

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1988

## СОДЕРЖАНИЕ

Сборщиков И. М. Закрытие Тетиса и тектоника восточной части Альпийского пояса . . . . .	3
Баженов М. Л. Анализ разрешающей способности палеомагнитного метода при решении тектонических задач . . . . .	14
Казьмин В. Г. Тектоническое развитие Мозамбикского пояса: от аккреции к коллизии . . . . .	26
Савельев А. А. Парагенезы осадочных и ультрабазит-базитовых формаций докембрия и раннего палеозоя . . . . .	35
Новикова А. С., Щипанский А. А. Тектоника раннепротерозойских железорудных бассейнов — Курско-Криворожского и Хамерсли — Набберу (Западная Австралия) . . . . .	49
Дергунов А. Б. Зоны тектонического скупивания в каледонидах Центральной Азии . . . . .	63
Изовов Л. А., Василенко Н. Г., Мельников Н. Г., Петрищевский А. М. Вольфрамоносная олистострома Центрального Сихотэ-Алиня . . . . .	76
Гедько М. И. Уяндино-Ясачинская позднеюрская островная дуга (Северо-Восток СССР) . . . . .	88

## Краткие сообщения

Пожарьски В. Вариссийский этап платформенного тектонического развития северо-восточной части Польши и сопредельных регионов . . . . .	101
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

## Дискуссии

Ханчук А. И. Соотношение понятий учения о геосинклиналях и тектоники плит . . . . .	104
-------------------------------------------------------------------------------------	-----

## Рецензии

Зайка-Новацкий В. С. Тектонофациальный анализ как новая научно-методическая основа современной морфологической тектоники . . . . .	106
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

## Хроника

Гутерман В. Г. Второй Всесоюзный симпозиум «Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии» . . . . .	108
Антонина Спиридоновна Новикова (к 70-летию со дня рождения) . . . . .	111

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

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1988

CONTENTS

<b>Sborshchikov I. M.</b> The Tethys closure and tectonics of the Alpine belt east part	3
<b>Bazhenov M. L.</b> Analysis of the paleomagnetic method resolution in solving tectonic problems	14
<b>Kaz'min V. G.</b> Tectonic development of the Mozambique belt: from accretion towards collision	26
<b>Savelyev A. A.</b> Parageneses of Precambrian and early Paleozoic sedimentary and ultramafic-mafic formations	35
<b>Novikova A. S., Shchipansky A. A.</b> Tectonics of the early Proterozoic iron ore basins — the Kursk-Krivoy Rog and the Hammersly-Habberu (West Australia)	49
<b>Dergunov A. B.</b> Tectonic merging zones in Caledonides of Central Asia	63
<b>Izosov L. A., Vasilenko N. G., Mel'nikov N. G., Petrishchevsky A. M.</b> Tungsten-bearing olistostrome of Central Sikhote Alin	76
<b>Ged'ko M. I.</b> Uyadin-Yasachnin late Jurassic island arc (north-east of the USSR)	88
<b>In Brief</b>	
<b>Pozharyski V.</b> The Variscan stage of platform tectonic development of Polish north-east part and adjacent areas	101
<b>Discussion</b>	
<b>Khanchuk A. I.</b> The relation of the geosynclinal theory and plate tectonics conceptions	104
<b>Reviews</b>	
<b>Zaika-Novatsky V. S.</b> The tectonofacial analysis as a new scientific methodical basis for modern morphological tectonics	106
<b>News</b>	
<b>Guterman V. G.</b> The II All-Union Symposium «Experimental Tectonics in Solving Problems of Theoretical and Practical Geology»	108
<b>Antonina Spiridonovna Novikova</b> (on her 70-th birthday)	111

УДК 551.242.3(4—015)

СБОРЩИКОВ И. М.

**ЗАКРЫТИЕ ТЕТИСА И ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА**

В процессе закрытия Тетиса в пределах его восточного отрезка отмечается одновременное перемещение отдельных континентальных блоков (срединных массивов) с юга на север. Геологическая история иранского и афганского его участков была существенно различной. Поглощение океанической коры происходило главным образом по северной периферии Тетиса. В ходе общего сжатия на последних стадиях столкновения континентальных масс возникали и внутренние деформации плит.

В настоящей статье затронуты некоторые вопросы геологической истории Тетиса в пределах его восточной части (от Кавказа до Памира). В настоящее время имеется достаточно обширная литература как по эволюции Альпийского пояса в целом, так и этого участка, в том числе и с позиций тектоники плит [22, 24, 27, 40, 48 и др.]. Однако интерпретация строения и развития отдельных районов Ирана, Афганистана, Пакистана до сих пор вызывает серьезные разногласия, многие из которых, вероятно, на данной стадии изученности трудно разрешимы. Все же некоторые проблемы заслуживают специального рассмотрения, учитывая, в частности, дискуссии в ходе работ по советско-французской программе «Тетис» [27, 40]. Предполагается акцентировать внимание на событиях, приуроченных ко времени замыкания океана, в конечном итоге редуцированного до узких шовных офиолитовых зон в системе альпид. Одни из этих событий связаны с историей развития Тетиса до начала столкновения крупнейших континентальных плит (Аравийской и Индостанской с Евразийской), другие — с временем самой коллизии.

**Проблемы доколлизийной тектоники.** Параметры движения литосферных плит, как известно, можно определить исходя из данных по линейным магнитным аномалиям океанов. В соответствии с этим, имея данные по аномалиям Атлантического и Индийского океанов, можно установить, как шел процесс сближения Африканской (Аравийской) и Индостанской плит с Евразийской начиная с 200 млн. лет назад. Наиболее полная, основанная на современных материалах сводка таких данных приводится в недавних работах [39, 43], которые не только представляют в настоящее время наиболее приемлемой основой для палеотектонических построений, но и указывают на некоторые важнейшие моменты в истории взаимодействия плит. Прежде всего достаточно явно выражен крупнейший перелом событий на рубеже 100—80 млн. лет назад. Если до этого времени как Африканская, так и Индостанская плиты двигались относительно Евразии на юго-восток, то затем они поворачивают к северу; начинается фронтальное сближение плит, завершившееся столкновением континентальных масс. Этот рубеж отвечает важным геологическим событиям [9].

В истории развития Тетиса давно уже особое внимание обращается на положение и относительные перемещения блоков (микроконтинентов), которые ныне занимают срединное положение в Альпийском поясе. Имеются в виду прежде всего районы Центрального Ирана, Лута, Срединного Афганистана. О том, что они принципиально отличаются по своему строению от окружающих их складчатых областей, было известно давно. Но только в связи с развитием мобилистских идей и прежде всего концепции тектоники литосферных плит стали всерьез обсуж-

даться возможности крупномасштабных перемещений микроконтинентальных осколков. Геологические материалы (характер осадочных разрезов, вулканизм, время тектонических деформаций и др.) могли бы дать представления качественного характера об истории их движения. Палеомагнитные методы позволяют определять палеошироты отдельных фрагментов континентальной коры в геологической ретроспективе и устанавливать, двигались ли они самостоятельно или же совместно с тем или иным крупным континентом. Естественно, что положение микроконтинентов должно быть тесно увязано со временем открытия и закрытия океанических бассейнов. В последнее время развивается идея, основной смысл которой сводится к тому, что в прошлом срединные блоки представляли в своем большинстве обломки пассивной окраины Гондваны и продвижение их на север достаточно четко согласуется с закрытием Палеотетиса перед ними и раскрытием Неотетиса в их тылу [1, 2, 14]. В самом общем виде эта идея находит геологическое подтверждение в южном гондванском обрамлении океана. Вместе с тем нельзя не принимать во внимание большую условность этой схемы, так как в ней многочисленные и весьма разнородные микроконтиненты занимают в прошлом единую протяженную зону, разделившую две ветви Тетиса. Попытаемся выяснить — так ли это?

Наиболее крупным из срединных блоков рассматриваемой части Тетиса является массив Центрального Ирана. Здесь на докембрийских кристаллических толщах залегают палеозойские породы, характеризующие фациальную обстановку мелководных эпиконтинентальных морей [20, 47]. Условия образования этих осадочных комплексов, по-видимому, достаточно близки к тем, что существовали в это же время на пассивной окраине Гондваны. Трудным и пока еще спорным остается вопрос о времени отрыва Иранского массива от южного суперматерика. Вероятнее всего, это событие приурочено ко времени распада Пангеи в позднем палеозое. Во всяком случае палеомагнитные данные [19, 51] указывают на то, что Центральный Иран от докембрия до перми являлся частью Гондваны, а затем оторвался от нее и дрейфовал в северном направлении до столкновения с Евразией в позднем триасе. Вполне уверенно можно утверждать, что перед самой юрой этот микроконтинент уже составлял единое целое с Евразийским материком, поскольку хорошо известные угленосные комплексы рэт-лейаса (так называемая серия Шемшак) лежат резко несогласно на подстилающих породах, перекрывая все складчатые образования как Центрального, так и Северного Ирана [28]. Примечательно, что время столкновения микроконтинента с Евразией, очевидно отвечающее верхам триаса, совпадает с этапом мощного континентального рифтообразования в Альпийском поясе [30, 41].

В пределах Афганистана основным срединным блоком Альпийского пояса является Гельменд-Аргандабский, или Центральноафганский массив (рис. 1). В его пределах известен полный разрез палеозоя и мезозоя до средней юры включительно, несогласно залегающий на докембрийском метаморфическом фундаменте. Весь разрез характеризуется почти исключительно карбонатным составом пород, залегающих согласно; лишь в отдельных местах (в основании перми и рэт-лейаса) фиксируются признаки перерыва и несогласия [5]. Структурно на фоне сложных деформаций Альпийского пояса эта область выделяется весьма спокойными складчатыми формами и преобладанием разрывов сбросового типа. Массив ограничен сложнейшими глубинными зонами с офиолитами: Хашруд на северо-западе и Тарнак на юго-востоке. Разрез палеозоя и нижнего мезозоя в пределах Гельменд-Аргандабского массива (так же как и примакающего к нему Кабульского блока) вполне может быть параллелизован с комплексами, выходящими в Сулейман-Киртаре, т. е. практически с отложениями на склоне Индостанского щита (рис. 2). Все это преимущественно карбонатные образования умеренных глубин с богатой фауной двустворок и головоногих, биогеографически тяготеющих к Гондване [36]. Таким образом, мож-

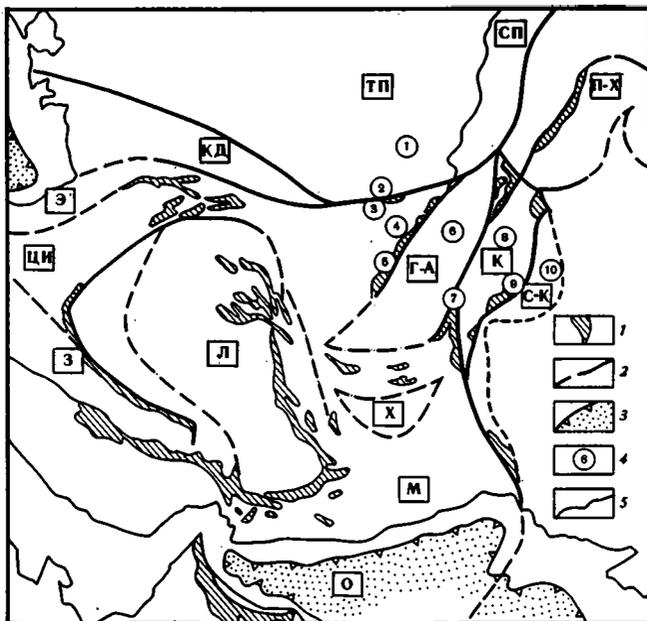


Рис. 1. Схема основных структур Ирано-Памирского участка Альпийского пояса  
 1 — офиолитовые пояса, 2 — границы микроконтинентов, 3 — бассейны океанического типа, 4 — геологические разрезы (см. рис. 2), 5 — береговые линии. СП — Северный Памир, ТП — Туранская плита, П-Х — Памиро-Хазарский массив, КД — Копетдаг, Э — Эльбрус, ЦИ — Центральный Иран, Г-А — Гельменд-Аргандабский массив, К — Катаваз, С-К — Сулейман-Киртар, З — Загрос, Л — Лутская глыба, Х — массив Хоран, М — Макран, О — Оманский залив

но полагать, что в верхах палеозоя и начале мезозоя по южной окраине восточной части Тетиса существовала обстановка спокойного бассейна седиментации на склоне континентальной плиты. В состав этой области следует включать не только краевые части Индостана, но и срединные блоки — прежде всего Гельменд-Аргандабский и Кабульский.

Как и для Иранского массива, наиболее вероятным временем отрыва блоков Центрального Афганистана от Гондваны можно принять начало перми; вероятно, этим и ограничивается сходство геологического развития этих двух столь разных континентальных массивов. Какова же дальнейшая история Гельменд-Аргандабского микроконтинента? Характер осадочного чехла, очевидно, свидетельствует о медленном режиме погружения этого двигавшегося на север в океаническом бассейне блока (рис. 3). К сожалению, геологические данные мало что говорят о масштабах перемещения. Однако существуют, пусть и не слишком обширные, но все же достаточно представительные палеомагнитные данные [31, 32], в соответствии с которыми Центральный Афганистан после перми испытывал дрейф с противочасовым вращением, пока в раннем мелу не приблизился к Евразии. Это движение по широте составило около 25–30°. Формации чехла массива — свидетели достаточно спокойного осадконакопления вплоть до средней юры, перекрытой в отдельных местах грубообломочной красноцветной толщей, весьма условно относимой к мелу. Перед движущимся массивом существовало океаническое пространство, остатки которого сохранились в виде офиолитов Хашруда (сутуры Панджао). В пределах сутуры, представляющей собой серию тектонических чешуй, офиолитовые серии имеют, очевидно, нижнемеловой возраст [5], и, по-видимому, нет достаточных оснований для того, чтобы относить их к поздней юре, помещая в основание фарахрудских терригенных комплексов [7]. Находящиеся же в зоне Хашруд и ограниченные разрывами известняки пермо-триаса [48] представляют собой экзотические блоки спорного генезиса. К северо-

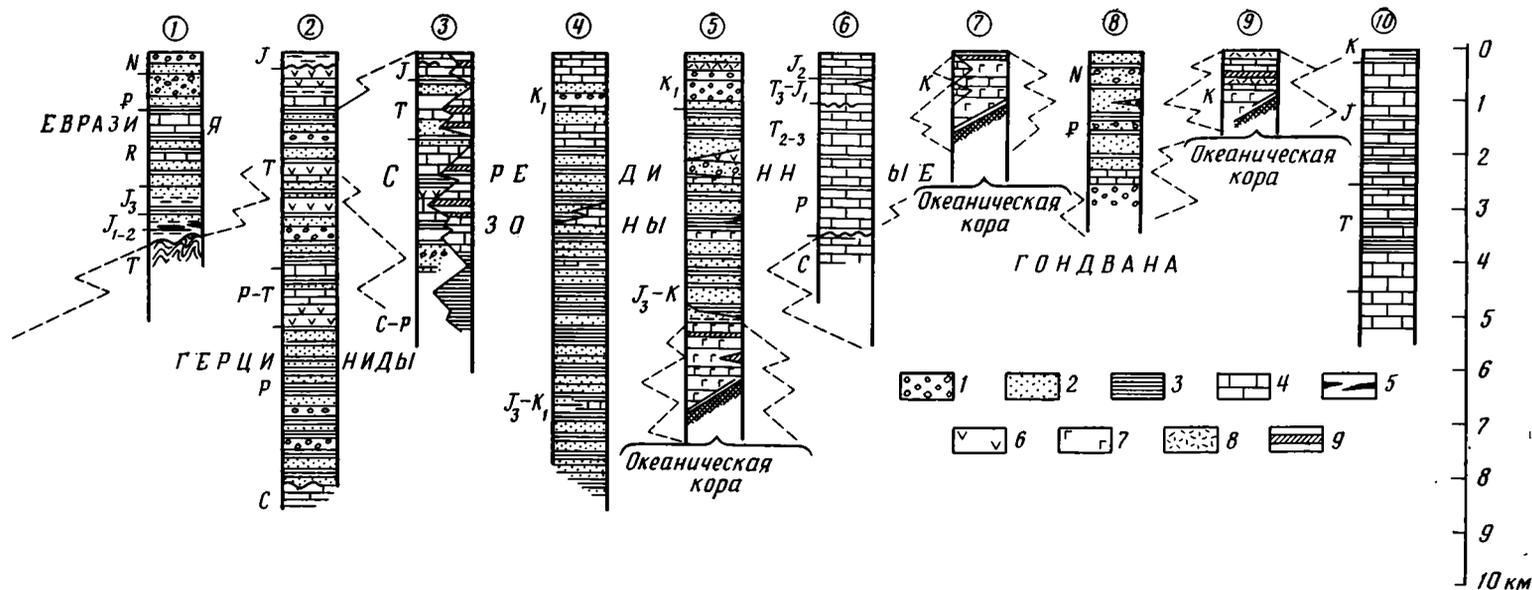


Рис. 2. Геологические разрезы основных структурных зон восточной части Тетиса (расположение см. на рис. 1) 1—конгломераты, 2—песчаники, 3—глинистые сланцы, 4—известняки, 5—угли, 6—средние эффузивы, 7—основные эффузивы, 8—кислые эффузивы, 9—радиолариты

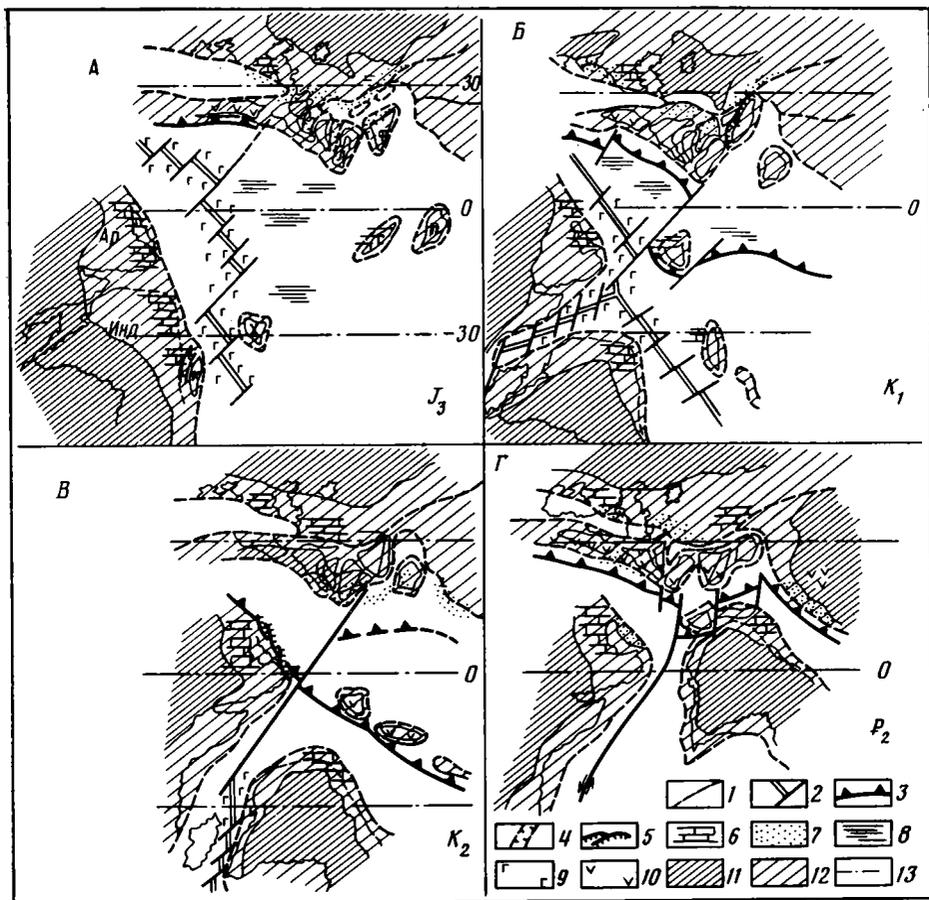


Рис. 3. Палеотектонические реконструкции восточной части Тетиса: А — для верхней юры, Б — для нижнего мела, В — для верхнего мела, Г — для плиоцена  
 1 — границы океанической и континентальной коры, 2 — зоны спрединга и трансформные разломы, 3 — зоны субдукции, 4 — грабены, 5 — надвиги, 6 — карбонатные фации, 7 — терригенные фации, 8 — глинистые фации, 9 — базальты, 10 — известково-щелочные вулканиты, 11 — суша, 12 — осадконакопление на континентальной коре, 13 — палеошироты

западу от шва Хашруд находится Фарахрудская зона, сложенная мощным флишоидным разрезом юры — неокома (см. рис. 2, колонка 4). Комплекс пород свидетельствует об образовании их в окраинной обстановке, вероятно, по южной периферии Евразии до приращения к ней Гельменд-Аргандабского массива. Зона гетерогенна по строению, и геофизические данные позволяют допустить, что хотя бы под частью этой структуры находится континентальная кора [21, 45].

В соответствии с определениями палеоширот, а также данными о наличии в Северо-Западном Афганистане предбарремского несогласия, на приведенных схемах (см. рис. 3) Гельменд-Аргандабский массив показан примкнувшим к Евразии в нижнем мелу, после замыкания «киммерийской» системы вдоль долины р. Герируд [6]. Следует принять во внимание, что позднемезозойские комплексы Северного Афганистана (как угленосная юра, так и карбонатно-терригенный мел Туранской плиты) нигде не появляются южнее Герирудской зоны и тем более их нет в Центральном Афганистане, что резко отличает данную территорию от Восточного Ирана, где серия Шемшак перекрывает самые различные структуры. Кроме того, в Герирудской зоне известен довольно мощный эоценовый флишоидно-вулканогенный прогиб, отделявший даже в это время южные районы от Туранской плиты [5]. Все это допускает возможность более позднего, чем нижний мел, прираще-

ния Гельменд-Аргандабского блока к Евразии. По существу, лишь начиная с формации эоцен-олигоценых вулканитов, можно говорить о каких-то единых образованиях как для Северного, так и Центрального Афганистана.

К юго-востоку от Гельменд-Аргандабского массива располагается область, зажатая между двумя шовными структурами: Тарнак-Альтимурской и Кветтской. Она обычно именуется прогибом Катаваз и выполнена мощной толщей преимущественно обломочных третичных образований, собранных в систему протяженных линейных складок. Существует представление, что система Катаваз по своему геотектоническому положению занимает позицию, идентичную зоне Макран в Южном Пакистане и Иране, т. е. является настоящей аккреционной призмой, сопутствующей зоне поддвига [48]. Однако такая точка зрения не бесспорна. Макран, действительно, представляет собой широкую зону чешуйчатого строения, начинающуюся от побережья Оманского залива, к северу от которой существует область с длительно развивавшимся известково-щелочным вулканизмом [18]. Но в отличие от Макрана в зоне Катаваз можно предполагать существование под третичным комплексом осадков блока континентальной коры. Об этом свидетельствуют не только данные геофизики, в соответствии с которыми здесь не слишком глубоко (3—5 км) фиксируется кровля магнитного фундамента [21]. Сам облик складчатости палеоцен-эоценовых толщ существенно отличается от аккреционных деформаций, поскольку здесь выделяется серия линейных дислокаций — чаще всего не очень сильно сжатых коробчатых и даже брахиформных складок. Концентрический изгиб пластов, явное следование принципу компетентности дополняют эту картину, столь типичную, видимо, для областей, где явно чувствуется влияние жесткого основания, хотя складчатость в целом или частично может быть сорванной с него. Схема развития этого региона представлена на рис. 4. Вероятно, в мелу к северу от «блока» Катаваз формировалась зона субдукции, падавшая под Гельменд-Аргандабский массив с характерными известково-щелочными вулканитами района Кандагара [37]. Южнее существовал океанический бассейн, возможно, даже с активным спредингом того времени, если учитывать данные по офиолитам Кветты, Муслимбаха, Хоста [16, 17, 26]. Однако раскрытие океана было недолгим, и вскоре здесь также возникла зона субдукции. В ходе последовавшей коллизии блоки продолжали сближаться, а структура зоны между ними существенно преобразовалась. Разнообразные блоковые перемещения вызвали значительное погружение Катаваза в начале палеоцена с последующим смятием накопившихся в прогибе осадков в неогене.

С помощью рассмотренных примеров преследовалась цель показать, насколько сложным было развитие восточного отрезка закрывающегося Тетиса (очевидно, не менее сложной была ситуация и еще далее к востоку, в Гималайском секторе). По-видимому, неправомочно говорить о каком-то едином блоке, закрывавшем один океан и приоткрывавшем другой. Несомненно, что существенно по-разному развивались бассейны перед фронтом Аравии и Индии. Граница раздела между ними, очевидно, проходила по мощной сдвиговой зоне, унаследованной на последнем этапе Мукуро-Чаманским разрывом.

**Коллизионная тектоника.** Многочисленными работами по истории развития Тетиса показано, что активной в период замыкания океанического бассейна была северная окраина, и можно полагать, что на афгано-пакистанском участке зоны субдукции также погружались на север. Соответственно вергентность тектонических структур, возникших поначалу в процессе поддвига, очевидно, была южной. Процесс закрытия Тетиса представляется как последовательное замыкание отдельных бассейнов, разделенных микроконтинентами или островными дугами, так что на месте каждого такого бассейна остается рубцовая зона с офиолитами. Такая трактовка не однозначна, и проблема одной или нескольких корневых зон для альпийских офиолитов до сих пор ожив-

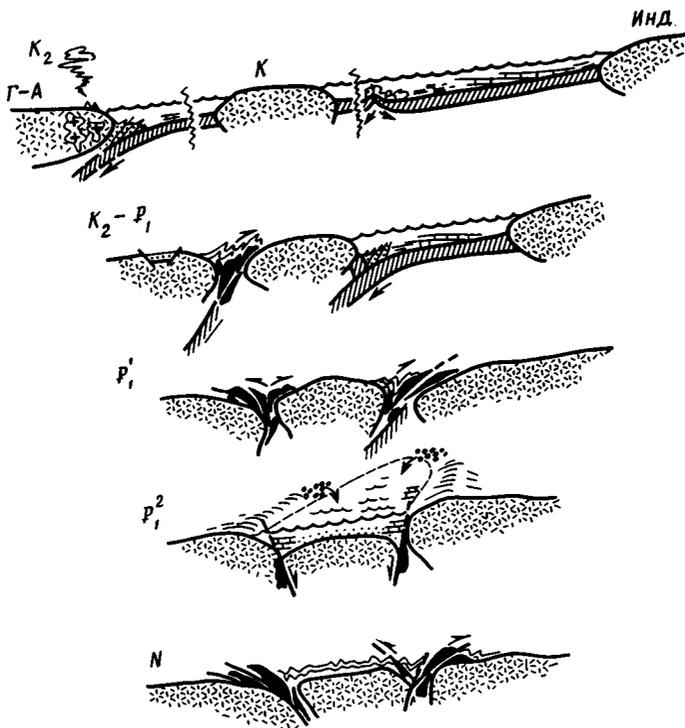


Рис. 4. Схема развития структур юго-восточного Афганистана (время в общепринятых индексах)  
Г-А — Гельменд-Аргандабский массив, К — Катаваз, Инд — Индостанская плита

ленно дискутируется. В частности, одним из наиболее спорных мест является Турция, где в результате интенсивных исследований последних лет все чаще стала высказываться точка зрения в пользу множественности бассейнов, без наличия которых невозможно, очевидно, продуцировать современную картину ни шарьированием крупного масштаба, ни мощными сдвигами [42, 46]. При всей дискуссионности многих вопросов и недостаточной изученности офиолитов Афганистана все же именно такая точка зрения представляется наиболее приемлемой автору [12].

Особое и достаточно своеобразное положение в ряду структур, связанных с прошлыми океаническими бассейнами, занимают офиолитовые покровы Омана, возникшие в конце мела [25, 29]. Чрезвычайно существенен вопрос о том, откуда произошли современные мощные шарьяжные пластины и как связать их позицию с находящейся непосредственно к северу океанической котловиной и системой аккреционных чешуй Макарана [33, 49]. Вопросы настолько остры, что выдвигаются как существенный аргумент против неомобилизма [15]. Возможно, что ответы следует искать в том, как понимать историю развития Оманской котловины. И здесь многое остается до сих пор загадочным. В частности, чрезвычайно интересны предположения о дополнительной оси спрединга на хр. Меррей [34], а в связи с этим и данные о современном растяжении с образованием характерных сбросов в желобе Далримпл [52].

Собственно коллизионная тектоника, приуроченная ко времени окончательного закрытия морских бассейнов и столкновения континентов, во многом видоизменила структурный облик всех зон, в том числе (а может быть, и в первую очередь) офиолитовых швов. В процессе раздавливания материала между жесткими упорами, вероятно, наиболее распространена двусторонняя вергентность структур. Однако существенно и относительное высотное положение сталкивающихся плит. Возможно, именно с напользанием приподнятых блоков связаны дви-

жения тектонических чешуй к северу в зонах Альтимур, Хост, покровов на восточном фланге Кабульского блока, частично в Тарнакской зоне. На последних стадиях коллизии возникла исключительная по своеобразию ситуация с разновергентными фокальными зонами в районе современных Памиро-Гиндукушских глубокофокусных землетрясений [4, 48]. Вполне четкая картина надвигаобразования, согласного с полярностью зоны субдукции, сохранилась лишь в зоне Кветты, где к былому океаническому бассейну примыкал погруженный край Индостана, а также в Макране, характеризующемся условиями поддвига и в настоящее время [52].

Процесс континентальной коллизии на месте современного Альпийского пояса — это не только фронтальные столкновения, но и масштабные сдвиговые смещения, о роли которых уже достаточно много известно. Такие движения проявились еще на ранних стадиях развития Тетиса, когда отмечалось левостороннее смещение Африки и Индии относительно Евразии. Не случайно именно таким процессам иногда придается большое значение в ходе киммерийской деформации [42]. С начальными этапами закрытия океана связано и появление мощного левого сдвига на стыке Аравийской и Индостанской плит, который оставался активным на протяжении долгого времени и сейчас выражен Мукуро-Чаманским разломом [11]. Конечным результатом длительной структурной эволюции явилась система очень пестрых образований зон Тарнак и Альтимур, включая вулканогенно-осадочные толщи, отвечающие островодужной ассоциации, пачки олистостромов, связанных с фронтальными («перишарьяжными») зонами [3, 8], спилиты, формировавшиеся в достаточно глубоководных условиях.

На заключительных стадиях коллизии Аравии и Индии с Евразией, когда океаническая кора уже была практически поглощена, шел процесс «перетасовки» отдельных континентальных блоков с проскальзыванием, поворотом их друг относительно друга<sup>1</sup>. Перед исследователем, занятым анализом таких движений, естественно встает проблема внутренних деформаций блоков или жесткости литосферных плит. Проблема эта не нова и стала особенно острой в ходе применения принципов тектоники плит для реконструкций регионального масштаба, в частности при изучении современной кинематической ситуации в пределах кавказо-памирского отрезка Альпийского пояса.

Используя сейсмические, структурные, геоморфологические данные, на этой территории достаточно уверенно можно выделить континентальные блоки, по границам которых и происходили основные подвиги. На некоторых границах, исходя из решений фокальных механизмов землетрясений, а также и по прямым геологическим наблюдениям, можно определить параметры относительных движений блоков. Все эти данные, обработанные на ЭВМ, позволяют восстановить общую кинематическую картину. В процессе такой реконструкции и было установлено, что, исходя из абсолютной жесткости плит, не всегда возможно поместить отдельные блоки туда, где их положение предопределено рассчитанными параметрами. Однако ситуация не является тупиковой, поскольку противоречия присущи лишь локальным участкам, таким, как узел сочленения Эльбруса, Копетдага и Герирудской зоны, а также район хр. Меррей [44]. Даже сравнительно небольшое видоизменение контуров немногих плит позволяет снять эти противоречия. Вопрос состоит в том, в каких пределах возможно и оправдано такое изменение конфигурации. В качестве примера можно рассмотреть ситуацию вокруг Афганской микроплиты. С севера она ограничена Герирудским краевым сдвигом, с запада — Восточно-Иранским флишевым прогибом, а с юго-востока — Мукуро-Чаманским левым сдвигом. Полюса ее вращения относительно Евразии (по Герирудскому разлому) и Индостана (по Мукуро-Чаманскому разлому) определены достаточно надежно.

<sup>1</sup> Очевидно, следует иметь в виду, что сложные разнонаправленные движения блоков могут быть обусловлены потоками глубинного вещества [13, 23].

Исходя из известных правил замыкания векторных треугольников, по этим данным легко определить и полюс вращения Индостана относительно Евразии —  $30,7^\circ$  с. ш. и  $71,0^\circ$  в. д., угол  $12,7^\circ$  за 10 млн. лет. Построение исходит из предположения о неизменности современных контуров и размеров плит, и вычисленный таким образом полюс, видимо, достаточно далек от истинного. В качестве контрольных, независимых, использованы определения, основанные на геофизических измерениях в океанах (линейных магнитных аномалиях). Различия в положении Индо-Евразийского полюса вращения плит по этим данным у отдельных исследователей невелики, и можно принять параметры:  $19,7^\circ$  с. ш.,  $38,5^\circ$  в. д., угол  $6,9^\circ$  за 10 млн. лет [35]. Графически несоответствие двух реконструкций выражается весьма отчетливо (рис. 5). При всей ограниченной точности построений «обратная» реконструкция положения Индостана по данным океанической геологии дает представление о том, в какой степени следует «растянуть» такую плиту, как Афганская, до ее размеров перед деформацией. Очевидно, невязка между двумя приведенными полюсами и есть поправка на «нежесткость», которую приближенно можно оценить в 12–15% за 10 млн. лет.

Возможны и другие способы оценки поправки на «нежесткость», в частности сравнение величин суммарного смещения по нарушениям при землетрясениях со скоростью движения плиты [38, 50]. Расхождения в этом случае очень велики, достигая сотен процентов. Видимо, к таким результатам следует подходить критически, учитывая, что сейсмические данные нельзя экстраполировать в геологическое прошлое.

Ориентировочные сведения о величине внутриплитных сокращений можно получить и по данным о новейших деформациях такого типа, как, например, крупные складки предмиоценовой поверхности выравнивания в Тянь-Шане [10]. Только «распрявление» этой поверхности дает приращение порядка 6–8%, но эта величина заведомо неполная, поскольку она не учитывает мелкие складчатые формы и разрывы. Естественно, возможны и иные пути определения степени деформаций плит, которые могут оказаться различными для разных регионов.

Все сказанное, на взгляд автора, не дает оснований для отказа от анализа современной кинематики на основе плитных моделей. Даже в самых сложных районах эта методика весьма продуктивна, а по возможности полный учет различных геолого-геофизических материалов (которые для новейшего этапа могут давать достаточно надежные количественные оценки) позволяет корректировать любые построения, в конечном итоге повышая их достоверность.

Таким образом, говоря о закрытии рассматриваемой части Тетиса, прежде всего хотелось обратить внимание на то, что в ходе сокращения океанического пространства тектонические события перед фронтом Аравии и Индостана развивались существенно по-разному. По-видимому, различной была и история срединных массивов (микроконтинентов) в каждом из этих сегментов. В зоне, заложившейся между Аравийской и

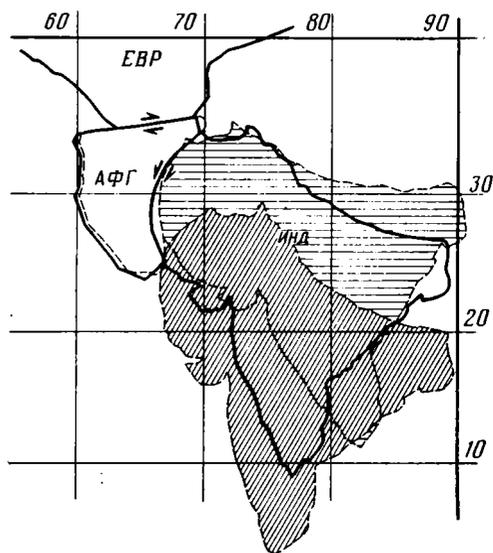


Рис. 5. Схема взаимодействия плит Евразии (Евр), Афганистана (Афг) и Индостана (Инд). Показано положение Индостана по расчетному полюсу (горизонтальная штриховка) и по линейным аномалиям океана (наклонная штриховка), 10 млн. лет назад

Индостанской плитой, возникла специфическая ассоциация структур, присущая обстановке длительно развивающегося мощного сдвига с характерной продольной сменой комплексов. На последних стадиях коллизии шло не только сближение и взаимное перемещение плит, но и деформация самих континентальных блоков.

Автор благодарен В. Г. Казьмину за обсуждение отдельных проблем и сделанные замечания по тексту статьи.

#### Литература

1. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
2. Белов А. А., Моссаковский А. А., Соколов С. Д., Швольман В. А. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центральноазиатской ветви Тетиса//Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 21—30.
3. Белостоцкий И. И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 238 с.
4. Вальдия К. С. Тектоника складчатого обрамления Индийской платформы//МГК. 27-я сессия. Тектоника Азии. Доклады. Т. 5. М.: Недра, 1984. С. 89—112.
5. Геология и полезные ископаемые Афганистана. Кн. 1. Геология. М.: Недра, 1980. 535 с.
6. Дронов В. И. Основные структуры Таджикской депрессии и Гиндукуша//Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 123—132.
7. Карапетов С. С., Сонин И. И., Хаин В. Е. О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента Альпийского складчатого пояса Евразии//Вестн. МГУ. Геология. 1975. № 3. С. 38—46.
8. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.
9. Книппер А. Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины//Геотектоника. 1985. № 2. С. 3—16.
10. Макаров В. И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 171 с.
11. Сборщиков И. М. Взаимодействие плит Аравии и Индии (Аравийское море и прилегающие альпийские структуры)//Океанология. 1981. № 2. С. 292—300.
12. Сборщиков И. М. Тектоническая эволюция восточной части океана Тетис в мезозое и кайнозое//Геоморфология и тектоника морского дна: Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1985. Т. 121. С. 54—75.
13. Хаин В. Е. От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза//Геотектоника. 1978. № 3. С. 3—25.
14. Хаин В. Е. Об одной важнейшей закономерности развития межконтинентальных геосинклинальных поясов Евразии//Геотектоника. 1984. № 1. С. 13—23.
15. Штеклин И. Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке: оценка современных представлений. МГК. 27-я сессия. Тектоника Азии. Доклады. Т. 5. М.: Недра, 1984. С. 53—68.
16. Ahmad Z., Abbas Ch. Muslim-Bahg ophiolites//Geodynamics of Pakistan. Geol. survey of Pakistan. Quetta, 1979. P. 243—250.
17. Alletton F. Time of emplacement of the Zhoab Valley ophiolites and Bela Ophiolites//Geodynamics of Pakistan. Geol. survey of Pakistan. Quetta, 1979. P. 215—242.
18. Farhoudi G., Karig D. E. Makran of Iran and Pakistan as an active arc system//Geology. 1977. V. 5. P. 664—668.
19. Becker H., Forster H., Soffel H. Central Iran, a former part Gondwanaland. Paleomagnetic evidence from infracambrian rocks and iron ores of the Bafq area, Central Iran//Zeitschrift fur Geoph. 1973. B. 39. P. 953—963.
20. Berberian M., King G. C. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran//Can. J. Earth Sci. 1981. V. 19. № 2. P. 210—265.
21. Bosum W., Hahn A., King E. G., Weippert D. Flugmagnetometer-Vermessung im Königreich Afghanistan. Bundesanst. Bodenforsch. Hannover, 1968. 158 p.
22. Boulin J. Afghanistan structure, Greate India concept and Eastern Tethys evolution//Tectonophysics. 1981. V. 72. № 3—4. P. 261—287.
23. Gaire A. Tectonique srirale en Mediteranee centrale//C. R. Acad. Sci. Paris. 1974. T. 278. Ser. D. P. 1501—1503.
24. Cassaigneau G. Contribution a l'etude des sutures Inde-Eurasie//These. Univ. Languedoc, 1979. 183 p.
25. Coleman R. G. Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 2497—2508.
26. De Jong K. A., Subbani A. M. Note on the Bela-ophiolites with special reference to Kanar area//Geodynamics of Pakistan. Geol. survey of Pakistan. Quetta, 1979. P. 263—270.
27. Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou L. E. et al. Presentation de 9 cartes paléogéographiques an 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias a L'Actuel//Bull. Soc. Geol. France. 1985. 8 ser. T. 1. № 5. P. 637—652.
28. Geological map of iran sc. 1/1 000 000. Nat. Iran. Oil Comp. Exptl. and Prod. Tehran, 1977.

