Олистохромы в неогеновой молассе северного борта Афгано-Таджикской впадины//Геотектоника. 1979. № 3. С. 89—96.
  70. *Яблонская Н. А.* Об альпийских горизонтальных движениях на Южном Тянь-Шане//Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 8. С. 48—53.
  71. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic Tectonics of Asia. Effects of a Continental Collision//Science. 1975. V. 189. № 8. P. 419—426.

Геологический институт АН СССР;  
Институт физики Земли АН СССР

Поступила в редакцию  
8.IV.1985

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.253 (517)

ПЕРЕГИ Ж. БЯМБА Ж., ГАЛОШФАН М.

## ГРАНИТОГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА В ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

На территории Монголии широко развиты древние метаморфические комплексы [2, 4]. Они образуют три дорифейских массива [1]: Тувино-Монгольский, Центрально-Монгольский и Южно-Монгольский. В пределах первых двух из них некоторыми авторами [4] отмечались куполовидные структуры, природа которых оставалась недостаточно ясной.

Изученный нами район располагается на южном краю Северо-Керуленского поднятия Центрально-Монгольского массива и непосредственно граничит с Прикеруленским прогибом венда — нижнего кембрия (рис. 1). Древние метаморфические комплексы здесь объединяются в хайчингольскую свиту, датируемую ранним протерозоем. К северо-западу от горы Ундурхан на левом берегу р. Керулен хайчингольская свита состоит из трех толщ (снизу вверх): гнейсовой, амфиболитовой и кварцито-сланцевой. Первая из них сложена гранитогнейсами, мигматитами, амфибол-плагноклазовыми, кварц-слюдистыми и другими микрогнейсами. Вверх по разрезу она постепенно сменяется довольно мощной толщей амфиболитов, местами с реликтами габбро-амфиболитов. Разрез завершается эпидот-актинолитовыми, эпидот-хлоритовыми, кварц-актинолитовыми, кварц-хлоритовыми, кварц-серпичитовыми сланцами. Мощность не более 3000 м.

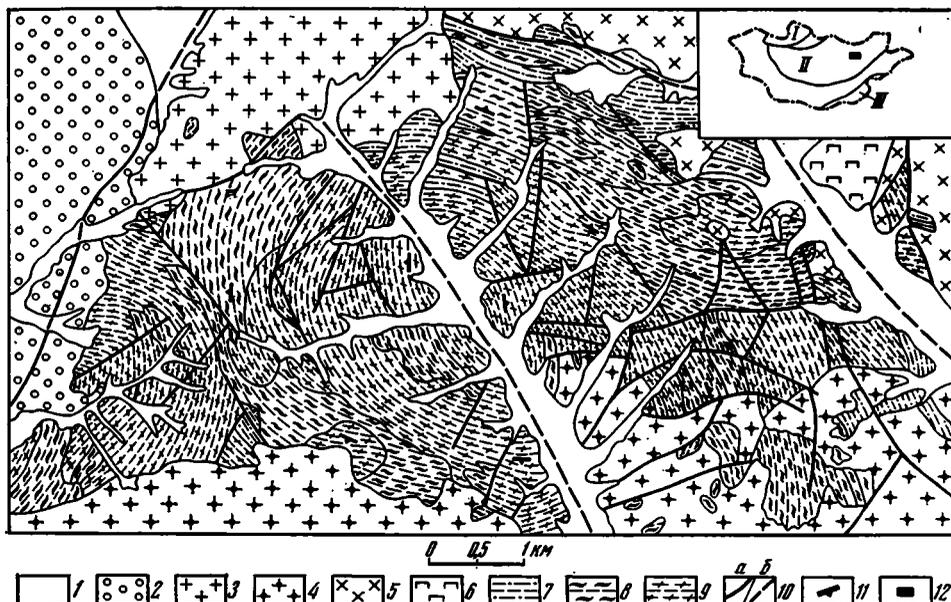
Детальное изучение внутреннего строения и вещественного состава пород хайчингольской свиты показало следующие особенности. На основе дешифрирования аэрофотоснимков, полевых наблюдений и составления детальных геологических разрезов авторами выделены две более или менее изометричные куполовидные структуры. Наиболее крупная из них имеет в плане овальную форму и слабо вытянута в северо-западном направлении; меньшая по размеру примыкает к ней с запада, а в своей восточной половине перекрыта верхнемеловыми осадочными отложениями. Диаметр наиболее крупного купола составляет 6 км. Он разбит по оси разломом северо-западного направления, по которому северо-восточное крыло немного приподнято и, по-видимому, имеет более глубокий эрозионный срез. Диаметр второго купола 3 км, и он отделен от первого толщей амфиболитов. Западная его часть опущена вдоль Северо-Керуленского разлома и перекрыта мезозойскими отложениями.