29. *Glennie K. W., Bocuf M. G., Clark M. W. et al.* Oman mountains and their geological evolution//Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1973. V. 57. P. 5—27.
30. *Graham G.* Passive margin and nappe emplacement in Oman. Ophiolites//Proc. Intern. Ophiol. Symp. Cyprus, 1979. P. 414—424.
31. *Krumstiek K.* Zue bewegung der Iranisch-Afghanischen platte//Geol. Rundschau. 1976. V. 65. № 3. S. 209—229.
32. *Krumstiek K.* VPMP-parts of Afghanistan — construction and interpretation//EOS (Trans. Amer. Geophys. Union). 1979. V. 60. № 7. P. 110.
33. *Lippard J.* Cretaceous high pressure metamorphism in N. E. Oman and its relationship to subduction and ophiolite nappe emplacement//J. Geol. Soc. London. 1983. V. 140. P. 97—104.
34. *Mckenzie D. P., Sclater G. J.* The evolution of the Indian ocean since the late cretaceous//Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1971. V. 24. P. 437—528.
35. *Minster J. B., Jordan T. H.* Present-day plate motions//J. Geophys. Res. 1978. V. 83. № 32. P. 5331—5354.
36. *Montenat C., Vachard D., Termier K.* L'Afghanistan et le domaine gondwan//Ann. Soc. Geol. 1978. Nord XCVII. P. 289—296.
37. *Montenat C., Sornay J., Vachard D. et al.* Un jalon de la Mésogée éocrétacée dans la région de Kandahar//C. R. Acad. Sci. Paris. 1979. Ser D., 289. P. 651—655.
38. *North R. G.* Seismic slip rates in the Mediterranean and Middle East//Nature. 1974. V. 252. P. 560—563.
39. *Patriat P. H., Segoufin J., Schlich R. et al.* Les mouvements relatifs de l'Inde, l'Afrique et de l'Eurasie//Bull. Soc. Geol. France. 1982. V. 24. № 2. P. 363—373.
40. *Ricou L. E., Zonenshain L. P., Dercourt J. et al.* Méthodes pour l'établissement de neuf cartes paléogéographiques de l'Atlantiques au Pamir depuis le Lias//Bull. Soc. Geol. France. 1985. 8 ser. T. 1. № 5. P. 625—636.
41. *Robertson A. H. F., Woodcock N. H.* Sedimentary history of the southwestern segment of the Mesozoic-Tertiary Antalia continental margin, s-w Turkey//Eclog. geol. Helv. 1982. V. 75/3. P. 517—562.
42. *Robertson A. H. F., Dixon J. E.* Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean//The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Sp. Publ. of Geol. Soc. Oxford. 1985. № 17. P. 1—74.
43. *Savostin L. A., Sibuet J.-C., Zonenshain L. P. et al.* Kinematic evolution of Tethys belt from the Atlantic ocean to Pamir since Triassic//Tectonophysics. 1986. № 723. P. 3—35.
44. *Sobshchikov I. M., Savostin L. A., Zonenshain L. P.* Present plate tectonics between Turkey and Tibet//Tectonophysics. 1981. V. 79. P. 45—73.
45. *Schreiber A., Weippert D., Wittekandt H. P., Wolfart R.* Geology and petroleum potentials of Central and South Afghanistan//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1972. V. 56. № 8. P. 1494—1519.
46. *Sengor A. M., Yilmaz Y.* Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach//Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 181—241.
47. *Stocklin J.* Structural history and tectonics of Iran//Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1968. V. 52(7). P. 1229—1258.
48. *Tapponier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau C.* Mesozoic ophiolites, sutures and large-scale tectonic movement in Afghanistan//Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. V. 52. № 2. P. 355—371.
49. *Thuizat R., Whitechurch H., Montigny R., Juteau T.* K-A-dating of some infra-ophiolitic metamorphic soles from the Eastern Mediterranean: new evidence for oceanic thrusting before obduction//Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. V. 52. № 2. P. 302—310.
50. *Wang-Ping Chen, Molnar P.* Seismic moment of major earthquakes and the average rate of slip in Central Asia//J. Geophys. Res. 1977. V. 82. № 20. P. 5080—5085.
51. *Wensink H.* The implications of some paleomagnetic data from Iran its structural history//Geol. and Mijnenbonw. 1979. V. 58. № 2. P. 175—185.
52. *White R. S.* Active and passive plate boundaries around the Gulf of Oman, north-west Indian ocean//Deep sea research. 1984. Pt. A. V. 31. № 6—8A. P. 731—745.

УДК 550.838.5 : 551.24

БАЖЕНОВ М. Л.

**АНАЛИЗ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ПАЛЕОМАГНИТНОГО МЕТОДА ПРИ РЕШЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗАДАЧ**

Проанализированы геологические и геофизические факторы, влияющие на разрешающую способность палеомагнитного метода при решении тектонических задач; оценены вклады, вносимые отдельными факторами в суммарную погрешность палеомагнитного результата, и описаны некоторые методические приемы их уменьшения. Сделан вывод, что на современном этапе реально можно исследовать только тектонические движения, эквивалентные повороту изучаемого геологического объекта на угол около  $10^\circ$  или более.

**ВВЕДЕНИЕ**

Буквально на глазах палеомагнетизм меняет свой статус — из «академического» метода, использовавшегося для решения общих геотектонических проблем, он становится оружием тектониста-практика. Сейчас известны многочисленные примеры обнаружения с его помощью движений регионального масштаба: вращений блоков, изгибов структур в плане, перемещений и деформаций в сдвиговых зонах. Разумеется, метод по-прежнему применяется для решения глобальных задач: создания мобилистских реконструкций, изучения кинематики крупных литосферных плит. В связи с этим у «потребителей» палеомагнитных данных возникает вопрос о типах и амплитудах тектонических движений, которые можно обнаружить с его помощью. Хотя в большинстве публикаций описываются обнаруженные движения, оценивается их амплитуда и приводятся величины погрешностей, систематически эти вопросы ранее не разбирались. В данной работе предпринята попытка анализа факторов, влияющих на разрешающую способность палеомагнитного метода при изучении горизонтальных движений. Задача эта довольно сложная, хотя бы потому, что требуется дать общее представление о специфике палеомагнитных работ на языке, понятном для читателей-геологов. В силу этого многие вопросы будут изложены кратко и не вполне строго, за что автор заранее просит прощения у коллег-геофизиков.

**ОБЩИЕ ВОПРОСЫ**

Палеомагнитология изучает распределение во времени и пространстве векторов намагниченности, «замороженных» в горных породах на разных этапах их существования. Элементами этих векторов являются: склонение  $D^\circ$  — измеряемый в горизонтальной плоскости угол между вектором и современным географическим меридианом; наклонение  $I^\circ$  — угол между вектором и горизонтальной плоскостью; величина намагниченности (этот параметр в тектонических исследованиях не интерпретируется). Таким образом, решение тектонических задач сводится к измерению и анализу склонений и наклонений, и любое движение обнаружимо постольку, поскольку оно может изменять эти углы.

Произвольное перемещение твердого тела всегда можно разделить на сумму параллельных переносов и вращений. Переносы углы не изменяют и, следовательно, не детектируются по палеомагнитным данным, по крайней мере непосредственно. Остаются вращения, вернее, вращательные компоненты сложных движений. Не вдаваясь в детали, классифицируем тектонические движения с точки зрения возможности их обнаружения палеомагнитным методом.

А. Можно обнаружить: 1) смещения вдоль меридиана, т. е. изменение широт; 2) повороты вокруг вертикальной оси, например изгибы в плане или вращения структур параллельно поверхности Земли; 3) повороты вокруг наклонной или горизонтальной оси, например любые наклоны, складкообразование.

Б. Нельзя обнаружить: 4) вертикальные перемещения (это параллельные переносы); 5) смещения вдоль параллелей (хотя это и вращения). Иногда можно обойти эти «нельзя» с помощью опосредованных методов: по полосовым аномалиям в океанах изучать движение вдоль параллелей, а по смещению зон магнитной полярности на крыльях разлома найти амплитуду вертикального перемещения. Это особые проблемы, и здесь они рассматриваться не будут.

Но одно дело теоретическая возможность обнаружить то или иное движение, и совсем другое — как это сделать на практике. Вектор намагниченности (всюду имеется в виду остаточная намагниченность) в образце по разным причинам может отклоняться от истинного направления древнего магнитного поля в том месте и в то время, когда эта намагниченность возникла. Задача палеомагнитолога и состоит в том, чтобы по содержащим ошибки отдельным измерениям найти с максимально возможной точностью это истинное направление, так как только оно геологически значимо. Для получения одного результата надо опробовать ряд разрезов, взять по несколько десятков ориентированных штуфов в каждом, а из отдельного штуфа изготовить по несколько образцов. Вся коллекция неоднократно измеряется в лаборатории в ходе палеомагнитных чисток — воздействий магнитным полем или температурой. Далее надо учесть целый ряд сведений о возрасте пород, характере их деформаций, распределении штуфов по разрезу и т. д. Ясно, что здесь уже не обойтись без анализа погрешностей этой многоэтапной процедуры.

Разумеется, в палеомагнетизме, как и в любом экспериментальном методе, возможны грубые ошибки. Это не только ошибки самого экспериментатора. Например, исследуемая толща может считаться триасовой, а на самом деле быть верхнеюрской. Девонские породы могли полностью перемагнититься в перми, как это имеет место на Восточно-Европейской [6] и Северо-Американской [20] платформах. Посторогенная интрузия в герцинском складчатом поясе могла испытать наклон при альпийских движениях, что не было учтено при интерпретации. Ошибки такого типа, конечно, возможны, но их обнаружение — иная проблема. Здесь рассмотрим только те случаи, когда в принципе данные верны, т. е. случаи малых погрешностей. О грубых ошибках будет, и то не везде, лишь говорить, что они возможны.

Источники «малых» ошибок различны по своей природе, величине и «уровню влияния»: одни приводят к разбросу внутри одного слоя, другие вызывают расхождения в палеомагнитных направлениях между разрезами. Многие ошибки имеют детерминированную природу, однако правильным выбором методики работы их можно рандомизировать, т. е. сделать так, чтобы в полной совокупности данных данную ошибку можно было считать случайной величиной с нулевым средним, после чего ее влияние можно уменьшить осреднением. Естественно, что для разных типов ошибок будут различны и условия рандомизации; для некоторых из них в принципе нельзя выполнить такую процедуру, и их влияние, где возможно, оценивается иначе.

Как правило, среднее направление пучка векторов (направлений намагниченности) принимается за оценку истинного направления намагниченности. Степень разброса отдельных векторов оценивается специальным параметром — кучностью. Чем теснее расположены векторы, тем она выше (рис. 1). Можно считать, что в рассеяние векторов каждый фактор вносит вклад независимо от прочих. Общее рассеяние всегда больше отдельных его составляющих, и оно в основном определяется наибольшими из них. Это позволяет при анализе пренебрегать источниками ошибок, которые вносят малый вклад в общую погрешность. Да-

лее, для совокупности из  $n$  отдельных векторов погрешность среднего будет меньше исходного разброса в  $n^{1/2}$  раз. При реальных объемах коллекций — 25—50 штучков на разрез — среднее направление для этого разреза будет иметь погрешность порядка 15—20% от исходного разброса. Отбирать больше штучков нецелесообразно, так как с увеличением их количества погрешность убывает все медленнее (рис. 2). Для подавления некоторых типов ошибок приходится использовать средние по разрезам, рассматривая каждое как отдельный вектор; здесь увеличить число наблюдений еще сложнее. В силу ограниченной возможности об-

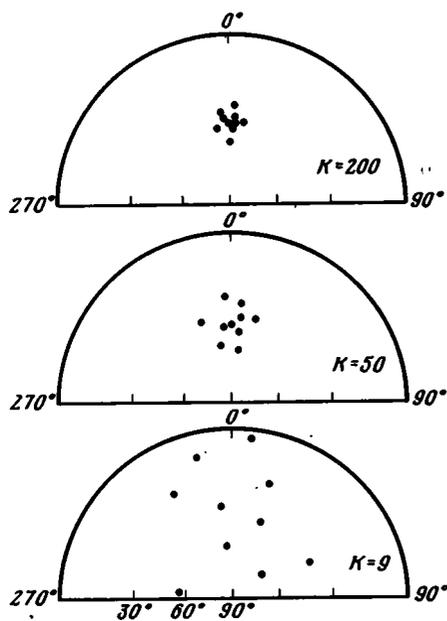


Рис. 1. Внешний вид распределения палеомагнитных векторов (направлений намагниченности) для различных значений кучности ( $K$ )

работать коллекций в лаборатории приходится сдерживаться при отборе и как следствие — мириться с неточностью результатов. Саму погрешность среднего в палеомагнитологии принято изображать в виде круга на поверхности сферы, за центр которого принимается среднее направление. Его радиус  $\alpha_{95}$  в градусах дуги большого круга и служит мерой точности (подробнее см. [7, 16]).

Обычно о реальном распределении того или иного вида ошибок мало что известно, кроме их максимальных значений. Можно использовать приближенный подход: подсчитать соответствующую этим значениям кучность и вычислить значение  $\alpha_{95}$ , исходя из числа наблюдений. Как правило, получаемые таким методом оценки влияния отдельных факторов будут несколько завышены по отношению к реальным. Это и неплохо — лучше слегка завысить оценку погрешности, чем дать повод не считаться с ней, применив ее влияние.

Наконец, здесь же упомянем о лабораторных ошибках. Кажется, самое главное здесь — погрешности при изготовлении образцов из штучка и измерении направлений намагниченности. Было показано [7], что их сумме соответствуют кучности порядка тысяч, и для коллекции из 10—15 образцов (даже не штучков) их влияние не превысит  $1^\circ$ , что пренебрежимо мало. Другие лабораторные ошибки, например вычислительные погрешности, еще меньше, и ими также можно пренебречь.

### ВЛИЯНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Одна из основных гипотез палеомагнетизма гласит, что на поверхности Земли склонения и наклонения геомагнитного поля всегда соответствовали полю центрального осевого диполя (модель ЦОД): склонения  $D$  везде равны нулю, а наклонения  $I$  связаны простой зависимостью с широтой  $\varphi$  места наблюдения. Так как первым этапом тектонической интерпретации палеомагнитных данных и является поиск отклонений от дипольности (например, поворот структуры приведет к ненулевым значениям склонения), здесь надо рассмотреть два вопроса.

Если модель ЦОД справедлива, то зависимость между наклонением  $I$  и широтой  $\varphi$  описывается формулой:  $\text{tg } I = 2 \text{tg } \varphi$ . Измеряется  $I$ , а интерпретируется  $\varphi$ . Вопрос первый — как же меняется разрешающая способность метода в зависимости от положения точки наблюдения на поверхности Земли? Такой анализ (приведен ниже) показывает, что при смещении от экватора к полюсу отношение  $\Delta\varphi/\Delta I^\circ$  — величина измене-

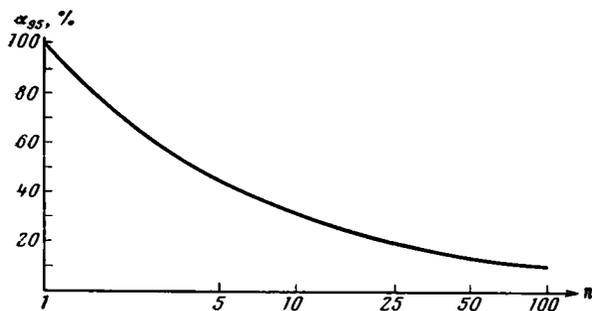


Рис. 2. Зависимость погрешности  $\alpha_{95}$  среднего направления намагниченности от числа осредняемых векторов  $n$  (начальная погрешность принята за 100%)

ния палеошироты (в градусах) при изменении наклоения на  $1^\circ$  при различных значениях последнего — возрастает в 4 раза, и во столько же раз уменьшается разрешающая способность метода.

$I^\circ$	0	10	20	30	40	50	60	70	80	84	90
$\Delta\varphi/\Delta I$	0,5	0,51	0,55	0,62	0,72	0,89	1,15	1,48	1,83	1,93	2,0
$\Delta D^\circ$	5,0	5,1	5,3	5,8	6,5	7,8	10,0	14,8	30	55	—

Иначе говоря, при работе вблизи полюса для обнаружения того же различия в широтах надо достичь вчетверо меньшей погрешности —  $\alpha_{95}$ . А так как этот параметр обратно пропорционален квадрату числа наблюдений, то при прочих равных условиях потребуется в 16 (!) раз больший объем коллекции. Даже при очень малой погрешности ( $\alpha_{95} = 3^\circ$ ) и при  $I = 80^\circ$  ошибка в определении широты составит  $11^\circ$ .

При интерпретации склонений надо учитывать, что значения  $\alpha_{95}$  выражаются в градусах дуги большого круга, одинаковых по всей сфере. Градусы склонения равны им только на экваторе, а с «ростом» широты они «уменьшаются» обратно пропорционально косинусу наклоения [12]. Два палеомагнитных направления можно считать различными, если их круги доверия ( $\alpha_{95}$ ) не перекрываются. Следовательно, с переходом в более высокие широты одной и той же погрешности будет соответствовать все большее необнаружимое различие в склонениях  $\Delta D$  (выше приведен расчет для  $\alpha_{95} = 5^\circ$ ), и при приближении к полюсу разрешение по склонениям будет довольно быстро падать, и падать неограниченно: при  $\alpha_{95} > (90^\circ - I)$  вообще нельзя говорить о каком-либо выделенном склонении. Очевидно, что при наклоениях более  $75\text{--}80^\circ$  крайне сложно решать тектонические задачи регионального типа, например обнаружить повороты отдельных структур.

Второй вопрос — насколько древнее геомагнитное поле соответствовало модели ЦОД. Теоретические соображения [9] и анализ имеющихся данных, например для перми [6], показывают, что в первом приближении модель справедлива. Неопределенности, связанные с реконструкциями положения крупных плит и малым количеством палеомагнитных данных, препятствуют проведению более точного анализа. Для последних 35 млн. лет, когда ошибки реконструкций невелики, было показано, что недипольные составляющие ведут к уменьшению наклоений на  $2\text{--}3^\circ$  по сравнению с моделью ЦОД; склонений они не искажают [19]. В любом случае величина отклонения от модели ЦОД заметно меняется только на расстояниях, сравнимых с расстояниями до земного ядра, и поэтому влияние этого фактора будет крайне мал при решении региональных задач типа природы изгибов структур в плане. Он будет существен только при сравнении данных по удаленным друг от друга регионам. Окончательные выводы делать пока рано, но для фанерозоя и позднего докембрия, когда характер геотектонических процессов, по видимому, был подобен современному, можно принять, что отклонения от модели ЦОД могут внести в наклонение ошибку порядка  $2\text{--}3^\circ$ , т. е. как и для кайнозоя.

В предыдущем разделе рассматривались неизменяющиеся во времени или изменяющиеся крайне медленно особенности структуры геомагнитного поля. В нем есть и переменные составляющие, но здесь достаточно рассмотреть только вековые вариации — примерно регулярные изменения направления поля вокруг его среднего значения. Только оно — это среднее — тектонически значимо, а вековые вариации представляют помеху, от которой желательно избавиться.

Достоверно установленные периоды вариаций — от единиц до 10 тыс. лет. В осадочных породах, где слой мощностью 2—2,5 см (толщина стандартного палеомагнитного образца) образуется многие десятки и сотни лет, высокочастотные колебания осредняются автоматически. Если осадки накапливаются очень медленно или образование намагниченности растянуто во времени, например при остывании крупной интрузии, то заметное осреднение всех вариаций будет происходить в каждом образце. Все же при изучении слоистых толщ стараются опробовать интервал мощности, соответствующий нескольким сотням тысяч — 1—2 млн. лет. Амплитуда вековых вариаций в течение фанерозоя была примерно постоянной — около  $\pm 10$ — $15^\circ$  [7]. В коллекции из 40 штурфов, где рассеяние палеомагнитных векторов полностью обусловлено вариациями, среднее направление будет определено с погрешностью  $\alpha_{95} = 4^\circ$ . Эту величину и можно принять за оценку влияний вариаций, хотя при отборе нескольких сот образцов погрешность уменьшится еще в 2—3 раза. Таким образом, палеомагнитным методом достаточно сложно обнаружить повороты небольших структур на угол 10— $15^\circ$  за время менее 1 млн. лет — они могут быть «потеряны» при осреднении; изменения же широт и любые движения крупных блоков происходят намного медленнее. Для тектонических исследований не годятся только те объекты, где хорошее осреднение невозможно, например одиночный маломощный силл или серия быстро излившихся потоков.

### ОШИБКИ ДАТИРОВАНИЯ

Предположим, что намагниченность синхронна образованию породы, но возраст последней известен очень неточно, или наоборот, изученная намагниченность образована много позже самой породы известного возраста. Как следствие — отличие результата от некоторого эталона нельзя интерпретировать однозначно. Количественно оценить такие ошибки сложно, так как они зависят от многих причин: погрешностей самих датировок, скоростей движений и т. д. Подойдем с другой стороны. Представим движение некоторого блока как сумму смещения вдоль меридиана со скоростью 2 см/год (почти  $0,2^\circ$ /млн. лет) и вращения вокруг его центра со скоростью  $4 \cdot 10^{-7}$  /год ( $= 0,4^\circ$ /млн. лет); такие значения соизмеримы с наблюдаемыми скоростями для крупных плит [4]. Тогда заметная разница в наклонениях и склонениях — 5—6 и 10— $15^\circ$  соответственно — накопится за 25—30 млн. лет. Введем тройной «запас прочности» и получим, что датирование пород и их намагниченностей с точностью 10, еще лучше 5 млн. лет вполне достаточно для решения глобальных и ряда региональных задач. Конечно, вращения небольших структур в активных зонах могли быть более быстрыми — тут эти оценки неправомерны. Высокая точность и здесь нужна не всегда — для обнаружения движений этого не требуется. Например, для доказательства вторичности изгиба Внешней зоны Памира [3], который происходил в неогене — квартере примерно в течение 25 млн. лет, точность определения возраста пород разных разрезов в 5 млн. лет вполне приемлема. Однако для исследования хода этого процесса во времени датировок с такой точностью было бы недостаточно.

При определении возраста намагниченности стараются или доказать ее синхронность образованию породы, что само по себе очень сложно, или датировать ее относительно геологических событий — складкообра-

зования, формирования конгломератов — по типу «раньше — позже», что намного проще. Например, для определения ширины палеоокеана надо доказывать первое для объектов на обоих его окраинах, а при выяснении природы горизонтального изгиба небольшой складчатой структуры — второе. В целом же именно погрешности датировок часто ведут к противоречивой интерпретации и просто грубым ошибкам. Например, несмотря на большой объем работ до сих пор не установлена величина смещения восточных участков Аппалачей относительно Северо-Американской платформы в девоне — начале карбона. Там широко развито перемагничивание пород в конце карбона — перми, и оценить влияние этой вторичной намагниченности пока однозначно не удастся. Возникает описанная ранее ситуация: различие в данных можно объяснить как тектоническими движениями [21], так и разновозрастностью сравниваемых намагниченностей [13]. В заключение отметим, что в общем случае точность определения возраста породы и ее намагниченности зависит от решаемой задачи, но датировать их с ошибкой в несколько миллионов лет во многих случаях вполне достаточно.

### ОГРАНИЧЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ОБРАЗОВАНИЕМ И СОХРАНЕНИЕМ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Ряд ограничений разрешающей способности метода связан с процессом намагничивания пород и сохранением в дальнейшем записанного в них сигнала. В первую очередь отметим внутрипластовый разброс — рассеяние палеомагнитных направлений разных частей слоя относительно внешнего намагничивающего поля. Причин этого явления много: броуновское движение мелких магнитных зерен, случайные их смещения при остывании лавы или уплотнении осадка и т. д. Разброс такого типа имеет нулевое среднее, и его можно в той или иной степени подавить осреднением. Его величина варьирует очень широко: внутрипластовая кучность ( $K$ ) равна сотням и тысячам в силах и обожженных породах, достигает многих десятков и первых сотен в красочетных отложениях, известняках и тонкозернистых терригенных толщах и падает до первых единиц и даже полного хаоса в грубообломочных сериях. При  $K > 100$  он почти полностью маскируется другими источниками разброса, например вековыми вариациями с  $K \sim 30$ , и осредняется почти полностью при вычислении средних по разрезам. Когда такой разброс очень велик, скажем,  $K = 4$ , он во многом определяет точность результата. В коллекции из 40 штучков, по четыре образца в каждом, его вклад в погрешность среднего составит около  $5,5^\circ$ . Чуть меньше дадут вековые вариации, а их суммарное влияние будет уже около  $7^\circ$ . Ясно, что по возможности следует опробовать породы с меньшим уровнем внутрипластового разброса.

Систематическое отклонение вектора намагниченности породы от направления намагничивающего поля может возникнуть вследствие анизотропии ее магнитных свойств. Однако даже при анизотропии в 50% максимальное отклонение не превысит  $12^\circ$  [18]. Обычно же этот параметр имеет величину порядка нескольких процентов, и его влияние менее  $3^\circ$ . Кроме того, анизотропия может меняться как внутри одного тела, например интрузии, так и между телами, и очень вероятно, что связанные с ней ошибки осредняются при массовом опробовании. Влияние этого фактора может быть существенно только при изучении очень сильно магнитных изверженных пород [9], сильно текстурированных метаморфитов типа гнейсов или интенсивно кливажированных и рассланцованных толщ [14].

В осадочных породах нередко отмечается занижение наклонов — их выполаживание по сравнению с внешним полем [5], возникающее при осаждении магнитных частиц на дно или при последующем уплотнении породы. Величина эффекта может меняться от 0 до  $20\text{--}25^\circ$ . Ошибка при этом всегда имеет один знак, и, следовательно, ее нельзя уничтожить осреднением. Сильное занижение наклона сравнительно лег-

ко обнаружить даже при поверхностном анализе результатов [15], и можно просто отбросить искаженные направления. Малые же эффекты заметить много сложнее, а они тем не менее влияют на выводы, особенно при детальном анализе. В большом массиве данных по осадочным породам разного типа без признаков сильных занижений наклонений этот эффект можно считать распределенным примерно равномерно от 0 до 10°. Среднее наклонение по всей совокупности будет занижено примерно на 5°, что и можно принять за оценку погрешности. Однако есть типы пород (магматические образования; по всей видимости, плотные разности известняков), где этот эффект либо вообще отсутствует, либо пренебрежимо мал. При изучении эта ошибка практически сходит на нет.

Породы могут намагничиваться не только в момент образования, но и в любой момент после этого, причем разновозрастные компоненты в общем случае будут различны по направлению. При их неполном разделении результат может быть неверен до такой степени, что любая интерпретация станет бессмысленной. В общем случае осреднение не может подавить ошибки такого рода, и поэтому одна из главных задач палеомагнитолога — обеспечить максимально точное разделение компонент намагниченности и определить их направления с минимальной ошибкой. Для этого имеются два взаимно дополняющих подхода — магнитные чистки и полевые (геометрические) методы. Не останавливаясь на деталях (см. [7]), отметим, что обычно легко обнаружить случаи, когда вклад различных по направлению компонент в измеренную намагниченность примерно соизмерим. Гораздо сложнее доказать, что направление предположительно однокомпонентной намагниченности найдено без ошибок. В общем виде этот вопрос, насколько известно автору, нигде не анализировался, возможно, в силу разнообразия возникающих при работе ситуаций. Все же для многих результатов весьма обоснованно можно считать, что подобные ошибки не превышают 5°. Но такая точность достижима только при изучении, почти обязательно с применением и магнитных чисток, и полевых методов, достаточно больших коллекций — из десятков и сотен штучков. Пока же ошибки за счет неполного разделения компонент намагниченности являются, вслед за ошибками датирования (см. выше), самым серьезным препятствием повышения разрешающей способности палеомагнитного метода. Проблема еще и в том, что общепринятые способы оценки надежности результатов пока отсутствуют, а существующие «минимальные» критерии [7, 18] позволяют отбраковывать только то, что уж заведомо никуда не годится.

### СТРУКТУРНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ

В палеомагнетизме давно существует методика учета влияния тектонических наклонов слоев. Без введения поправок за такие движения не обходится большинство исследований, а между тем в этих очень простых процедурах скрыто три источника ошибок.

Во-первых, используются элементы залегания слоев, измеренные с помощью разного вида приспособлений, например геологических компасов. Точность отсчета при этом порядка 2°, и при последующих осреднениях эти ошибки уменьшаются до пренебрежимо малого уровня. Более существенны гладкость ориентируемой площадки, ее непараллельность поверхностям напластования, мелкие нетектонические изгибы слоев. Каждый из этих факторов может привести к ошибкам порядка  $\pm 5^\circ$ . Их сумме соответствует кучность более 150, что для коллекции из 40 штучков дает погрешность около 2°. Кроме того, здесь — редкий случай — легко увеличить статистику, проведя дополнительные измерения. Подобные погрешности существенны только при неуверенно определяемых залеганиях, например для массивных известняков с нечетко выраженной слоистостью.

Второй источник ошибок связан с тем, что считается известным положение геологического объекта в момент намагничивания. Для сло-

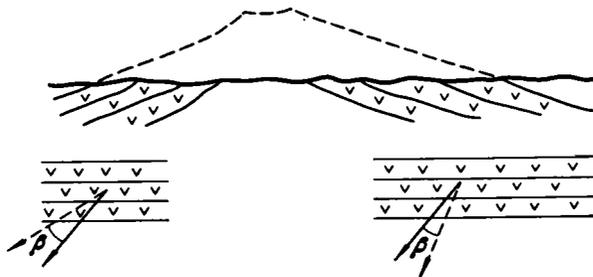


Рис. 3. Схематический разрез палеовулкана с первично наклоненными границами потоков и механизм появления структурной ошибки. Сплошные стрелки — истинные направления намагниченности, пунктирные стрелки — рассчитанные палеомагнитные направления без учета первичных наклонов слоев,  $\beta$  — угол между этими двумя векторами

истых толщ всегда предполагают изначально горизонтальное их залегание. В то время как водонасыщенные осадки будут накапливаться при уклонах не более  $2-3^\circ$  (это не страшно), базальты и плащевые отложения могут иметь первичные уклоны около  $10^\circ$  (это уже очень заметно), кислые лавы и туфы — до  $20^\circ$  и более (это для интерпретации «смертельно»). Ошибки этого типа могут сказываться и на склонениях, и на наклонениях в зависимости от взаимной ориентации вектора намагниченности и направления уклона. Их знак может быть любым (рис. 3), но для отдельного разреза или группы разрезов в пределах малой площади он скорее всего будет постоянным, т. е. на этом уровне ошибка будет систематической. Рандомизировать и потом осреднить такие ошибки можно только по многим разрезам, разнесенным на многие километры и десятки километров; фактически при этом осредняется рельеф поверхности осадконакопления. Ясно, что для морских отложений этот фактор не имеет заметного значения, для некоторых типов континентальных отложений нужно не менее 5—6 разнесенных разрезов, чтобы ошибка не превышала  $4^\circ$ , а для кислых лав даже для 10 разрезов погрешность может составить  $6-8^\circ$ , что существенно при интерпретации палеоширот. И все же такие ошибки обычно сравнительно невелики. Однако есть класс объектов, где ошибки могут достигать многих десятков градусов. При исследовании, непластовых интрузий или рифов не известно ни их первичное положение, ни характер внутренних деформаций, поэтому поправки сколько-нибудь уверенно ввести просто нельзя. Тектонически значимыми результатами будут только в тех случаях, когда после формирования этих тел не происходило заметных наклонов или движения можно количественно оценить по деформациям вмещающих слоистых толщ (обычно для малых тел типа даек или небольших штоков).

Третий источник погрешностей связан с тем, что поправки за наклоны слоев вводятся, исходя из предположения, что вращение происходило вокруг горизонтальной оси постоянного направления. Если же это не так, то введение поправок приведет к ошибкам. Было показано [1], что при этом искажаются только склонения, а наклонения не меняются. Как следствие — палеомагнитные направления будут иметь характерное «банановидное» распределение [17]. Внешне такая картина не отличима от вращений сравнительно крупных блоков и структур вокруг вертикальной оси.

Обычно цель работ — обнаружение движений регионального плана, и сложные локальные вращения являются помехой. Требуется анализ геологических данных, чтобы различить эти два случая. На рис. 4 приведены палеомагнитные данные по Малому Кавказу: для Иджеван-Таузского прогиба [8] и Севано-Акеринской зоны [2]. В первом случае разрезы сконцентрированы на малой площади, так что локальные деформации кажутся вполне правдоподобными. Во втором — палеомагнитные направления коррелированы с постепенным изменением прости-

раний в тектонической зоне, и здесь вращения скорее имели региональный характер.

Влияние локальных деформаций может быть любым, вплоть до чисто одностороннего смещения склонений, например в пределах сдвиговой зоны, и пригодного для всех ситуаций метода их учета дать нельзя. Но интересно, что в огромном числе работ даже по интенсивно дислоцированным толщам не наблюдается характерных «банановидных» распределений средних по разрезам, каждое из которых имеет погрешность  $\alpha_{95} = 5 \div 10^\circ$ . Это говорит о том, что с хорошей точностью справедлива принятая простая модель деформаций. Малые же отклонения от нее приходится считать случайными и проводить осреднение. Приняв их уровень в  $\pm 10^\circ$  — большие углы уже сказались бы на форме распределения, для пяти разрезов среднее склонение будет определено с ошибкой менее  $\pm 5^\circ$ . Все же лучше стараться уменьшить влияние локальных

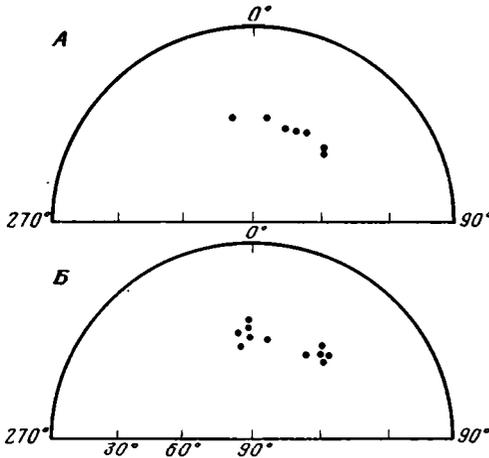


Рис. 4. Средние направления намагниченности по разрезам верхнемеловых пород Малого Кавказа: А — Иджеван-Тауэский прогиб, Б — Севано-Акеринская зона

деформаций еще при выборе разрезов. Из общих соображений ясно, что чем больше отклоняются залегания в точке отбора образцов от общего структурного плана, тем вероятнее получить аномальное палеомагнитное направление. Так, например, в Эллинидах [11] было обнаружено, что склонения векторов намагниченности прямо коррелируются с углами между локальными и региональными простираниями осей складок.

Итак, ошибками в измерениях залегания слоев почти наверняка можно пренебречь, прямо при опробовании делая по несколько замеров, а остаток «доосредняя» при вычислении средних по отдельным разрезам. Остальные два фактора скажутся, вероятнее, на разбросе средних по разрезам, а их сумме в максимум соответствуют ошибки около  $11^\circ$ . Погрешность среднего для 5 и 10 разрезов составит примерно  $\pm 6$  и  $\pm 4^\circ$  соответственно. Это уже может сказаться на интерпретации. Осреднением много не достичь: разрез не штуф. Проще и надежнее при отборе коллекций таким образом выбирать и породы, и структуры, чтобы свести влияние таких ошибок к минимуму.

## ОБОБЩЕНИЕ

Из вышесказанного ясно, что разрешающая способность палеомагнитного метода зависит от многих факторов, и дать ее единую оценку очень сложно ввиду разнообразия объектов. Попробуем посмотреть, какой величины различия в палеомагнитных направлениях можно надежно выделить и что для этого нужно сделать. Пусть требуется установить отличие наблюдаемого вектора на 20, 10, 5 и 2,5 градуса дуги большого круга от некоторого эталонного направления и исключить все причины различий, кроме тектонических движений. Исключим также неблагоприятные высокие широты. Эффект будем считать достоверным, если величина  $\alpha_{95}$  результата вдвое меньше заданного различия.

А. 20°. Структурные ограничения, отклонения от модели центрально-го осевого диполя (ЦОД), небольшие занижения наклонов здесь не-существенны. Не слишком высокий пластовый разброс (кучность бо-лее 10) и вековые вариации осредняются до требуемого уровня в кол-лекции из 30 штуфов. В принципе достаточно одного разреза, но для надежности лучше изучить 2—3. «Опасны» только грубые ошибки — большие погрешности в датировках пород и разделении компонент намагниченности, значительные локальные деформации и занижения на-клонений, но их сравнительно легко исключить при правильной методи-ке работ. Движения такой и бóльшей амплитуды чаще всего и детекти-руются: вращения по аномалиям склонений, смещения вдоль меридиа-на — по наклонам.

Б. 10°. Несущественны только отклонения от модели ЦОД. Жела-тельные коллекции из 100 и более штуфов. Необходимо осреднение по площади, хотя число разрезов может быть небольшим — 5—6. Распре-деления средних направлений по разрезам и типам пород должны ис-пользоваться для оценок локальных деформаций и занижений. Необходи-мо точное датирование и разделение компонент намагниченности. Имеются примеры обнаружения поворотов на угол порядка 10° [10] и таких же по величине различий в наклонах [2], причем специально указывается на их систематичность.

В. 5°. Для необходимого уменьшения влияния вековых вариаций и внутрипластового разброса потребуется несколько сот штуфов. Струк-турные погрешности подавляются при наличии десятков разрезов. И во-обще, практически все источники погрешностей надо учитывать: даже будучи уверенным, что влияние каждого из них не превышает 2°, необ-ходимо еще и уменьшить до такого же уровня суммарную погрешность. Примеров же надежного определения движений такой амплитуды на основании только палеомагнитных данных пока нет.

Г. 2,5°. Комментарии излишни.

Итог ясен. Различия в 20° и более легко обнаружимы, и требуются значительные затраты сил и времени для детектирования вдвое мень-ших эффектов. Пятиградусные различия лежат на грани возможностей и здравого смысла, а как считают многие исследователи, — даже за гранью. По мнению автора, в будущем можно будет работать и на этом уровне, но всегда с большими затратами. Бóльшая же точность так и останется недостижимой. В свете сказанного бессмысленными кажутся иногда встречающиеся фразы: «Различия в палеонаклонах говорят о смещении структуры на 200 км» (т. е. самое большее на 4° наклоне-ния). Однако все выводы относятся только к интерпретации палеомаг-нитных данных в чистом виде, без учета геологии. Зная современные размеры структуры по геологическим данным и угол поворота по па-леомагнитным, можно определить, вернее, рассчитать перемещения на любое расстояние. Ясно, что здесь рассмотренные выше ограничения влияют на определение угла поворота, а не рассчитанного смещения.

Сделаем несколько общих рекомендаций о проведении палеомагнит-но-тектонических исследований. Прежде всего необходимо определить, можно ли вообще решить некоторую задачу палеомагнитным методом, и если «да», то насколько велик может быть эффект и реально ли его обнаружить имеющимися средствами. Например, при изучении покров-ной структуры палеомагнитным методом нельзя определить амплитуду перемещения — несколько десятков километров, но можно обнаружить относительные повороты отдельных надвиговых пластин. Далее очень важную и нередко решающую роль играет выбор объектов — и типов пород, и структур — применительно к конкретной задаче. Например, изучая подходящие литологические разности, можно практически иск-лючить занижения наклонов и первичные наклоны, резко уменьшить значение внутрипластового разброса.

## ВЫВОДЫ

В заключение перечислим причины, влияющие на разрешающую способность палеомагнитного метода, сгруппировав их по характеру влияния на результаты и методам их подавления и учета.

1. Неточное датирование пород и компонент намагниченности, неполное разделение последних, неучтенные деформации в неслоистых породах. Основные источники грубых ошибок при тектонической интерпретации. Исключаются при правильной методике полевых и лабораторных исследований.

2. Пространственная структура геомагнитного поля. Падение разрешающей способности метода в высоких широтах. Необходимо учитывать при выборе районов работ.

3. Недипольные составляющие геомагнитного поля. Могут внести ошибку порядка первых градусов при сравнении палеомагнитных данных по удаленным друг от друга регионам.

4. Погрешности измерений и обработки, вековые вариации геомагнитного поля, внутрисластовый разброс палеомагнитных направлений. Присутствуют всегда. Резко подавляются, до 5° и менее, при осреднении данных по нескольким десяткам штурфов. Последний источник ошибок можно уменьшить выбором пород для исследования.

5. Первичные наклоны слоев, локальные деформации, анизотропия пород. Осредняются на уровне разрезов. Выбором объектов можно исключить их влияние.

6. Занижение наклонов. Проявляется в некоторых типах осадочных пород. Не уничтожается осреднением. Может быть исключено либо анализом данных по литологически разнородным коллекциям, либо отбором пород, для которых этот эффект не свойственен.

Как итог, еще раз повторим, что достигнутый сейчас уровень исследований позволяет обнаруживать и количественно оценивать тектонические движения, приводящие к изменениям палеомагнитных направлений на угол около 10° и более.

Автор благодарит В. С. Буртмана, Г. З. Гурария и С. А. Куренкова за доброжелательную критику и полезные замечания.

## Литература

1. Баженов М. Л. Исследование локальных тектонических деформаций палеомагнитным методом//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1979. № 11. С. 53—59.
2. Баженов М. Л., Буртман В. С. Происхождение структурной дуги Малого Кавказа//Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 2. С. 416—419.
3. Баженов М. Л., Буртман В. С., Гурарий Г. З. Исследование кривизны Памирской дуги в палеогене палеомагнитным методом//Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 5. С. 1137—1139.
4. Ле Пишон К., Франшито К., Бонин Ш. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 287 с.
5. Натата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 346 с.
6. Палеомагнетизм палеозоя/Под ред. Храмова А. Н. Л.: Недра, 1974. 236 с.
7. Палеомагнетология/Под ред. Храмова А. Н. Л.: Недра, 1982. 312 с.
8. Печерский Д. М., Неуен Тхи Ким Тхоа. Палеомагнетизм вулканитов офиолитовых серий и позднемеловых эффузивов Армении//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1978. № 3. С. 48—63.
9. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1978. 590 с.
10. Courtillot V., Achache J., Landre F. et al. Episodic spreading and rift propagation: new paleomagnetic and geochronological data from the Afar Nascent passive margin//J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № B7. P. 3315—3333.
11. Horner F., Freeman R. Palaeomagnetic evidence from pelagic limestones for clockwise rotation of the Ionian Zone, Western Greece//Tectonophysics. 1983. V. 98. P. 11—27.
12. Kellogg K. S., Reynolds R. L. Paleomagnetic results from the Lassiter Coast, Antarctica and a test for oroclinal bending of the Antarctic peninsula//J. Geophys. Res. 1978. V. 83. № B5. P. 2293—2299.
13. Kent D., Opdyke N. D. Multicomponent magnetizations from the Mississippian Mauch Chunk formation of the Central Appalachians and their tectonic implications//J. Geophys. Res. 1985. V. 90. № B7. P. 5371—5383.
14. Kligfield R., Lowrie W., Hirt A., Siddans A. W. B. Effect of progressing deformation on remanent magnetization of Permian redbeds from the Alps Maritimes (France)//Tectonophysics. 1983. V. 97. P. 59—85.