Южный и северо-западный сегменты куполовидных структур были разрушены в результате внедрения каменноугольных и юрских гранитоидов. Однако реликты концентрической структуры четко вырисовываются на эрозионной поверхности гранитов в виде ориентированных ксенолитов, достигающих размеров от нескольких десятков до сотен метров.

В строении куполов участвуют амфибол-плагноклазовые, кварц-слюдисто-плагноклазовые гнейсы; им подчинены различные кристаллические сланцы. В центральной части наиболее крупного купола, прежде всего в более глубоко эродированных местах, гнейсы сильно гранитизированы и мигматизированы. Местами они приобретают массивное строение и по составу приближаются к гранитам. По мере удаления от центра к периферии гранитизированное ядро постепенно переходит в гнейсы. Далее гнейсовая толща сменяется толщей амфиболитов. В периферической зоне купола гнейсы и амфиболиты переходят в эпидот-амфиболитовые, эпидот-хлоритовые и кварц-серпичитовые сланцы, а также рассланцованные песчаники более низкой зеленосланцевой фазы метаморфизма. Такая закономерность лучше всего наблюдается в северо-восточном сегменте этого купола. Характерной особенностью структуры является окружающее ее неправильной формы кольцо, образованное ортоамфиболитами шириной 200—1000 м. Аналогичные образования в литературе получили названия межкупольных и амфиболитовых коридоров, или же зеленокаменных поясов [3, 5]. Второй, меньший по размерам купол, образован монотонными биотитовыми микрогнейсами и небольшими телами ортоамфиболитов. Последние также тяготеют к периферии купола.

Для обоих куполов характерны концентрические гнейсовидные структуры, имеющие падения, направленные к периферии: пологие углы (30°) в центральных их частях и более крутые углы (60—70°) — в краевых. Картирование плоскостей сланцеватости обнаруживает концентрический и сфероидный рисунок, присущий обеим структурам.

Гнейсовая купола расчленены на блок системой разломов северо-западного — юго-восточного и субмеридионального направлений, движения по которым неоднократно возобновлялись. В некоторых случаях четко наблюдается искривление самих плоскостей сместителей согласно простиранию куполовидной структуры. Примечательно, что кембрийские, каменноугольные и юрские дайки, пронизывающие нижнепротерозойские образования, также согласуются с концентрической куполовидной структурой.



Геологическая карта района к северу от горы Ундурхан  
 1 — четвертичные образования; 2 — верхнемеловые конгломераты; 3 — юрский интрузивный комплекс; 4 — каменноугольный интрузивный комплекс; 5 — вендско-нижнекембрийские габброиды; 6 — гипербазиты; 7—9 — нижнепротерозойские образования (хайчингольская свита): 7 — кварцито-сланцевая толща, 8 — ортоамфиболитовая толща, 9 — гнейсовая толща; 10 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 11 — элементы залегания гнейсовидности метаморфических пород; 12 — расположение рассматриваемого района (см. врезку)

На аэромагнитных картах периферические части куполов характеризуются высокими значениями напряженности магнитного поля, а центральные — минимальными значениями, которые совпадают с наиболее гранитизированными ядрами куполов.

Для объяснения природы рассмотренных гранитогнейсовых куполов, на наш взгляд, наиболее приемлема модель, предложенная В. С. Федоровским [5] для докембрийских комплексов Байкальской горной области. Согласно этой модели гранитогнейсовые купола образуются по соседству с зеленокаменными поясами (рифтами) над аномальной палеомантией, которая являлась источником повышенного теплового и флюидного потоков, взаимодействие которых с протокорой привело к ее ремобилизации.

Относительно возраста формирования куполов мы располагаем следующими данными. Во-первых, отмечается постепенный переход гнейсовой толщи к амфиболитовой, т. е. доказана их разновозрастность; во-вторых, несомнен наложенный характер гранитизации по отношению к гнейсам, хотя, по-видимому, и близкий к ним по возрасту, что выражается в последовательном и структурно согласном замещении гнейсов в направлении к центральным частям куполов сходными по составу гранитогнейсами и, наконец, известны факты перекрытия пород рассматриваемого комплекса рифейскими образованиями. Это дает нам основание считать гранитогнейсовые купола не только дорифейскими, но и, более того, близкими по времени формирования возрасту амфиболитов.

Данных о присутствии в нашем районе зеленокаменных поясов мы не имеем. Можно, однако, предположить, что поскольку в изученном районе в составе нижнепротерозойского комплекса появляются фрагменты амфиболитовой толщи только по южному обрамлению Северо-Керуленского поднятия, то такого рода образования могли быть более широко развиты и вдоль Прикеруленского прогиба. Значительная часть этого прогиба и районы, расположенные к югу от него, сильно переработаны процессами мезозойско-кайнозойской активизации и перекрыты мощным чехлом молодых образований, в связи с чем мы не располагаем прямыми данными о распространении и составе раннепротерозойских образований.

Таким образом, наиболее вероятными считаем, что зеленокаменные пояса развивались вдоль Прикеруленской зоны или несколько южнее от нее, хотя это и требует дальнейших доказательств.

Завершая данное сообщение о первых в Монголии находках гранитогнейсовых куполов, нужно сказать, что их выделение и описание может иметь важное значение для понимания дорифейской истории складчатых областей Монголии в частности, и Центральной Азии вообще. Близость строения и вещественного состава описанных гранитогнейсовых куполов с подобными структурами древних платформ и их складчатого обрамления [3, 5, 6] наводит на мысль о том, что дорифейская история их развития, вероятно, была сходной.

## Литература

1. Бямба Ж. Палеогеодинамические обстановки позднего рифея — среднего кембрия Монголии//МГК. 27-я сес. Тез. докл. Т. VII. М.: Наука, 1984. С. 153—154.
2. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1973. 583 с.
3. Гилярова М. А. Вулканизм подвижных зон высокой проницаемости дорифейского докембрия Балтийского и Канадского щитов//Глобальные палеовулканические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1979. С. 86—95.
4. Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Палей И. П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
5. Федоровский В. С. Гранитогнейсовые купола и зеленокаменные пояса — единый структурный парагенез докембрия Байкальской горной области//МГК. 27-я сес. Докл. сов. геологов. Геология докембрия. М.: Наука, 1984. С. 125—132.
6. Эз В. В. Гранитогнейсовые купола//Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. С. 82—85.

Научно-исследовательский  
и производственный институт  
геологии и горнорудной  
промышленности МНР;  
Международная геологическая  
экспедиция в МНР

Поступила в редакцию  
24.III.1986

## ХРОНИКА

УДК 551.24

ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ НА XIX ГЕНЕРАЛЬНОЙ АССАМБЛЕЕ  
МЕЖДУНАРОДНОГО СОЮЗА ГЕОДЕЗИИ И ГЕОФИЗИКИ

Очередная Генеральная ассамблея Международного союза геодезии и геофизики проходила с 9 по 22 августа в г. Ванкувере (Канада) в Университете Британской Колумбии. Как всегда это был весьма представительный форум, собравший ученых из многих стран мира. На нем обсуждались проблемы, касающиеся всех оболочек Земли: от верхней атмосферы до земного ядра. Вопросы тектоники рассматривались на так называемых межсоюзных симпозиумах и на заседаниях нескольких ассоциаций: геодезии, сейсмологии, вулканологии, геомагнетизма, а также на симпозиумах Межсоюзной комиссии по литосфере.

Обсуждавшиеся тектонические проблемы можно разделить на четыре главные группы: 1) строение и физические свойства глубинных сфер Земли — ядра и мантии; 2) строение земной коры, особенно ее нижней части; 3) эволюция земной коры; 4) латеральные перемещения литосферных масс.