15. *Laj C., Jamet M., Sorel D., Valente J. P.* First paleomagnetic results from Mio-Pliocene series of the Hellenic sedimentary arc//Tectonophysics. 1982. V. 86. P. 45—67.
16. *Mardia K. V.* Statistics of directional data. L.: Acad. Press. 1972. 281 p.
17. *MacDonald W. D.* Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation and the structural tilt correction in paleomagnetic studies//J. Geophys. Res. 1980. V. 85. № B7. P. 3659—3669.
18. *McElhinny M. W.* Palaeomagnetism and plate tectonics. Cambridge: Cambridge University Press. 1973. 358 p.
19. *Merrill R. T., McElhinny M. W.* Anomalies in the time-averaged paleomagnetic field and their implications for the lower mantle//Rev. Geophys. and Space Physics. 1977. V. 15. № 3. P. 309—323.
20. *Roy J. L., Morris W. A.* A review of paleomagnetic results from the Carboniferous of North America; the concept of Carboniferous geomagnetic field horizon markers//Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 65. P. 167—181.
21. *Van der Voo R., French A. H., French R. B.* A paleomagnetic pole position from the folded Upper Devonian Catskill redbeds, and its tectonic implications//Geology. 1979. V. 7. P. 345—348.

Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
31.III 1986

УДК 551.242.3(67)

КАЗЬМИН В. Г.

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ МОЗАМБИКСКОГО ПОЯСА:  
ОТ АККРЕЦИИ К КОЛЛИЗИИ**

Мозамбикский пояс состоит из нескольких континентальных блоков (микроконтинентов), спаянных между собой позднепротерозойскими складчатými поясами. Аккреция островодужных и континентальных блоков на восточном краю Африки началась ранее 800 млн. лет назад и завершилась столкновением западной и восточной половин Гондваны перед ордовиком (около 500 млн. лет назад). Развитие Мозамбикского пояса не отличалось принципиально от развития фанерозойских поясов, таких, как Уральский, Альпийский и т. д.

С тех пор как Дьюн и Бёрк [7] предположили, что подвижные пояса докембрия представляют собой сутуры континентальных столкновений, среди исследователей не угасали споры о природе и масштабах горизонтальных движений, приведших к образованию этих поясов. Спор идет в основном о том, насколько механизм фанерозойской тектоники литосферных плит применим к докембрийской геологии. Особый интерес вызывают подвижные пояса позднего докембрия, в геологическом строении которых отчетливо обнаруживается сходство с фанерозойскими поясами [18].

Позднедокембрийские подвижные пояса широко распространены в пределах южных континентов (рис. 1) и в соответствии с современными представлениями могут быть разделены на три группы. Энсиалические пояса не содержат офиолитов, сложены терригенными породами; они явно формировались на континентальной коре (см. рис. 1 — III, IV, X, XI) [16]. Красноморский пояс (XII) является аккреционным образованием, состоящим из разновозрастных «террейнов» — островных дуг и микроконтинентов [17, 24]. Наконец, выделяются пояса, содержащие «океанские» комплексы: офиолиты, осадки активных и пассивных окраин (XIII и XIV; VII и VIII).

Анализ только геологических данных не дает прямого ответа на вопрос: происходило ли в позднем протерозое открытие и закрытие узких бассейнов без общего изменения конфигурации Гондваны [1] или континентальные блоки разделялись большими океанами? Лишь для одного из поясов — Мозамбикского — палеомагнитные данные позволяют с уверенностью говорить о закрытии большого океанского бассейна до начала орогении. Поэтому большой интерес представляют новые данные по геологии этого пояса, позволяющие оценить надежность палеомагнитных построений.

Мозамбикский пояс *sensu stricto* представляет собой широкую (400—600 км) полосу высокометаморфизованных пород — различных орто- и парагнейсов с преобладающим радиологическим возрастом 600—500 млн. лет, протягивающуюся от Мозамбика до Эфиопии вдоль восточного побережья Африки. С учетом палеотектонических реконструкций и данных о распространении «омоложенных» древних комплексов на Мадагаскаре и в Сомали истинная ширина пояса, возможно, в 2—3 раза больше (см. рис. 1).

Ключевым регионом для понимания природы Мозамбикского пояса является его северная оконечность в пределах Судана, Эфиопии и Сомали, где мозамбикские гнейсы сочленяются с супракrustальными позднепротерозойскими образованиями Красноморского пояса [11, 13].

Здесь в поперечном сечении Мозамбикского пояса с запада на восток выделяются следующие элементы (рис. 2): 1) Суданский щит, со-

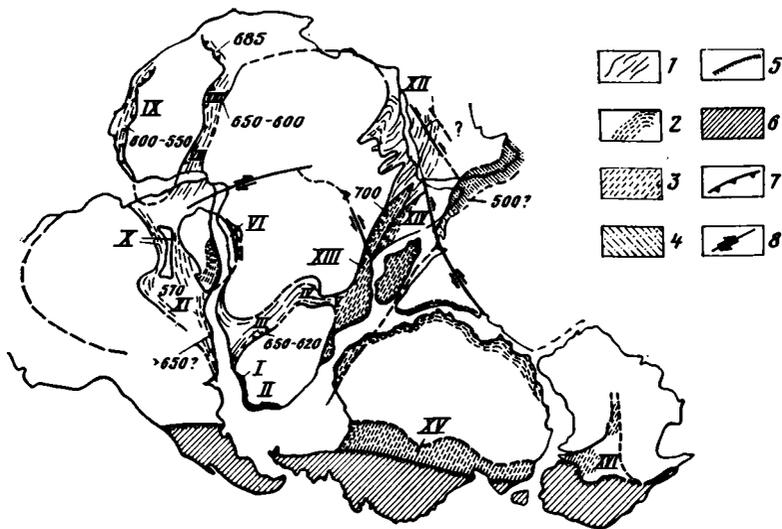


Рис. 1. Позднекембрийские подвижные пояса южных континентов  
 1 — складчатые пояса, 2 — зоны тектоно-магматической переработки, 3 — позднекембрийская активная окраина, 4 — складчатый пояс Инда Ад позднекембрийского — раннепалеозойского возраста, 5 — палеозойская граница Гондваны, 6 — палеозойская активная окраина, 7 — покровы, 8 — сдвиги. Области кратонов не заштрихованы.

Цифры — возраст деформаций в млн. лет.

Подвижные пояса: I — Герип, II — Малмсбери, III — Дамара, IV — Катанга, V — Замбези, VI — Западно-Конголезский, VII — Дагомейский, VIII — Хоггар-Ифорас (Фарузский), IX — Мавританский, X — Бразильский, XI — Атлантический, XII — Краноморский, XIII и XIV — Мозамбикский, XV — Трансантарктический, XVI — Аделаида

ставляющий часть Центрально-Африканского кратона<sup>1</sup>; 2) складчатый пояс Западной Эфиопии; 3) Эфиопский микроконтинент; 4) складчатый пояс (сутура) Адолы; 5) микроконтинент Сидамо; 6) складчатый пояс Дава Парма; 7) микроконтинент Африканского Рога; 8) складчатый пояс Инда Ад; 9) континент Восточной Гондваны.

1. Суданский щит, по данным Вейла [25], сложен породами, метаморфизованными в основном в амфиболитовой фации, с отдельными участками развития образований гранулитовой фации. В южной части щита эти породы непосредственно смыкаются с архейскими комплексами Заира и Уганды. Вероятно, в строении щита участвуют и более молодые комплексы, в частности породы зеленосланцевой ступени метаморфизма, обнажающиеся в Нубийских горах. В Южной Эфиопии, в краевой части щита, широко развиты толщи различных парагнейсов, образовавшихся по глинистым и карбонатным породам. Господствующее простирание структур — субмеридиональное.

2. Складчатый пояс Западной Эфиопии разделяет Суданский щит и Эфиопский микроконтинент [11, 13]. В южном направлении пояс сужается и переходит в сложную шовную зону, включающую отдельные блоки супракрустальных верхнепротерозойских пород. Примерно на 10° с. ш. в строении пояса выделяется три зоны [14].

Западная зона сложена различными метабазитами (метавулканитами основного состава, метагаббро, амфиболитами), ассоциирующимися с метаосадками — филлитами, графитовыми сланцами, метапесчаниками, включающими линейные тела серпентинитов. Широко развиты сильно вытянутые согласные тела синтетектонических гранитов и изометрические плутоны калиевых посттектонических гранитов с K/Ag-возрастом  $493 \pm 10$  млн. лет (по КПШ) и  $556 \pm 15$  млн. лет (по биотиту [4]). Возможно, эти цифры отражают время завершающей стадии деформации в зоне.

<sup>1</sup> Под термином «кратон» здесь понимается область допозднепротерозойской консолидации. В контексте данной статьи этот термин эквивалентен термину «континент».

Центральная зона характеризуется развитием вулканогенных, вулканогенно-обломочных и осадочных терригенных толщ зеленосланцевой фации метаморфизма. Судя по химическому составу, преобладают андезито-дацитовые породы с нормальной известково-щелочной специализацией [15]. Отдельные разности с характерной игнимбритовой текстурой, возможно, имеют более кислый состав. Широко распространены

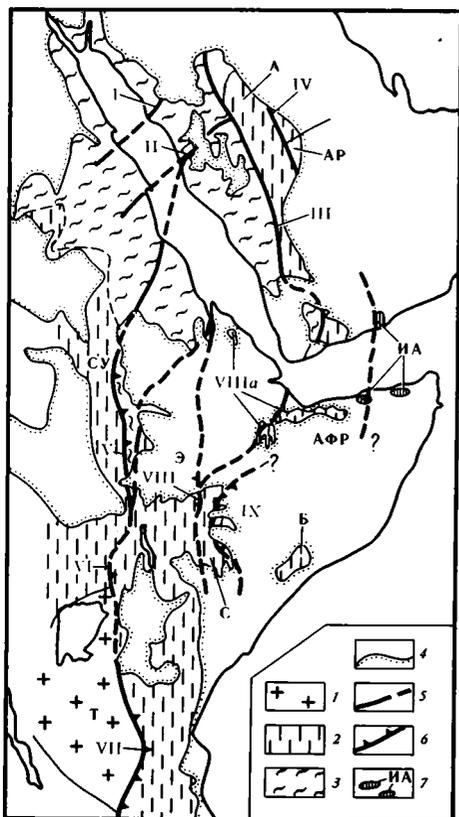


Рис. 2. Главные структурные элементы Мозамбикского пояса и Аравийско-Нубийского щита (с использованием [24])

Доверхнепротерозойские комплексы: 1 — гранитно-зеленокаменные, 2 — гнейсовые, 3 — верхнепротерозойские (островодужные, окраинных морей, офиолитовые), 4 — граница чехла, 5 — зоны сочленения блоков (сутуры); 6 — надвиги, 7 — выходы нижнепалеозойских отложений серии Инда Ад и ее аналогов.

Сутуры, складчатые пояса: I — Ямбу, II — Бир Умк, III — Набита, IV — Аль Амар, V — Западной Эфиопии, VI — Северо-Западной Кении, VII — Мозамбикский фронт Танзании, VIII — Адола, VIIIa — выходы пород пояса Адола в Данакильском горсте (на севере) и в бортах Афары (на востоке), IX — Дава Парма, IA — Инда Ад. Сиалические континентальные блоки (континенты, микроконтиненты), разделенные сутурами и складчатыми поясами: А — Афиф, AP — Ар-Райн, CV — Суданский щит, Т — Танганьикский, Э — Эфиопский, С — Сидамо, АФР — Африканского Рога, Б — щит Бур в пределах АФР

метаморфизованные и рассланцованные вулканические брекчии и конгломераты.

Известково-щелочные вулканические комплексы прорваны крупными батолитовыми интрузиями диоритов и гранодиоритов, по химизму также принадлежащими к нормальному известково-щелочному тренду. Выходы батолитов с провесами кровли преобладают в южной части зоны, тогда как на севере развиты в основном вулканогенные толщи. Последнее говорит об увеличении глубины эрозионного среза в южном направлении, что подтверждается также появлением на юге выходов различных ортогнейсов, возможно, представляющих собой фрагменты сиалического фундамента вулканического пояса. Наличие такого фундамента объясняет «кислую» специализацию вулканитов.

В Западной Эфиопии для гранодиоритов известен K/Ag-возраст 800 млн. лет [21]. В Северной Эфиопии вулканогенно-осадочные толщи прорваны слабдеформированными гранодиоритами с K/Ag-возрастом 670—690 млн. лет [20]. Эти гранитоиды, вероятно, идентичны «молодым гранитам первой фазы» в смежных районах Судана, имеющим Rb/Sr изохронный возраст около 700 млн. лет [22]. Очевидно, деформация и метаморфизм вмещающих толщ в основном произошли ранее 700 млн. лет назад.

Восточная зона представляет собой чешуйчато-надвиговое образование. Крутопадающие на запад чешуи сложены гипербазитами, превращенными обычно в тальковые, серпентиновые, антофиллитовые

сланцы; различными метабазитами, включающими метагаббро и метавулканы базальтового и ультраосновного состава, а также разнообразными метаосадками.

Гипербазиты включают дуниты, перидотиты (гарцбургиты?), пироксениты. Судя по плохо сохранившимся первичным структурам, эти образования являются кумулятами, принадлежат к расслоенному комплексу.

Соотношения гипербазитов с габброидами остаются обычно неясными. Выделяются как деформированные сильно измененные, так и «свежие» габбро, оливиновые габбро, нориты. Отмечены переходы к существенно плагиоклазовым разностям, иногда с гигантозернистой пегматоидной структурой.

Метабазальты слагают как мощные (сотни метров) однородные толщи (как правило, отдельные чешуи), так и горизонты в осадочной толще. Особый интерес имеет широкое распространение метавулканитов ультраосновного состава, переслаивающихся с метаосадками. Первичные минералы в этих метавулканитах полностью замещены тальком, тремолитом, хлоритом, а содержание MgO достигает 20—30%, что позволяет предполагать первичный пикритовый или коматиитовый состав.

Петрохимические исследования подтвердили офиолитовый характер базит-гипербазитового комплекса, в частности его большое сходство с офиолитами Тродоса и района Бир Умк в Саудовской Аравии [26].

Осадочные образования включают метапесчаники, темные филлиты, графитовые сланцы, в подчиненном количестве встречаются кремнистые сланцы и тонкополосчатые мраморы. Отмечены породы с четкой градиционной слоистостью (турбидиты), что говорит о глубоководных условиях образования. К категории глубоководных осадков можно отнести также тонкополосчатые кремни и мраморы, ассоциирующиеся с пелитовыми сланцами. Наиболее вероятным кажется предположение, что осадки накапливались на склоне, возможно, и в желобе перед островной дугой, отвечающей центральной зоне.

Пространственные соотношения с островодужными комплексами, характер осадков, чешуйчато-надвиговое строение, присутствие пород океанической коры — все это заставляет рассматривать восточную зону в целом как аккреционную призму.

**3. Эфиопский микроконтинент.** Докембрийское основание микроконтинента обнажено на юге Эфиопии и в Кении («комплекс основания»), на севере скрыто под рифтовыми вулканитами и мезозойскими осадками. Оно сложено монотонными толщами орто- и парагнейсов в основном амфиболитовой, местами гранулитовой фации метаморфизма, в большей или меньшей степени затронутыми «панафриканской» мигматизацией. Особенно мощно ремобилизация древнего субстрата проявлена в широкой полосе, прилежащей к складчатому поясу, где наблюдается переработка древних субширотных изоклинальных складок в результате повторного смятия вдоль субмеридиональных осей.

**4. Складчатый пояс Адолы** по большей части скрыт под молодыми вулканическими толщами. На юге Эфиопии, в районе Адолы, он прослеживается в виде полосы 20—25 км шириной и 150 км длиной. К югу пояс выклинивается, и на его простирании в Северной Кении прослеживаются лишь отдельные линзы основных и ультраосновных пород.

Пояс Адолы сложен в основном различными амфиболитами, разделяющимися на две группы. К первой группе относятся массивные или полосчатые разности, образовавшиеся за счет метаморфизма габброидов. Амфиболиты второй группы отличаются бластопорфировой структурой; в них отмечались подушечные формы [5]; характерно переслаивание с пачками хлоритовых и графитовых филлитов, графитовых, железистых, марганцовистых кварцитов, метапесчаников. Амфиболиты этой группы являются метабазальтами. Они ассоциируют с протяженными (до 100 км) узкими линейными телами измененных ультрабазальтов — тальковы, серпентиновых, антофиллитовых сланцев, вмещающих реликты перидотитов и дунитов. А. М. Чейтер [5] отметил, что в отдель-

ных разрезах можно видеть такую последовательность (снизу): ультрабазиты, амфиболовые гнейсы, слабобассланцованные амфиболиты с подушечной текстурой (пиллоу-лавы?). Такая последовательность близка к разрезам офиолитовых ассоциаций.

Чешуйчато-надвиговая структура пояса имеет восточную вергентность, особенно четко выраженную вдоль его восточного фронта, где наблюдаются фрагменты покрова офиолитов, надвинутого на гнейсы.

Наиболее древний возраст в пределах пояса получен для хлорит-серицито-кварцевого филлита и равен  $1030 \pm 40$  млн. лет (K/Ar [5]). Синтектонические граниты имеют возраст 680—630 млн. лет (Rb/Sr-изохрон [8]), а широко распространенные поздние розовые граниты и мигматиты, развитые в древних гнейсах в обрамлении пояса, — 515—500 млн. лет [8]. Мобилизация древнего субстрата проявлена также в образовании гранитогнейсовых куполов.

К северному продолжению пояса Адола можно условно отнести выходы зеленокаменно измененных осадочно-вулканогенных пород в поднятиях, обрамляющих с юга и востока Афарскую депрессию.

**5. Микроконтинент Сидамо** представляет собой гнейсовый блок 40—50 км шириной, расположенный между складчатыми поясами Адола и Дава Парма. В строении блока снизу вверх выделяются: 1) монотонные биотит-амфиболовые гнейсы, переходящим в гнейсированные породы гранодиоритового состава; 2) переслаивание различных парагнейсов, кварцитов, кальк-силикатных пород; 3) кварц-полевошпатовые «псаммитовые» гнейсы. Этот древний гнейсовый комплекс перекрыт с несогласием толщей аркозовых метапесчаников, кварцитов, биотитовых сланцев, мраморов группы Вадера, литологически сходных с серией Турока Кении, «метаосадками Усагаран» Танзании, системой Умкондо Родезии. Все эти толщи рассматривались обычно как чехол средне- или раннепротерозойского возраста, смятый совместно с древними гнейсами [12]. Не исключено, что метаосадки группы Вадера накапливались на пассивной (западной) окраине микроконтинента Сидамо. Породы группы Вадера совместно с гнейсами смяты вдоль осей субмеридионального простирания. Деформация сопровождалась образованием мощных зон очковых гнейсов и полосчатых мигматитов.

**6. Складчатый пояс Дава Парма** почти целиком скрыт под чехлом мезозойских отложений. По набору пород этот пояс сходен с поясом Адола. В зоне контакта с гнейсами блока Сидамо развиты линейные, сильно деформированные тела диоритов и гранодиоритов. Обшая вергентность структуры — западная, перед западным фронтом пояса в гнейсах развиты опрокинутые изоклиналильные складки, древние гнейсы превращены в полосчатые мигматиты, насыщенные розовым кварц-полевошпатовым пегматоидным материалом. Возраст мигматитов во фронтальной зоне около 500 млн. лет (K/Ar [23]). Для амфиболитов и амфиболовых гнейсов (метабазиты, ортогнейсы габбро-диоритового состава) определения возраста варьируют от 740 до 615 млн. лет (K/Ar [23]), что свидетельствует о длительности магматической эволюции, завершившейся, по-видимому, где-то ранее 600 млн. лет.

**7. Микроконтинент Африканского Рога.** Докембрийский фундамент микроконтинента вскрыт только на щите Бур и на севере Сомалийского плато. На щите Бур выделяется два комплекса: нижний, сложенный биотитовыми, биотит-амфиболитовыми гнейсами и мигматитами, включающими пачки амфиболитов, и верхний, представленный биотитовыми и амфиболовыми сланцами, кварцитами, мраморами [3].

Аналогичное строение имеют доверхнепротерозойские отложения на востоке Эфиопии в поднятиях, обрамляющих Афарскую депрессию. Здесь развиты орто- и парагнейсы «основания» и сравнительно слабо измененная толща — серия Бодже, сложенная метапесчаниками, биотитовыми сланцами, кварцитами, мраморами с подчиненными горизонтами амфиболитов. В породах хорошо сохранились первичные осадочные текстуры. Эти два комплекса по литологии близки соответственно к гнейсовому комплексу и группе Вадера Сидамо [13].

8. **Складчатый пояс Инда Ад** выделен на крайнем северо-востоке Африканского Рога в Сомали [3]. Здесь развит мощный комплекс слабо измененных глинистых (аспидных) сланцев, алевритов, песчаников с прослоями и пачками кварцитов и немых мраморизованных известняков. Отмечаются также горизонты кварцевых порфиров и зеленых туффов или туфов, количество которых возрастает при движении на восток к о-ву Сокотра. Терригенный комплекс прорван дайками диоритов и посттектоническими гранитами с возрастом около 500 млн. лет. На более древних породах позднепротерозойского (?) возраста отложения серии Инда Ад залегают несогласно с базальным конгломератом. В гальке последнего содержатся габбро-сиениты, имеющие возраст около 560 млн. лет. Кембрийский возраст серии подтверждается сопоставлениями с разрезами сходных отложений на Аравийском побережье Аденского залива (формация Габар, серия Хуф Омана). Отложения серии Инда Ад и ее аналогов скорее всего накапливались в окраинном море, отделенном от океана вулканической дугой, расположенной восточнее о-ва Сокотра. Смятие осадочных толщ произошло перед ордовиком.

Суммируя изложенное, отметим, что в Эфиопии и Сомали выделяются четыре складчатых пояса, сложенных верхнепротерозойскими отложениями. В южном направлении пояса выклиниваются, что установлено для двух из них — пояса Западной Эфиопии и Адола. На их примере удается отчетливо показать, что выклинивание имеет эрозийный, а не первичный характер. Переход к более глубоким эрозионным уровням при движении с севера на юг выражен в постепенном исчезновении молодых толщ, переходе от уровня вулканических построек к уровню батолитовых интрузий. В смежных гнейсовых блоках одновременно наблюдается переход от уровня интрузивных гранитов к зоне мигматитов, появляются выходы пород гранулитовой фации метаморфизма, отвечающие глубинным частям коры. Выклиниваясь, складчатые пояса сначала переходят в узкие офиолитовые сутуры типа пояса Адола. Еще южнее вдоль сутур наблюдаются отдельные фрагменты, клинья супракрустальных образований, иногда значительного размера. Самый южный выход таких пород известен в Западной Кении на границе Мозамбикского пояса и Танганьикского кратона. К югу от 1° ю. ш. супракрустальные образования полностью срезаны эрозией, и прослеживается лишь мощная чешуйчато-надвиговая зона, сопровождающаяся катаклазом и милонитизацией гранитно-зеленокаменных пород кратона («Мозамбикский фронт», «катаклазиты Бубу»). Сходная картина наблюдается и на южном окончании пояса Адола.

В соответствии с рассмотренной схемой южная часть Мозамбикского пояса, обнаженная в пределах Кении и Танзании, представляется продолжением единого сиалического блока — Эфиопского микроконтинента. Как и в последнем, здесь отчетливо выделяются ранние субширотные складки, а также более поздние (мозамбикские или панафриканские) складки меридионального направления. Поперечные структуры обычно рассматриваются как древние, домозамбикские [9].

Попытаемся восстановить историю формирования Мозамбикского пояса (рис. 3).

1. Около 800 млн. лет назад на восточной окраине Африки уже существовал островодужный вулканический пояс. В тыловой части дуги располагалось окраинное море, которое, судя по широкому развитию офиолитов, хотя бы частично подстилалось океанической корой. Во фронтальной части дуги формировалась аккреционная призма.

2. Ранее 700 млн. лет произошло столкновение дуги с Эфиопским микроконтинентом. Древние субширотные структуры кристаллического основания были частично переработаны. После столкновения новая зона субдукции возникла на восточной периферии Эфиопского микроконтинента.

3. 680—630 млн. лет назад произошло столкновение Эфиопского микроконтинента и блока Сидамо, образовался складчатый пояс Адола. Од-

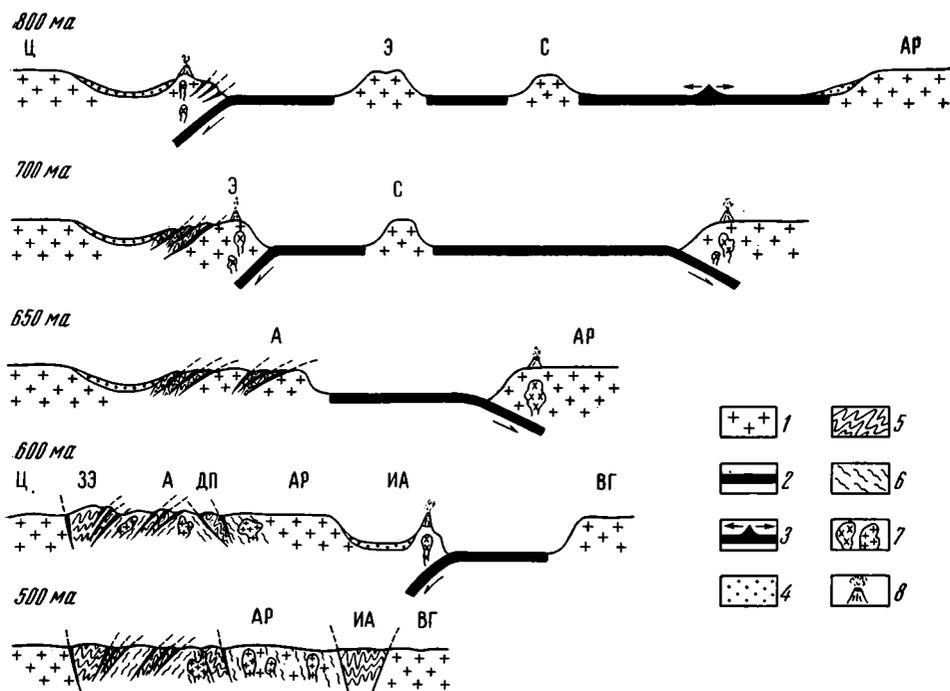


Рис. 3. Схема развития Мозамбикского пояса (северная часть)

1 — континентальная литосфера, 2 — океаническая литосфера, 3 — спрединг; стрелкой показано направление движения; 4 — осадки пассивной окраины и окраинного моря, 5 — складчатые комплексы, 6 — мигматиты, 7 — а-диориты-гранодиориты (наклонные крестики), 8 — граниты (прямые крестики); 8 — известково-щелочной вулканизм. Континенты и микроконтиненты: Ц — Центрально-Африканский, Э — Эфиопский, С — Сидамо, АР — Африканский Рог, ВГ — Восточной Гондваны. Складчатые пояса, сутуры: ЗЭ — Западной Эфиопии, А — Адолы, ДП — Дава Парма; ИА — Инда Ад

новременно происходило сближение образовавшегося континентального массива с микроконтинентом Африканского Рога, на западной окраине которого в эпоху 740—615 млн. лет назад, вероятно, существовал вулканический пояс.

4. Столкновение Африканского Рога с континентальной окраиной произошло около 600 млн. лет назад с образованием чешуйчато-надвиговых структур складчатого пояса Дава Парма с западной вергенцией. Это дает основание предполагать, что зона субдукции падала на восток под блок Африканского Рога. Последний, судя по реконструкциям, составлял единое целое с Мадагаскаром (см. рис. 1). К этой эпохе относится широкое проявление мигматизации и гранитных интрузий в пределах Эфиопского микроконтинента, блока Сидамо, Мадагаскара, складчатых поясов Западной Эфиопии и Адолы.

5. После рубежа 600 млн. лет активная окраина сформировалась на восточном краю Африканского Рога. Она включала окраинное море, где накапливались породы серии Инда Ад, и вулканическую дугу, расположенную восточнее. Такое строение позволяет предполагать наклоненную к западу зону субдукции. Смятие осадков окраинного моря произошло в конце кембрия, перед ордовиком, т. е. около 500 млн. лет назад. Эта деформация явилась следствием столкновения Восточной и Западной половин Гондваны, завершившем образование суперконтинента. С завершающим столкновением связана еще одна эпоха ремобилизации древнего основания, отголоски которой в виде интрузий проявлялись даже в ордовике.

Большой интерес представляет сопоставление предложенной интерпретации с палеомагнитными данными. Для Западной и Восточной Гондваны точки кажущегося положения позднекембрийских полюсов группируются в две пространственно далеко разобщенные полосы. В на-

чале палеозоя происходит сближение полос, а для ордовика полюса гондванских континентов близко совпадают (рис. 4 по [19]).

Выше было показано, что в эпоху от 800 до 500 млн. лет назад в Восточной Африке существовала активная окраина. Это хорошо увязывается с палеомагнитными данными о большом пространстве, разделявшем западную и восточную половины Гондваны в этот период. Столкновение континентов, по геологическим данным, завершилось в конце кембрия, что также соответствует палеомагнитным построениям. Совпадение геологической и палеомагнитной интерпретаций является важным подтверждением правильности всей схемы.

Столкновению предшествовал длительный период аккреции островодужных комплексов и микроконтинентов на активной окраине Западной Гондваны. Такие микроконтиненты, как Эфиопский, Сидамо и Африканский Рог, обнаруживают геологическое сходство друг с другом, на них развит древний осадочный чехол, возможно, покрывавший и сопредельные африканские кратоны. В пределах этих микроконтинентов отмечаются также древние субширотные структуры, сходные по ориентировке с архейскими структурами африканских кратонов. Можно предполагать, что эти микроконтиненты первоначально были частью Западной Гондваны, затем были отделены и в конце концов вновь столкнулись с нею. В данном случае модель с небольшим раскрытием и последующим столкновением без существенных изменений общей конфигурации кажется применимой.

Многочисленные столкновения и связанное с ними утолщение континентальной литосферы привели к мобилизации древнего субстрата, развитию мигматитов и гранитообразованию. Панафриканское омоложение древних пород охватывает полосу шириной более 1500 км, что связано с наличием нескольких зон столкновения, параллельных друг другу.

В целом развитие Мозамбикского пояса весьма сходно с развитием фанерозойских складчатых поясов, таких, в частности, как Урал [2] и Альпийский пояс [6]. Во всех трех случаях эволюция складчатых поясов была связана с закрытием крупного бассейна с океанской корой, длительным периодом аккреции разнообразных «террейнов» на активной окраине (островные дуги, микроконтиненты) и, наконец, столкновением крупных континентов. Длительность развития всех этих поясов также соизмерима и составляет 250—300 млн. лет. Таким образом, подтвердилась идея Холмса [10], рассматривавшего Мозамбикский пояс как глубоко эродированный ороген альпийского типа. Можно утверждать, что основные тектонические структуры Земли — континенты, переходные зоны, океаны — в позднем докембрии были принципиально такими же, как и в фанерозое.

#### Литература

1. Божко Н. А. Поздний докембрий Гондваны. М.: Недра, 1984. 230 с.
2. Зоненшайн Л. П., Кореневский В. Г., Казьмин В. Г. и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит//История развития Уральского палеоокеана. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1984. С. 6—56.
3. Козеренко В. Н., Ларцев В. С. Геологическое строение и полезные ископаемые Сомалийской Демократической Республики//Вопросы геологии и металлогении Восточной Африки. М.: ВЗПИ, 1976. Тр. Всес. заочн. политехнич. ин-та. Вып. 101. С. 6—109.

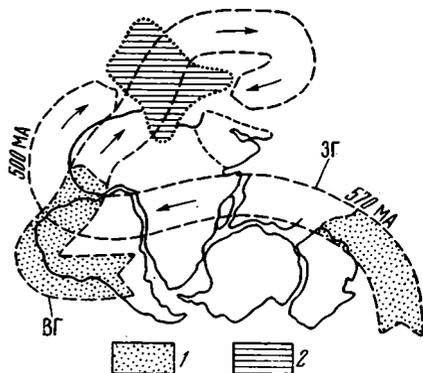


Рис. 4. Позднедокембрийские — раннепалеозойские кривые кажущегося перемещения палеомагнитных полюсов (АРМР) для Восточной (ВГ) и Западной (ЗГ) Гондваны [19] по отношению к реконструкции Гондваны

1 — докембрийские части кривых, 2 — область ордовикских полюсов для всех гондванских континентов

4. *Кочемасов Г. Г., Казьмин В. Г.* Верхнепалеозойские интрузии Западной и Южной Эфиопии и их связь с тектонической активацией. М.: ВЗПИ, 1976. Тр. Всес. заочн. политехн. ин-та. Вып. 101. С. 146—154.
5. *Chater A. M.* The geology of the Megado region of southern Ethiopia. England, PHD Thesis, Leeds Univ., 1971. 121 p.
6. *Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou L. E. et al.* Presentation de 9 cartes paléogéographiques au 1 : 20 000 000<sup>e</sup> s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel//Bull. Soc. geol. France (8) 1985. T. I. № 5. P. 637—652.
7. *Dewey J., Burke K.* Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision//J. Geol. 1973. V. 81. P. 683—692.
8. *Gilboy C.* The geology of the Gariboro region of southern Ethiopia. England, PHD Thesis, Leeds Univ., 1970. 116 p.
9. *Hepworth J. V.* The Mozambique orogenic belt and its foreland in northeast Tanzania: a photogeologically based study//J. the Geol. Soc. London. 1972. V. 128. P. 461—500.
10. *Holmes A.* The sequence of Precambrian orogenic belts in south and central Africa//18<sup>th</sup> Intern. Geol. Congr. London. 1948. 1951. V. 14. P. 254—269.
11. *Kazmin V. G.* Precambrian of Ethiopia//Nature Phys. Sci. 1971. V. 240. P. 176—177.
12. *Kazmin V.* Some aspects of Precambrian development in east Africa//Nature. 1972. V. 237. P. 160.
13. *Kazmin V., Alemu Shifferaw, Tilahun Balcha.* The Ethiopian basement: stratigraphy and possible manner of evolution//Geol. Rundschau. 1978. V. 67. № 2. P. 531—546.
14. *Kazmin V., Teferra M., Berhe S. M., Chowaka S.* Precambrian structure and metallogeny of Western Ethiopia//Annals Geol. Surv. Egypt. 1979. V. 9. P. 1—8.
15. *Kazmin V. G., Sukhorukov Yu. T.* Geology and geochemistry of the West Ethiopian fold belt//Symp. Geochemistry and miner. of Proterozoic volcanic suits. Project 217. Proteroz. Geochem., IGSP. Nottingham: UK Abstracts, 1985.
16. *Kröner A.* Rb—Sr geochronology and tectonic evolution of the Pan-African Damara Belt of Namibia, southwest Africa//Amer. J. Sci. 1982. V. 282. P. 1471—1507.
17. *Kröner A.* Evolution of tectonic boundaries in the late Proterozoic Arabian-Nubian Shield of north-west Africa and Arabia//Intern. Symp. on Precamb. crustal evolution. Chinese Acad. of Geol. Sci. Beijing, 1983. P. 24—25.
18. *Kröner A.* Fold belts and plate tectonics in the Precambrian//Proc. 27<sup>th</sup> Intern. Geol. Congr. V. 5. Precambrian geology, 1984. P. 247—280.
19. *McWilliams M. O.* Paleomagnetism and Precambrian tectonic evolution of Gondwana//Ed. Kroner A. Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 649—687.
20. *Müller J. A., Mohr P. A., Rogers A. S.* Some new K/Ar-age determinations on basement rocks from Eritrea//Bull. Geophys. Observ. Addis-Ababa. 1967. № 10. P. 53—57.
21. Mining agency of Japan. Report on geological survey of Welega area western Ethiopia. Addis-Ababa: Ministry of Mines, 1974. 97 p.
22. *Neary C. R., Gass I. G., Cavanagh B. J.* Granitic association of northeastern Sudan//Geol. Soc. Amer. Bull. 1976. V. 87. P. 1501—1512.
23. *Rogers A. S., Miller J. A., Morr P. A.* Age determination on some Ethiopian basement rocks//Nature, 1965. V. 206. P. 1021—1023.
24. *Stoeser D. B., Camp V. E.* Pan-African microplate accretion of the Arabian Shield//Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. V. 96. P. 817—826.
25. *Vail J. R.* Outline of the geochronology and tectonic units of the basement complex of northeast Africa//Proc. Roy. Soc. London. 1976. V. 350. P. 127—141.
26. *Warden A. J., Kazmin V. G., Kiesel W., Pohl W.* Some geochemical data on the mafic-ultramafic complex at Tulu Dimtu, Ethiopia and their genetic significance//Anzeiger der ÖAW. Wien. 1982. kl. Abt. 1. 191. B. 1, bis 4 Heft. P. 198—221.

УДК 551.26.2

САВЕЛЬЕВ А. А.

## ПАРАГЕНЕЗЫ ОСАДОЧНЫХ И УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ И РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Характеризуются геологические условия нахождения и формационные комплексы осадочных и ультрабазит-базитовых формаций. Каждый из выделенных типов представляет тектонотипические обстановки: а) ложа бассейнов с корой океанического типа (океанический тип с подтипами — протоофиолитовым протогея и офиолитовым неогей); б) вулканических областей в зонах аккреции и конвергенции на активных окраинах океанов и континентов (окраинный тип); в) тектономагматической активизации в зонах рифтинга на пассивных окраинах и внутри континентов (эпиконтинентальный тип). В структурах фундамента, чехла и складчатого обрамления древних платформ разновозрастные типы формаций сменяются один другим, образуя латеральный и вертикальный ряды.

### ВВЕДЕНИЕ

За последние 15—20 лет литолого-формационное понятие офиолитовой ассоциации Г. Штейнмана расширилось и стало использоваться многими исследователями после работ Р. Дитца, В. Е. Хаина, А. В. Пейве и др. как индикатор коры с океаническим типом разреза и важный тектонический репер при решении многих задач сравнительной геологии.

Накопленный опыт изучения офиолитов показал, что, во-первых, состав и строение их разрезов заметно меняются от места к месту [9, 25, 27] и, во-вторых, — в современном океане, его периферии, а также в их палеоаналогах [13, 20 и др.] офиолитовые формационные комплексы<sup>1</sup> сменяются по латерали и вверх по разрезу формационными комплексами других тектонотипических обстановок. В этих комплексах пространственно и во времени связаны парагенетическими отношениями специфические осадочные и ультрабазит-базитовые формации. Типизация по следних опирается главным образом на материалы их петрологического изучения. Это порождает трудности в решении многих геологических задач, поскольку породы, близкие по петрографическому и химическому составу, часто образуют близкие по составу формации как в структуре подвижных, так и стабилизированных областей [32].

### ТИПЫ ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ

С целью преодоления этих трудностей анализировались геологические условия нахождения, а также латеральные и вертикальные ряды осадочных и ультрабазит-базитовых формаций и их комплексы в различных структурно-формационных обстановках Гондваны, Лавразии и их раннепалеозойского складчатого обрамления в пределах Урала и Центральной Азии.

Предпринятый анализ показал, что могут быть отчетливо обособлены три естественных типа формационных комплексов. Каждый из них содержит различно варьирующий набор формаций, характеризует специфические палеотектонические обстановки и повторяется в однотипных

<sup>1</sup> Формационные комплексы рассматриваются как естественные ассоциации формаций (в понимании Н. П. Хераскова), связанных парагенетическими отношениями, представляющих структурно-формационные обстановки (океанского ложа, вулканических поясов, окраинных морей, пассивных окраин, областей внутриконтинентального рифтинга и т. п.) и объединяются в составе формационных типов (океанического, окраинного, континентального, эпиконтинентального и т. п.). Формации, их комплексы, а также объединяющие их типы образуют латеральные и вертикальные ряды.

разновозрастных или в разновозрастных, но разноудаленных структурно-формационных обстановках архейско-раннепалеозойского интервала времени.

**Океанический** тип объединяет формационные комплексы, которые в структурах фундамента древних платформ и их каледонского складчатого обрамления представляют наиболее древние образования и характеризуют начальные стадии геологического развития палеотектонических провинций симатического ряда. В раннеархейских структурах Лавразии, Африки, Австралии эти формационные комплексы сохраняются в зеленокаменных поясах, между гранитогнейсовыми куполами или их системами [4]. В позднеархейских и более молодых структурах они находятся главным образом за внешним краем форланда стабилизированных областей континентального типа.

В разрезах этих ассоциаций преобладают ультраосновные и основные породы, в том числе лавы недифференцированных или слабо дифференцированных серий, связанные с рассеянными подводными трещинными или щитовыми извержениями на обширных пространствах ложа акваторий океанического типа. Подчиненную часть разрезов слагают осадочные силицитовые, железисто-силицитовые, углеродисто-сланцевые и карбонатные формации. Раннедокембрийские ассоциации существенно отличаются по составу от позднедокембрийских — раннепалеозойских.