**Проблемы строения и физических свойств ядра и мантии** вызвали значительный интерес. На симпозиуме U1 «Куда мы идем?» (Quo Vadimus?) говорилось о начинающихся работах по международному проекту SEDI — «Изучение глубинных недр Земли». Подчеркивалась необходимость понимания динамических процессов в быстро вращающейся жидкой среде, отвечающей ядру Земли. Численное моделирование этих процессов возможно только с применением суперкомпьютеров. Строению ядра Земли и его соотношениям с мантией много внимания было уделено на симпозиуме U2 «Нестабильность в Земле и динамика ядра». Методами сейсмической томографии выявлены крупные неровности границы ядро — мантия, достигающие  $\pm 6$  км (А. Морелли и А. М. Дзевонский, симпозиум U6). Они связывались некоторыми исследователями (П. Олсон и др.) с мелкомасштабной конвекцией. Приводились данные (Д. Мэйсон и др.) о том, что обнаруживается пространственная связь между горячими точками подъема вещества в ядре. Высказывалось предположение, что источником тепла является кристаллизация и рост твердого внутреннего ядра Земли (О. Андерсон, Д. Янг).

Представленные на симпозиуме U6 «Крупномасштабные трехмерные структуры Земли» новые данные по сейсмологии, гравиметрии, о форме геоида и о магнитном поле позволили получить объемное представление о строении мантии и происходящих в ней процессах. Особенно впечатляющими были результаты сейсмической томографии, основанные на совместном анализе времен пробега сейсмических волн от многих источников к широкой мировой сети сейсмостанций. Представлены глобальные карты и разрезы (А. М. Дзевонский и др.), показывающие, как изменяются в различных частях мантии скорости прохождения и затухания сейсмических волн. Некоторые крупные поверхностные структуры прослеживаются до глубин 300 км, ниже они сменяются иными структурами. От раздела ядро — мантия вверх, почти до поверхности, прослеживаются две зоны пониженной проводимости волн, т. е. разуплотнения и возможного подъема вещества — под Тихим океаном и Африкой, или две зоны повышенной проводимости волн, т. е. уплотнения и возможного опускания вещества — под Америкой и Азией. Более частная, но значительная аномалия с затуханием сейсмических волн прослежена под Западно-Сибирской низменностью до глубин 1300 км. Под некоторыми, хотя далеко не под всеми зонами субдукции, отмечены повышенные скорости распространяющиеся на нижнюю мантию.

Вопросы строения нижней части континентальной коры и происходящих в ней процессов обсуждались на симпозиуме U7 «Нижняя кора: свойства и процессы», S7 «Тонкая структура и анизотропия литосферы», L1 «Структура расплавов при высоком давлении и петрогенез в мантии», а также на Координационном комитете № 7 Межсоюзной комиссии по литосфере, где рассматривался проект «Глобальные трансекты». Докладчики, представившие наиболее убедительный материал, основывались на комплексном анализе данных сейсморазведки, гравиметрии, минеральных и фазовых преобразований вещества и изменения физических свойств горных пород при высоких температурах и давлениях. Обосновывался вывод, что скоростные особенности нижней части коры континентов определяются в основном гранулитизацией и другими процессами уплотнения вещества, тогда как существенных химических отличий нижней части коры от верхней нет. Обсуждалась роль флюидов в перемещении корового вещества.

Впечатляющие результаты непрерывного сейсмического профилирования методом отраженных волн, осуществляющегося в последние годы по различным зарубежным проектам (SOCORP, MOIST, BIRP и др.). К сожалению, подобные работы в СССР немногочисленны, хотя теоретическая основа метода разработана именно советскими учеными. В результате профилирования Канадского щита в районе Великих озер (А. Грин и др.) установлено, что поверхность Мохоровичича не горизонтальна, а состоит из наклонных отражающих горизонтов, погружающихся с глубины от 40 до 60 км. При пересечении Гренвилльского пояса выявлено, что отражающие горизонты наклонены на юго-восток и могут быть интерпретированы как глубинные надвиги, по которым

комплексы пород этого пояса надвинуты на Канадский щит. В Швейцарских Альпах тем же методом выявлена серия перекрывающих друг друга глубинных покровов, а в Курильском желобе прослежена подошва океанической коры, погружающаяся до 70 км в сторону островной дуги. Сейсмическое профилирование Балтийского щита обнаружило вариации мощности коры от 26 до 47 км. В Центральном Французском массиве (С. Буа и др.) и Шварцвальде (К. Фукс и др.) установлен слоистый характер нижней части коры с четкими отражениями на глубинах 11—14 км. Тот факт, что во многих регионах границы латеральных неоднородностей, связанные с верхнекоровыми структурами на глубине размываются и сменяются слоистыми отражениями от нижнекорового слоя, говорит о его специфическом физическом состоянии. На обсуждении проекта «Глобальные трансекты» были представлены глубинные профили через юго-запад Канады и Калифорнию, где на основе комплекса данных нижняя часть коры показана в виде геологических тел конкретного возраста и состава, перекрытых верхнекоровыми образованиями.

Различные аспекты эволюции земной коры затрагивались на симпозиумах У9 «Эволюция срединно-океанических хребтов», У12 «Глубинное строение и прошлая кинематика аккрецированных террейнов» и У19 «Происхождение и эволюция осадочных бассейнов, их энергетические и минеральные ресурсы».

На симпозиуме У9 докладывались в основном результаты исследований структуры и вулканизма срединных хребтов на Востоке Тихого океана, в Центральной и Южной Атлантике, а также в районе тройного сочленения спрединговых зон в Индийском океане. Эти работы выполнены американскими, канадскими, французскими и английскими экспедициями.

Результаты советских исследований были представлены лишь в одном докладе. Японские специалисты рассказали об изучении трога Окинава подводным аппаратом с предельной глубиной погружения 2 км. Канадские ученые доложили о непрерывной в течение 21 дня документации действия гидротермального источника — «черного курильщика» на хребте Хуан-де-Фука в Тихом океане — с помощью установленной на дне камеры. В сентябре этого года они планируют установить такую камеру на целый год. Из средств изучения морского дна, которые прочно вошли в арсенал зарубежных исследований, назовем «Сибим» — многолучевой эхолот, с помощью которого непрерывно производится составление батиметрической карты в полосе шириной до 10 км; «Глория» — сонар бокового обзора, дающий изображение дна в полосе шириной 20—25 км; «Симарк» — придонный сонар, изображающий рельеф дна в полосе шириной 1—3 км с разрешающей способностью 3—10 м; навигационную систему «Навстар», позволяющую почти непрерывно производить пространственную привязку судна с точностью до первых десятков метров.

Из научных результатов помимо достигнутой необычайно большой детальности картирования осей спрединга (в масштабе 1:10 000—1:20 000, изобаты через 5 м) отметим развитие идеи о продвигающихся рифтах. Часто параллельно действующей оси спрединга появляется вторая ось, которая разрастается по мере отмирания первой. На симпозиуме У6 «Структура и магматизм подводных гор» сообщены результаты погружения подводного аппарата «Алвин» в междугорном прогибе Изу-Бонинской дуги и в северной части Марианской дуги (П. Фрайер и др.). Описаны начальные стадии рифтогенеза и расщепления островной дуги. Внутри образовавшихся грабенов протягиваются зоны молодых вулканов. Характерен бимодальный вулканизм: сочетание базальтов с риацитами.

Большой интерес вызвал симпозиум У12, собравший рекордное количество докладов — 51. Сейчас накаливается все больше данных, доказывающих, что континенты образовались за счет постепенного соединения — аккреции многочисленных сравнительно небольших блоков, которые получили название террейнов и которые до их присоединения к континентам пределали большой путь по земной сфере. Если ранее такой аккреционный путь разрастания континентов считался характерным для Тихоокеанского кольца, то сейчас чужеродные блоки обнаруживаются практически во всех складчатых поясах: и в Аппалачах, и в Австралийских Андах, и в Альпийском поясе, и в горах Северо-Востока СССР. Американско-китайская группа продемонстрировала, например, что территория Юго-Восточной Азии, включая Китай, возникла только в позднем палеозое и раннем мезозое за счет столкновения и аккреции по крайней мере 6 блоков. Крайне интересные данные привели в своих докладах канадские (П. Хоффман) и финские (Х. Петерсон) ученые, показавшие, что древние щиты, как и более поздние континенты, возникли за счет соединения многих разобщенных до этого блоков (ранее подобные выводы были сделаны советскими учеными). Употреблялось даже такое выражение «Соединенные плиты Америки». Во многих докладах ученых из США, Канады, Великобритании и ФРГ приводились данные глубинного сейсмического профилирования методом отраженных волн. Они наглядно показали, что складчатые пояса образованы системой чешуй, надвинутых одна на другую, причем некоторые из них уверенно интерпретировались как чужеродные блоки. Вновь приходится констатировать, что подобные сейсмические работы у нас в стране пока не проводятся. В малом объеме проводится у нас и палеомагнитное изучение террейнов.