В Каапвальском кратоне архейские магматические формации представлены слабо дифференцированными коматиит-толеитовыми вулканоплутоническими сериями группы Онвервахт. На Кольском полуострове это толеиты кольско-беломорской серии. К этому же типу относятся формации и нижних частей разрезов докеноранских зеленокаменных поясов Канадского щита [4]. В позднеархейских — раннепротерозойских образованиях Байкальской горной области (домугдинская, укучиктинская, нюрндуханская и муйская серии), Кольского полуострова (печенгская и варзугская серии) эти ассоциации представлены толеитовыми и реже коматиитовыми формациями. В рифейско(?)—среднепалеозойских образованиях обрамления древних платформ среди них преобладают толеитовые вулканоплутонические формации, пикритовые присутствуют в подчиненных количествах.

Вулканиды, слагающие обширные ареалы (регионы, провинции), относятся к недифференцированным или слабо дифференцированным сериям коматиитовых, пикрит-базальтовых, базальтовых, андезитобазальтовых, спилит-диабазовых и редко базальт-риодацитовых формаций, главным образом толеитовой группы малоглубинных выплавок. Переслаивающиеся с ними парагенные карбонатные (доломитовая, известковистая), углеродисто-сланцевая, силицитовые (фтанитовая и яшмоидная) и тефроидные формации характеризуют пелагические обстановки накопления в условиях общего погружения коры.

Плутоническим раннедокембрийским ультрабазит-базитовым формациям Сибири, Кольского полуострова, Южной Африки, Северной Америки и другим посвящены многие публикации. Все известные ультрабазит-базитовые массивы в дорифейском фундаменте платформ рассматриваются как интрузивные. Среди плутонических членов ассоциаций этого типа известны два семейства интрузий, которые связаны переходами с вулканидами: а) силлы, отдельные дайки, их штокверки или параллельные рои пикритовой, габбро-диабаз-диоритовой, а также редкие некки диабаз-риодацитовых формаций; б) некки, силлы и штоки дунитов, верлитов, клинопироксенитов, оливинных габбро и габбро, габбро — диоритов (такситовых амфиболовых габбро), габбро-диабазов, плагиогранит — диорит — сиенитов, а также дифференцированные интрузии дунит — троктолит — клинопироксенит — габбро-норит — габбрового состава. Перечисленные формации присутствуют в ассоциациях океанического типа всего рассмотренного возрастного диапазона: от архейских до раннепалеозойских.

В дорифейских структурах фундамента древних платформ состав интрузивных пород в ассоциациях этого типа близок таковому в офиолито-

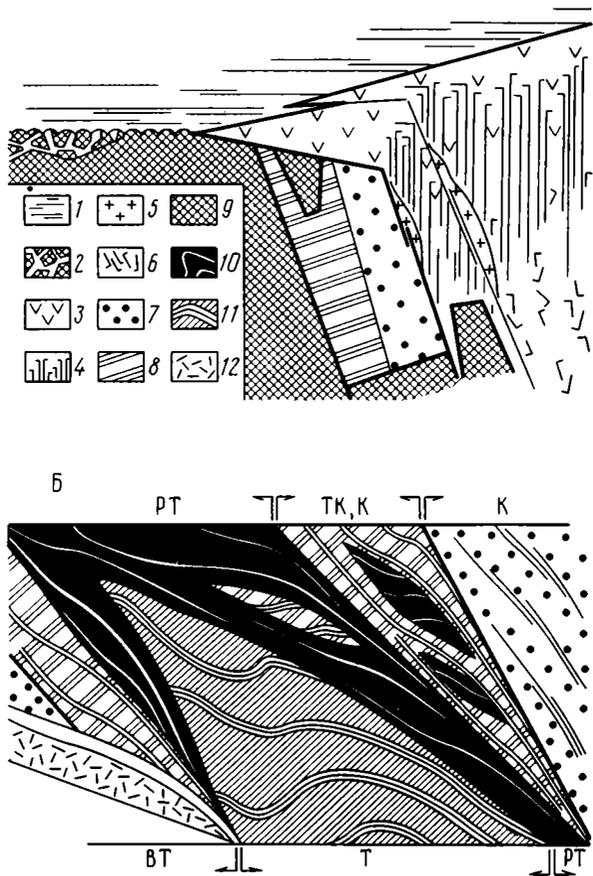


Рис. 1. Обобщенная схема соотношений главных (А) и в том числе верхнемантийных (Б) формаций в разрезе офиолитовых комплексов  
 1—2 — вулканогенно-осадочный комплекс: 1 — пелагические силициты (фтаниты, яшмонды), карбонаты, умберы, 2 — офикальциты; 3—6 — вулканоплутонический комплекс; 3 — базальтоиды многоярусных покровов массивного или подушечного сложения, гилалокластиты, тефроиды, 4 — диабазы, габбро-диабазы даек или жил одного или нескольких поколений, 5 — плагииграниты, 6 — габбро-диабазы, диабазы такситовые, разнотекстурированные, часто пегматоидные, амфиболовые; 7—11 — верхнемантийные комплексы: 7—8 — кумуляты (К) и тектонизированные кумуляты (ТК): 7 — нориты, габбро-нориты, габбро, часто оливниновые, с габбровой и офитовой структурой, с однородным или ритмическим строением, 8 — дуниты, верлиты, клинопироксениты, троктолиты, алливалиты, редко ортопироксениты, вебстериты, гарцбургиты и лерцолиты с линзовидными и полосчатыми невыдержанными текстурами; 9 — ультрабазитовые мантийные тектониты, 10 — релит-тектониты (РТ) дунит-гарцбургитовой серии, 11 — тектониты (Т) лерцолитовой серии; 12 — внутрикоровые тектониты (ВТ), метаморфические породы по офиолитам. Принципиальные соотношения ориентировки деформационных структур в верхнемантийном комплексе показаны черными и белыми линиями в полях пород разного состава

вой Г. Штейнмана и вместе с тем резко отличается от нее систематическим отсутствием характерной формации — ультрабазитовых высокотемпературных тектонитов (лерцолитов, гарцбургитов, дунитов) со структурами пластично-вязкого течения в твердом состоянии — формации, присущей основанию разрезов фанерозойских офиолитовых ассоциаций [9].

В позднедокембрийских — раннепалеозойских структурах обрамления древних лавразийских платформ перечисленные осадочные, вулканогенные и интрузивные формации слагают среднюю и верхнюю части разрезов ассоциаций океанического типа. Подстилают и слагают зачастую большую часть разрезов ассоциаций ультрабазитовые мантийные тектониты (рис. 1). Общий состав таких разрезов характеризует офиолитовую ассоциацию в общепринятом понимании [9], но заметно меняется от места к месту.

Так, в венд-раннекембрийских офиолитах Урало-Монгольской складчатой области в неполных и сильно дезинтегрированных разрезах ультрабазитовые тектониты представлены небольшими развальцованными, ограниченными разломами блоками дунитов и/или гарцбургитов с многоэтапными наложенными структурными и регрессивными метаморфическими преобразованиями. Нижние габброидные единицы офиолитов здесь, как правило, отсутствуют. С ультрабазитами в тектонических пакетах пластин совмещены вулканогенные и/или осадочные формации: базальтоиды, силициты (фтаниты и яшмоиды) и карбонаты [1]. Наиболее ярко такие разрезы представлены в салаиридах Озерной, Дзобханской и Джидинской зон Монголии и Алтае-Саянской области сопредельной части СССР. Похожими по составу и строению являются разрезы мезозойских офиолитов Лигурии, Малого Кавказа, в которых на размытую поверхность ультрабазитовых мантийных тектонитов ложатся пелагические осадки и/или базальтоиды [7].

В структуре складчатого обрамления древних платформ Евразии офиолитовые ассоциации находятся в аллохтонном залегании (тектонические пластины, их пакеты) среди деформированных толщ: раннекаледонского палеошельфа в центральноазиатском обрамлении Сибирской платформы или континентального палеосклона на Урале и в Приуралье. Они нигде не известны в виде краевых аллохтонов среди раннекаледонских платформенных формаций.

В раннекаледонской структуре Уральского и Центрально-Азиатского секторов Урало-Монгольской складчатой области ясно выражена закономерность, общая для всех анализированных провинций: все эти редуцированные и тектонические дезинтегрированные офиолитовые ассоциации, а также их осадочный детрит представляют собой первые поступления верхнемантийных ультрабазитовых тектонитов в структуру коры.

Позднекембрийские — раннеордовикские офиолитовые ассоциации в структурах Аппалачского, Скандинавского, Уральского, Казахстанского и Тувино-Монгольского складчатых поясов, а также ордовикско-раннесилурийские — Алтае-Саянского представлены как редуцированными, так и полными разрезами [13, 14, 20, 33]. Массивы раннепалеозойских офиолитов слагают в лавразийских структурах протяженные пояса и иногда обширные краевые офиолитовые аллохтоны (в том числе и на краях платформ), крупнейшие среди всех палеозойских: позднепалеозойские офиолитовые массивы встречаются значительно реже и уступают раннепалеозойским по максимальным разрезам.

Раннепалеозойские офиолиты наиболее ранние из тех, в которых проявлены вариации состава формаций: мантийных ультрабазитовых тектонитов и «нижних» кумулятивных ультрабазит-базитовых. Существование среди альпийотипных ультрабазитов лерцолитового и гарцбургитового подтипов было впервые установлено для мезозойско-кайнозойских формаций [26]. При этом лерцолитовые массивы связывались с верхней мантией под континентальной корой, гарцбургитовые — с океаническими центрами спрединга — зонами активного деплетирования мантийного вещества [28].

Последующие детальные исследования показали существование в офиолитах складчатых поясов континентов и ложа океана обоих подтипов [24]. С другой стороны, установлено наличие двух крайних разновидностей разрезов, связанных между собой эволюционными переходами. В одной из разновидностей — лерцолитовой — лерцолиты слагают ядра массивов, окруженные тонкой и прерывистой оболочкой пород дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габброидной серий (Нуралинский, Кракинский массивы на Урале, Ланцо в Альпах, массивы северных Динарид, Тринити в Северной Америке и др.). В другой крайней разновидности разрезов — гарцбургитовой — реликтовые блоки лерцолитов содержатся среди значительных масс пород дунит-гарцбургитовой серии, слагающих ядра массивов (Войкаро-Сыншинский, Кемпирсайский на Урале, Троодос, Анталья, Оман и др.). Они окаймлены по периферии или сохранившейся с одного края переменной мощности (но всегда бо-

лее мощной, чем в первой разновидности разрезов) оболочкой пород дунит — троктолит — клинопироксенит — верлит — габброидного состава.

Для мезозойских и кайнозойских офиолитов работами Г. Н. Савельевой и А. Л. Книппера показано, что их лерцолитовые разрезы находятся в структурах с наименее интенсивной и короткой тектонической эволюцией (океанические плиты, западно-средиземноморский сегмент альпийского пояса), а гарцбургитовые — в структурах с наиболее длительной и напряженной тектонической эволюцией (периокеанические области Пацифики, восточная часть альпийского пояса и т. п.).

То же наблюдается в раннепалеозойском складчатом обрамлении платформ Лавразии. Собственно лерцолитовые массивы известны на Урале, и только там, где его структура примыкает к карельскому фундаменту Восточно-Европейской платформы и частично перерабатывает его. Во всех других районах находятся гарцбургитовые разрезы, которые формировались в структурах, удаленных от рифейского форланда платформ. Таким образом, на краю эпикарельских платформ — областей ранней стабилизации — обнажены фрагменты неглубоко деплетированной лерцолитовой мантии, а в их рифейско-палеозойском обрамлении, развившемся длительнее (минимум на миллиард лет), мантийное вещество представлено сильно деплетированными дунит-гарцбургитовыми породами с более сложной структурно-вещественной эволюцией.

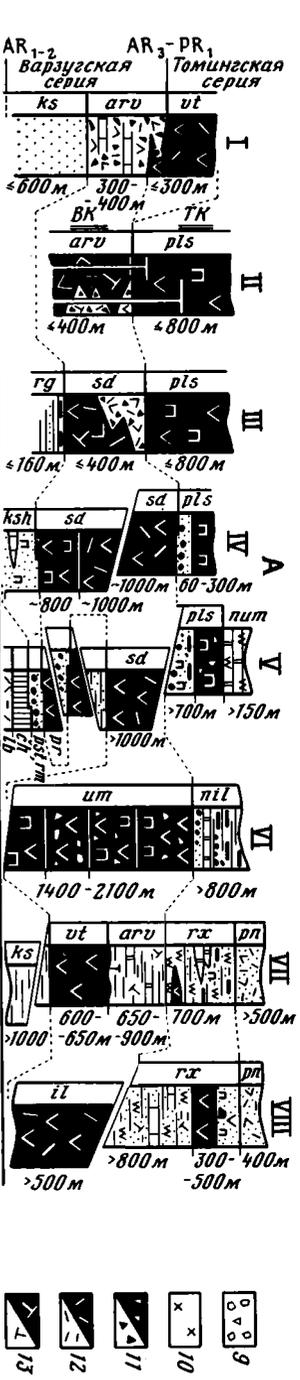
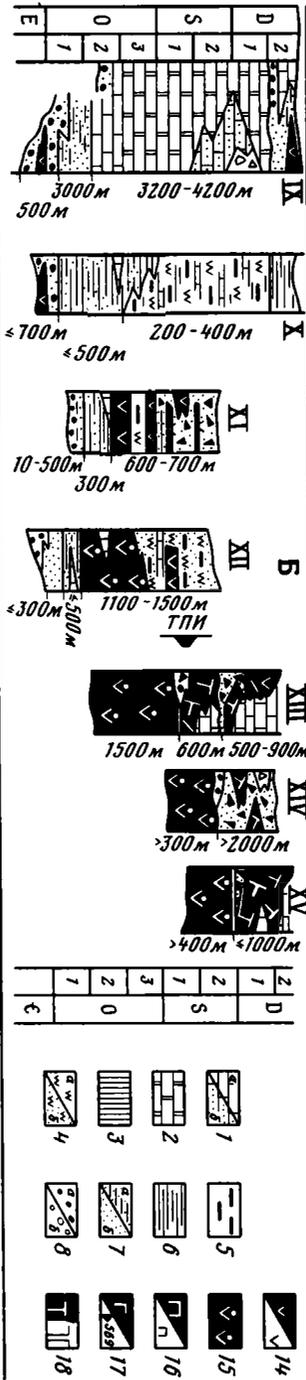
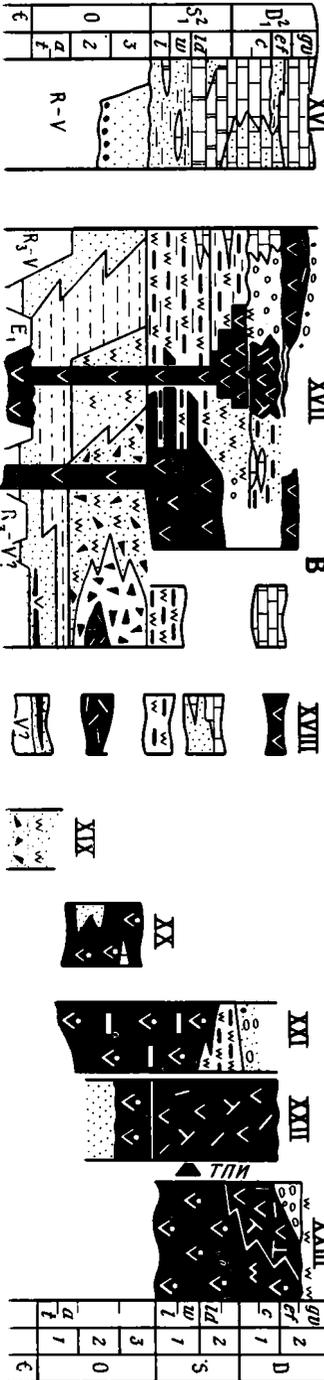
Палеотектонические обстановки формирования, формационный состав и строение разрезов раннедокембрийских протоофиолитовых ассоциаций соответствуют в главных чертах составу и строению фанерозойских офиолитов. Вместе с тем постоянные различия их заключаются в отсутствии в дорифейских ассоциациях характерных мантийных ультрабазитовых тектонитов лерцолит — гарцбургит — дунитового состава и, наоборот, частой встречаемости ультраосновных пикритовых лав. Это главное различие служит основанием для выделения дорифейских ассоциаций этого типа в самостоятельную подгруппу протоофиолитовых.

Установливаемое различие разновозрастных протоофиолитовой и офиолитовой подгрупп ассоциаций показывает, что на рубеже раннего протерозоя и рифея в структуре коры впервые в ее геологической истории появляются высокотемпературные ультрабазитовые тектониты. Это позволяет сделать вывод, что к началу рифея эти тектониты вошли в состав разреза литосферного слоя.

**Окраинный** тип объединяет широкую и пеструю группу формационных комплексов горных пород, которые характеризуют области формирования вулканических поясов (дуг) или их систем с извержениями центрального типа в зонах аккреции и конвергенции. В структурах древних платформ и их обрамления эти ассоциации стратиграфически располагаются: а) в складчатых поясах — над океаническими ассоциациями; б) в районах повторной тектономагматической активизации перикратонных областей — над частью терригенно-карбонатных толщ форланда. В латеральных разрезах такие ассоциации разделяют области синхронного формирования: а) океанических, б) континентальных и океанических или в) континентальных ассоциаций (рис. 2).

Так, в раннеархейских структурах Каапвальского кратона Южной Африки эти формации (Кромберг и Сварткопир) венчают разрез протоофиолитовой группы Онвервахт. В сопредельном кратоне Зимбабве они слагают разрез булавайской толщи. На Канадском щите они сохранились в обрамлении массива Стилуотер и в части разрезов зеленокаменных поясов в провинциях Сьюпириор и Слейв, а также в Западной Австралии [4] выше протоофиолитовых ассоциаций.

В позднеархейских — раннепротерозойских структурах Байкальской горной области эти формации приурочены к рифтоподобным впадинам, где в составе трогового комплекса (олондинская серия) в Кодаро-Удоканском районе, муйского комплекса (верхнекилянская, самокутская, уряхская толщи) Средне-Витимского района и ряде других мест стратиграфически перекрывают толщи протоофиолитовых формаций. В аналогичных структурах (Печенга-Имандра-Варзугские) Кольского полуост-



рова те же ассоциации томингской серии перекрывают протоофиолитовые ассоциации варзугской и раннеархейской кольско-беломорской серий (см. рис. 2, А).

Положение ассоциаций неогей в структурах Северного и Полярного Приуралья (маньинская толща и ее аналоги), Алтае-Саянской области, Западной и Северной Монголии (дзабханская, сархойская толщи и их аналоги) можно видеть на примере раннепалеозойских ассоциаций Урала (см. рис. 2, Б, В). Так, в полярном секторе Урала, ближе к платформе, позднеордовикские формации вулканического пояса перекрывают конденсированный разрез верхнекембрийско-нижнеордовикских отложений континентального склона. Они накапливались в пределах наложенного (Центрально-Уральского) внешнего поднятия. Его фундамент слагают формации венд-раннекембрийского окраинно-океанического вулканического пояса (кокпелльская толща и ее аналоги).

В следующих далее от платформы структурно-фациальных зонах (Салатимской на Полярном Урале и Вознесенско-Халиловской — на Южном) тефроидные и углеродисто-терригенные формации слагают разрезы задугового бассейна. Среди его толщ присутствуют фрагменты офиолитов, показывающих, что этот задуговой бассейн развивался на коре океанического типа. В удаленных от форланда структурно-фациальных зонах (Тагильской и Войкарской на Полярном Урале, Таналык-Ирендыкской — на Южном) формации вулканического пояса (центральных вулканов, межвулканных депрессий, междуговых бассейнов) подстилаются и сменяются по латерали формациями раннепалеозойской офиолитовой ассоциации.

Рис. 2. Стратиграфические разрезы (палинспастические реконструкции) эпиконтинентального (колонки IX—XI, XVI—XVIII) и окраинного (остальные колонки) типов комплексов осадочных и вулканоплутонических ультрабазит-базитовых формаций 1 — известняки: мраморизованные шельфовые — а и рифовые — б; 2 — доломиты; 3 — сиаллиты и метасиаллиты; 4 — силициты и метасилициты: фтаниты, яшмоиды — а, окремненные пеплы — б; 5 — углеродистые сланцы; 6 — глинистые и алевроглинистые сланцы; 7 — алевролиты (а) и песчаники (б); 8 — конгломераты (а) и олистостромы (б); 9 — карбонатные брекчи; 10 — интрузии гранитоидов; 11—18 — магматиты в составе комплексов изверженных (крап на черном поле) и осадочных (на светлом поле) пород: 11 — тефроиды, 12 — риолиты, дациты, 13 — андезиты, 14 — базальтоиды различного дифференцированных серий, 15 — базальтоиды слабо- или недифференцированных серий, 16 — пикриты, бониниты, 17 — ультрабазит-базитовые плутониты, их место в разрезе и радиологический возраст в млн. лет, 18 — дайковые серии. А — раннедокембрийский окраинный вулканический пояс Имандра-Варзугской зоны: I—III — западное пересечение (Главный хребет): I — губа Кислая, II — гора Арваренч, III — оз. Имандра (северная часть); IV—V — восточное пересечение, по данным съёмки М. Т. Клюева и др., 1974, а также [3, 8]: IV — истоки рек Пана, Малая Варзуга, V — водораздел рек Малая Варзуга — Стрельная; VI—VIII — центральное пересечение, по данным съёмки В. Н. Соколовой, Е. В. Тавастшерн (1963) и автора: VI — реки Юзия — Большая Варзуга, VII — Ингозеро, VIII — р. Пана. Раннеархейская кольско-беломорская серия, свиты: *lb* — лебяжинская, *ch* — червуртская; позднеархейско-раннепротерозойские серии: варзугская — свиты: *rm* — романовская, *pst* — песцово-тундровская, *ksh* — кукшинская, *rg* — рижгубская, *ks* — кислогубская, *sd* — сайдореченская, *aru* — арваренчская, *vt* — витегубская, *um* — умбинская, *pr* — пурнацкая, *il* — ильмозерская; томингская, свиты: *pls* — палисарская, *rx* — роуксинская, *nil* — нижнеильмозерская, *num* — нижеумбинская, *pn* — панареченская. Плутонические комплексы по [8], парагенные: варзугской серии: ВК — варзугский с дифференцированными и расслоенными интрузиями Главного хребта, Панских, Федоровых, Цагинских тундр, а также воче-ламбинский и стрельненский комплексы: дуниты, гарибургиты, лецоциты, ортопироксениты, нориты, габбро-нориты, габбро-анортозиты, габбро, диабазы; томингской серии: ТК — томингский, соответствующий фромкинскому, миттриярвинскому, томингскому и тулпарвинскому комплексам: дуниты, верлиты, оливиновые и плагноклазовые клинопироксениты, верлиты. Б, В — раннепалеозойские континентальная (Б, Полярный Урал) и океаническая (В, Южный Урал) палеоокраины в структуре Урала. Структурно-фациальные зоны: Б, по [16]: IX — Елецкая, X — Лемвинская, XI — Центрально-Уральская, XII — Салатимская, XIII — Западно-Тагильская, XIV — Восточно-Тагильская, XV — Войкарская; В, по [17]: XVI — Прибельская, XVII — Сакмарская, XVIII — Сакмарская, Эбетинская, XIX — Эбетинская, XX, XXI — Вознесенско-Халиловская, XXII — Тагильская, по [6], XXIII — Таналык-Ирендыкская. ТПИ — комплекс Тагильских платиноносных дифференцированных интрузий

Корреляция раннепалеозойских структурно-фациальных зон Урала и Центральной Азии показала, что в них возраст формационных комплексов окраин омолаживается к оси палеоокеана с удалением от края платформы, что обуславливалось зарождением новых и отмиранием старых поколений вулканических дуг [11, 14, 17, 20]. В структуре таких поясов или дуг плутонические ультрабазит-базитовые формации связаны во времени и пространстве с вулканоплутоническими конседиментационными структурами центрального типа [6].

В формационных комплексах окраинного типа вулканиты чередуются с осадками в разрезе и по латерали; те и другие обладают неустойчивыми мощностями, протяженностью и составом. Для вулканитов характерно присутствие разноглубинных толеитов и щелочных базальтоидов в контрастных коротких и длинных дробно дифференцированных базальт-риодацитовых, базальт — андезит — (бонинит) — риодацитовых сериях мелководных и/или субаэральных извержений центрального типа с обильной пирокластикой. Переслаивающиеся с вулканитами осадочные формации представлены турбидитными терригенными, вулканомиктовыми и углеродистыми, часто — силицитовыми (фтанитовой, яшмоидной), туфо-силицитовыми, с которыми ассоциируют также линзы карбонатов, эдафогенных и олистостромовых кластитов (карбонатных, офиолитовых и др.).

Породы плутонических формаций прорывают толщи офиолитовых (протоофиолитовых) и частично окраинных формационных комплексов, но не выходят за пределы их кровли. Представителями интрузивных массивов окраинных формационных комплексов являются: архейских — Мюррей, Руивотер и др. в зеленокаменных поясах Южной Африки, Стилуотер в Северной Америке [30]; позднеархейско-раннепротерозойских — многочисленные массивы Печенгско-Варзугской зоны на Кольском полуострове [5, 8 и др.]; раннепалеозойских — многочисленные массивы Норвегии [31 и др.], мажалькского комплекса и его аналогов в Алтае-Саянских и Тувино-Монгольской областях [15 и др.]; среднепалеозойских — массивы Платиноносного пояса на Урале [2 и др.]; мезозойских — массивы аляскинского типа у южных берегов Аляски [29 и др.].

В них преобладают породы трех формаций: а) дунит-верлит-троктолит — клинопироксенит — габбро-норит — габбро-диабазовой, б) дунит — гарцбургит — ортопироксенит — анортозит — габбро-норит — габбро-диабазовой и в) плагиогранит — диорит — сиенитовой. Наиболее распространены ассоциации первой и второй, либо первой и третьей формаций. Во многих массивах групп а и б наблюдается характерный зональный рисунок размещения формаций, который может быть или только намечен, или выражен отчетливо: либо меланократовые в центре, а фельзические по периферии, либо наоборот — фельзические в центре, а мафические по краю.

Массивы одинаково широко представлены как хорошо дифференцированными расслоенными (Стилуотер Северной Америки, массивы Главного хребта, Панских, Цагинских, Федоровых и Сальных тундр на Кольском полуострове), так и слабо дифференцированными или вообще не дифференцированными разностями. Неоднородность дифференциации меняется от массива к массиву в локальных группах и в региональных поясах интрузий. В изменчивости дифференцированности и размещения различных формаций внутри массивов (концентрически-зональные, расслоенные с ритмическими сериями, без них и т. п.) отражено фундаментальное свойство условий становления — их неустойчивость, высокие градиентность и изменчивость состава.

**Эпиконтинентальный** тип объединяет формационные комплексы в разрезах чехла стабилизированных областей: а) на древних платформах — в зонах тектономагматической активизации пассивных окраин, во внутриконтинентальных грабеновых структурах и наложенных впадинах, где подстилаются, перекрываются и сменяются по латерали толщами платформенных формаций, б) в складчатых областях с незавершив-

шимся формированием континентальной коры [20], где перекрывают или сменяют по латерали формационные комплексы окраинного и океанического типов.

Ультрабазит-базитовые формации составляют малую часть разрезов этих ассоциаций; в них резко преобладают осадочные формации: терригенные, карбонатные и кремнистые (рис. 3). Разрезы их отличаются умеренной латеральной устойчивостью состава, а мощность их подвержена значительным колебаниям и достигает 10—20 км.

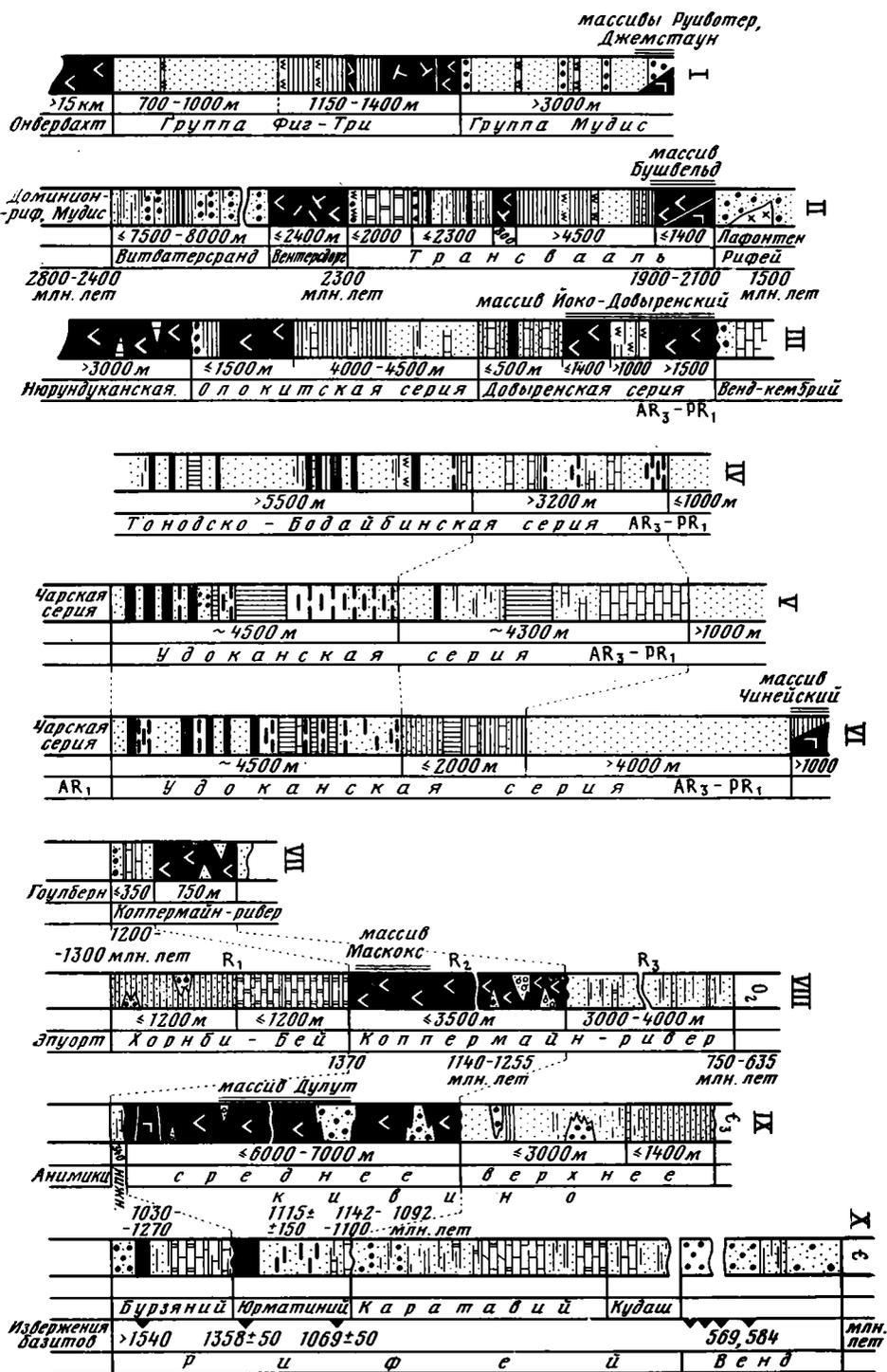
В архейских структурах Каапвальского кратона (Африка) эти формационные комплексы завершают разрезы зеленокаменных поясов (толщи Фиг-Три и Мудис). В позднеархейско-раннепротерозойских структурах Байкальской горной области, Кольского полуострова, Южной Африки и Северной Америки они характеризуют несколько различных палеотектонических обстановок. Одна из них представлена разрезами северо-западной части Канадского щита: толщами Гурон, Эпуорт и Грейт-Слейв [18], окаймляющими кеноранский кратон в виде осадочных призм Форланда. Ко внутренним областям кратона они выклиниваются или сменяются платформенным чехлом (серия Гоулберн), а в сторону от него фашиально замещаются окраинными и/или протоофиолитовыми формационными комплексами, что отражает неосложненный профиль накопления форландовой призмы карбонатно-терригенных отложений.

Другая разновидность обстановок зафиксирована в разрезе Кодаро-Удоканского [10, 21], Олоkitского [12] и Ольхонского сегментов Байкальской горной области, Трансваальской впадины в Южной Африке, а также провинции Южной (серия Анимики) Канадского щита [18]. Здесь рассматриваемые формационные комплексы выполняют перикратонные конседиментационные впадины, которые отделены одна от другой и от прилегающей подвижной области конседиментационными поднятиями раннеархейского фундамента кратона. В структурах провинции Южной (Канадский щит) и в северной части Патомского нагорья Байкальской горной области к выступам архейского фундамента заметно сокращается мощность разрезов, редуцируется цикличность строения толщ с выпадением тонкозернистых единиц осадочных ритмов и заметным огрублением крупнозернистых.

Третья разновидность обстановок представлена в Средневитимском сегменте Байкальской горной области, где карбонатно-терригенные формации слагают прибортовые призмы осадков в Каралонской рифтогенной структуре и сопряженный чехольный комплекс небольшой внутренней Северо-Муйской глыбы. Они сменяются к центральной части рифтогенного трога окраинными вулканогенно-терригенными, а затем протоофиолитовыми формациями и частично перекрывают их.

В рифейских и раннепалеозойских структурах этот тип формационных комплексов представлен наиболее полно в перикратонных призмах Форланда, например юдомские разрезы в обрамлении Сибирской и рифейско-вендские — Восточно-Европейской платформ [18, 19]. Осадочные формации сложены толщами с составом, устойчивым на больших пространствах, а наблюдаемые стратиграфические и структурные несогласия имеют минимальную глубину и выраженность.

Усложненный вариант палеобстановок характеризуется разрезами рифея (серия Кивино) в южном обрамлении Канадского щита [18], верхнерифейско-вендских отложений в южном и полярном Приуралье, а также юдомско-раннекембрийских — в Байкальской горной области [1], нижнепалеозойских — на Полярном (Елецкая, Лемвинская и Уралтауская зоны) и Южном Урале (Прибельская, Сакмарская, Эбетинская зоны) (см. рис. 2, Б, В). Характерной чертой этих палеобстановок является система перикратонных палеовпадин, отделенных одна от другой и от прилегающего периокеанического пространства конседиментационными поднятиями. Этот вариант обстановок развивался из первого путем усложнения рельефа в области Форланда или прилегающего материкового склона в ходе дифференцированных движений фундамента стабилизированной области.



Иные палеотектонические обстановки существовали в рифее — венде во внутриматериковых областях. Они характеризуются линзами карбонатно-терригенных формаций, выполняющими приразломные симметричные или асимметричные грабеновые рифтогенные структуры. На Канадском щите это нижнерифейские толщи Дубонт, Мартин, Атабаска, Хорнби-Бей или их аналоги и среднерифейские толщи Коппермайн-Ривер, Кивино. На Восточно-Европейской платформе — это нижнерифейские кидашская и кырпинская серии Волго-Уральской области [19], сморогдинская и трснянско-мамонтовская толщи Воронежского массива [23]. Полнота разрезов этих толщ от края в глубь платформы сокращается, а глубина размывов и степень выраженности в них структурных несогласий нарастают [18, 19 и др.].

В эпиконтинентальном типе комплексов преобладают пестро- и красноцветные терригенные формации, сложенные песчаниками, с которыми переслаиваются в переменных, но подчиненных количествах сланцы и конгломераты. Это неустойчивое в вертикальном и латеральном направлении чередование полимиктовых и мономиктовых, граувакковых и аренитовых кластитов с первично-монтмориллонитовым и/или каолинитовым глинистым цементом. Карбонаты либо слагают цементирующую примесь, либо обособляются в виде линз, пропластков или толщ известняков и доломитов (часто мраморизованных). Непостоянными членами комплексов являются углеродисто-сланцевая, (углеродисто)-кремнисто-сланцевая и карбонатно-силикатная (переотложенных туфов) формации. Частое присутствие строматолитовых биогермов, а также характерные текстуры пород отражают условия мелководного и компенсированного осадконакопления.

Парагенные раннедокембрийским осадкам ультрабазит-базитовые магматиты либо переслаиваются с ними в виде недифференцированных базальтовых, андезито-базальтовых вулканитов переменной или повышенной щелочности (сыннырская толща в Олокистском прогибе, формация Дальсром в Трансваальской впадине), либо залегают среди них в виде дифференцированных конседиментационных интрузий (Седбери на Канадском щите; Руивотер, Джемстаун, Бушвельд в кратоне Калахари; Чинейский, Йоко-Довыренский и Бирхинская группа в Байкальской горной области).

Позднедокембрийские магматиты этой группы также представлены главным образом малоглубинными толеитовыми базальтоидами. Недифференцированные базальтовые, андезито-базальтовые или контрастные базальт-риодацитовые серии вулканитов переслаиваются с карбонатно-терригенными формациями (айская и тюрюшевская толщи бурзяния, машакская — юрматиния, криволукская и маньинская толщи кудаша — венда в Приуралье; толщи Кивино и Коппермайн-Ривер на Канадском щите и др.). Конседиментационные интрузивные образования на Канадском щите представлены крупными расчлененными массивами Маскокк, Дулут и др., а также многочисленными и протяженными роями даек диабазов и габбро-диабазов. В евразийских структурах аналоги этих лополитов не известны (возможно, Сарановский массив на Урале). Здесь присутствуют небольшие силлы слабо- или недифференцированных массивов габбро-диабазов, а главным образом — рои даек диабазов и габбро-диабазов [19].

---

Рис. 3. Стратиграфические разрезы и положение в них парагенных вулканоплутонических ультрабазит-базитовых формаций в эпиконтинентальном типе ассоциаций. Условные обозначения см. на рис. 2

Стратиграфические разрезы: I — ранний архей Свазиленда (Южная Африка); II—VI — поздний архей — ранний протерозой: II — Трансвааля (Каапвальский кратон), III — VI — Байкальской горной области: III — Олокистский, IV — Патомский (Саталахско-Жуанская зона), V — Кодарский, VI — Удоканский прогибы; VII—X — рифей: VII — IX — Канадский щит: VII — залив Баттерст, VIII — р. Коппермайн, IX — оз. Верхнее, X — Средний Урал. Использованные материалы: I, II, VII—IX — по [18], III — по [12], IV—VI — по [10, 21], X — по [19]

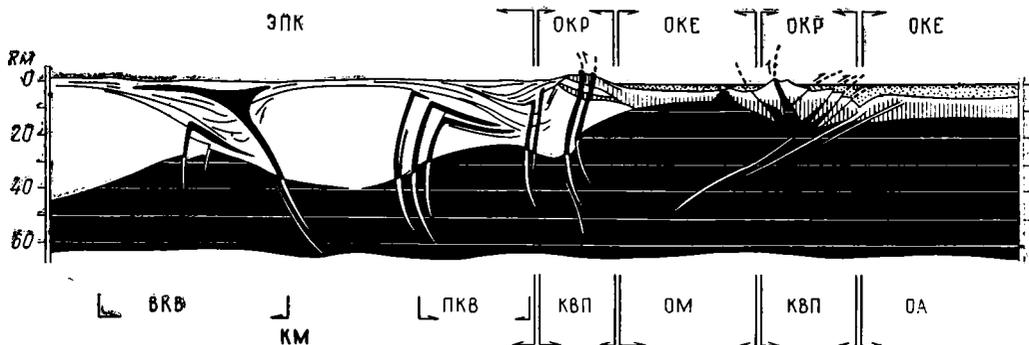


Рис. 4. Палеотектоническая схема размещения главных типов парагенных ассоциаций осадочных и вулканоплутонических ультрабазит-базитовых формаций в структуре древних платформ и их раннепалеозойского обрамления

Типы ассоциаций: ЭПК — эпоконтинентальный, ОКР — окраинный, ОКЕ — океанический. Главные структурно-формационные комплексы: КМ — континентального массива, ВКВ — внутриконтинентальной впадины, ПКВ — периконтинентальной впадины, КВП — краевого вулканического пояса, ОМ — окраинного моря, ОА — океанической абиссали. Черное — верхняя мантия; вертикальная штриховка — океаническая кора; белое — континентальная кора

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Только синтез литологических, стратиграфических, тектонических и петрологических исследований позволяет надежно характеризовать тектонотипические группы ультрабазит-базитовых формаций и уверенно выделять их как в простых, так и в сложно построенных покровно-складчатых структурах. Решающую роль играет формационный состав парагенных осадочных толщ (с вариациями литологии и мощностей), который является индикатором тектонических условий становления ультрабазит-базитовых формаций.

Материалы многочисленных наблюдений показывают, что состав и строение разрезов даже хорошо известной офиолитовой ассоциации широко варьируют от места к месту и во времени. Поэтому следует выделять не прото ассоциацию, а обширный тип офиолитовых формационных комплексов. Этот тип является не единственным. С ним по латерали и в разрезах сосуществуют другие, тоже характерные и не менее многоликие типы. Обсуждавшиеся докембрийские и раннепалеозойские формации и их положение в структурах древних платформ или их складчатого обрамления позволяют утверждать, что: а) в геологическом прошлом становление ультрабазит-базитовых формаций происходило приблизительно одновременно в сопредельных существенно различных палеотектонических обстановках (рис. 4) — ложа бассейнов с корой океанического типа (океанический тип формационных комплексов с подтипом протоофиолитовым протогея и офиолитовым неогей), вулканических областей в зонах аккреции и конвергенции на активных окраинах океанов и континентов (окраинный тип), тектономагматической активизации в зонах рифтинга на пассивных окраинах и внутри континентов (эпоконтинентальный тип); б) появление в структуре кратонов парагенных осадочных и ультрабазит-базитовых формаций связано с нарушением платформенного режима и тесно сопряжено с тектономагматической активизацией сопредельной подвижной области; в) на рубеже докембрийского и раннепалеозойского этапов структурной эволюции платформ северного ряда заметно снижается проявление базальтоидного магматизма внутри платформ, который после этого рубежа и до пермско-триасового времени не проникал из сопредельных подвижных областей в значительном объеме далее перикратонной зоны.

Выделенные в структурах древних платформ и их раннепалеозойского складчатого обрамления тектонотипические парагенезы осадочных и ультрабазит-базитовых формаций имеют аналоги среди фанерозойских об-

разований и со временем будут уточнены и дополнены. Но уже и сейчас они во многом расширяют возможности сравнительного геологического анализа. Эти парагенезы хорошо выделяются даже на стадии полевых исследований и позволяют намечать области возможного распространения различных ультрабазит-базитовых формаций с присущими им металлическими свойствами.

В варьирующих составах различных типов формационных комплексов отражены сменяющиеся геодинамические обстановки извержений в коровую оболочку ультрабазит-базитовых пород — продуктов термально-тектонической активности подстилавшей верхней мантии. В сравнительном геологическом анализе это один из важнейших моментов взаимодействия в системе кора — верхняя мантия, который раскрывает подход к палинспастическим реконструкциям этой системы и к качественной характеристике палеодинамики верхней мантии.

### Литература

1. *Беличенко В. Г.* Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 132 с.
2. *Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В.* Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала//Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 65. 319 с.
3. *Гилярова М. А.* Стратиграфия и структура докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л.: Изд-во ЛГУ, 1972. 217 с.
4. *Грачев А. Ф., Федоровский В. С.* Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги?//Геотектоника. 1980. № 4. С. 3—24.
5. *Загородный В. Г., Предовский А. А., Басалаев А. А. и др.* Имандра-Варзугская зона карелид (геология, сложение, история развития). Л.: Наука, 1982. 280 с.
6. *Каретин Ю. С.* Строение и металлогеническое районирование Тагильского синклинория по данным палеовулканических реконструкций//Тектоника и металлогения Урала. Свердловск: УПИ, 1980. С. 24—34.
7. *Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.
8. *Козлов Е. К.* Естественные ряды пород никеленосных интрузивов и их металлогения на примере Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973. 288 с.
9. *Колман Р.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
10. *Кориковский С. П., Федоровский В. С.* Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980. 300 с.
11. *Коротеев В. А.* Среднепалеозойский вулканизм в формировании земной коры восточного склона Южного Урала: Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. Миасс: ИГГ УНЦ АН СССР, 1982. 48 с.
12. *Мануйлова М. М., Зарубин В. В.* Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л.: Наука, 1981. 88 с.
13. *Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечеухин В. М. и др.* Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000). М.: Наука, 1977. 170 с.
14. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 187 с.
15. *Рогов Н. В., Кривенко А. П., Зайков В. В., Сибилев А. К.* Магматические комплексы Тувы//Новые данные к объединению зональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1972. С. 50—54.
16. *Савельев А. А., Самыгин С. Г.* Офиолитовые аллохтоны Приполярного и Полярного Урала//Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9—30.
17. *Самыгин С. Г.* Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал)//Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 29—63.
18. *Семихатов М. А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 298 с.
19. *Стратотип рифея. Стратиграфия, геохронология.* М.: Наука, 1983. 183 с.
20. *Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000).* М.: Наука, 1980. 220 с.
21. *Федоровский В. С.* Нижний протерозой Байкальской горной области и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии. М.: Наука, 1985. 200 с.
22. *Херасков Н. Н.* Формации и начальные стадии геосинклинали развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 117 с.
23. *Штрейс Н. А., Богданова С. В., Гафаров Р. А. и др.* Сравнительная тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ//Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. С. 37—44.
24. *Boudier F., Nicolas A.* Harzburgite and Lherzolite Subtypes in Ophiolitic and Oceanic Environments//Earth and Planet. Sci. Lett. 1985/1986. Т. 76. P. 84—92.
25. *Coleman R. G.* Preaccretion Tectonics and metamorphism of ophiolites//Ophiolites. 1984. V. 9. № 3. P. 205—222.

26. *Jackson E. D., Thayer T. P.* Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes//Intern. Geol. Congr. Sect. 2. XXIV Sess. Melbourne, 1972. P. 289—296.
27. *Miashiro A.* Classification, characteristics and origin of ophiolites//J. Geol. 1975. V. 83. P. 249—281.
28. *Nicolas A., Jackson E. D.* Repartition en deux provinces des peridotites des chaines alpines longeant la Méditerranée: implication géotectoniques//Bull. Suis. Miner. Petrol. 1972. V. 52. P. 479—495.
29. *Noble J. A., Taylor H. P., Jr.* Correlation of the ultramafic complexes of southeastern Alaska with those of other parts of North America and the world//Int. Geol. Congr. XXI Session. Copenhagen, 1960. P. XIII. P. 188—197.
30. *Page N. J.* Stillwater complex, Montana: Rock succession, metamorphism and structure of the complex and adjacent rocks//Geol. Surv. profes. paper. 999. Wash.: U. S. Govern. print. Office, 1977. 79 p.
31. *Robins B., Gardner P. M.* Synorogenic layered basic intrusions in the Seiland petrographic province, Finmark//Norges geol. Unders. 1974. № 312. Bull. 26. P. 91—130.
32. *Thayer T. P.* Some critical differences between alpin type and stratiform peridotite-gabbro complexes//Intern. Geol. Congr. XXI Sess. Copenhagen, 1960. V. 13. P. 247—249.
33. *Williams H.* Mafic-ultramafic complexes in western Newfoundland, Appalachians and the evidence for their transportation. A review and interim report//Geol. Assoc. Canada. Proc. 1971. V. 24. P. 9—25.

Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
8.VIII.1986

УДК 551.24(47—13+94)

НОВИКОВА А. С., ЩИПАНСКИЙ А. А.

**ТЕКТОНИКА РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ  
БАССЕЙНОВ — КУРСКО-КРИВОРОЖСКОГО  
И ХАМЕРСЛИ — НАББЕРУ (ЗАПАДНАЯ АВСТРАЛИЯ)**

Сравнительный анализ структур названных бассейнов позволяет восстановить геодинамические обстановки, благоприятные для железорудной седиментации в тектонических формах разной морфологии. Показано что развитие бассейнов связано с возникновением деструктивных (рифтогенных) структур, в которых выделены латеральные тектонические ряды.

Обширное накопление железисто-кремнистых пород составляет поразительную особенность раннепротерозойского этапа развития Земли. По оценкам ряда исследователей, количество железа, осадившегося в эту эпоху и сохранившегося до сих пор, огромно —  $10^{14}$ — $10^{15}$  т. Железистые кварциты, являющиеся важнейшим источником железных руд, известны практически на всех древних платформах. Причины и значение этого феноменального события в истории Земли уже многие десятилетия волнуют умы геологов, и тем не менее проблема происхождения железистых кварцитов все еще требует более полного понимания и объяснения.

Подавляющее большинство исследований направлено на изучение формационных особенностей железорудных комплексов, тогда как сведения о тектоническом положении и геодинамических условиях их возникновения почти не рассматриваются. Вместе с тем решение вопроса «о происхождении и способах концентрации железорудных формаций может в большей степени зависеть от всестороннего изучения особенностей геологического строения районов развития железорудных формаций, чем от самих формаций» [5, с. 168]. В свете этого положения большие возможности открывает сравнительно-тектонический анализ разновозрастных железорудных комплексов, позволяющих выявить те элементы палеоструктур, которые можно рассматривать как рудогенерирующие, определяющие источник железа. Особый интерес для выяснения геодинамических обстановок, свойственных железо-кремнистому накоплению, представляют структуры, существенно различающиеся морфологическими особенностями. К таковым относятся комплексы двух крупнейших железорудных бассейнов мира — Курско-Криворожского на юге Восточно-Европейской платформы и Хамерсли — Набберу в западной части Австралийской платформы. В этих комплексах широко развиты джеспилиты, ассоциирующие с терригенными и карбонатными метапородами. Структура бассейна Хамерсли — Набберу выбрана для сравнения как прекрасное обнаруженная и хорошо изученная и в связи с тем, что одному из авторов статьи довелось в поле познакомиться с разрезами провинции Хамерсли.

**ТИПЫ РАЗРЕЗОВ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ БАССЕЙНОВ, ОБСТАНОВКИ  
СЕДИМЕНТАЦИИ**

**Бассейн Хамерсли — Набберу.** Положение этого бассейна отражает геологическая карта Австралии [30]. Значительная часть его раннепротерозойской структуры перекрыта более молодыми отложениями серий Бэнгмелл и Ирахиди [36]; в краевых частях кратонов среди нижнепротерозойских пород наблюдаются локальные выходы архейских гранит-зеленокаменных образований, отсутствующие в зоне непосредственного сочленения Пилбары и Йилгарна (рис. 1).

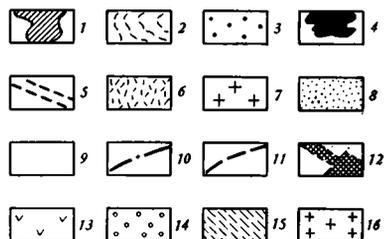
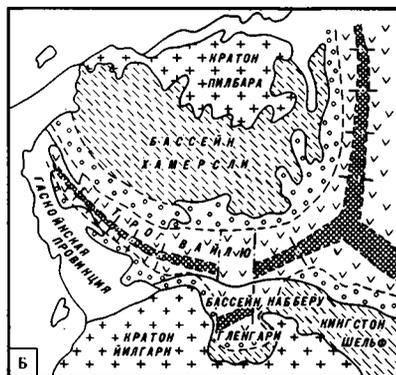
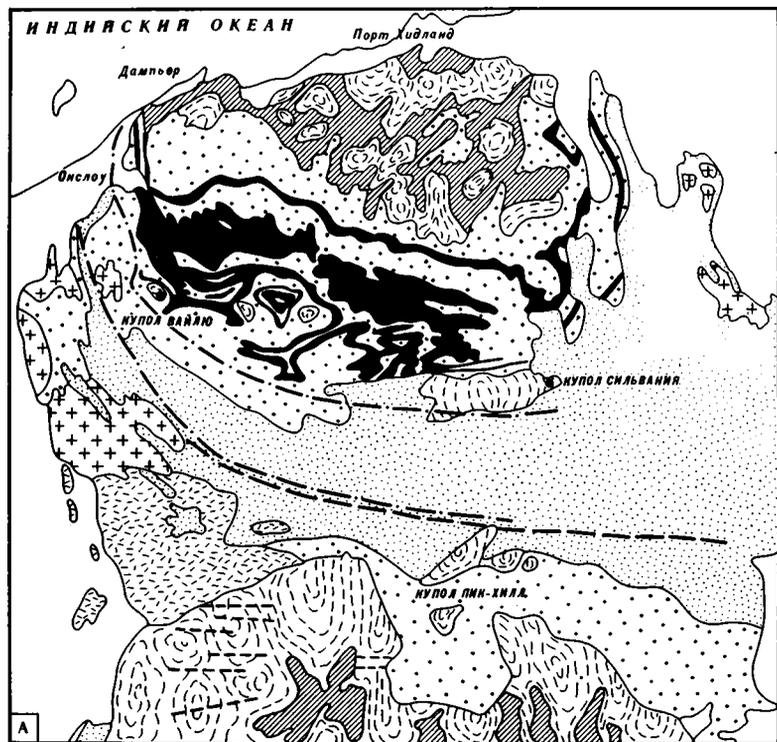


Рис. 1. Геологическая схема бассейна Хамерсли — Набберу по [12, 31, 33, 38] — А и тектоническая схема этого бассейна, относящаяся к концу раннего протерозоя (составили авторы с использованием материалов схемы А).—Б Для А: 1—2 — архей: 1 — вулканиты и осадочные породы зеленокаменных поясов, 2 — гранитоиды нерасчлененные; 3—5 — нижний протерозой: 3 — вулканогенно-осадочные породы, 4 — железистые кварциты серии Хамерсли, 5 — рой базитовых даек возраста 2,4—2,2 млрд. лет; 6—7 — образования Гайсонской провинции: 6 — гнейсы, мигматиты, гранулиты (архей — протерозой), 7 — граниты возраста 1,7 млрд. лет; 8 — верхняя часть нижнего протерозоя (серия Бенгмелл) и рифей (серия Ирахида); 9 — фанерозой; 10 — границы положительной гравитационной аномалии; 11 — линия раздела разных типов гравитационного поля. Для Б: 12—13 — область раннепротерозойской деструкции (рифтогенеза) с корой океанического типа; 12 — осевая часть трога, 13 — трог Вайлю; 14 — континентальный склон и подножие (область быстрого погружения с турбидитным осадконакоплением); 15 — стабильный шельф на коре континентального типа; 16 — поднятие (кратон позднего архея)

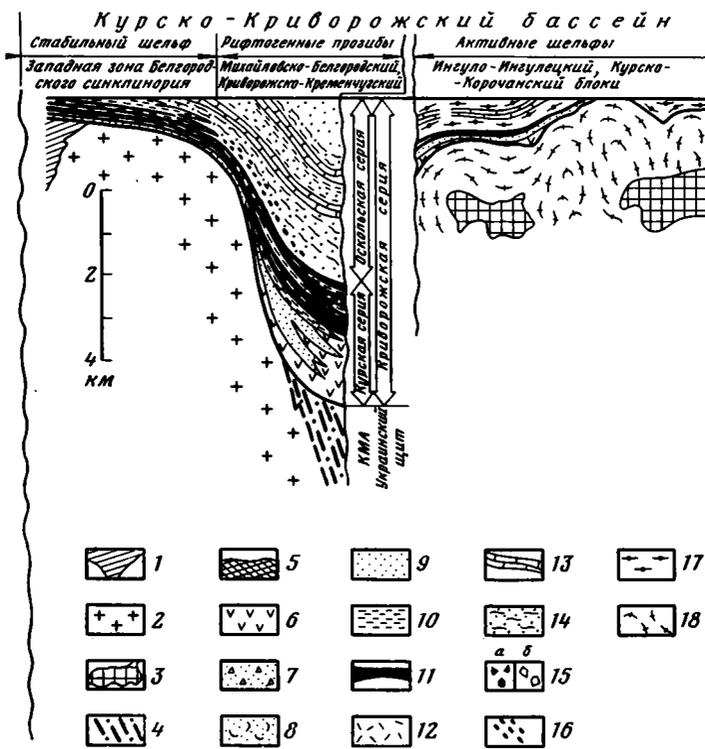


Рис. 2 (правая часть)

Рис. 2. Стратиграфические соотношения нижнепротерозойских разрезов Хамерсли — Набберу и Курско-Криворожского бассейнов (левая часть рис. 2 на стр. 54)  
 1—4 — архей: 1 — осадочно-вулканогенные образования зеленокаменных поясов, 2 — гранитоиды архея, 3 — фрагменты гранулит-базитовых ассоциаций, 4 — зоны тектонитов (позднеархейские сутурные швы); 5—18 — нижний протерозой: 5 — кора океанического типа в осевой части трога, 6 — основные вулканиты, 7 — конгломераты, брекчи, 8 — пирокластические породы, 9 — песчаники, кварциты, 10 — сланцы, 11 — железистые кварциты, 12 — кислые вулканиты, 13 — карбонатные породы, 14 — турбидиты, 15 — олистостромы: а — железистые кварциты, б — песчаники, 16 — конгломерато-брекчи железистых кварцитов, 17 — парагнейсы и кристаллосланцы, 18 — автохтонные гранитоиды

Анализ разрезов нижнепротерозойских образований позволяет выделить в пределах единого бассейна Хамерсли — Набберу три типа разрезов, отражающих существенно различные обстановки седиментации (рис. 2).

На значительной части площади провинции Хамерсли, примерно до линии, соединяющей локальные выходы архея на склоне Пилбары — купола Вайлю и Сильвания, накопление железисто-кремнистых пород происходило в условиях шельфа на архейском гранит-зеленокаменном основании [35]. Южнее отмеченной линии характерны разрезы быстрого захоронения осадков с турбидитовым строением толщ, локальными включениями железистых кварцитов и мощным накоплением флишоидных образований, связанных с обширной зоной раннепротерозойской деструкции над структурой сочленения архейских кратонов — трогом Вайлю [31]. Наконец, в Гленгари в аллохтонном залегании находится мощная толща базит-ультрабазитовых вулканитов Нарракуты [36], принадлежащих, по-видимому, осевой части трога.

Вдоль северо-восточной окраины кратона Йилгарн в районе Кингстон-шельфа на относительно небольшой площади сохранились отложения, подобные разрезу Хамерсли. На подавляющей части кратона Йилгарн раннепротерозойские образования представлены роями даек возраста 2,4—2,2 млрд. лет [26].

Как показано на рис. 2, последовательность накопления нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных отложений бассейна Хамерсли — Набберу подразделяется на три серии — Фортескью, Хамерсли и Вайлю, составляющие систему Маунт-Брюс [34, 37]. В провинции Хамерсли породы этой системы, залегающие на архее Пилбары, сохранились почти в неизмененном виде. Их метаморфизм не превышает биотитовой субфации зеленосланцевой фации [31].

Серия Фортескью, залегающая на неровной поверхности позднеархейского рельефа, сложена преимущественно вулканитами основного, реже кислого составов. Обширные потоки тонкозернистых и визикулярных базальтов, местами подушечных, разделены толщами туфов, песчаников и кремнистых сланцев, накопившихся в мелководных условиях. Мощность серии колеблется от 320 до 4000 м и более. Ее наиболее полные разрезы тяготеют к линии раздела областей с разным типом седиментации.

Наиболее мощные отложения серии Хамерсли, так же как и Фортескью, тяготеют к южной части провинции Хамерсли. Их мощность в Набберу не известна из-за сильной нарушенности первичного залегания толщ. Во время накопления осадков этой серии в провинции Хамерсли преобладал хемогенный тип седиментации, включавший образование карбонатных, железисто-кремнистых и глинистых осадков. Характерно отсутствие грубых кластогенных отложений. В составе серии выделяются три свиты железистых кварцитов, отделенных одна от другой свитами доломитов и кислых вулканитов (см. рис. 2). Уникальной особенностью разреза серии Хамерсли являются конкордантные тела голубого асбеста (рибекита), залегающие среди железисто-кремнистых пород [37]. Мощность серии Хамерсли составляет в среднем 1870—2160 м.

Породы серии Вайлю (на западе бассейна) или Манганези (в центре и на востоке) залегают на различных стратиграфических уровнях серии Хамерсли. Основание толщ состоит из продуктов перемыва нижележащих карбонатных сланцев. Выше среди кварцитов и сланцев залегают базальты. Разрез завершает мощная толща сланцев Ашбертон. Серия Вайлю — Манганези характеризуется многочисленными горизонтами турбидитов — очень крупные фрагменты пород серий Хамерсли и низов Вайлю находятся в толще тонкоритмичных песчаников, хаотических конгломерато-брекчий и глиноземистых сланцев. Общая мощность серии Вайлю более 10 км [25].

Особое положение занимает изолированный разрез серии Гленгари среди турбидитов Вайлю. Близ купола Пик-Хилл на архейских гранитоидах залегают толща песчаников, конгломератов и карбонатно-кремнистых сланцев. Эти образования аллохтонно (?) перекрывают вулканиты Нарракуты мощностью до 4 км, представленные толстыми базальтами, ультраосновными лавами и бонинитами [29, 33]. Мы полагаем, что породы Нарракуты принадлежат к наиболее древней части разреза нижнего протерозоя бассейна. Этому предположению не противоречат данные радиологического возраста пород серии Гленгари, соответствующие возрасту системы Маунт-Брюс, — 2,5—1,7 млрд. лет [29]. Породы, распространенные южнее Гленгари, непосредственно вдоль кратона Йилгарн, так же как и по окраине кратона Пилбары, представлены флишными толщами с олистостромами [31].

Итак, рассмотренные разрезы нижнепротерозойских образований раскрывают картину морской трансгрессии в бассейне Хамерсли — Набберу, сопровождавшуюся обширными подводными излияниями лав базальтов, перекрывающих значительные площади на юге Пилбарского кратона и распространившихся вдоль окраины Йилгарнского кратона. Зона проницаемости с подводными каналами магматических расплавов, по-видимому, располагалась над структурой сочленения архейских кратонов. За явлениями растяжения последовало обширное прогибание этой зоны, охватившее прилегавшие части кратонов. Сформировался асимметричный прогиб Хамерсли — Набберу с наиболее прогнутой центральной частью — трогом Вайлю — с характерной латеральной сменой формаций.

**Стратиграфические сопоставления разрезов бассейнов Хамерсли—Набберу  
и Курско-Криворожского**

Хамерсли—Набберу		Курско-Криворожский			
		Украина		КМА	
Система	Серии	Серии	Свиты	Серии	Свиты
Маунт-Брюс	Вайлю, >10000 м	Криворожская	Глееватская, гданцевская, 4000 м	Оскольская	Курбакинская, яковлевская
	Хамерсли, 1870—2160 м		Саксаганская, до 2000 м		Курская
	Фортескью, 320—4000 м		Скелеватская, новокриворожская, 900 м	Стойленская, до 1000 м	

**Курско-Криворожский бассейн.** Раннепротерозойские железорудные комплексы этого бассейна, расположенного в южной части фундамента Восточно-Европейской платформы на Сарматском кристаллическом массиве, погребены под осадочным чехлом фанерозоя мощностью от первых метров до 800—1000 м. Однотипные осадки, накопившиеся в удаленных на большие расстояния участках, свидетельствуют о едином обширном раннепротерозойском бассейне, включающем две крупнейшие железорудные провинции: Украинскую, или Большого Кривого Рога, и Курской магнитной аномалии (КМА). Они отделены одна от другой наложенной структурой Днепровско-Донецкого авлакогена с очень глубоко погруженным фундаментом кристаллических пород (рис. 3).

Сопоставление разрезов Курско-Криворожского и Хамерсли—Набберу бассейнов раскрывает близкое подобие формационных комплексов при заметном различии размеров бассейнов и мощностей пород, их заполняющих (см. рис. 1—3). В обоих разрезах нижнего протерозоя наблюдается трехчленное строение; сопоставление разрезов приведено в таблице.

Смена обстановок седиментации происходила не только во времени, но и в пространстве, в условиях расчлененной структуры бассейна. Выделяется латеральный структурно-формационный ряд: поднятие, сложенное архейскими гранит-зеленокаменными образованиями Среднего Приднепровья и Белгородско-Сумской области; линейный прогиб рифтогенного типа, заполненный отложениями криворожской серии и ее аналогами на КМА; раннепротерозойские гранитогнейсовые купола и межкупольные формы, сложенные карбонатно-терригенными и железисто-кремнистыми отложениями шельфового (миогеосинклинального) типа.

Наиболее полные разрезы приурочены к зонам линейных прогибов, среди которых особенно детально изучен Криворожско-Кременчугский. Аналогичный прогиб реставрируется в центральной части Белгородского синклинали (Центральная структурно-фациальная зона) и в Михайловском синклинали<sup>1</sup>.

В основании криворожской серии залегает толща метабазитов с прослоями биотитовых сланцев, туфосланцев и метапесчаников (новокриворожская свита), сменяющаяся выше кварцевыми, субаркозовыми и реже аркозовыми метапесчаниками с линзами конгломератов, а затем слюдяными и филлитовыми сланцами (скелеватская и стойленская свиты) [2, 4, 10, 16 и др.].

Аналог серии Хамерсли — саксаганская свита — состоит из чередующихся пластов железистых кварцитов и сланцев. Эта железорудная сви-

<sup>1</sup> В настоящей статье рассматриваются только прогибы криворожско-кременчугского типа, где широкое развитие имеют джеспилиты.

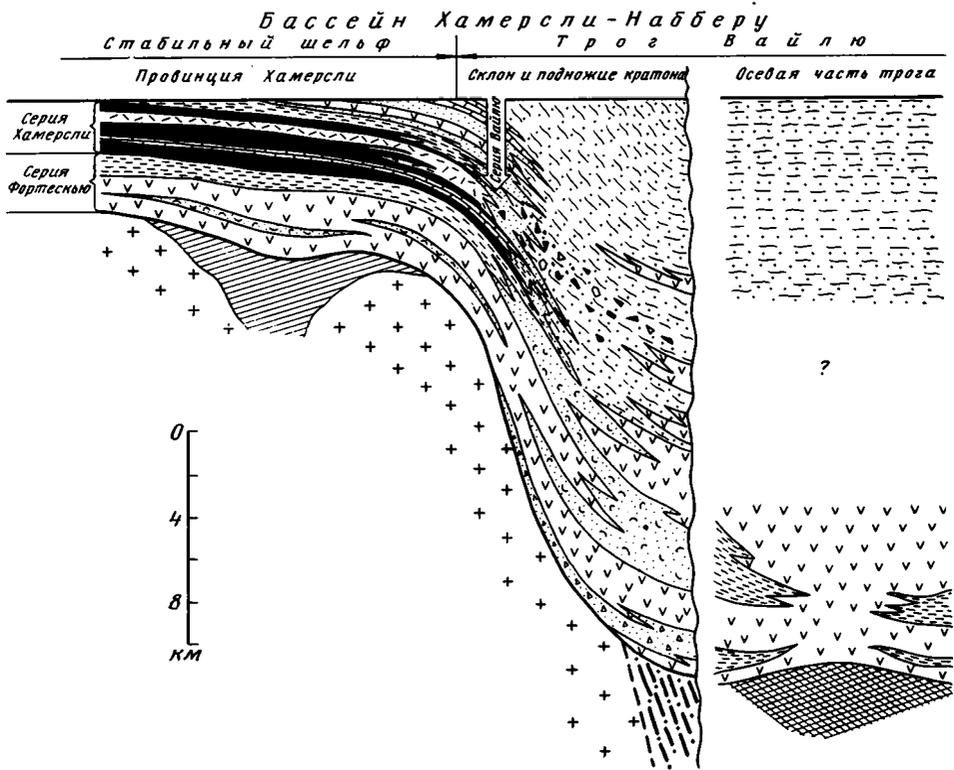


Рис. 2 (левая часть)

та, так же как и коробковская на КМА, детально описана в многочисленных публикациях [2, 4, 6 и др.].

В верхней надрудной части криворожской серии (гданцевская и глееватская свиты), которой соответствует оскольская серия КМА, преобладают грубые обломочно-терригенные породы: песчаники, алевролиты, алевросланцы, а также мраморизованные доломиты и известняки.

Вдоль реставрируемых крутых склонов Криворожско-Кременчугского и Михайловско-Белгородского прогибов, у подножия архейского гранит-зеленокаменного поднятия (см. рис. 2), сохранились следы быстрого захоронения и погружения осадков, подобно тому, как это происходило на склоне Пилбары. И здесь характерны толщи, не поддающиеся стратиграфическому расчленению даже в пределах локальных участков. Они включают не выдержанные по мощности и простираию пачки седиментационных брекчий, залегающих среди пород пестрого литологического состава. Это конгломерато-брекчии гданцевской свиты и низов оскольской серии, состоящие из обломков безрудных прослоев железистых кварцитов, погруженных в рудный гематит-магнетитовый матрикс.

Западнее Криворожско-Кременчугского прогиба распространены нижнепротерозойские отложения иного типа, известного под названием ингуло-ингулецкой серии [16, 24]. Ее разрез составляет преимущественно карбонатные и терригенные отложения, преобразованные в мраморы и парагнейсы (родионовская, спасовская и чечелевская свиты) [24]. В нижней части разреза серии, в зоне, примыкающей к Криворожско-Кременчугскому прогибу, залегают горизонты железистых кварцитов, вероятно, выклинивающихся к западу и сменяющихся карбонатно-терригенными, а затем обломочно-терригенными отложениями. Мощность и полнота разрезов ингуло-ингулецкой серии нарастают в направлении к прогибу, но даже в Западно-Ингулецкой зоне ее мощность значительно сокращена по сравнению с криворожской серией [7].

Породы ингуло-ингулецкой серии контрастно выделяются степенью метаморфических преобразований и морфологией структуры по сравне-

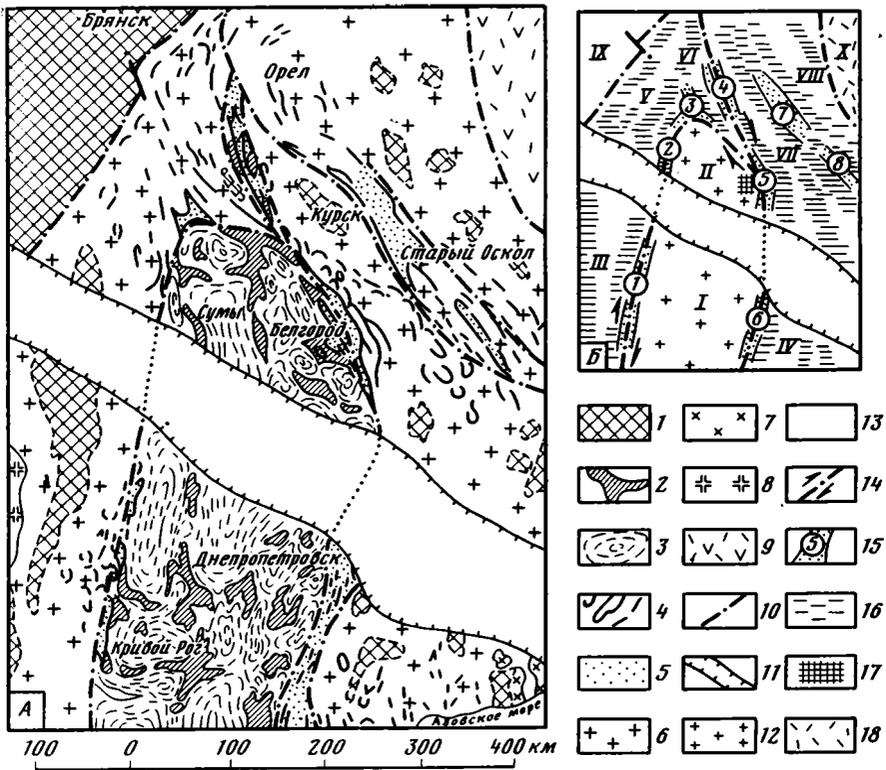


Рис. 3. Геологическая схема Курско-Криворожского бассейна (составил А. А. Щипанский с использованием материалов [1, 3, 8, 15, 17, 23]) — А и тектоническая схема докембрия этого района — Б

Для А: 1—3 — архей: 1 — гранулитогнейсы, 2 — вулканогенно-осадочные породы зеленокаменных поясов, 3 — гранитоиды нерасчлененные; 4—9 — нижний протерозой: 4 — железистые кварциты, 5 — вулканогенно-осадочные породы, 6 — гранитоиды нерасчлененные, 7 — граносиениты Приазовья, 8 — граниты рапакиви, 9 — вулканиты лосевской серии и мигматиты по ним; 10 — глубинные разломы; 11 — контуры Днепровско-Донецкого авлакогена. Для Б: 12 — сегмент с корой континентального типа к концу позднего архея (в раннем протерозое — область поднятия); 13—16 — элементы раннепротерозойского этапа тектогенеза: 13 — выступы гранулит-базитового слоя, 14 — глубинные разломы архейского заложения (стрелками указаны направления сдвиговых дислокаций в раннем протерозое), 15 — рифтогенные прогибы, преобразованные в сдвигонадвиговые зоны деформаций (цифры в кружках: 1 — Криворожско-Кременчугский, 2 — Крупецкий, 3 — Рыльский, 4 — Михайловский, 5 — Белгородский, 6 — Орехово-Павлоградский, 7—8 — Орловско-Оскольский), 16 — активные шельфы на гранулит-базитовом основании, подвергшиеся интенсивной гранитизации; 17 — пассивный шельф на гранит-зеленокаменном основании (Западная структурно-формационная зона Белгородского синклинория); 18 — зона развития дифференцированных вулканитов. Римскими цифрами обозначены блоки: I — Среднего Приднепровья, II — Белгородско-Сумской, III — Ингуло-Ингулецкий (Кировоградский), IV — Приазовский, V — Севский, VI — Комаричский, VII — Курско-Корочанский, VIII — Ливенско-Касторненский, IX — Брянский, X — Липецко-Лосевская структурно-формационная зона

нию с образованием Криворожья. Их метаморфизм соответствует амфиболитовой, а местами и гранулитовой фации при ареальном типе низкоградиентной температурной зональности [1]. Стиль деформаций генерирован мощным проявлением процессов раннепротерозойского гранито-гнейсового куполообразования. Железистые кварциты этой серии, в отличие от изоклинально-складчатых аналогов саксаганской свиты, образуют в плане овальные и изометричные структуры, контролируемые гранито-гнейсовыми куполами [8, 17]. При этом железистые кварциты вместе с вмещающими их парагнейсами часто представляют собой останцы среди раннепротерозойских гранитоидов.

Подобная ситуация характерна и для Курско-Корочанского сегмента КМА. В его пределах по данным магнитных съемок и редким буровым скважинам выделены высокометаморфизованные железистые кварци-

ты — аналоги коробковской свиты. Их мощность также сокращена по сравнению с синклинорными зонами [19], а в плане они имеют овальные и изометричные очертания, близкие таковым Западно-Ингулецкой зоны.

Как отмечалось, на архейском гранит-зеленокаменном сегменте нижнепротерозойские образования отсутствуют. Они сохранились лишь на небольшой (~750 км<sup>2</sup>) площади, примыкающей с юго-запада к Центральной структурно-фациальной зоне Белгородского синклинория. Эта часть структуры выделена в Западную структурно-фациальную зону [23], разрез которой обладает рядом особенностей: характерна редуцированная мощность отложений по сравнению с зоной прогиба, ярко проявлена фациальная изменчивость отложений, включая железисто-кремнистые, как по простиранию, так и вкрест простирания. В ассоциации с железистыми кварцитами находятся карбонатные породы и терригенные отложения — метапесчаники, метаалевролиты и алевросланцы, свидетельствующие о мелководных условиях осадконакопления, господствовавших на участках палеоподнятия, примыкавших к линейным прогибам. В отличие от изоклинальной складчатости линейных прогибов и пластических купольных деформаций Ингуло-Ингулецкого и Курско-Корчанского сегментов, образования нижнего протерозоя Западной зоны залегают полого, местами горизонтально. Степень метаморфических преобразований этих отложений очень низка и, как правило, не превышает добитотовой субфации зеленосланцевой фации, подобно тому, как это наблюдается в шельфовых провинциях бассейна Хамерсли — Набберу.

Изложенный материал показывает, что развитие Курско-Криворожского бассейна связано с возникновением зон деструкции по обрамлению архейского гранит-зеленокаменного Приднепровско-Белгородско-Сумского сегмента и формированием протяженных линейных прогибов: Криворожско-Кременчугского, Крупецкого, Рыльского, Михайловско-Белгородского и Орехово-Павлоградского.

С деструктивными процессами, локализованными вдоль узких зон, связаны и обширные прогибания смежных площадей, где происходило формирование шельфовых толщ ингуло-ингулецкого типа. Архейский Приднепровско-Белгородско-Сумский сегмент пассивно реагировал на эти процессы, в прогибание вовлекались лишь периферические его части, где накапливались отложения, представленные в настоящее время только в Западной зоне Белгородского синклинория. Толщи этого разреза близки шельфовому типу, но они не несут следов заметных дислокаций и метаморфических преобразований и не подвергались раннепротерозойской гранитизации, как это произошло с породами ингуло-ингулецкого типа. Причины этих различий, возможно, связаны с разным типом коры в основании разных разрезов. Рассмотрим эти соотношения.

#### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ БАССЕЙНОВ ОТНОСИТЕЛЬНО СТРУКТУРЫ ИХ АРХЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

**Бассейн Хамерсли — Набберу.** Многочисленные и разносторонние исследования архейских кратонов, проведенные в последнее десятилетие австралийскими геологами, свидетельствуют о том, что каждому из кратонов свойственен оригинальный рисунок реликтовых форм, сохранившихся после проявлений гранитизации и ультраметаморфизма при формировании гранитно-метаморфического слоя. Для Пилбары характерны зеленокаменные дугообразные тела, опоясывающие гранитогнейсовые купола, а на Йилгарне наряду с дугообразными зеленокаменными синформами развиты линейные пояса дизъюнктивных нарушений, а также сложные сочетания этих контрастных по составу и морфологии форм разного происхождения. Начало континентальной стадии, сопровождавшееся накоплением молассоидных образований и внедрением гранитов аллохтонного типа, на Пилбаре совпало с уровнем 3,0 млрд. лет [13, 26], тогда как в главном гранит-зеленокаменном сегменте Йилгарна она начала проявляться значительно позднее — в интервале 2,7—2,6 млрд. лет назад [27]. В конце архея (2,6—2,5 млрд. лет) оба кратона были охва-

чены гранитоидным магматизмом аллохтонного типа. Мощность земной коры Пилбары около 28 км на севере и 33 км на юге, а в северной части Йилгарна и в зоне сочленения она увеличивается до 52 км.

Сейсмический профиль, пересекающий вкрест простираения структуру Хамерсли — Набберу, показывает двухслойную модель строения Пилбары и трехслойную в зоне сочленения и на севере Йилгарна [28]. Такое заметное различие морфологии структуры, а также мощностей коровых разрезов кратонов дает основание предполагать их сепаратное формирование на протяжении большей части архейского времени. Их сутурное сочленение произошло лишь в конце архея, по-видимому, вдоль зоны сдвигово-надвигового типа. Горизонтальные движения провоцировали гранитоидный магматизм возраста 2,6—2,5 млрд. лет, охвативший оба кратона, завершивший конструктивный цикл созидания оболочек архейской коры.

Весьма примечательно, что сутурная зона оказалась благоприятной для последующей деструкции земной коры и проявления вдоль нее раннепротерозойского широтного раздвига, внедрения роев даек — подводящих каналов лавовых потоков серии Фортескью. Глубинной структуре этой зоны проницаемости соответствует аномалия силы тяжести более 40 мГал (см. рис. 1). Рои базитовых даек такого же простираения пронизывают кратон Йилгарн на всей его площади [30].

Формирование структуры Хамерсли — Набберу сопровождалось особенно интенсивными деформациями над зоной сочленения кратонов. Вдоль эрозионных уступов по краям кратонов отмечаются многочисленные сбросы и сдвиги разного направления. В районе Пик-Хилл (Гленгари) ультраосновные вулканы и гиперстеновые базальты (бониниты) образуют серию фрагментов узких, сильно сжатых и изогнутых к югу складок, соприкасающихся по разломам с обрывками слоев терригенной серии Каралунди (рис. 4). Природу этих деформаций К. Хсю сравнивает с образованиями типа меланжа, возникшего в результате «давления перекрытия» [32]. Нам представляется, что тектоническое положение фрагмента Гленгари связано с поперечным сдвигом, нарушившим край Йилгарнского кратона, как это показано на рис. 1, Б. Этот небольшой фрагмент косвенно свидетельствует о стиле структуры в главной зоне раздвига, простиравшейся вдоль трога Вайлю, которая, по-видимому, являлась основным источником вулканизма и железа комплексов Хамерсли — Набберу.

Морфология структуры бассейна Хамерсли — Набберу иллюстрирует начальный этап деструктивного структурообразования. Этот процесс начался в зоне Вайлю. В результате раздвига вдоль архейского сутурного шва между кратонами Пилбары и Йилгарна раскрылась кора океанического типа. Формирование трога сопровождалось интенсивным вулканизмом и седиментацией, а затем и скупиванием коровых масс, образованием сдвигово-надвиговых деформаций, характерных для отложений Вайлю.

Совершенно иначе залегают породы Хамерсли и Фортескью, образующие на огромных пространствах шельфовый чехол на эродированной поверхности архейских гранит-зеленокаменных структур. На подавляющей площади бассейна (см. рис. 1, А) слои залегают очень полого, практически горизонтально. Лишь по краю трога Вайлю развиты линейные локальные изгибы слоев, по-видимому, отражающие дизъюнктивные нарушения в фундаменте.