На симпозиуме У19 интерес вызвал доклад Е. В. Артюшкова, выступившего с новой концепцией происхождения некоторых осадочных бассейнов в результате перерождения глубинного вещества литосферы. Подчеркнуто значение такого подхода для оценки перспектив нефтегазоносности. В своем выступлении А. Л. Яншин обратил внимание на эволюцию осадочных бассейнов в ходе общей эволюции планеты, отметив, в частности, низкую контрастность рельефа в глубоком докембрии из-за близости к поверхности астеносферы.

В проблеме изучения *латеральных перемещений литосферных масс* наибольший интерес вызвали новые данные об исследовании относительных современных движений континентов и отдельных блоков методами космической геодезии (доплеровский эффект от сигналов со спутников лазерная интерферометрия), доложенные на симпозиумах U3 и GSII. Полученные цифры относительных скоростей движений чаще всего согласуются с тенденциями, определенными геолого-геофизическими методами в рамках теории тектоники литосферных плит, хотя далеко не всегда совпадают с ними количественно (расхождения обычно меньше, чем вдвое) и иногда противоречат им (как, например, в Атлантике). К космогеодезическим исследованиям тематически примыкают результаты изучения современного поля напряжений, доложенные на симпозиуме L2 «Мировая карта современных напряжений».

Медленным деформациям и передаче напряжений в Земле был посвящен симпозиум U5. Дж. Минстер и Т. Джордан показали, что существующими методами, принятыми в теории тектоники плит, надежно регистрируются движения со скоростями не менее 1 см/год, происходившие в течение не менее 2 млн. лет; более медленные движения не фиксируются. Ш. Де Метс и др. выделили диффузные границы плит, например, между Северной и Южной Америкой, вдоль Азоро-Гибралтарской зоны, в Индийском океане. А. Нур и О. Скотти рассказали о своеобразных глыбовых структурах, ограниченных пересекающимися системами сдвигов и испытывающих сложные вращения. Такие структуры описаны на Западе США, на Среднем Востоке, в Новой Зеландии. С. Коэн установил, что деформации в континентальной коре в поясах коллизии распространяются на расстояние, прямо пропорциональное длине этих поясов. Все эти данные, выходящие за рамки традиционной тектоники плит, близки к представлениям советских тектонистов о деформируемости коры и существенной роли сдвиговых смещений в континентальных подвижных поясах.

В Межсоюзной комиссии по литосфере обсуждались два новых проекта. Первый предложен Советским национальным комитетом Рабочей группе № 1 и заключается в составлении Международной карты активных разломов Мира в масштабе 1 : 10 000 000. Объяснительный записки к ней и Каталога главных активных разломов континентов. Работы предлагается завершить в 1991 г. Комиссия одобрила это предложение и поручила Советскому национальному комитету подготовить развернутую программу работ, согласованную с будущими участниками.

Второй проект, «Палеокарта», предложен Рабочей группе № 2В. Суть проекта состоит в следующем. Сейчас в мире существует 6 групп, которые на современном уровне (с применением компьютерной техники) занимаются восстановлением движения литосферных плит на протяжении фанерозоя и позднего докембрия. Две такие группы находятся в США (Чикаго и Техас), одна в Англии (Кембридж), одна во Франции и одна в СССР (Институт океанологии, Москва). За последние 10 лет каждая группа опубликовала серии реконструкций дрейфа континентов в течение фанерозоя (т. е. за последние 570 млн. лет). Эти реконструкции отчасти близки, но во многом все же отличаются друг от друга. Поэтому появилась необходимость в международной кооперации в попытке создания согласованных карт реконструкций. Такие карты будут основой для любых работ в области исторической и региональной геологии, тектоники, седиментологии, поисков месторождений нефти и газа, металлогении и т. д. Работа рассчитана на 5 лет. Результатом будет атлас, состоящий примерно из 50 карт для последних 600 млн. лет. При их составлении будут использованы данные по палеомагнетизму, кинематике движения плит, тектонике складчатых поясов и палеобиогеографии. Предполагается, что советские ученые примут участие во всех разделах работ.