**Курско-Криворожский бассейн.** Структурно-возрастным аналогом архейских кратонов Западной Австралии является гранит-зеленокаменный сегмент, включающий область Среднего Приднепровья [8] и Белгородско-Сумскую область [23], ныне разделенные структурой Днепровско-Донецкого авлакогена. Этот сегмент представлен парагенетической ассоциацией зеленокаменных структур линейных и дугообразных очертаний [8, 9] и гранитоидных куполов, сложенных преимущественно тоналитами — плагиогранитами. Становление плагиогранитоидов происходило от 3,0 до 2,7 млрд. лет тому назад, а консолидация гранит-зеле-

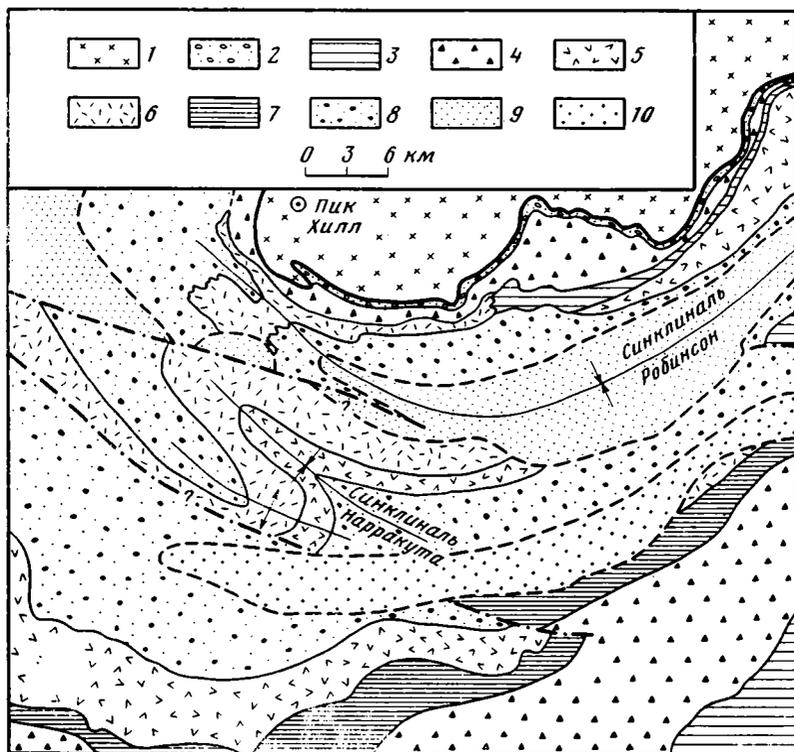


Рис. 4. Фрагмент геологической карты района Пик-Хилл (Гленгари) по [30, 32], схематизированный авторами  
 1 — архейские гранитоиды; 2—8 — нижний протерозой, группа Гленгари: 2 — конгломераты, песчаники, 3 — сланцы, 4 — обломочные образования, 5—6 — вулканиты формации Нарракута: 5 — основные, 6 — ультраосновные; 7 — карбонатно-кремнистые сланцы формации Каралунди, 8 — граувакки; 9—10 — рифей: 9 — песчаники Педбури, 10 — песчаники Маунт-Лейк

нокаменного сегмента завершилась внедрением аллохтонных микроклиновых гранитов около 2,7 млрд. лет назад [21].

В отличие от бассейна Хамерсли — Набберу нижнепротерозойские образования на подавляющей части данного сегмента отсутствуют; они сохранились лишь в пределах Западной зоны Белгородского синклинория КМА. Несмотря на различия масштабов раннепротерозойской седиментации на кратонизированных гранит-зеленокаменных структурах сравниваемых регионов, отчетливо выявляются черты тектонического подобия — однотипность морфологии структур раннего протерозоя, низкая степень метаморфических преобразований пород, соответствующая низам зеленосланцевой фации. Так же как и в провинции Хамерсли, ранний протерозой Западной зоны представляет собой чехол на эродированном архейском гранит-зеленокаменном основании.

Наибольшие площади в Курско-Криворожском бассейне занимают нижнепротерозойские разрезы ингуло-ингулецкого типа, резко отличающиеся по степени метаморфизма и стилю деформаций от разрезов пассивных шельфов бассейна Хамерсли — Набберу и Западной зоны Белгородского синклинория. Они интенсивно зонально метаморфизованы до амфиболитовой и даже гранулитовой [1] фации метаморфизма и сохранились в реликтовых формах среди раннепротерозойских гранитоидных куполов, что является чрезвычайно характерным для тектоники «активных» шельфовых зон, впервые описанных В. С. Федоровским [18].

Итак, выявляется разная морфология структур шельфовых образований раннего протерозоя. Слабо деформированный и слабо метаморфизованный чехол Хамерсли и Западной зоны (КМА) залегает на гранитно-метаморфическом слое, кратонизированном к концу архея.

В иных соотношениях с фундаментом находились ингуло-ингулецкие и курско-корочанские шельфовые образования. Совершенно очевидно, что в раннем протерозое они подверглись активному эндогенному воздействию, приведшему к возникновению гнейсово-купольных форм. Эти структуры, на наш взгляд, принадлежат новообразованиям гранитно-метаморфического слоя как наиболее ранние члены его корового разреза [14].

Таким образом, в пределах Курско-Криворожского бассейна становление гранитно-метаморфического слоя происходило неравномерно как во времени, так и в пространстве [20]. Отсюда следует логический вывод о том, что раннепротерозойские «активные» шельфы сформировались на коре, лишенной гранитно-метаморфического слоя.

Синметаморфическая калиевая гранитизация, охватившая Ингуло-Ингулецкий и Курско-Корочанский сегменты, простирающиеся по разные стороны от архейского гранит-зеленокаменного сегмента, по многочисленным радиологическим определениям датируется узким интервалом времени —  $1900 \pm 100$  млн. лет назад [21]. Вполне понятно, что процесс этой гранитизации не мог не изменить первичные минеральные ассоциации, слагавшие фундамент нижнепротерозойских пород в «активных» шельфовых областях. В настоящее время этот фундамент сложен полиметаморфическими комплексами — преимущественно двуполевошпатовыми гнейсами с подчиненными прослоями амфиболитов. Однако характерно для них наличие реликтовых архейских парагенезисов гранулитовой фации метаморфизма, описанных в различных сегментах Сарматского кристаллического массива [1, 8, 15]. Это преимущественно ассоциации основных гранулитов. Подобные архейские ассоциации широко развиты в Побужье и в Брянском блоке КМА, где они не подверглись раннепротерозойской гранитизации и сопутствующему ей диафто-резу.

Таким образом, есть основание полагать, что в конце архея рассматриваемая территория была тектонически неоднородной — вокруг сегмента с гранитно-метаморфическим слоем (гранит-зеленокаменного) располагались комплексы протометаморфического гранулит-базитового слоя, которые и составляли фундамент активных шельфовых провинций раннего протерозоя. Границы этих сегментов представляют собой архейские сутурные швы, которые маркируются аллохтонными базит-ультрабазитовыми чешуями глубинных надвигов [12]. Радиологический возраст аллохтонных ультрабазитов сутурного шва Орехово-Павлоградской зоны древнее 3,65 млрд. лет [22].

Эти архейские сутуры стали зонами раннепротерозойской деструкции, вдоль которых развивались линейные грабенообразные прогибы и примыкающие к ним на «плечах» шельфы. Вследствие латеральной плотностной неоднородности архейской литосферы более тяжелые гранулит-базитовые сегменты испытали более обширные прогибания, нежели силикатный сегмент, шельфовые образования которого, по-видимому, захватывали лишь его краевые части.

Активность архейских сутурных швов в раннем протерозое проявлялась не только в процессах растяжения, вызвавших интенсивные прогибания над ними. Они сопровождались значительными правосторонними сдвиговыми смещениями вдоль плоскостей разломов, амплитуда которых в Криворожско-Кременчугской зоне оценивается более чем в 22 км [11]. Правосторонний сдвиг намечается и по разлому, разделяющему Западную и Центральную зоны Белгородского синклиория. По всей видимости, сдвиговые дислокации предшествовали также и раннепротерозойской деструкции. Это предположение следует из необычного положения Михайловского синклиория в общей структуре раннего докембрия КМА. Подстилающие его позднеархейские зеленокаменные образования обособлены от гранит-зеленокаменной области и смещены в область развития гранулитогнейсов (см. рис. 3).

Можно полагать, что изоклинальная складчатость, характерная для всех зон криворожско-кременчугского типа, обязана своим возникнове-

нием правосторонним сдвиговым дислокациям, сопровождавшим процессы деструкции. Развитие этих деформаций привело к «замыканию» прогибов, сопровождавшемуся мощным гранитоидным магматизмом и метаморфизмом пород в пределах активных шельфов. Инверсия плотности, возникшая при гранитизации гранулитового фундамента, провоцировала дополнительное сжатие отложенных прогибов вплоть до образования крутых надвигов, наиболее отчетливо проявленных в Криворожско-Кременчугской зоне.

По мнению В. С. Федоровского [18], причины тектонической и эндогенной активности раннепротерозойских шельфовых зон обусловлены неустойчивым равновесием «сухих» гранулитовых систем фундамента. Нарушение этого равновесия связано с потоком мантийного флюида, генерированного слоем аномальной мантии, который подстилал области рифтогенеза. В то же время флюидный и тепловой поток в архейском гранит-зеленокаменном сегменте был значительно более слабым; здесь, по-видимому, условия термостатирования существовали на более глубоких уровнях коры, чем в гранулитовых областях.

Приведенный материал показывает, что развитие Курско-Криворожского бассейна на начальных этапах следовало схеме, намеченной для бассейна Хамерсли — Набберу. Однако к этой последовательности событий добавился мощный гранитоидный магматизм, который нарастал в конце раннего протерозоя гранитно-метаморфический слой вокруг архейского континентального сегмента — Приднепровско-Белгородско-Сумской гранит-зеленокаменной области.

## ВЫВОДЫ

1. Структура бассейнов Хамерсли — Набберу и Курско-Криворожского заложилась над сутурными швами, разделяющими участки земной коры разного времени становления гранитно-метаморфического слоя.

2. В обоих бассейнах намечаются латеральные ряды структур, соответствующие различным обстановкам седиментации: кратон (палеоконтинент) — шельф — склон и его подножие — трог. Морфология бассейна Хамерсли — Набберу раскрывает особенности начального этапа деструктивного структурообразования, происходившего по схеме: раздвиг — вулканизм и седиментация — скупивание (сдвиги, надвиги) в троговой зоне. Аналогичная направленность структурообразования выявляется при реставрации начального этапа развития Курско-Криворожского бассейна. Он отличается от бассейна Хамерсли — Набберу масштабом деструкции: ширина трога Вайлю около 100 км, троговой зоны Курско-Криворожского бассейна — на порядок меньше. Положение трога Вайлю между архейскими кратонами, его размеры, а также специфика вулканизма позволяют считать, что в раннем протерозое возникла зона раздвига, раскрывшего кору океанического типа подобно тому, как это наблюдается в современной структуре Красного моря. Зоны деструкции Курско-Криворожского бассейна сравнимы с фанерозойскими континентальными рифтами, не дошедшими до раскрытия коры океанического типа.

3. В развитии деструктивных форм сравниваемых бассейнов заметную роль играли деформации сдвиговой природы, предшествовавшие и сопровождавшие явления раздвига. «Замыкание» прогибов сопровождалось тектоническим скупиванием коровых масс.

4. Железорудное накопление обусловлено образованием деструктивных форм, в которых был сосредоточен наиболее интенсивный вулканизм и с ним связанные эксгаляционные проявления. Наблюдается прямая корреляция между масштабом раннепротерозойского рифтогенеза и объемом железорудного накопления. Область седиментации железисто-кремнистых пород и эндогенные источники рудного вещества находятся в латеральных соотношениях.

Авторы выражают глубокую признательность австралийским геологам Р. Хорвицу и Р. Моррису, познакомивших в поле А. С. Новикову с

наиболее представительными разрезами провинции Хамерсли, В. С. Федоровскому — за конструктивные критические замечания в процессе подготовки рукописи статьи.

#### Литература

1. *Белевцев Р. Я.* Режим зонального прогрессивного метаморфизма в докембрии Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1982. 152 с.
2. *Белевцев Я. Н., Епатко Ю. М., Веригин Ю. М. и др.* Железорудные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка. Киев: Наук. думка, 1981. 228 с.
3. *Бордунов И. Н.* Криворожско-Курская эвгеосинклиналь. Киев: Наук. думка, 1983. 304 с.
4. *Голивкин Н. И., Леоненко И. Н., Епифанов Б. П. и др.* Железорудные формации докембрия КМА и их перспективная оценка на железные руды. М.: Недра, 1982. 227 с.
5. *Гросс Г.* Геолого-экономическая оценка железорудных месторождений. М.: Мир, 1969. 286 с.
6. Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Т. 2./Под ред. Н. П. Семененко. Киев: Наук. думка, 1978. 367 с.
7. *Каляев Г. И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наук. думка, 1965. 190 с.
8. *Каляев Г. И., Глевицкий Е. В., Димитров Г. Х.* Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. Киев: Наук. думка, 1984. 240 с.
9. *Крестин Е. М.* Коматиты позднеархейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива//Сов. геология. 1980. № 9. С. 84—97.
10. *Крестин Е. М., Казанцев В. А., Соколов Н. А. и др.* Стратиграфическое положение железорудных образований КМА. Киев: Препринт ИГФМ АН УССР—84, 1984. 54 с.
11. *Куделя В. А.* Криворожско-Кременчугский глубинный разлом и сдвиговые движения вдоль него//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1965. № 1. С. 93—95.
12. *Новикова А. С.* Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 152 с.
13. *Новикова А. С.* Положение тоналит-трондьемитовых куполов в разрезе земной коры Пилбарского щита (Западная Австралия)//Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 112—128.
14. *Павловский Е. В., Марков М. С.* Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов//Деформация пород и тектоника. М.: Наука, 1964. С. 92—104.
15. *Полищук В. Д., Полищук В. И.* Метаморфические комплексы фундамента бассейна Курской магнитной аномалии (КМА)//Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л.: Наука, 1978. С. 131—155.
16. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита/Под ред. Есипчука К. Е. Киев: Наук. думка, 1985. 167 с.
17. Структура рудных полей и месторождений железистых кварцитов и богатых железных руд Украинского щита и Воронежского массива/Отв. ред. Гречишников Н. П. Киев: Препринт ИГФМ АН УССР — 83, 1983. 66 с.
18. *Федоровский В. С.* Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М.: Наука, 1985. 200 с.
19. *Чайкин С. И.* Типы разрезов железорудной свиты докембрия Курской магнитной аномалии и их изменение в пространстве//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 6. С. 48—57.
20. *Штрейс Н. А.* Значение исследований Н. П. Хераскова в развитии учения о геологических формациях//Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. С. 3—11.
21. *Щербак Н. П.* Геохронологические рубежи главных стратиграфических подразделений Украинского щита//Геол. журн. 1986. Т. 46. № 2. С. 46—58.
22. *Щербак Н. П., Бартницкий Е. Н., Бибилова Е. В., Бойко В. П.* Эволюция континентальной коры Украинского щита в раннем докембрии//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 73—83.
23. *Штанский А. А.* Гранитоидные купола в структуре раннего докембрия Курской магнитной аномалии//Геотектоника. 1987. № 6. С. 39—52.
24. *Эгингоф И. М., Былинская Я. П.* Стратиграфия докембрия Ингуло-Ингулецкого района//Геол. журн. 1986. Т. 46. № 2. С. 66—73.
25. *Button A.* Transvaal and Hamersley basins. Review of basin development and mineral deposits//Mineral. Sci. Engng. 1976. V. 8. № 4. P. 262—293.
26. *Compston W., Arriens P. A.* The precambrian geochronology of Australia//Can. J. Earth Sci. 1968. V. 5. P. 561—583.
27. *De Laeter J. R., Blokley J. G.* Granite ages within the Archaen Pilbara Block, Western Australia//Geol. Soc. Aust. 1972. № 19. P. 363—370.
28. *Drummond B. J.* A crustal profile across the Pilbara and northern Yilgarn Blocks, Western Australia//BMR J. Australian Geology and Geophysics. 1979. № 3. P. 171—180.
29. *Gee R. D.* The geology of the Peak Hill Area Western Australia Geological Survey//Annul. Report. 1979. P. 55—62.
30. Geological map of Western Australia. 1: 2 500 000. Compiled by the Geological Survey of Western Australia. 1973. Precambrian Research. 1986. V. 31. P. 107—132.

31. *Horwitz R. C., Smith R. E.* Briding the Yilgarn and Pilbara Blocks, Western Australia//Precambrian Res. 1978. V. 6. № 293—322.
32. *Hsü K. J.* Principle of mélaneges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox//Geol. Soc. Amer. Bull. 1968. V. 79. P. 1063—1074.
33. *Hynes A., Gee R. D.* Geological setting and petrochemistry of the Narracota volcanics, Capricorn orogen, Western Australia//Precamb. Res., 1986. V. 31. P. 107—132.
34. *MacLeod W. N., de la Hunty L. E., Jones W. R., Halligan R.* A preliminary report on the Hamersley Iron Province, North-West Division//W. A. Geol. Surv. Ann. Rep. 1963. P. 44—60.
35. *Morris R. C., Horwitz R. C.* The origin of the iron-formation deposition on a platform//Precambrian Res. 1983. V. 21. P. 273—297.
36. *Richards J. R., Gee R. D.* Galena Lead isotopes from the eastern part of the Naberu Basin//Australian J. Earth Sci. 1985. V. 32. P. 47—54.
37. *Trendall A. F., Blockley J. G.* The iron formation of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia//W. A. Geol. Surv. Bull. 1970. V. 119. 366 p.

Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
2.II 1987

УДК 551.242.11(5)

ДЕРГУНОВ А. Б.

## ЗОНЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СКУЧИВАНИЯ В КАЛЕДОНИДАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Тектоническое скупивание — широко распространенный процесс. Выделяются два типа тектонического скупивания, представленные разными парагенезами структур и пород: 1) офиолитовые покровы — метаморфические сланцы — гранитизированные породы и гранитоиды; 2) крутопадающие, часто изоклинально смятые терригенные толщи, тектонически перекрывающие более полого, но интенсивно смятые метаморфические сланцы — гранитизированные породы и гранитоиды. Во втором типе, как правило, проявляется тектоническая дисгармония при деформации первично однородного комплекса отложений. Оба типа скупивания широко распространены и, по-видимому, стимулируют создание гранитно-метаморфического слоя и преобразование океанической коры в континентальную на всей территории покровно-складчатых областей.

В последние годы в разных частях каледонид Центральной Азии (Алтае-Саянская область и Западная Монголия) выявлены специфические комплексы пород — меланжи и олистостромы, образованные горизонтальными перемещениями тектонических покровов [3, 10, 11, 13, 15, 23, 24, 28, 32]. Часто вместе с ними находятся метаморфические породы, особенно повышенных давлений, и гранитоидные батолиты. Между этими тремя разными по происхождению образованиями устанавливаются повторяющиеся пространственные и временные, т. е. парагенетические соотношения, которые позволяют считать их единым тектоническим комплексом, определяющим строение зон тектонического скупивания.

В каледонидах Центральной Азии намечается несколько разновозрастных зон тектонического скупивания, существенно различающихся также и особенностями строения.

### ЗОНЫ СКУЧИВАНИЯ В РАНИХ КАЛЕДОНИДАХ (САЛАИРИДАХ)

На юге Западной Монголии такими зонами являются Дарбинская и Хантайширская, в ее северной части — Ханхухэйская, в южной половине Алтае-Саянской области — Теректинская, Курайская, Телецкая, Шапшальская, Куртушибинская и Ильчирская и, наконец, на севере Алтае-Саянской области — Кузнецко-Алатауская и Северо-Саянская (рис. 1). Весьма вероятно, что будут выявлены новые зоны тектонического скупивания, так как во многих районах известны те или иные признаки их существования. Разные исследователи провели изучение некоторых из перечисленных зон, в том числе автор исследовал Ханхухэйскую и частично Дарбинскую зоны в Западной Монголии [11].

В Ханхухэйской зоне, протягивающейся вдоль одноименного хребта, вероятно, на 150—200 км, тектонические покровы лежат на венд-раннекембрийском паравтохтоне, прорываются вместе с ним среднепозднекембрийскими гранитоидами и стратиграфически «запечатываются» позднесилурийским неавтохтоном (рис. 2). Паравтохтон представлен базальт-андезитовой формацией, переходящей вверх по разрезу в туфогенно-терригенную, и линзами рифогенных археоциатовых известняков. Завершается разрез паравтохтона олистостромой, в матрице которой есть прослойки известняков с археоциатами санаштыкгольского горизонта, а некоторые олистолиты состоят из известняков с остатками археоциат более древнего базальского горизонта нижнего кембрия. Все толщи паравто-

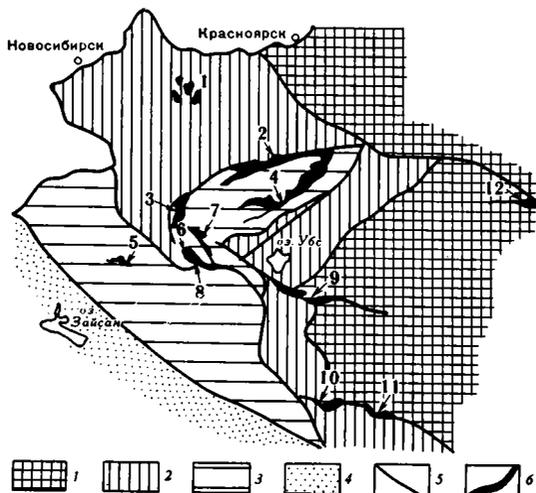


Рис. 1. Зоны тектонического скучивания, выявленные в каледонидах Центральной Азии

1 — древнее обрамление каледонид (Восточно-Саянский и Тувино-Монгольский массивы); 2 — ранние каледониды (салаириды); 3 — средние и поздние каледониды; 4 — герциниды; 5 — крупные разломы; 6 — зоны скучивания: 1 — Кузнецко-Алатауская, 2 — Северосаянская, 3 — Телецкая, 4 — Куртушибинская, 5 — Теректинская, 6 — Курайская, 7 — Шапшальская, 8 — Чаган-Узунская, 9 — Ханхухэйская, 10 — Дарбинская, 11 — Хантайширская, 12 — Ильчирская

хтона смяты в крутые, иногда изоклинные складки. Олистоstromа связывает паравтохтон с нижним покровом, нижняя пластина которого представлена спилит-кератофировой и терригенно-туфогенной формациями, а верхняя — кремнисто-известняковой с обильными остатками археоциат базаихского горизонта, т. е. таких же, как в олистолитах олистоstromы. Эти данные надежно обосновывают время образования олистоstrom и, следовательно, горизонтальных перемещений покровов, происходивших во второй половине раннего кембрия. Набор формаций нижнего покрова соответствует Дагандельской «спилит-кератофировой» зоне, которая в современной структуре находится южнее. Верхний покров тектонически перекрывает разные пластины нижнего и места — паравтохтон. Набор формаций этого покрова полностью отвечает Озерной зоне, которая располагается также южнее. Поэтому считается, что преобладающее движение покровов происходило с юга и юго-запада на северо-восток. Следует подчеркнуть, что в пределах покровов пластовые толщи часто лежат почти горизонтально или смяты в очень пологие складки. Вероятно, горизонтальное сжатие в них разрешалось путем перемещения пластин и покровов, в то время как в паравтохтоне оно привело к образованию очень напряженных, пережатых складок.

Оба покрова прослеживаются вдоль южного склона хр. Хан-Хухэй, ближе к его водоразделу вскрывается гранит-плагиогранитный батолит среднепозднекембрийского (таннуольского) комплекса, прорывающий все толщи паравтохтона и аллохтона. Здесь же на склоне хр. Хан-Хухэй пестроцветная моласса и андезитопаритовые вулканы позднесилурийско-девонского возраста перекрывают, «запечатывают» и гранитоиды, и все толщи аллохтона и паравтохтона. Породы покровов, особенно в их основании, превращены в слабо измененные милониты, так же как основная масса меланжей и олистоstrom, поэтому можно считать, что здесь, в Ханхухэйской зоне, раннекембрийское скучивание происходило в приповерхностных условиях.

Поздними последевонскими взбросами все структуры Ханхухэйской зоны скучивания разбиты на узкие блоки широтного простирания и перемещены с севера на юг. В их пределах нередко видно опрокинутое залегание слоев, в том числе молассы неавтохтона и ее базальных конгло-

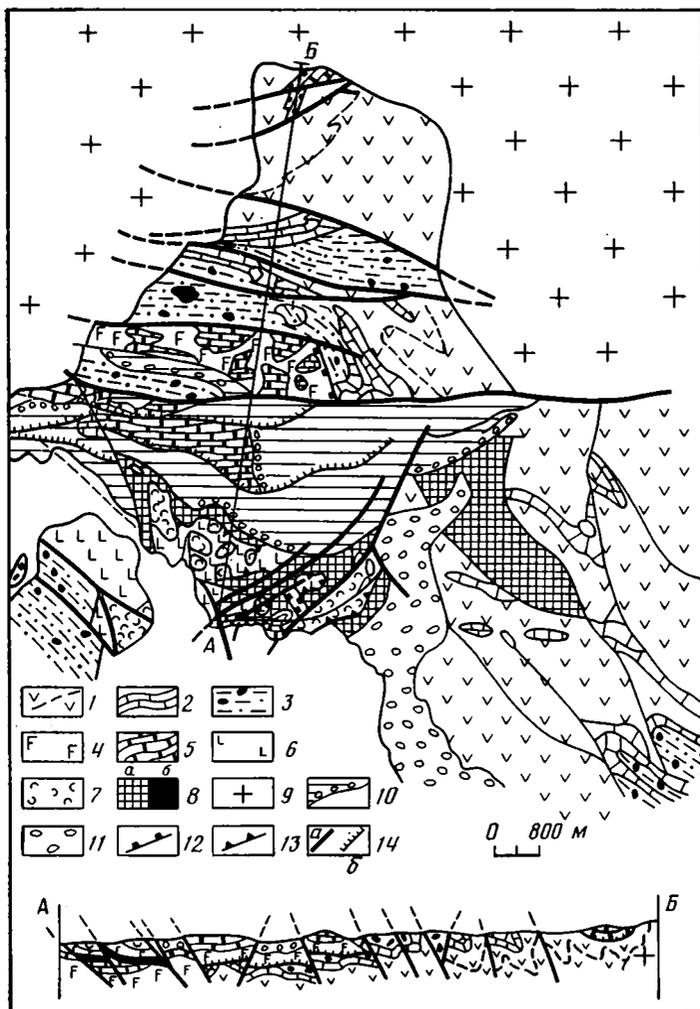


Рис. 2. Часть Ханхуйской зоны скупивания (бассейн р. Ичитуин-Гол, Западная Монголия)

1—3 — автохтон ( $V - \mathcal{E}_1$ ): 1 — андезитобазальтовые вулканиты и туфы, 2 — известняки, 3 — меланжированные олистостромы, конгломераты, гравелиты, песчаники; 4—8 — аллохтон ( $V - \mathcal{E}_1$ ): 4—5 — нижний покров (4 — спилит-кератофировые лавы и туфы, 5 — известняки с прослоями кремнистых пород), 6—8 — верхний покров (6 — меланжированные спилитовые лавы и туфы, 7 — кремнистые породы, 8 — полимиктовый серпентинитовый меланж (а — на карте, б — на профиле)); 9—11 — неавтохтон: 9 — гранитоиды ( $\mathcal{E}_2-3$ ), 10 — пестроцветная моласса с базальтоидными порфиридами, липаритовыми порфирами и базальными конгломератами ( $D_1$ ), 11 — конгломераты (J)/12—13 — тектонические поверхности в основании: 12 — нижнего покрова, 13 — верхнего покрова; 14 — поздние разломы: крутопадающие (а), надвиги (б)

мератов вместе с подстилающими нижнекембрийскими известняками аллохтона.

Заметные черты сходства можно установить в строении Дарбинской зоны скупивания (см. рис. 1) на южной окраине Озерной зоны Западной Монголии (рис. 3). Здесь в автохтоне находятся метаморфические породы древнего основания Дзабханской зоны. Аллохтон представлен остатками меланократового основания и раннепалеозойской офиолитовой ассоциации в виде фрагментов двух тектонических покровов, надвинутых с юга на древние метаморфиты Дзабханской зоны. К основанию нижнего покрова, вероятно, относится крупный Алагульский массив [26] серпентинизированных дунитов, гарцбургитов и лерцолитов. Также к нижнему покрову можно отнести полосу серпентинитового меланжа и тектонических пластин (сложенных метаморфизированными перидотитами, пи-

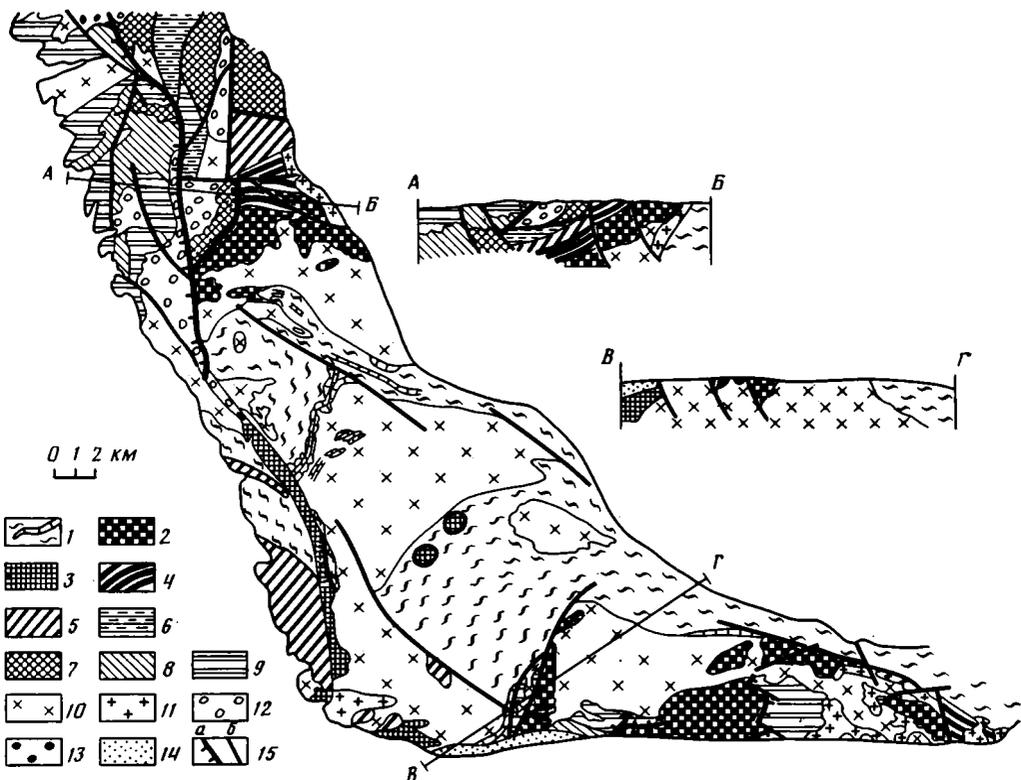


Рис. 3. Зона скупивания хр. Дарби (Западная Монголия). Карта составлена на основе материалов О. Томуртоого, Е. В. Хаина, Т. Н. Херасковой и автора  
 1 — автохтон: кварцево-биотит-плаггиоклазовые сланцы, амфиболиты, кварциты, мраморы (PR?); 2—9 — аллохтон: 2 — серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, 3 — серпентинитовый меланж, 4 — дуниты и пироксениты, 5 — пироксениты и габбро, 6 — дайки габбро-диабазов, 7 — базальты, спилиты, редко кератофиры, 8 — базальты, андезитобазальты, их туфы, 9 — кремнисто-терригенные, кремнисто-карбонатные и кремнисто-туфогенные породы, известняки ( $V - C_{1-2}$ ); 10—14 — неавтохтон: 10 — плаггиограниты и гранодиориты ( $C_{2-3}$ ), 11 — граниты (D), 12 — конгломераты, полимиктовые песчаники, андезиты и туфы (O—S), 13 — липаритовые вулканиты и красноватая моласса ( $D_3$ ), 14 — песчаники, углистые алевролиты ( $D_3 - C_1$ ); 15 — надвиги и шарьяжи в основании пластин (a), взбросы и сбросы (б)

роксенитами, габбро-пироксенитами, габбро-диабазами и базальтами), прослеживающуюся вдоль юго-западного подножия хр. Дарби. Пластины верхнего покрова сложены породами спилит-кератофировой и кремнисто-терригенно-туфогенной формаций, в их основании находится серпентинитовый полимиктовый меланж. Как и в Ханхухэйской зоне скупивания, здесь из-под обоих покровов выходят крупные тела гранитоидов, прорывающие их, и метаморфиты древнего основания (автохтона). Все породы аллохтона и автохтона хр. Дарби перекрыты пестроцветной молассой ордовикско-силурийского (?) возраста (неавтохтон) и вместе с ней разбиты круто падающими на север взбросами на многочисленные блоки. В отличие от Ханхухэйской зоны здесь, в Дарбинской зоне, в нижней части покровов располагаются сильно метаморфизованные породы, в том числе габбро-гипербазитового основания офиолитов, что, вероятно, указывает на движение покровов в глубинных условиях.

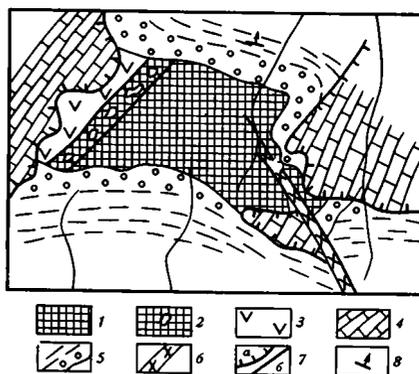
Восточнее Дарбинской зоны, на южном склоне гр. Хан-Тайшир (см. рис. 1), вскрывается разрез офиолитовой ассоциации: дуниты и гарцбургиты, пироксениты, габбро-пироксениты, габбро, габбро-диабазы и диабазовые дайки, базальтовые и андезитобазальтовые пиллоу-лавы и, наконец, кремнистые туфогенно-терригенные породы с археоциатовыми известняками. Этими породами здесь сложены пластообразные тела и толщи, устойчиво погружающиеся на юг под углом  $50-60^\circ$ , хотя, так же

как в Дарбинской зоне, они разбиты крутопадающими преимущественно субширотными разломами на отдельные блоки. Крайнее северное положение занимают блоки (массивы) серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, наиболее крупный из которых — Наранский массив с серпентинитовым меланжем в основании — лежит непосредственно на метаморфических сланцах сиалического основания Дзабханской зоны [18]. Общие черты состава, строения и особенно структурного положения позволяют считать офиолитовый комплекс хр. Хан-Тайшир останцом очень крупного тектонического покрова, надвинутого на южную окраину Дзабханской зоны, так же как в Дарбинской зоне скучивания.

Существенным подтверждением этого служит полоса пород офиолитовой ассоциации, протягивающаяся также почти в широтном направлении вдоль хр. Хасагт-Хайрхан, в 20—30 км севернее хр. Хан-Тайшир, т. е. уже в пределах Дзабханской зоны континентального обрамления каледонид. Здесь крупное тело дунитов и гарцбургитов ограничено с запада полосой серпентинитового полимиктового меланжа, который подстилает

Рис. 4. Схема геологического строения северной части хр. Хасагт-Хайрхан по данным Л. П. Зоненшайна, О. Томуртоого и автора

1 — гипербазиты; 2 — серпентинитовый меланж; 3 — вулканиты спилит-кератофировой формации (V—C); 4 — известняки (V—C<sub>1</sub>); 5 — базальтовые конгломераты, песчаники и алевролиты терригенной толщи (O—S<sub>1</sub>?); 6 — дайки гранитов; 7 — пологие надвиги, шарьяжи (a), крутые разломы (б); 8 — элементы залегания



толщу пород спилит-кератофировой формации Озерной зоны (рис. 4). Гипербазиты, меланж и эти вулканиты под прямым углом к простиранию их контакта резко несогласно перекрываются осадочной толщей, погружающейся под углом 40—60° на север. В составе цемента, галек и валунов ее базальных конгломератов много серпентинитов, яшмоидов, кремнистых известняков, базальтоидов и других пород. Выше конгломераты сменяются пластами песчаников и алевролитов, нередко с признаками градационной слоистости. Возраст этой толщи, судя по ее положению и облику, скорее всего ордовикско-силурийский. Породы офиолитовой ассоциации здесь можно считать аллохтоном, а стратиграфически перекрывающую их осадочную толщу — неоавтохтоном. Следует подчеркнуть, что и аллохтон, и неоавтохтон по пологому и относительно молодому надвигу тектонически перекрыты венд-нижекембрийской карбонатной толщей, которая всего в нескольких километрах восточнее (р. Саланы-Гол) залегает стратиграфически согласно на более древних отложениях [8].

Обе полосы офиолитов, хантайширскую и хасагтинскую, ограниченные в современной структуре молодыми крутопадающими разломами, можно считать останцами одного или нескольких однотипных офиолитовых покровов, надвинутых с юга на край Дзабханской зоны. Вместе с перекрывающими их неоавтохтонами и, возможно, подстилающими древними метаморфитами и палингенными гранитоидами эти покровы образуют зоны тектонического скучивания, имеющие много общего с Дарбинской. Неплохо согласуются с этими представлениями покровные структуры расположенного юго-восточнее района горы Эрдэнэ-Ула [25].

Итак, на северной и юго-восточной окраинах каледонид Западной Монголии выявлен целый ряд зон тектонического скучивания, состоящих из офиолитовых покровов, зон метаморфизма и палингенного гранитообразования, возникших в кембрии при надвигании пород океаниче-

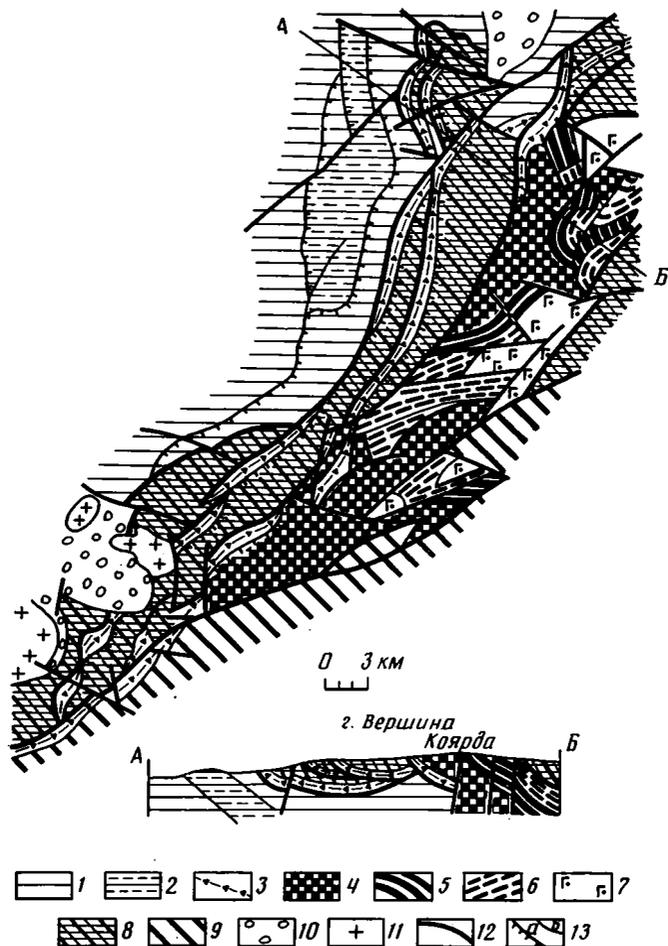


Рис. 5. Куртушибинская зона скупивания (р-н верховьев рек Коярд и Омуд). Схема составлена на основе материалов А. К. Сибилева, Н. Л. Добрецова, Н. Н. Хераскова

1—2 — автохтон: 1 — хлоритовые, эпидот-актинолитовые и 2 — глаукофан-содержащие сланцы ( $\text{Є}_{2-3}$ ?); 3—9 — аллохтон: 3 — серпентинитовый меланж и рассланцованные серпентиниты, 4 — дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, серпентиниты, 5 — дуниты, пироксениты, габброиды, 6 — габбро-габбро-амфиболиты, 7 — габбро-диабазы, диабазы, 8 — кремнистые, глинистые сланцы, зеленокаменные эффузивы, известняки ( $\text{V}-\text{Є}_1$ ), 9 — песчаники, конгломераты, алевролиты, туфы ( $\text{Є}_{2-3}$ ); 10—11 — неавтохтон: 10 — силурийские молассиды, 11 — девонские гранитоиды; 12 — надвиги и шарьяжи в основании пластин; 13 — взбросы (а) и сбросы (б)

ской коры на древнее континентальное обрамление (Дзэбханская зона). Более поздние движения, вероятно позднепалеозойские, обычно по крутым, но иногда и пологим нарушениям происходили в противоположном, юго-западном направлении. Следует отметить также, что и в центральной части Озерной зоны, в хр. Сэрь, обнаружен довольно мощный (до 80—100 м) горизонт олистостром в верхней части разреза раннекембрийской кремнистой терригенно-туфогенной формации. Он тоже свидетельствует о проявлении горизонтальных движений, однако, судя по отсутствию смены осадков ниже и выше олистострома, эти движения не привели здесь к изменению тектонического режима и условий осадконакопления [12].

В Алтае-Саянской области (см. рис. 1) сходное строение тектонических покровов и пород меланжево-олистостромового комплекса описано в обрамлении синклинория Западного Саяна (рис. 5) и на территории Тувы [2, 3, 14, 23, 32].

Весьма представительны покровы в Туве на правом берегу р. Хемчик, где в районе горы Отугкая, в его основании находятся крупные тела серпентинитов и толеитовых базальтов, часто с шаровой и подушечной отдельностью. Вверх они сменяются очень мощной меланжированной олистоостромой, матрица которой представлена грубозернистыми песчаниками и гравелитами, состоящими из зерен тех же базальтоидов, иногда с заметной слоистой текстурой. В виде разновеликих, от сантиметров до сотен метров в поперечнике, обломков, олистоолитов в матрице находятся те же базальтоиды, кремнистые породы, яшмы, кремнистые известняки и доломиты, серпентиниты. Степень окатанности, сортировки олистоолитов, так же как и степень насыщения ими олистоостромой, крайне неравномерна. Знаменателен стратиграфически постепенный, хотя и быстрый переход олистоостромой к перекрывающим пластам известняков, содержащих непосредственно на контакте остатки археоциат, которые выше встречаются в изобилии и вместе с трилобитами определяют раннекембрийский (санаштыкольский горизонт) возраст известняков и, вероятно, самой олистоостромой.

Более высокое стратиграфическое положение занимает олистоострома, вскрытая на левом берегу р. Енисей, в районе пос. Шагонар. Также к меланжево-олистоостромовому комплексу относятся толщи грубообломочных пород вместе с телами гипербазитов, габброидов, кремнистых пород в Каахемско-Агардагском поясе Восточной Тувы, причем здесь тоже намечаются нижний и верхний олистоостромовые уровни. Кроме того, выходы меланжево-олистоостромового комплекса прослеживаются вдоль северного склона и западного обрамления Западного Саяна [3].

В последние годы стали выявляться признаки покровов, выходы меланжей и в других районах Алтае-Саянской области, например крупные останцы офиолитовых покровов установлены в центральной части Кузнецкого Алатау (рис. 6, см. рис. 1). Они сложены стратифицированным габбро-гипербазитовым комплексом, который с серпентинитовым меланжем и своеобразными оливин-антигоритовыми сланцами в основании тектонически перекрывает породы [28], образовавшиеся при метаморфизме венд-нижнепалеозойских отложений [1]. По-видимому, здесь покровы состоят из нескольких офиолитовых пластин, разрезы которых начинаются с меланжа, а завершаются своеобразными габбро-диабазовыми брекчиями и грубозернистыми вулканомиктовыми песчаниками, напоминающими олистоостромой.

Некоторые признаки покровных структур можно отметить и в «кембросаянской» части Восточного Саяна. Из анализа монографически описанного Лысанского габбро-пироксенитового пояса [7] следует, что многочисленные тела серпентинитов, пироксенитов и габброидов приурочены к тектонической зоне северо-западного простираения, отделяющей зеленокаменные основные вулканиты на северо-востоке от амфиболитов и других метаморфитов, расположенных к юго-западу от нее. Допустимо предположение, что и здесь под зеленокаменными вулканитами находится меланжево-олистоостромовый комплекс с блоками габбро-гипербазитов, тектонически перекрывающий метаморфиты.

Итак, на всей огромной территории ранних каледонид (салаирид) Алтае-Саянской области и Западной Монголии устанавливаются признаки раннепалеозойского скучивания — тектонические покровы и меланжево-олистоостромовые комплексы. Часто они сопровождаются зонами метаморфизма и гранитообразования, особенно в краевых частях каледонид (салаирид), надвинутых на древнее континентальное обрамление. Первые горизонтальные движения и признаки скучивания появляются еще на ранней океанической стадии, но, по-видимому, только неоднократное повторение скучивания может привести к такому увеличению вертикальной мощности земной коры, которое необходимо, чтобы на глубине способствовать метаморфизму и образованию гранитоидов, т. е. наращиванию гранитно-метаморфического слоя. Возможно, в результате этого в среднем кембрии ранние каледониды (салаириды) вступили в переходную стадию развития.

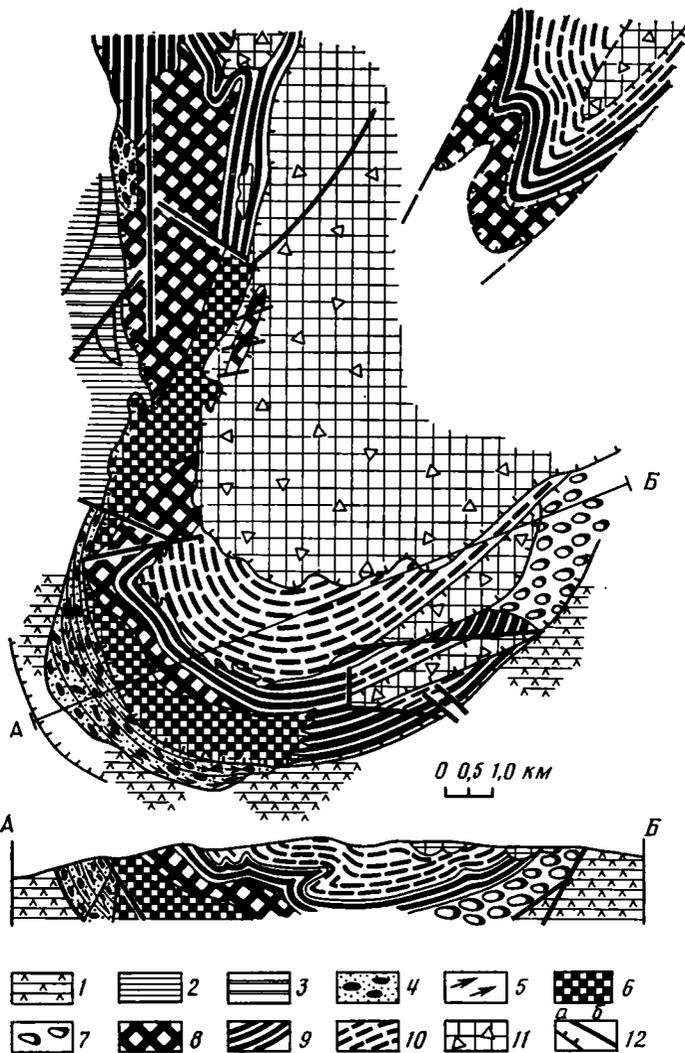


Рис. 6. Часть Кузнецко-Алатауской зоны скучивания в районе гор Чемодан и Становой хребет. Схема составлена на основе материалов О. Г. Коваловой и Н. А. Прусевич

1—3 — автохтон: 1 — зеленые сланцы, ортосланцы, амфиболиты, 2 — черные сланцы, ортосланцы, амфиболиты, 3 — амфиболитовые габбро; 4—10 — аллохтон: 4 — рассланцованные серпентиниты, 5 — оливин-антигоритовые гнейсовидные породы («войкариты»), 6 — дуниты, 7 — углистые дуниты, 8 — гарцбургиты, 9 — дунит-верлит-клинопироксенитовый («полосчатый») комплекс, 10 — полосчатые габбронды; 11 — брекчированные габбро, габбро-диабазы и другие породы; 12 — шарьяжи и надвиги в основании пластин и покровов (а), крутопадающие разломы (б)

### ЗОНЫ СКУЧИВАНИЯ В «СРЕДНИХ И ПОЗДНИХ» КАЛЕДОНИДАХ

Остальная, более молодая часть каледонид Центральной Азии, вероятно, сохранилась в виде реликтового океанического бассейна, заполнившегося к концу кембрия мощными (4—6 км) однообразными терригенными флишондными турбидитами (Западный Саян, Горный и Монгольский Алтай). Характерно, что именно здесь находятся многочисленные зоны метаморфизма [5, 7, 13, 31], нередко принимаемые за выступы древнего фундамента [19, 22, 29], причем многие из них тяготеют к поясам гипербазитов [21, 27], которые находятся в основании надвинутых на метаморфиты офиолитовых покровов [13, 15, 23, 28]. Так, Н. Н. Херасков установил, что в пределах Теректинского выступа верхняя часть зеленосланцевой теректинской свиты представлена олистостромой с бло-

ками и глыбами пород офиолитовой ассоциации [13]. Детальные исследования показали, что здесь зеленые сланцы образовались при повышенном давлении и были деформированы под действием вертикального сжатия вышележащих толщ [17].

Куртушибинский горст, ограничивающий Западно-Саянский синклиорий с юго-востока (см. рис. 1, 5), представляется аллохтоном — офиолитовым покровом, надвинутым с юго-востока на автохтон — терригенные толщи среднепозднекембрийского возраста. Покров разделен на несколько пластин и чешуй и содержит все члены офиолитовой ассоциации и ее габбро-гипербазитовое основание [23]. В автохтоне, под покровом терригенные отложения превращены в зеленые сланцы с глаукофаном и другими минералами, указывающими на метаморфизм в условиях повышенного давления [14].

Многие важные черты строения Куртушибинского покрова и соотношение его с автохтоном наблюдаются в антиформах, осложняющих его строение [32]. Так, на западном окончании покрова находится так называемое Аксугское поле, которое можно рассматривать как антиформную структуру. В ядре ее выходят терригенные средневерхнекембрийские отложения автохтона, а на крыльях, отделенных от ядра плоскостью шарьяжа, — вендско-нижнекембрийские вулканогенные и кремнистые породы верхней части офиолитовой ассоциации. В середине автохтонного ядра антиформы вскрыты более древние толщи, а по периферии — более молодые, метаморфизм которых возрастает по мере приближения к поверхности шарьяжа.

На восточном окончании Куртушибинского горста в долине р. Амыл, в районе ее притока р. Кална, также вскрыто ядро подобной антиформы, сложенной зелеными сланцами, образованными по терригенным породам, содержащим горизонты олистостром с обломками и глыбами (олистолитами) кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. Крылья этой антиформы отделены тектонической поверхностью от ядра и сложены породами чингинской свиты и серпентинитами. Останки тектонического покрова сохранились здесь и между толщами автохтона, подчеркивая проявление послепокровных складчатых движений.

Таким образом, Куртушибинский горст представляет собой огромную зону тектонического сучивания, в которой в конце кембрия — начале ордовика офиолитовые покровы были шарьированы на средневерхнекембрийские терригенные толщи.

Зона сучивания на северной окраине Западно-Саянского синклиория начала формироваться уже в конце раннего кембрия. Возобновились движения тектонических покровов в конце позднего кембрия, т. е. после накопления мощных терригенных толщ. Вероятно, в это время был сформирован Борусский горст, во многом сходный с Куртушибинским [16, 32]. Его офиолитовый аллохтон состоит из нижнего южного покрова, сложенного в основном породами чингинской свиты, и верхнего северного покрова, в котором преобладают гипербазиты. Оба покрова надвинуты, вероятно с северо-запада, на автохтон, представленный зелеными сланцами по терригенным и основным вулканогенным породам. Общую структуру аллохтона, по-видимому, можно считать синформой, ядро которой представлено офиолитовыми покровами, а крылья — метатерригенными и метавулканогенными сланцами (джебашская свита). К ядру Борусской синформы, т. е. к месту наибольшего сучивания, приурочены гранитоиды Кантегирского массива, прорывающие гипербазиты и другие породы офиолитовой ассоциации. Итак, здесь представлены три компонента зон тектонического сучивания; офиолитовый аллохтон, метаморфические породы и гранитоиды.

Сложную и еще во многом не раскрытую структуру имеет Чулышманская зона, расположенная на юго-западном замыкании синклиория Западного Саяна. Большую часть ее территории занимают Курайская, Телецкая, Оройская и Шапшальская зоны метаморфизованных нижнепалеозойских пород [9, 13], нередко принимаемые на «выступы древнего фундамента» [22, 29]. Широко проявлено здесь ордовикское палингенно-

метасоматическое гранитообразование. Обращает на себя внимание тот факт, что ордовикские молассоиды (Еринатская и Улаганская мульды) лежат непосредственно на венд-раннекембрийских офиолитовых толщах, которые как бы обрамляют ордовикские мульды, но всюду отделены от окружающих пород разломами. Создается впечатление, что офиолиты и молассоиды слагают здесь чужеродные блоки, которые, как предполагает Н. А. Берзин (устное сообщение), могут оказаться остатками крупного тектонического покрова. Вдоль ограничивающих Чулышманскую зону разломов известно немало тектонических линз гипербазитов, особенно на юге, где находится крупный Чаган-Узунский массив. Здесь выявлено много тектонических чешуй, ограниченных погружающимися на север взбросами и надвигами, по которым гипербазиты, серпентинитовые конгломераты (меланжи), венд-раннепалеозойские вулканиты и другие породы, вплоть до позднедевонских, взброшены с севера на юг [21]. Вместе с гипербазитами здесь встречаются гранатовые амфиболиты с абсолютным возрастом 419—435 млн. лет [4], по-видимому, свидетельствующие о выдвигании их с большой глубины. Итак, в зонах скупивания, расположенных на крыльях и замыканиях позднекаледонского Западно-Саянского синклинория, как и в салаиридах, установлены общие элементы строения — офиолитовые покровы, ассоциирующие с зонами метаморфизма и гранитизации.

Другой тип тектонического скупивания, также сопровождавшегося зеленосланцевым метаморфизмом и гранитизацией, но без тектонических покровов, развивался в срединных частях позднекаледонских структур, сложенных мощными толщами терригенных турбидитов. Здесь на огромной территории Западного Саяна, Горного и Монгольского Алтая распространены очень крутые, часто изоклиналильные складки, как правило, построенные слабо измененными породами верхних турбидитовых толщ. Однако в ядрах куполов и в основании крыльев крупных синклиналей вскрываются более пологие складки, сложенные сильнее метаморфизованными породами нижних турбидитовых толщ. В этих метаморфитах нередко развивается гранитизация и палингенно-метасоматическое гранитообразование [9, 13].

Еще в 59-е годы в Чулышманской зоне было установлено несогласие между пологолежащими зелеными сланцами северо-западного крыла Артлашской синклинали и крутопадающими верхними частями песчаников и алевролитов, слагающими ядро этой складки [9, 30]. Складки в зеленых сланцах имеют неустойчивое простирание, ундулирующие шарниры, а наклон их крыльев редко превышает 30—60°. Широко развиты здесь мелкие осложняющие складки многих порядков имеют очень сложное строение и часто представлены веерообразными или лежащими, опрокинутыми формами с пересекающимися осями. Кроме того, здесь смяты в складки даже поверхности сланцеватости, которые маркируются переотложенным кварцево-карбонатным материалом, причем они нередко пересекаются с реликтовой первичной слоистостью. Складки в расположенных выше песчано-сланцевых отложениях осложнены изоклиналильными складками многих порядков устойчивого простиранья.

В Укокской зоне центральной части Холзунско-Чуйского антиклинория в ядрах почти изометричных куполов вскрыты относительно полого залегающие метапелитовые зеленые сланцы. Купола разделяются узкими линейными синклиналями с крутопадающими крыльями, осложненными мелкими складками того же типа, причем построены они слабо измененными песчаниками и алевролитами верхних, а купола — зелеными сланцами нижних подвидов того же среднепозднекембрийского комплекса [6]. Такого же рода купола, вскрывающие относительно пологолежащие зеленые сланцы, встречаются и в соседних районах антиклинория Монгольского Алтая (верховье р. Кобдо), в то время как в сопряженных с ним синклинорных структурах слоистые песчано-алевролитовые толщи смяты в крутые линейные складки многих порядков [12].

Те же структурные соотношения видны в Центрально-Саянской зоне Западного Саяна [2, 32], где в бортах долины р. Она вскрываются по-

логозалегающие метапелитовые зеленые сланцы. Южнее, в более высокой ордовикской части разреза терригенного комплекса (устье р. Она), пласты пород обычно залегают очень круто, хотя заметно слабее метаморфизованы, причем по элементам градационной слоистости местами можно установить опрокинутое залегание. Линейные, изоклиналильные, опрокинутые складки характерны для всей ядерной части Центрально-Саянской синклинойной зоны. Но у ее южного борта, на водоразделе рек Ак-Суг и Алаш зеленые сланцы нижней части разреза терригенного комплекса залегают относительно полого, наклонены на северо-запад под углом 20—40°, но, судя по реликтам ритмичной слоистости, находятся в опрокинутом залегании [2].

Итак, занимающий огромную территорию мощный комплекс однообразных терригенных пород испытал напряженную складчатость, которая может показаться весьма необычной: в синклиноньных структурах, выполненных, естественно, более молодыми и слабее метаморфизованными породами, развиты преимущественно узкие, линейные, нередко изоклиналильные складки многих порядков с крутыми, вертикальными и опрокинутыми крыльями; в ядрах антиклиноньных структур и на крыльях синклиноньных находятся зеленые сланцы по тем же терригенным породам, смятые в более пологие складки неустойчивых простираний с ундулирующими шарнирами, осложненные складками многих порядков, которые нередко оказываются опрокинутыми.

Таким образом, на разной глубине этого мощного комплекса однообразных терригенных пород проявляются тектонические деформации разного типа, возможно, отражая разные условия метаморфизма. На большей глубине боковое и вертикальное сжатие приводит к метаморфизму зеленосланцевой фации и сложной, но относительно пологой складчатости, возможно, частично обусловленной некоторой текучестью сланцев. На меньшей глубине, вероятно, сильно преобладает боковое сжатие и в слабоизмененных породах формируются узкие, линейные складки с крутыми крыльями. Глубина положения тектонической поверхности между зонами крутых и пологих складчатых деформаций, по всей вероятности, определяется уровнем перехода к зеленосланцевой и (или) глаукофан-зеленосланцевой фации метаморфизма [14, 17]. Можно предположить, что более глубинные, но пологие деформации связаны с течением горных масс и вызваны сжатием, которое сопровождается сокращением их верхней ограничивающей поверхности. Оно, по-видимому, способствует образованию однородной изоклиналильной складчатости на широких площадях в толщах, лежащих выше этой поверхности, например в Артлашской синклинали Чулышманской зоны [9]. Таким образом, при «беспокровном» скупивании появляется отчетливая тектоническая дисгармония в складчатых деформациях однородных терригенных толщ на разной глубине.

**Выводы.** 1. Тектоническое скупивание — широко распространенный процесс, приводящий к увеличению вертикальных мощностей отложений и погружению их нижних частей в зоны метаморфизма, часто сопровождающегося гранитизацией, вплоть до образования крупных (батолитовых) гранитоидных массивов.

2. Зоны скупивания первого типа обычно развиваются в разнородных комплексах и представлены аллохтоном, часто состоящим из офиолитовых покровов, и автохтоном (паравтохтоном), в который входят метаморфические сланцы, нередко повышенных давлений, и гранитоиды. Именно для таких зон характерна триада офиолитов, метаморфитов и гранитоидов, образующих устойчивый тектонический парагенез.

3. Зоны скупивания второго типа развиваются в мощных и однородных комплексах терригенных отложений. Они имеют двухъярусное строение: верхний ярус сложен слабее измененными, но интенсивно смятыми в изоклиналильные складки отложениями, а нижний — метаморфическими сланцами, смятыми в пологие, но сложные складки многих порядков и нередко гранитизированными. В этих зонах скупивания наблюдается тектоническая дисгармония.

4. Оба типа тектонического сучивания распространяются, по всей вероятности, на обширные пространства в отличие от линейных зон субдукции и приводят к созданию гранитно-метаморфического слоя и преобразованию океанической коры в континентальную на всей территории покровно-складчатых зон.

#### Литература

1. Алабин Л. В. Структурно-формационная металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
2. Алтае-Саянская область//Сводный путеводитель экскурсий 050, 058, 27-й Международного геологического конгресса. Новосибирск: Наука, 1984. 163 с.
3. Берзин Н. А. Меланжево-олигостромовая ассоциация Кемчикско-Састигхемской зоны Тувы//Главные тектонические комплексы Сибири (к атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири). Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1979. С. 104—129.
4. Боголепов К. В., Яншин А. Л. О современных гипотезах образования гипербазитов и структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае//Геология и геофизика. 1973. № 8. С. 12—24.
5. Владимирский Г. М., Черноморский М. А. Новые данные по стратиграфии р. Хемчик в Западной Туве//Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1959. № 21. С. 55—63.
6. Волочков К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М.: Наука, 1964. 194 с.
7. Глазунов О. М. Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1975. 224 с.
8. Граница между докембрием и кембрием в геосинклинальных областях//Тр. Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 18/Ред. Розанов А. Ю. М.: Наука, 1982. 150 с.
9. Дергунов А. Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна//Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 172. М.: Наука, 1967. 216 с.
10. Дергунов А. Б. Строение каледонид и развитие земной коры в Западной Монголии и Алтае-Саянской области//Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 183—193.
11. Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б. Палеотектонические зоны и покровные структуры Западной Монголии//Геотектоника. 1984. № 3. С. 40—52.
12. Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б., Павленко В. С. Геология Западной Монголии//Тр. Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геол. эксп. Вып. 31. М.: Наука, 1980. 196 с.
13. Дергунов А. Б., Херасков Н. Н. О тектонической природе «выступов древнего фундамента» в каледониде Горного Алтая и Западного Саяна//Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 13—20.
14. Добрецов Н. Л. Общие особенности офиолитов Полярного Урала и Западного Саяна и условия их формирования//Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. С. 176—205.
15. Добрецов Н. Л. О покровной «тектонике» Восточного Саяна//Геотектоника. 1985. № 1. С. 39—50.
16. 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. С. 128—156.
17. Дук Г. Г. Зеленосланцевые пояса повышенных давлений. Л.: Наука, 1982. 184 с.
18. Зоненшайн Л. П., Томуртоого О. Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии//Геология и метаморфизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 135—144.
19. Коробейников В. П. Джебашский метаморфический комплекс Западного Саяна: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск: Гос. ун-т им. В. В. Куйбышева, 1971. 23 с.
20. Коробейников В. П., Исаков В. М. К тектонике и стратиграфии метаморфических комплексов докембрия и кембрия Западного Саяна//Тр. СНИИГТиМС. Новосибирск, 1965. Вып. 34. С. 3—14.
21. Кузнецов П. П. Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области//Тр. Ин-та геологии и геофизики. Вып. 438. Новосибирск: Наука, 1980. 96 с.
22. Лепезин Г. Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 232 с.
23. Ляшенко О. В. Сравнительная тектоника Куртушибинского и Восточно-Саянского офиолитовых поясов (Алтае-Саянская область): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1984. 24 с.
24. Палей И. П. Соотношение докембрийских метаморфических толщ Монголии с каледонскими офиолитами//Геотектоника. 1979. № 4. С. 45—51.
25. Перфильев А. С., Херасков Н. Н. Диабазовые комплексы и проблемы расслоенности земной коры//Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64—104.
26. Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Леснов Ф. П. Альпийские гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.

27. Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 212 с.
28. Прусевич Н. А. К особенностям состава породообразующих минералов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау//Эволюция офиолитовых комплексов. Тез. докл. Свердловск: Уральский научный центр АН СССР, 1981. С. 102—103.
29. Родыгин А. И. Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи). Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979. 200 с.
30. Родыгин А. И., Вылцан И. А. О тектоно-денудационном перерыве внутри «метаморфической» серии междуречья Башкаус — Чулышман (Горный Алтай)//Геология и геофизика. 1965. № 3. С. 51—61.
31. Херасков Н. Н. Возраст и строение метаморфических толщ Западного Саяна//Бюл. МОИП. 1970. Нов. сер. Отд. геол. Т. XV. Вып. 3. С. 34—49.
32. Херасков Н. Н. Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 120 с.

Геологический  
институт АН СССР

Поступила в редакцию  
10.I.1986

УДК 551.26.036(571.63)

ИЗОСОВ Л. А., ВАСИЛЕНКО Н. Г., МЕЛЬНИКОВ Н. Г.,  
ПЕТРИЩЕВСКИЙ А. М.**ВОЛЬФРАМОНОСНАЯ ОЛИСТОСТРОМА ЦЕНТРАЛЬНОГО  
СИХОТЭ-АЛИНЯ**

Широко развитые в Центральном Сихотэ-Алине мощные толщи интенсивно деформированных пород с тонкообломочной основной массой и включениями местных и экзотических обломков и пластин могут быть классифицированы как олистостромы. Ранее они относились к верхнему палеозою на основании определения фауны, заключенной в карбонатных породах. В последние годы во многих случаях доказан их экзотический характер и мезозойский возраст вмещающих пород (матрикса).

Показано, что: 1) оба промышленных вольфрамовых месторождения Приморья скарново-шеелитового типа (Лермонтовское и Восток-2), а также ряд вольфрамово-рудных проявлений размещены в олистостроме, имеющей скорее всего раннемеловой (берриасский) возраст и тесно связанной в своем развитии с надвигами; 2) формационные ряды вольфрамово-рудных узлов Приморья обладают очевидным сходством; 3) вокруг рудных полей промышленных вольфрамовых месторождений Приморья обнаруживаются отрицательные геохимические аномалии, которые интерпретируются как «зоны выноса» в рудоносных формациях; перераспределение рудогенных элементов внутри них связано с воздействием вольфрамоносных гранитоидов повышенной основности.

Выявление подобных толщ, находящихся в благоприятной геологической позиции, поможет более обоснованно подходить к определению площадей, перспективных в отношении промышленного вольфрамового оруденения.

В последние годы появились многочисленные данные, подтверждающие впервые высказанные Н. Г. Мельниковым представления о широком развитии в Приморье мезозойских олистостромовых толщ [4, 8, 9 и др.]. Ранее они относились к верхнему палеозою на основании определения фауны, заключенной в карбонатных породах, которые рассматривались в основном как нормальные члены разрезов [7 и др.]. В то же время А. П. Никитина [11] пришла к выводу, что тела известняков в этих толщах представляют собой экзотические образования. Впоследствии, в процессе проведения в различных районах Приморья крупномасштабных геологических съемок (Ю. И. Максименко, О. Г. Старов, Б. В. Кузнецов, В. В. Голозубов, А. С. Гонохов, А. Т. Кандауров и др.), эта точка зрения получила дальнейшее развитие. При этом выяснилось, что возраст вмещающих карбонатные глыбы кремнисто-терригенных пород (матрикса), судя по обнаруженным в них окаменелостям, является мезозойским.

В 1976—1979 гг. по инициативе В. П. Василенко и Ю. Г. Иванова, тематический отряд геологосъемочной экспедиции ПГО «Приморгеология» под руководством Л. А. Изосова (Н. Г. Василенко, В. А. Перепелкин, А. В. Соколов, В. С. Фуртас и др.) провел литолого-геохимические исследования рудовмещающих толщ промышленных вольфрамовых месторождений в Центральном Сихотэ-Алине (Лермонтовское и Восток-2) на формационной основе. Было установлено, что оба вольфрамовых месторождения Приморья, а также ряд вольфрамово-рудных проявлений размещены в геосинклинальной толще, представляющей собой типичную олистострому (по Ж. Флоресу) и имеющей скорее всего раннемеловой (берриасский) возраст. Оказалось, что формационные ряды промышленных вольфрамово-рудных узлов Приморья обладают очевидным сходством (табл. 1, рис. 1—3).

В Лермонтовском рудном узле вольфрамоносная олистострома представляет собой карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенную фор-

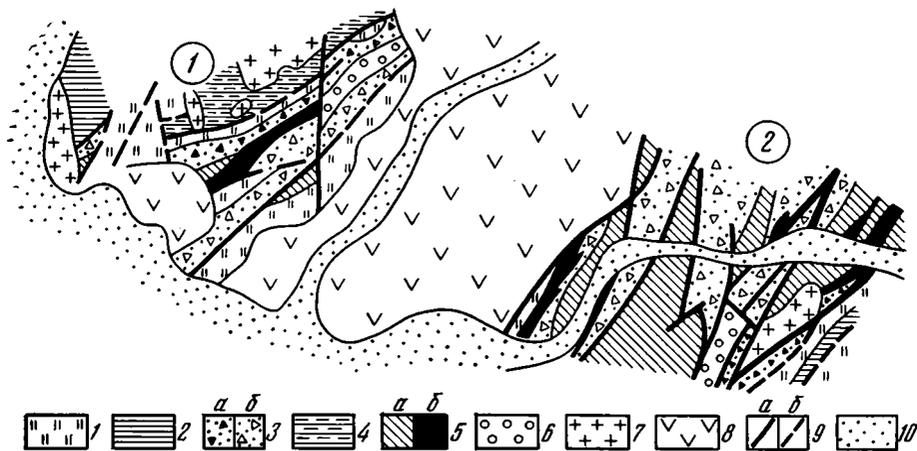


Рис. 1. Формационная схема вольфрамово-рудных узлов Приморья: Лермонтовского (1) и Восток-2 (2)

1—6 — формации: 1 — позднетриасовые (?) и позднетриасово-юрские (?) кремнистые, 2 — юрская аспидная, 3 — берриасские и берриас-валанжинские флишoidные (а — вольфрамоносная олистострома, б — ее потенциальные аналоги), 4 — раннемеловая (апт-альбская?) флишoidная, 5 — берриасские (?) офиолитовые (а — покровные фации, б — субвулканические фации), 6 — валанжинские молассoidные; 7 — интрузии раннемеловых вольфрамоносных гранитоидов; 8 — поле развития преимущественно вулканитов апт-альбского, палеогенового и неогенового возраста; 9 — главные разломы установленные (а) и предполагаемые (б), 10 — четвертичный аллювий

мацию, которая связана постепенными переходами с подстилающей позднетриасово-юрской (?) карбонатно-терригенно-кремнистой формацией и с несогласием перекрывается конгломератово-песчаниково-алевролитовой формацией, имеющей по мнению А. С. Гонохова, валанжинский возраст. Потенциально рудоносной является кремнисто-терригенно-вулканогенная формация, вероятно, замещающая вольфрамоносную олистострому по простиранию. Обе эти формации, по последним данным, принадлежат култухинской свите, возраст которой определен по остаткам берриасских бухий, собранных К. П. Титовым и А. С. Гоноховым в алевролитах на правом берегу руч. Золотой Ключ (заклочки В. Н. Верещагина и Ю. М. Миродюбова, уточненные В. П. Коноваловым). Главными членами рудоносной формации являются песчано-глинистые, вулканогенно-осадочные породы и кремни. Важные в отношении литологического контроля вольфрамового оруденения известняки в общем составляют незначительную часть формации (1%), хотя в одном разрезе их содержание достигает 14,3%. Таким образом, встречаются они спорадически. Среди терригенных накоплений формации существенную роль играют подводно-оползневые образования, составляющие две тесно взаимосвязанные группы: 1) конседиментационные брекчии или гидротектониты, по Ю. Н. Размахнину [13], и 2) породы с резко выраженными текстурами взмучивания (турбидиты). Гидротектониты обогащены не только автохтонным, но и экзотическим материалом и сходны с «диким» флишем (по Н. С. Шатскому) или тиллитоидами [1].

Рудовмещающие горизонты Лермонтовского месторождения представляют собой устойчивый парагенез: гидротектониты — лавы основного и среднего состава — кремни — известняки. Причем в пределах рудного поля месторождения подводно-оползневые образования имеют весьма широкое распространение: в разрезах рудоносной формации господствуют гидротектониты (26,3%) и турбидиты (37,9%), а известняки содержатся в небольших количествах (до 1,3%). Последние залегают в основном в виде олистолитов линзовидной формы, реже — в виде тонких прослоев. Можно полагать, что первый тип залегания присущ позднепалеозойским рифогенным известнякам, а второй — раннемеловым хемогенным (и переотложенным) карбонатным породам. Тела известняков достигают 120 м в поперечнике и длины 500 м, и часто по простиранию,

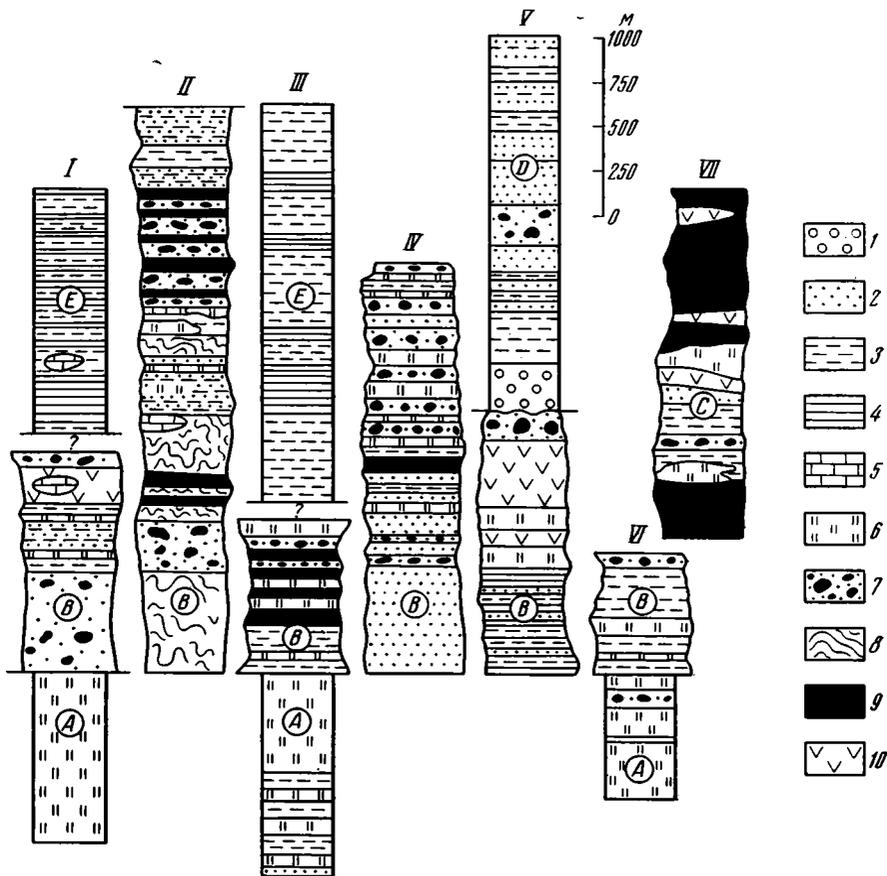


Рис. 2. Разрезы мезозойских формаций Лермонтовского вольфрамowo-рудного узла (составлены с использованием материалов А. С. Гонохова, А. Т. Кандаурова, П. В. Кораблинова, Ф. Р. Лихта, Ю. И. Максименко и К. П. Титова)

1 — конгломераты, 2 — песчаники и туфопесчаники, 3 — алевролиты и туфоалевролиты, 4 — сланцы и филлиты, 5 — известняки и мраморы, 6 — кремнистые породы, 7 — гидротектониты, 8 — турбидиты, 9 — базиты, 10 — андезиты и их туфы. Разрезы: I — верховья р. Шивки, II — рудное поле Лермонтовского месторождения, III — водораздел ручьев Колькин Ключ — Золотой Ключ, IV — бассейн рек Большая — Бешеная, V — междуречье ручьев Польшаевский — Левый и Правый Ур, VI — водораздел рек Каракуша — Золотая Мня, VII — левобережье р. Улитка.

Формации: А — поздне триасово-юрская (?) карбонатно-терригенно-кремнистая, В — раннемеловая (берриасская) карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенная (рудноносная), С — раннемеловая (берриасская) кремнисто-терригенно-вулканогенная (потенциально рудоносная), D — раннемеловая (валанжинская) конгломератово-песчаниково-алевролитовая, E — раннемеловая (апт-альбская?) песчаниково-алевролитовая

по данным П. В. Кораблинова, «расщепляются» на более мелкие линзы. Эффузивы (обычно это спилиты) образуют либо частые прослои мощностью от 2—10 см до нескольких метров с резкими ровными контактами в туфоалевролитах, либо инъекции с неровными контактами и ксенолитами вмещающих пород. Характерно, что в строении рудоносной формации участвуют вулканические жерловины, обнаруженные нами в бассейне руч. Таборный и в правом борту руч. Золотой Ключ. Согласно результатам интерпретации гравитационных и магнитных аномалий эффузивная и субвулканическая фации раннемеловых базитов в долине р. Улитка связаны на глубине с крупным приазломным интрузивом габброидов вертикальной мощностью 6—9 км. В разрезе он имеет серповидную форму и наклонен в юго-восточном направлении, т. е. его глубокая плутоническая часть более крутая (60—70°), а субвулканическая часть — пологая (20—30°), согласная с залеганием берриасских толщ. В относительном расположении, форме и интенсивности гравитационных, магнитных аномалий и обнаженных на поверхности субвулканиче-

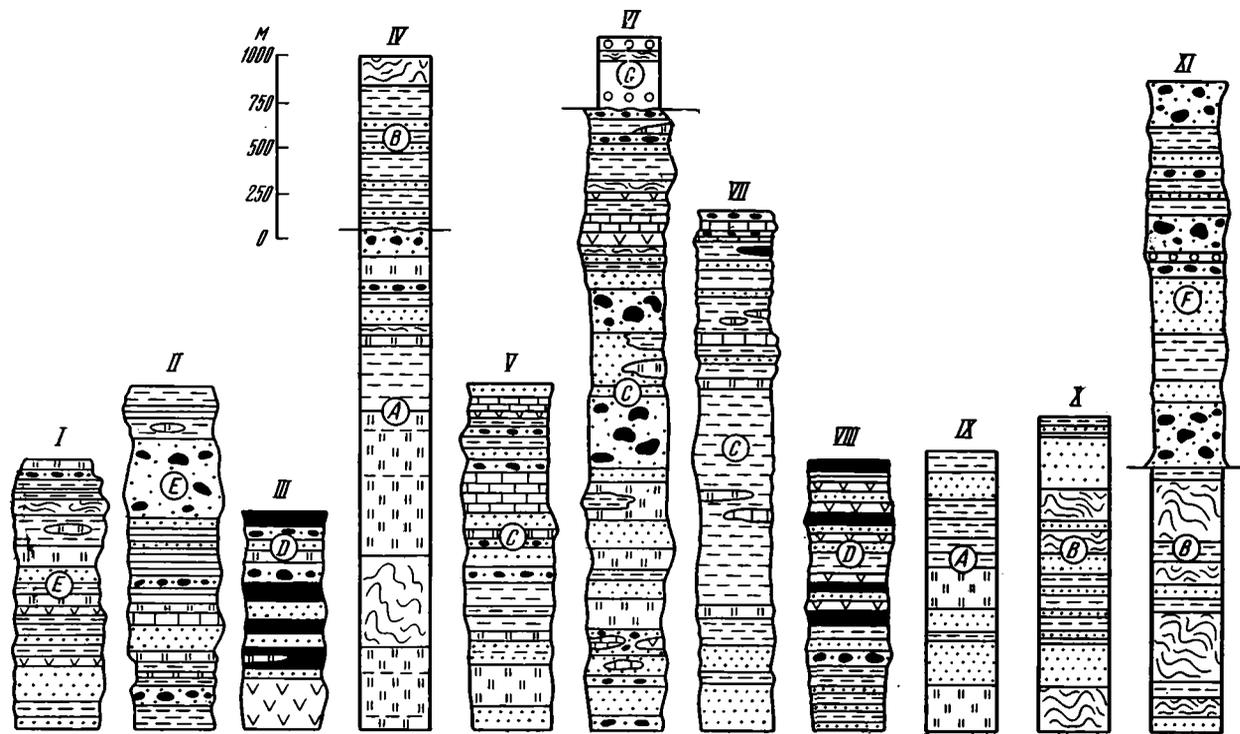


Рис. 3. Разрезы мезозойских формаций вольфрамово-рудного узла Восток-2 (составлены с использованием материалов А. Я. Газа, В. М. Кочкина, Н. И. Кузнецова, В. И. Надежкина и В. А. Никогосяна). Условные обозначения см. на рис. 2.

Разрезы: I — верховья р. Большая Голубица, II — бассейн руч. Купеческий, III — водораздел ручьев Кабанный и Сиреневый, IV — верховья р. Лагерная, V — правобережье руч. Восток-2, VI — рудное поле месторождения Восток-2, VII — левобережье р. Верблюжья, VIII — бассейн р. Верблюжья, IX — водораздел рек Верблюжья и Каялу, X — левый борт р. Каялу, XI — бассейн р. Оморочка. Формации: А — поздне триасовая (?) карбонатно-кремнисто-терригенная; В — юрская алевролитово-песчаниковая; С — раннемеловая (берриасская?) вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная (рудноносная) и ее потенциальные аналоги; D — кремнисто-вулканогенно-терригенная и E — кремнисто-терригенная; F — раннемеловая (берриас-валанжинская) вулканогенно-терригенная; G — раннемеловая (валанжинская) алевролитово-песчаниково-конгломератовая

## Литологический состав рудоносных и потенциально рудоносных формаций промышленных вольфрамово-рудных узлов Приморья

Формация	Мощность, м	Порода, %										
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Лермонтовский рудный узел												
Кремнисто-терригенно-вулканогенная	1950	Диабазы, пикритовые порфириды, андезиты, спилиты, туфы основного состава, кремни, песчаники, алевролиты, гидротектониты										
Карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенная (рудоносная)	2320—4450	9,6	8,1	18,3	—	—	1,5	13,7	26,2	11,2	2,0	9,4
Рудный узел Восток-2												
Вулканогенно-терригенная	1740	—	23,6	28,6	—	—	—	—	45,4	—	2,4	—
Кремнисто-терригенная	4570—6680	—	23,8	33,1	8,9	8,0	0,2	3,7	18,1	3,8	—	0,4
Кремнисто-вулканогенно-терригенная	1670—2020	—	26,5	18,1	—	2,1	—	14,6	15,1	4,7	3,9	15,0
Вулканогенно-карбонатно-терригенная (рудоносная)	1420—3500	—	30,5	27,1	—	1,0	9,5	13,1	13,8	3,6	—	1,4

Примечание. I — туфопесчаники, II — песчаники, редко конгломераты, III — алевролиты, IV — туфы тонкослоистые, V — сланцы, VI — известняки, VII — кремни, VIII — гидротектониты, IX — турбидиты, X — базиты, XI — андезиты и их туфы.

ских массивов габброидов (Улиткинский, Светлый, Спутник) наблюдаются ясные признаки горизонтальных движений, вектор которых ориентирован в северо-западном направлении. Субвулканические части раннемеловой вулканоплутонической ассоциации сдвинуты относительно своих интрузивных корней на 1,5—2,5 км. Так же закономерно с юго-востока на северо-запад уменьшаются интенсивность локальных магнитных аномалий и вертикальная мощность соответствующих массивов базитов.

Терригенные породы берриасского возраста Лермонтовского рудного узла отличаются от аналогичных образований других мезозойских формаций более низкими содержаниями  $TiO_2$  (0,79% против 0,83—1,16%) и  $C_{орг}$  (0,10% против 0,14—0,53%), а также повышенными концентрациями  $MnO$  (0,17% против 0,09—0,12%) и  $S_{карб}$  (0,07% против 0,01—0,09%). Обломки известняков, по данным химического анализа, имеют довольно чистый кальцитовый состав; примесь окислов железа и  $Al_2O_3$  в них составляет не более 1%, а примесь  $MgO$  хотя часта, но незначительна (не более 0,5%). Лишь  $SiO_2$  отмечается в них часто и в заметном количестве (до 13,7%). В отличие от них верхнетриасово-юрские (?) известняки содержат значительную примесь  $MgO$  (до 4,7% против 0,29—0,50%),  $Fe_2O_3$  (до 1,07% против 0,47%) и сниженное содержание  $P_2O_5$  (0,03% против 0,06—0,11%). Необходимо указать и на повышенную известковистость спилитов и диабазов рудоносной формации по сравнению со средними типами аналогичных пород по Р. Дэли ( $CaO$  — 13,45—18,52% против 8,91—8,94%).