Заканчивая обзор новой тектонической информации, представленной на XIX Генеральной ассамблее, мы вынуждены констатировать, что три важнейших достижения последних лет: сейсмическая томография мантии, новые данные о нижней части континентальной коры и успехи космической геодезии получены американскими, а также канадскими, западноевропейскими и японскими исследователями. Советская наука в этом отстает. Каковы причины? Одна из них — слабая аппаратная база и недостаточная компьютеризация исследований. Это сказывается прежде всего на состоянии работ по сейсмической томографии и космической геодезии при высоком уровне и порою приоритетности советских теоретических и методических разработок. Например, те впечатляющие результаты, которые были доложены А. М. Дзевонским и его коллегами по строению мантии и рельефу поверхности ядра, оказались возможными благодаря использованию мировой сети телеметрических сейсмостанций и сложным расчетам на мощных ЭВМ. Мы практически не располагаем такой аппаратурой; известна и недостаточная компьютеризация наших геолого-геофизических исследований. Пока наше технологическое отставание не уменьшается, а возрастает. Из этого следует сделать **необходимые выводы.**

Что касается отставания СССР в изучении нижней части земной коры, то здесь, как нам представляется, дело не только и, может быть, не столько в технике, сколько, в подходе к проблеме. В ряде аспектов такого изучения мы не отстаем, а кое в чем даже превосходим зарубежных коллег. Вспомним детальные исследования строения коры методом МОВ (В. И. Шаров и др.), дислокационных свойств горных пород при высоких температурах и давлениях (Г. А. Соболев), минеральных и фазовых преобразований вещества. Вместе с тем наши исследования в этой области недостаточно комплексны, а интерпретации нередко однобоки. Виной тому отсутствие слаженной кооперации и недостаточная подготовка специалистов, слабо осведомленных о состоянии работ и возможностях смежных наук.

## ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

ВААП сообщает, что в 1988 году будет производиться выплата гонорара за перепечатку за рубежом статей, опубликованных в журнале «Геотектоника» в 1984 и 1985 гг.

Прием авторских справок-заявлений на выплату гонорара по журналу 1984 г. будет прекращен 1 декабря 1988 г. Пропуск авторами сроков направления в ВААП справок-заявлений влечет за собой перечисление неостребованных сумм в доход государства и утрату авторами права на их получение.

Справка-заявление оформляется: на листе бумаги стандартного формата; на пишущей машинке или печатными буквами от руки; отдельно на каждое наименование журнала и год его издания; с указанием следующих необходимых для расчета данных, по пунктам:

1. Фамилия, имя, отчество (полностью).
2. Год рождения.
3. Наличие детей.
4. Домашний адрес (с индексом, по прописке в паспорте).
5. Телефоны (служебный, домашний).
6. Выходные данные статьи: наименование журнала, номер, страницы.
7. Форма получения гонорара (указать нужное): в рублях, в чеках Внешпосылторга.
8. Место получения гонорара (для иногородних авторов, указать нужное): лично в Москве, выслать ценным письмом по домашнему адресу.
9. Льготу по подоходному налогу: удостоверение участника (инвалида) Великой Отечественной войны — указать серию, номер, когда и каким учреждением выдано соответствующее удостоверение.
10. Дата оформления.
11. Личная подпись.

После оформления справка-заявление автора высылается на расчет в Валютное управление ВААП по адресу: 103670, Москва, К-104, Б. Бронная, д. 6а.

### Сроки обращения за гонораром

Прием справок-заявлений на выплату гонорара производится в течение 4-х лет с года публикации статьи. Выплата гонорара начинается через 2 года после выхода последнего номера журнала и заканчивается за месяц до истечения срока, установленного для обращения (например, выплата гонорара за перепечатку статей, опубликованных в журналах 1988 г., будет производиться с 1 января 1991 по 1 декабря 1992 г.).

### Порядок выплаты гонорара

Перечисление гонорара в В/О «Внешпосылторг» производится в течение следующего за подачей справки-заявления квартала, если выплата гонорара по журналу уже начата (см. вышеприведенную информацию о сроках оплаты).

Авторам, проживающим в Москве, чеки по почте не высылаются. Для их получения авторам необходимо обратиться в В/О «Внешпосылторг» по адресу: Кутузовский пр-т, 7/4, с учетом вышеуказанных сроков обработки документов. Чеки выдаются по предъявлению паспорта. Часы работы: с 8 до 20 часов, кроме субботы и воскресенья.

Справки ВААП по телефону: 203-59-53

## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктуры закономерности, механизмы, природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательном подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей не должен превышать 18 стр. и кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через 2 интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес и номер телефона автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы черточками снизу, а строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: *h* и *n*, *g* и *q*, *i* и *j*, а также делать четкое различие между *O* (большим), *o* (малым) и *0* (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русско-му, затем — латинскому, литература должна быть пронумерована.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, страницы, для книг — название работы, изд-во, место и год издания, количество страниц.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисуночных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательно ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющих на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 4 рисунка на статью.

13. К статье должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил. По решению Редколлегии отдельные статьи, затрагивающие частные или узкорегональные вопросы, будут рекомендованы авторам для депонирования через свои организации. Журнал в этом случае будет предоставлять авторам отзыв рецензента.

15. Корректурa статьи авторам не высылается. В подготовленном к набору (отредактированном и перепечатанном) оригинале статьи нужно тщательно проверить текст и рисунки. Все исправления и дополнения делать только простым карандашом.

16. Проверенный текст статьи и рисунков подписать карандашом «в печать»: в тексте — в конце статьи, на рисунках — на обороте.

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

**Редакционная коллегия**

**Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ**

**Зам. главного редактора М. С. МАРКОВ**

**Ответственный секретарь А. А. МОССАКОВСКИЙ**

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,  
Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ, П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ,  
В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

**Адрес редакции**

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

**Телефон 230-81-77**

**Зав. редакцией М. Н. Шуплецова**

**Технический редактор Л. В. Кожина**

---

Сдано в набор 05.01.88      Подписано к печати 12.02.88      Т-07343      Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>  
Высокая печать      Усл. печ. л. 11,2      Усл. кр.-отг. 18,3 тыс.      Уч.-изд. л. 13,3      Бум. л. 4,0  
Тираж 1612 экз.      Зак. 4427

---

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

В-437

ОСТРОВИТЯНОВА 19-120

ПЕРФИЛЬЕВУ Ю Е

70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

## **В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»**

**имеются в продаже:**

### **ГЕОЛОГИЯ РИФТА ТАДЖУРА: НАБЛЮДЕНИЯ ИЗ ПОДВОДНЫХ АППАРАТОВ. 1987. 237 с. 3 р.**

Монография представляет собой результаты исследований молодого рифта Таджура (аденский залив), проведенных в 7-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш». На основании геофизических, геологических, геохимических данных и прямых наблюдений из подводных обитаемых аппаратов представлена полная картина истории развития рифта, его тектоники, магматизма, гидротермальной деятельности, седиментогенеза. Приведены карты рифта, подводные фотографии, множество оригинальных данных.

Работа рассчитана на геологов, вулканологов, палеонтологов, литологов, геохимиков, геофизиков.

### **СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ. 1976. 368 с. 3 р. 99 к.**

В монографии систематизированы данные по строению и развитию земной коры и верхней мантии Азиатского континента. Рассмотрены закономерности локализации полезных ископаемых в разновозрастных и различных по строению тектонических элементах.

Книга предназначена для широкого круга исследователей, интересующихся проблемами тектоники и геофизики.

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

252030 Киев, ул. Пирогова, 4;

197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;

117192 Москва, Мичуринский проспект, 12;

630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22.

Геотектоника, 1988, № 2



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»