В рудном узле Восток-2 вольфрамоносной является вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная формация (татибинская свита), от-

несенная к нижнему мелу (берриасу) условно на основании следующих данных: 1) в кремнистых членах ее разреза заключены многочисленные мезозойские радиолярии (сборы и заключение А. И. Жамойды); 2) в среднем течении р. Верблюжья формация по простиранию сменяется близкими к ней по литологии фаунистически охарактеризованными берриасскими отложениями, которые выступают, по мнению В. А. Никогосяна, в виде тектонического клина. С рудоносной формацией здесь могут быть сопоставлены, на наш взгляд, кремнисто-вулканогенно-терригенная и кремнисто-терригенная формации. Первая ранее условно относилась к нижнепермской себучарской свите, а вторая — к ариадненской свите нижней—верхней перми. На близком стратиграфическом уровне с рудоносной формацией в этом районе расположена также вулканогенно-терригенная формация (таухинская свита) с многочисленными берриасско-ранневаланжинскими окаменелостями (данные В. М. Кочкина и В. И. Надежкина).

Сведения о подошве рудоносной формации противоречивы. В. А. Никогосян, исходя из представлений об опрокинутом залегании рудоносной толщи, делает вывод о том, что ее нижняя граница неизвестна. А. Я. Гааз, доказавший в пределах рудного поля месторождения Восток-2 нормальное залегание этих слоев на основании изучения знаков симметричной ряби, косой слоистости и т. п., считает, что они, вероятно, залегают с размывом на подстилающих отложениях (в нашем понимании — на поздне триасовой терригенно-кремнистой формации). Однако данные А. Я. Гааза свидетельствуют о том, что на контакте этих толщ имеет место типичная зона меланжа. Она представляет собой сложно построенный «пласт» мощностью 1—80 м, сложенный интенсивно рассланцованными и каолинизированными алевролитами, содержащими несортированные обломки (до 40%) песчаников и кремней. Размеры обломков от псаммитовых зерен до глыб. Характерно и то, что непосредственно на контакте наблюдаются тектонические трещины, которые так же, как и пласты рассланцованных алевролитов, стоят на «головах» или завернуты в сторону поля развития рудоносной формации. Все это, вероятно, указывает на наличие в данном месте корней конседиментационного надвига: т. е. верхний триас скорее всего надвинут на описываемую формацию. Кровля рудоносной толщи четко определяется несогласным залеганием на ней валанжина.

По сравнению с рудоносной формацией Лермонтовского узла в расматриваемой толще значительно больше объемы известняков (10%) и меньше вулканогенно-осадочных пород (2,4%). Единственный рудовмещающий горизонт здесь представлен устойчивым литологически пестрым парагенезом, который характерен и для рудовмещающих горизонтов Лермонтовского узла. Поэтому перспективна в отношении скарново-грейзенового вольфрамowego оруденения пачка чередующихся спилитов, известняков, кремней и гидротектонитов (кремнисто-аргиллитовый и эффузивно-карбонатный горизонты песчано-карбонатно-кремнистой пачки, по А. Я. Гаазу). По данным В. А. Никогосяна, развитые в рудовмещающем горизонте алевролиты, спилиты и песчаники будинированы и интенсивно рассланцованы. Тела известняков, размером от нескольких сантиметров до многих метров в поперечнике, брекчированы, имеют неровные (с зубринами) очертания. Часто обломки известняков цементируются углисто-глинистым материалом.

Берриасские терригенные породы рудного узла Восток-2 отличаются от аналогичных образований других мезозойских формаций сниженными концентрациями  $Fe_2O_3$  (3,66% против 3,73—5,80%) и  $MnO$  (0,09% против 0,10—0,23%), а также более высокими содержаниями  $C_{орг}$  (0,34% против 0,09—0,22%). Распространенные в рудоносной формации тела известняков имеют значительные размеры и плитообразную форму и во всех известных случаях контакты их со вмещающими породами тектонические. Известняки, по нашим данным, отличаются чистым кальцитовым составом, примесь магнезии в них не превышает 0,7%, кремнезема — 0,8%, глинозема — 1%. В мраморах содержание всех окислов, кро-

ме извести, не более 0,5%. В пробах известняков, отобранных В. В. Тихомировым и В. А. Никогосяном, заметна примесь  $\text{SiO}_2$  (1,0—2,3%) и  $\text{MgO}$  (до 1,3—3,91%). Эти вариации отличают карбонатные породы рудного узла Восток-2 от аналогичных пород Лермонтовского узла, обладающих лишь сильно повышенной кремнистостью. Кроме того, первые отличаются от вторых более низкими содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  и более высокими —  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Примечательно, что верхнетриасовые известняки по сравнению с берриасскими бывают сильно окремнены и доломитизированы: содержания  $\text{SiO}_2$  в них достигают 24,4% (против 0,02—1,20%) и  $\text{MgO}$  — 17,64% (против 0,12—3,91%), они также отличаются более высокими концентрациями  $\text{FeO}$  (0,83% против 0,07—0,22%) и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0,89% против 0,04—0,4%).

В общем терригенные породы раннемеловых (берриасских) формаций промышленных вольфрамово-рудных узлов Приморья обладают сходным петрографическим составом. Они имеют преимущественно автохтонный (полимиктовый) состав, в то время как для аналогичных пород поздне триасово-юрских формаций более характерен аллохтонный (олигомиктовый) обломочный материал. Так, в Лермонтовском рудном узле песчаники рудоносной формации сложены обломками пород, в среднем 50%; плагиоклаза 23%, кварца 17% и калиевого полевого шпата 10%. В рудном узле Восток-2 в них повышено содержание зерен кварца, в среднем 30%, и понижено количество обломков пород — 34%, содержание полевых шпатов остается на том же уровне (34%). Что касается берриасских основных вулканитов, то они выделяются среди базитов других мезозойских формаций повышенным содержанием фосфора, которое в Лермонтовском рудном узле составляет 0,13—0,23% (в 1,5—2,5 раза выше кларка), а в рудном узле Восток-2 — 0,06—0,21%. Это связано либо с богатством исходной магмы летучими веществами, либо с привнесом фосфора сквозьмагматическими растворами.

Рудоносные формации рудных узлов Лермонтовский и Восток-2 (и их потенциальные аналоги) довольно четко отличаются от мезозойских формаций Центрального Сихотэ-Алиня весьма неравномерным распределением элементов в берриасских породах в зависимости от степени их изменения. Так, самые высокие содержания рудогенных элементов наблюдаются в наиболее измененных породах (роговики, скарны, грейзены), а самые низкие — в слабо измененных разностях. Породы других мезозойских формаций богаче рудогенными элементами сравнительно с мало измененными литологическими разностями рудоносных формаций и распределение их более равномерное (табл. 2, 3). Таким образом, вокруг рудных полей промышленных вольфрамовых месторождений Приморья обнаруживаются отрицательные геохимические аномалии, которые интерпретируются нами как «зоны выноса», существующие в пределах рудоносных формаций и их возможных эквивалентов. Перераспределение рудогенных элементов внутри них связано с воздействием метаморфизующих агентов — интрузий раннемеловых гранитоидов повышенной основности [6].

Следствием значительной эндогенной миграции фемической составляющей рудоносных базитов в экзоконтактах гранитоидов является отчетливая переориентировка магнитных аномалий, наблюдаемая на удалении до 3—4 км от контактов интрузивов [12]. Так, например, вследствие интенсивной метасоматической проработки обычно высокомагнитные ( $\chi = 1000\text{--}2000 \cdot 10^{-8}$  СГС) спилиты, андезитобазальты вблизи южного фланга Шивкинского раннемелового гранодиоритового массива характеризуются резким снижением (до полной потери) магнитных свойств. При этом вынос ферромагнетиков происходил в направлении, перпендикулярном простираанию силлов базитов, но согласно контактам массива.

Характерные структурно-вещественные особенности продуктивных на вольфрам формаций Центрального Сихотэ-Алиня свидетельствуют о том, что они накопились в пределах единой мезозойской геосинклинальной системы, которая, по-видимому, была расчленена на глубоко-

Среднефоновые содержания рудогенных элементов (г/т) в слабо и сильно измененных породах мезозойских формаций Лермонтовского рудного узла

Формация	Количество проб	Порода	W	Mo	Sn
Раннемеловая (апт-альбская?) песчаниково-алевролитовая	64	Песчаники	1,8	1,2	5,2
Раннемеловая (валажинская?) конгломератово-песчаниково-алевролитовая	226	»	2,4	1,1	3,9
Раннемеловая (берриасская) карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенная (рудоносная)	28 228 215 83	» Гидротектониты Кремнистые породы Роговики	0,8 0,8—2,4 1,7 20,5	1,4 1,8 1,4 1,6	2,7 4,2 3,3—3,9 5,8
Позднетриасово-юрская (?) карбонатно-терригенно-кремнистая	23 107	Песчаники Кремнистые породы	1,4 1,0—3,7	2,5 1,0—2,5	5,2 3,2—5,3

Таблица 3

Среднефоновые содержания рудогенных элементов (г/т) в слабо и сильно измененных породах мезозойских формаций рудного узла Восток-2

Формация	Количество проб	Порода	W	Mo	Sn
Раннемеловая (валанжинская?) алевролитово-песчаниково-конгломератовая	31 19	Песчаники Кремнистые породы	5,1 2,3	1,0 1,7	5,2 2,8
Раннемеловая (берриасская?) кремнисто-вулканогенно-терригенная (аналог рудоносной)	38 14 98 24	Песчаники Гидротектониты Туфопесчаники Кремнистые породы	1,3 1,8 2,9 1,5	1,3 2,3 1,5 0,8	4,0 5,7 6,0 3,6
Раннемеловая (берриасская?) вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная (рудоносная)	143 87 88 46	Песчаники Гидротектониты Кремнистые породы Роговики	1,3 (5,7) <sup>1</sup> 1,2 (3,7) <sup>1</sup> 1,7 (8,6) <sup>1</sup> 34,0	1,0 (1,9) <sup>1</sup> 1,4 (3,9) <sup>1</sup> 1,0 (2,3) <sup>1</sup> 2,2	2,6 (3,5) <sup>1</sup> 2,9 (3,7) <sup>1</sup> 2,8 (5,0) <sup>1</sup> 17,3
Позднетриасовая (?) карбонатно-кремнисто-терригенная	43 65 4 90	Песчаники Гидротектониты Алевролиты Кремнистые породы	3,7 2,2 2,0 2,5—3,8	2,0 1,5 2,0 1,6	3,5 4,6 4,0 3,3—4,1

<sup>1</sup> В скобках указаны среднефоновые содержания элементов в породах, подвергнутых сильной гидротектонической проработке.

водные трогии крупными геоантиклинальными поднятиями. Сочетание трогов и геоантиклиналей происходило по рубцовым зонам (по Г. Д. Ажгирею) северо-восточного простирания, осуществляющим связь земной коры с мантией. В них развиты характерные структурно-формационные комплексы, в которые входят формации флишеидного, офиолитового и молассоидного семейств, образовавшиеся в тесной связи с конседиментационными надвигами. Две такие зоны, описанные нами, расположены в междуречье Алчана и Бикина и в бассейнах рек Дальней и Верблюжьей. Третья предполагается в среднем течении р. Бикин, где

также широко представлены флишоидные и офиолитовые образования и закартированы мощные надвиги ([5], а также данные В. М. Чмырева).

В позднем триасе — юре (?) Центральный Сихотэ-Алинь был охвачен процессами преимущественно кремнистого осадконакопления. Образованные в это время формации кремнистого типа на 36,5—56,6% сложены силицитами, большая часть которых представлена яшмами и радиоляритами морского происхождения. Это, а также значительная мощность накоплений (2100—3500 м) свидетельствуют об интенсивном прогибании и недозагруженности терригенным материалом области седиментации. При этом садка кремнезема происходила, вероятно, не только биогенным, но и хемогенным путем в связи с проявлениями подводного вулканизма, продукты которого присутствуют в рассматриваемых формациях. Представленные в них песчаники относятся к типам граувакково-аркозовых, полевошпатово-граувакковых, аркозово-кварцевых и кварцевых. Само по себе появление в разрезах этих пород говорит об имевших место локальных поднятиях дна бассейна. В то же время терригенный компонент может быть разделен на автохтонный и аллохтонный. Первый, представленный обломками кремней, поступал с местных (внутрибассейновых) поднятий. Источником питания второго, сложенного зернами кварца и полевого шпата, служила область развития аллюмосиликатных пород, среди которых, вероятно, большую роль играли гранитоиды. Такой областью, по нашему мнению, являлся Ханкайский массив [14]. В самом деле, часть терригенного материала переносилась на значительное расстояние, поскольку в разрезах данных формаций наблюдаются такие «зрелые» породы, как кварцевые песчаники.

Собственно юрская история развития района может быть лишь намечена для его отдельных участков, которые были, вероятно, вовлечены в поднятия на фоне нисходящих движений. В осевых частях геосинклинальных трогов накопившиеся в это время мощные (650—2780 м) алевритово-песчаниковые ассоциации могут быть отнесены к типу аспидных формаций, которым свойственна «зачаточная ритмичность флишевого типа» (по Б. М. Келлеру).

Раннемеловая история Центрального Сихотэ-Алиня наиболее сложна и богата событиями. Группа раннемеловых формаций включает парагенезы трех типов: флишоидный, офиолитовый и молассоидный.

К формациям флишоидного типа относятся рудоносные олистостромы вольфрамово-рудных узлов Приморья и их аналоги, которые достигают значительной мощности (4450—6680 м). Такие формации типичны для глубоководных прогибов, ограниченных разломами. Интенсивная терригенная седиментация в них сопряжена с проявлениями контрастных движений, сопровождавшихся, вероятно, шарьяжеобразованием. Тела известняков, содержащиеся в олистостромах, большей частью являются плоскими гравитационными отторженцами — остатками конседиментационных тектонических покровов. Палеонтологические данные указывают на позднепалеозойский (ранний карбон, поздняя пермь), реже — поздне триасовый возраст известняков. Обломочные породы, слагающие флишоидные формации, обычно образованы плохо сортированным и слабо окатанным материалом — в основном полевошпатовыми граувакками и реже граувакковыми аркозами. Характерно, что среди обломков встречаются гранитоиды, пироксениты, известняки и слюдястые сланцы, возможно, указывающие на существование в раннемеловом бассейне устойчивых блоков кристаллического фундамента ханкайского типа. Не исключено, что предполагаемый комплекс основания геосинклинали выступал в ядрах геоантиклиналей. Вообще уже давно подмечено, что наиболее интенсивно покровная тектоника проявлена в тех частях геосинклинальных областей, которые характеризуются неглубоким залеганием фундамента. При этом образование покровных структур может происходить за счет поддвигания одного блока кристаллического фундамента под другой — «сокращения фундамента» (по Э. Аргану).

Формации офиолитового семейства развиты в зонах влияния разломов повышенной глубинности, вероятно, замещающая по простиранию оли-

стостромовые толщи. Помимо покровных вулканитов в состав рассматриваемых формаций входят тесно связанные с ними субвулканические интрузии ультраосновных и основных пород, которые интенсивно развальцованы, милонитизированы, катаклазированы и часто превращены в серпентиниты. Следует подчеркнуть, что на широкое развитие офиолитов в Бикинской зоне указал С. С. Зимин [5]. Эти типичные глубинные геосинклинальные магматические проявления, по-видимому, залегают в подложье надвиговых чешуй. Об этом свидетельствует наличие в них многочисленных признаков динамометаморфической переработки, а также пологозалегающих идеальных зеркал скольжения. Гравиметрические данные в ряде случаев указывают на силлообразную форму субвулканических интрузий базитов. Есть смысл также подчеркнуть, что интрузии вольфрамоносных гранитов, являющиеся конечными дифференциатами раннемелового магматического комплекса [6], по тем же источникам, имеют плитообразную форму. При тектоническом выжимании мантйных расплавов вдоль шарьяжных поверхностей они, во-первых, дифференцировались по составу, а во-вторых, могли увлечь за собой и блоки (пластины) вмещающих пород. Подтверждением изложенному служат такие данные: 1) конечные дифференциаты магмы (в данном случае гранитоиды повышенной основности) наиболее удалены от предполагаемой корневой зоны надвига; 2) в раннемеловых спилитах часто отмечаются глыбы верхнепалеозойских известняков. Известно, что с позиций новой глобальной тектоники офиолиты рассматриваются как реликты океанической коры, сохранившиеся в швах сочленения [2]. Рассмотренные нами рубцовые зоны могут быть сопоставлены с «мини-швами», возникшими при столкновении «микроконтинентов».

Примечательно, что в пределах рубцовой зоны, контролирующей рудный узел Восток-2, верхний триас, по-видимому, надвинут на нижний мел. Подложьем шарьяжа служат пластичные псаммоалевритовые породы рудоносной формации и офиолиты, играющие роль «смазки». Таким образом, вольфрамоносная олистострома обнажена здесь не на полную мощность. Не это ли является причиной того, что в рудном поле месторождения Восток-2 установлен всего лишь один рудовмещающий горизонт? Вероятно, данное геологическое сооружение менее эродировано, чем Лермонтовский рудный узел, что в значительной мере повышает перспективы рудного узла Восток-2.

К группе молассоидных образований отнесены терригенные формации, в составе которых появляются и иногда господствуют конгломераты (до 31,1%). Эти морские, преимущественно мелководные, валанжин-альбские отложения сменяют по вертикали группу берриасских формаций и отражают переход геосинклинальной области от прогибания к общему воздыманию.

Описанная последовательность формаций близка к так называемому Зилаирскому ряду (по Б. М. Келлеру), который характерен как для палеозойских, так и для альпийских геосинклинальных областей. В строении рассматриваемой геосинклинали выделяются: 1) гипотетический комплекс основания (фундамент ханкайского типа); 2) главный геосинклинальный комплекс (кремнистые, флишоидные и офиолитовые формации); 3) молассоидный комплекс.

Накопление рассматриваемых формаций совпадает по времени с киммерийской металлогенической эпохой вольфрамового оруденения (по Ю. Г. Иванову), что могло привести к обогащению их вольфрамом. Одним из подтверждений этому служат данные И. Н. Говорова с соавторами [3], которые указывают на постепенное увеличение концентрации вольфрама в направлении от верхнетриассовых к меловым отложениям Сихотэ-Алиня. В момент внедрения в олистостромовые толщи интрузий раннемеловых вольфрамоносных гранитоидов первые представляли собой наиболее благоприятную среду для рудогенеза, так как терригенные породы были полностью не диагенезированы. Это и обусловило повышенную проницаемость и высокую химическую активность раннемеловых формаций как геохимических концентраторов вольфрама: «...мо-

лодые образования обычно содержат большее количество растворимых, или хотя бы относительно растворимых компонентов, чем более древние породы того же состава» [15, с. 78].

Геологическая позиция вольфрамового оруденения определяется в данном случае «собственно геосинклинальной» металлогенией [10]. Приуроченность месторождений вольфрама к флишоидным толщам — явление широко распространенное и, возможно, даже закономерное [10]. Как отмечалось выше, рудные тела месторождений Лермонтовское и Восток-2 размещены в пачках пестрого состава, сложенных гидротектонитами и турбидитами, лавами основного и среднего состава, кремнями и известняками. Это объясняется, с одной стороны, хорошей проницаемостью для рудных растворов подводно-оползневых накоплений (пористость), известняков (кавернозность) и лав (пузыристы) и экраняющим воздействием прослоев кремней. С другой стороны, несомненно влияние на рудоосаждение контрастного химического состава контактирующих слоев (карбонатный — алюмосиликатный — силикатный). Частая смена пород различного состава «... может способствовать выпадению рудного вещества при переходе из одних физико-химических условий к другим» [10, с. 45]. Само по себе наличие в берриасских формациях кальцитосодержащих пород обуславливает развитие скарнов, которые обладают высокой реакционной способностью и с которыми связано промышленное вольфрамовое оруденение.

Следует подчеркнуть, что выделенные Ю. Г. Ивановым вольфрамоносные зоны Приморья образованы сквозными структурно-формационными комплексами. В их строении обязательно участвуют геосинклинальные рубцовые зоны, раннемеловые (берриасские) формации флишоидного и офиолитового семейств, киммерийские (вольфрамоносные) интрузии гранитоидов повышенной основности и конседиментационные надвиги. В некотором роде исключением является Западно-Приморская зона, где олистостромовые образования установлены лишь в небольших объемах в нижнесилурийской кордонкинской свите. Однако и там, по данным Л. А. Изосова и др., широко представлены крупные надвиговые деформации, время проявления которых, по нашему мнению, приходится на позднюю юру — ранний мел.

Итак, развитая в Центральном Сихотэ-Алине раннемеловая (берриасская) олистострома вмещает промышленные вольфрамовые месторождения скарново-шеелитового типа, образовавшиеся, вероятно, в результате мобилизации и перераспределения рудного вещества под воздействием раннемеловых гранитоидов. Поэтому выявление подобных толщ, находящихся в благоприятной геологической позиции, поможет более обоснованно определить площади, перспективные в отношении промышленного вольфрамового оруденения.

### Литература

1. Белостоцкий И. И. Зоны меланжа и хаотических структур//Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М.: Недра, 1970. С. 170—191.
2. Былевский Г. А. Зоны субдукции и столкновения материков как зоны тектонической активности и орогенеза//Экспресс-информация ВИЭМС. Общая и региональная геология, геологическое картирование. М.: ВИЭМС, 1978. № 2. С. 1—16.
3. Говоров И. Н., Моисеенко В. Г., Михайлов М. А., Недашковский П. Г. Источники рудных элементов и рудогенерирующие процессы эндогенных месторождений Дальнего Востока//Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама. Новосибирск: Наука, 1975. С. 70—87.
4. Голозубов В. В. Строение и история развития геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1984. 30 с.
5. Зимин С. С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1978. 251 с.
6. Иванов Ю. Г. Вольфрамово-рудные формации юга Дальнего Востока//Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама. Новосибирск: Наука, 1975. С. 16—30.
7. Киреева Е. А. Верхний палеозой Южного Сихотэ-Алиня//Стратиграфия Дальнего Востока. Тез. докл. III Дальневост. стратигр. совещ. Владивосток: Изд. стратигр. комитета СССР, 1978. С. 101—102.

8. Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое.— раннем мезозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1982. 22 с.
9. Мельников Н. Г., Голозубов В. В. Олигостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине//Геотектоника. 1980. № 4. С. 95—106.
10. Металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах. М.: Недра, 1972. 294 с.
11. Никитина А. П. О выделении верхнего палеозоя в Южном Сихотэ-Алине//Сов. геология. 1968. № 2. С. 107—110.
12. Петрищевский А. М. Лермонтовский рудный район//Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Недра, 1984. С. 182—184.
13. Размахнин Ю. Н. Формация гидротектонитов и ее структурно-тектоническое и металлогеническое значение//Тез. докл. XXIV научно-техн. конф. ДВПИ. Владивосток: ДВПИ, 1977. С. 46—48.
14. Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 157 с.
15. Шаталов Е. Т., Орлова А. В., Яблоков К. В. и др. Основные принципы составления, содержания и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. М.: Недра, 1964. 194 с.

Мингео СССР

Поступила в редакцию  
30.I 1986

УДК 551.242.3(571.56)

ГЕДЬКО М. И.

**УЯДИНО-ЯСАЧНИНСКАЯ ПОЗДНЕЮРСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА  
(СЕВЕРО-ВОСТОК СССР)**

Уядино-Ясачнинский вулканический пояс в настоящее время рассматривается многими исследователями в качестве ископаемой островной дуги, которая развивалась в поздней юре на синклическом основании. Однако до сих пор вопрос о ее полярности дискуссионен. Применение результатов петрохимического анализа в сочетании с геологическими данными позволило однозначно установить латеральную зональность этой дуги. По методу У. Диккинсона и Т. Хатертона определены глубина залегания и угол наклона позднеюрской сейсмофокальной зоны и установлены фронтальная и тыловая части вулканического пояса. Реконструировано положение глубоководного желоба. Высказано предположение о сегментированной природе конвергентной границы плит. Все эти построения открывают новые возможности для металлогенического анализа региона.

Позднеюрский Уядино-Ясачнинский вулканический пояс (УЯВП) — один из крупнейших на Северо-Востоке СССР. Он расположен в центральной части системы хребтов Черского и протягивается с юго-востока на северо-запад на 900 км при ширине 80—120 км.

Особенности строения и тектонического положения вулканического пояса и его обрамления рассматривались во многих публикациях [1—4, 8—13, 15—18, 21]. Большой фактический материал по геологии УЯВП был собран в процессе среднемасштабной геологической съемки и тематических работ, проведенных в последние годы геологами ПГО «Аэрогеология» и «Якутскгеология». В настоящей статье использованы материалы многолетних съемочных и региональных исследований автора.

Среди исследователей нет единого мнения о природе пояса. С одной стороны, существует представление о его островодужном происхождении [3, 4, 9—12], с другой — о принадлежности УЯВП к рифтовым структурам [1, 13, 15, 16]. Как будет показано ниже, геологические материалы более убедительно свидетельствуют в пользу островодужного происхождения пояса. До сих пор дискутируется вопрос о полярности Уядино-Ясачнинской островной дуги (УЯОД), т. е. о положении глубоководного желоба и наклоне палеозоны Заварицкого — Беньофа. Очевидно, что определение полярности имеет важное практическое значение, так как сейсмофокальные зоны контролируют не только магматическую, но и металлогеническую зональность вулканических дуг.

**ГЕОЛОГИЯ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ОСТРОВНОЙ ДУГИ**

Уядино-Ясачнинская дуга сложена морскими и субаэральными терригенно-вулканогенными образованиями, содержащими органические остатки среднего бата — верхневолжского подъяруса [2, 3]. В строении ее разреза выделяются четыре вещественных комплекса, отвечающих главным этапам развития ископаемой дуги. Во всех комплексах по простиранью и особенно вкост УЯОД ярко выражены фациальная изменчивость и резкие вариации мощностей (рис. 1).

Нижняя часть островодужного разреза сложена конгломератами, гравелитами, известковистыми песчаниками, алевролитами, известняковыми кластитами и реже известняками. Этот существенно терригенный комплекс содержит остатки двустворок и аммоноидей среднего бата — келловя. Мощность его крайне не выдержана и колеблется от первых десятков — первых сотен метров на северо-восточном фланге дуги до 2000 м — на юго-западном. Конгломераты повсеместно с угловым не-

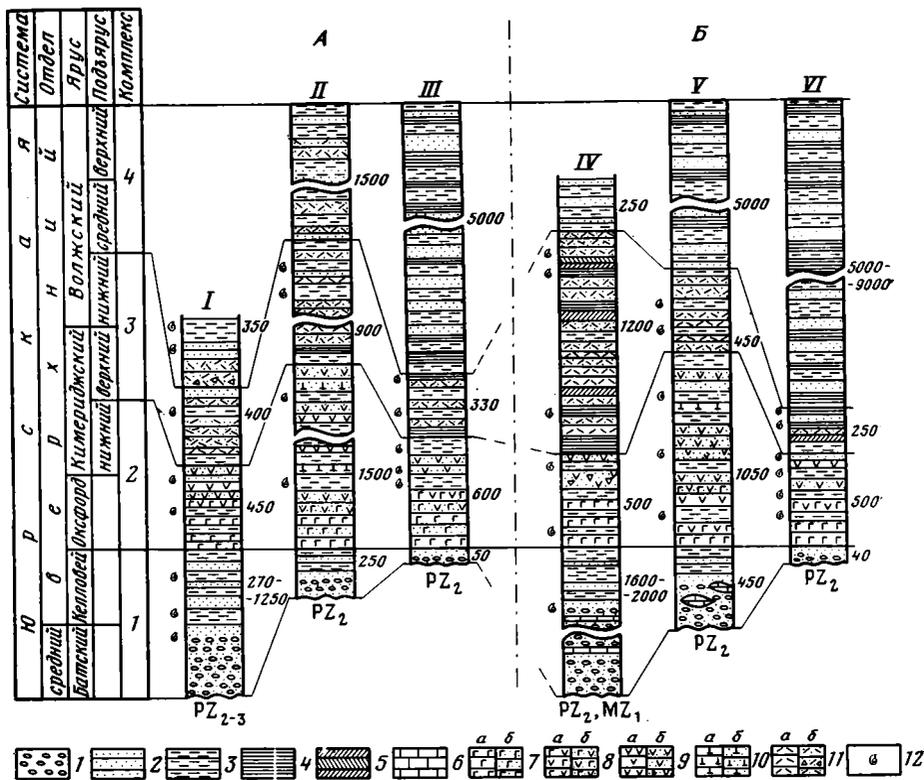


Рис. 1. Схема сопоставления сводных геологических разрезов северо-западной (А) и юго-восточной (Б) частей УЯВП, ориентированных вкрест его простираения  
 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты, глинистые сланцы; 5 — кремнистые алевролиты; 6 — известняки; 7 — базальты (а), их туфы (б); 8 — андезито-базальты (а), их туфы (б); 9 — андезиты (а), их туфы (б); 10 — дациты (а), их туфы (б); 11 — риолиты (а), их туфы (б); 12 — места сборов фауны, Римские цифры на схеме — сводные геологические разрезы: А: (северо-западная часть): I — бассейны рек Мукдукан, Догдо и Кыра (юго-западный фланг); II — бассейн р. Суордах (центр); III — правобережье р. Хастах—Момский хребет (северо-восточный фланг); Б (юго-восточная часть): IV — верховья рек Талбыгыр и Буордах (юго-западный фланг); V — верховья р. Калгар—Момский хребет (центр), VI — бассейны рек Увязки, Бочера и Зырянки (северо-восточный фланг)

согласием залегают на карбонатных и терригенно-карбонатных, реже — на осадочно-вулканогенных образованиях среднего и верхнего палеозоя, триаса и нижней юры. Чаще всего базальная толща УЯОД подстилается известняками верхнего силура и девона. Конгломераты являются продуктом местного размыва, и их галька сложена исключительно подстилающими породами.

Второй комплекс согласно (в редких случаях со слабым размывом) перекрывает нижележащие батско-келловейские образования. Подошва его проводится по первым потокам базальтов, разнообразных по текстурным особенностям: массивных, кластитовых, подушечных, канатных, шаровых, миндалекаменных. Мощность отдельных потоков колеблется от 2 до 10—15 м. Излияния были, по-видимому, трещинного типа. В бассейнах рек Догдо, Талбыгыр наблюдались диабазовые дайки, залечивающие подводящие каналы и круто секущие батско-келловейские отложения. По восстанию они переходят либо в sillсы диабазов, залегающие среди терригенных пород нижнего комплекса, либо в потоки базальтов. Последние часто чередуются с пластами черных алевролитов, серых туф-фитов, голубовато-серых кремнистых пород, кристаллокластических туфов основного состава. В кластолавах изредка встречаются оплавленные и скарнированные обломки девонских известняков. Вверх по разрезу эффузивы основного состава постепенно сменяются афировыми флюи-

дальними и микропорфировыми массивными андезито-базальтами и андезитами, но чаще наблюдаются их пирокластиты различной размерности — от агломератовых до витрокластических. В верхней части комплекса лавовые потоки встречаются редко, и вулканизм приобретает в основном взрывной характер. Эффузивы среднего состава переслаиваются с туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, кремнистыми алевролитами, содержащими остатки оксфордских и нижнекемериджских двустворок и брахиопод.

Базальты, андезито-базальты и андезиты рассматриваемого комплекса принадлежат к толеитовой, известково-щелочной и щелочной сериям.

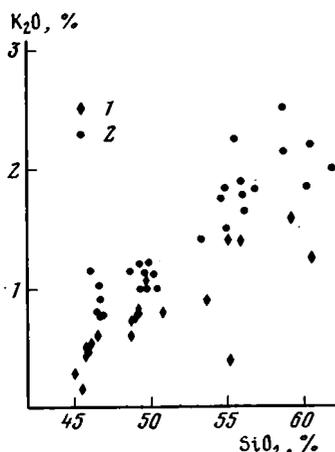


Рис. 2. Диаграмма  $K_2O-SiO_2$  оксфорд - раннекемериджских эффузивов УЯОД  
1 — эффузивы северо-восточного фланга; 2 — эффузивы центральной части и юго-западного фланга

Имеющиеся аналитические материалы свидетельствуют о том, что наиболее широко распространены эффузивы щелочной, в меньшей степени — известково-щелочной и толеитовой серий.

Известно, что вкосте простираения циркумтихоокеанских островных дуг и активных континентальных окраин наблюдается закономерное изменение состава продуктов четвертичного вулканизма. Эффузивы толеитовой серии преобладают во фронтальной, известково-щелочной — в центральной, а щелочной — в тыловых зонах вулканических поясов [7]. В таком же порядке возрастает и содержание калия. Содержание окиси калия в эффузивах УЯОД закономерно увеличивается от северо-восточного фланга к юго-западному.

В базальтах оно колеблется от 0,16 до 1,21%, в породах среднего состава — от 0,4 до 2,53% (рис. 2). Важно отметить, что эта закономерность сохраняется даже в пределах отдельного вулканического поля. На северо-восточном фланге Догдинского поля, например, содержание окиси калия в базальтах составляет

1,02%, а на юго-западном фланге (в 30 км) — 1,2%; в андезитах соответственно 1,96 и 2,34%. Очевидно, что низкокальциевые (толеитовые) разновидности маркируют фронтальную (северо-восточную) часть, а высококальциевые (щелочные) — тыловую (юго-западную). Во всех разновидностях пород отмечается сравнительно высокое содержание натрия, которое не испытывает закономерных вариаций ни вкосте, ни по простираению дуги, а связано, очевидно, с процессом спилитизации пород. В базальтах содержание окиси натрия варьирует от 2,4 до 4,8%, в андезито-базальтах в андезитах — от 2,6 до 5,8%. Поэтому на диаграмме сумма щелочей — окись кремния из-за высокой натровой щелочности при сравнительно низком содержании калия фигуративные точки эффузивов УЯОД ложатся в основном в поле известково-щелочной и щелочной серий.

Содержание бария в базальтах и андезитах составляет соответственно 383 и 562 г/т, стронция — 272 и 224 г/т, циркония — 92 и 103 г/т, что близко к их концентрации в эффузивах современных островных дуг и активных континентальных окраин. Заслуживают внимания также резко варьирующие и часто очень высокие содержания титана, не получившие пока однозначного объяснения. В породах основного состава содержание окиси титана даже в одном разрезе изменяется от 1,3 до 2,7%. Максимальные содержания титана и их наибольшая дисперсия отмечаются в эффузивах краевых частей дуги — северо-восточной и юго-западной.

Мощность терригенно-эффузивных образований второго комплекса закономерно изменяется вкосте простираения УЯОД. На северо-восточном и юго-западном флангах она примерно равна и достигает в среднем 500 м, а в центральной части возрастает до 1500 м (см. рис. 1). Объем

вулканического материала оксфорд-раннекимериджского комплекса составлял ориентировочно 45 000 км<sup>3</sup>.

Стратиграфически выше залегают отложения третьего комплекса, представленные кристалло- и витрокластическими туфами риолитов, реже — риолитами, игнимбритами, туффитами различной размерности, туфоалевролитами, туфопесчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. В основании разреза, как правило, залегают пачка алевролитов или глинистых сланцев. Для комплекса характерны сильная фациальная изменчивость по простиранию и вкрест УЯОД. Количество вулканического материала и мощность комплекса резко падают к северо-восточному флангу дуги, где преобладают терригенные породы. Отложения этого комплекса, охарактеризованные двустворками, отвечают верхнему кимериджу — нижневолжскому подъярису.

Завершает разрез УЯОД четвертый, преимущественно терригенный комплекс. Он распространен только в тыловой — юго-западной, части дуги. Нижняя его половина сложена туфопесчаниками, туфогравелитами, туффитами (часто агломератовыми), туфами кислого состава грубой размерности. Выше залегают вулканомиктовые песчаники, алевролиты, часто с маломощными пластами угля. Весь разрез содержит остатки двустворок, датирующих возраст комплекса серединой — концом волжского века. Характерной его особенностью является резкая фациальная изменчивость. Приведенный выше состав комплекса характерен для северо-западной части дуги. На юго-востоке он существенно иной. Здесь вулканогенные образования верхнего комплекса в одних случаях наращивают разрез отложений верхнего кимериджа — нижневолжского подъяруса, в других — слагают самостоятельные вулканические поля, ограниченные сбросами. Нижняя часть разреза сложена грубым туфогенным флишем, сменяющимся выше пепловыми и кремнистыми турбидитами и контуритами с олистолитами палеозойских известняков. Венчает разрез мощная толща флюидалитных риолитов, пепловых и кристаллокластических туфов кислого состава, игнимбритов и глинистых сланцев. Суммарная мощность отложений третьего и четвертого комплекса достигает 2—4 км. Ширина вулканической дуги сокращается в это время до первых десятков км. Таким образом, литологическая и петрохимическая зональность отложений УЯОД позволяет достаточно обоснованно реконструировать ее фронт на северо-востоке, а тыл — на юго-западе.

### СТРУКТУРА ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Современная структура УЯОД сформировалась в основном в результате двух глобальных геодинамических процессов — позднемезозойской складчатости на Северо-Востоке СССР и раскрытия Момского континентального рифта в кайнозое. Но образованию УЯОД предшествовали структурные перестройки ее фундамента.

Угловое несогласие между островодужными и подстилающими их образованиями, на которое указывают все геологи, изучавшие этот регион, свидетельствует, что здесь имела место предбатская складчатость. Однако резко несогласное залегание наблюдается только в Арга-Тасской зоне Омuleвского горст-антиклинория. Здесь осадочно-вулканогенные палеозойские — нижнемезозойские образования слагают серию крутопадающих пластин северо-западного простирания, а островодужные комплексы залегают на них субгоризонтально. Формирование структур этой зоны связано, как показали А. П. Ставский и Л. М. На-тапов, прежде всего с добатовской аккреционной тектоникой [10, 12]. Поэтому несогласие проявлено резко. На остальной территории островной дуги в подавляющем большинстве случаев наблюдается лишь азимутальное и незначительное угловое несогласие между островодужными и подстилающими их отложениями. В истоках р. Талбыгыр, например, различие азимута падения батских конгломератов и известняков девона составляет 0—20°, а угла падения — 10—30°. Такие же взаимоотношения наблюдались автором на правом берегу р. Момы, в верховьях р. Дог-

до, в верховьях р. Буор-Юрх и картировались на других участках многими геологами.

По-видимому, складчатость, проявившаяся здесь в предбатское время, имела более спокойный характер, чем принято считать, и не была обусловлена коллизией, как полагает Л. М. Парфенов [11]. Формирование преимущественно брахиморфных структур в палеозойском — раннемезозойском основании островной дуги, осложненных взбросами и сбросами, было связано, очевидно, с началом субдукции в добатское время. Она сопровождалась сжатием нависающей континентальной плиты и складчато-глыбовыми дислокациями ее осадочного чехла.

В процессе раннемеловой складчатости островодужные отложения были смяты в основном в простые брахиморфные складки (рис. 3). Падение средне-верхнеюрских пород на их крыльях варьирует от 10 до 30°. Часто картируются пологие моноклинали (5—20°). Такие структуры наблюдались автором в бассейне рек Талбыгыр, Интах, Буордах, Увязка, Солония, Догдо, Кыра, на правом берегу р. Момы. Сложные складчатые и складчато-блоковые дислокации в островодужных отложениях отмечаются только на отдельных участках на северо-востоке Омудевского горст-антиклинория и вблизи зон крупных северо-западных и субширотных разломов. Однако элементы шарьирования отсутствуют.

Структуры палеозойских — нижнемезозойских отложений сложнее. Тем не менее в целом стиль складчатости основания островной дуги на большей ее площади сохранил брахиморфные черты, что наблюдается, например, в центральной части Омудевского горст-антиклинория. Поскольку дуга развивалась на достаточно мощной континентальной коре, в процессе раннемеловой коллизии и складчатости наиболее деформировался осадочный чехол основания островной дуги в ее краевых частях. Это касается в первую очередь районов, примыкающих к Дарпирскому разлому в его северо-западной половине, и Арга-Тасской зоны, где в палеозойских — нижнемезозойских отложениях преобладают линейно-блоковые структуры.

Окончательный структурный рисунок УЯОД оформился в кайнозое в связи с развитием Момского рифта. В результате этого процесса возникло крупное сводовое поднятие (система хребтов Черского), осложненное серией впадин. Наиболее крупная из них — Момо-Селенняхская — совпадает с центральной частью УЯОД. Впадина ограничена нормальными сбросами, имеет северо-западное простирание и заполнена грубообломочными отложениями большой мощности (до 500 м). В итоге осадочно-вулканогенные отложения тыловой и фронтальной частей древней островной дуги оказались на многих участках разобщенными рыхлыми образованиями, что создает у некоторых исследователей представление о существовании двух вулканических поясов.

### ТЫЛОВОЙ БАССЕЙН И ПРЕДДУГОВАЯ ТЕРРАСА

В соответствии с установленной латеральной зональностью островодужных образований тыловой бассейн располагался на месте современного Иньяли-Дебинского мегасинклинория, а к северо-востоку от островной дуги существовала преддуговая терраса или серия террас.

В Иньяли-Дебинском мегасинклинории известны отложения, синхронные трем нижним островодужным комплексам. В разрезе батского яруса преобладают песчаники массивные серые и зеленовато-серые кварцево-полевошпатовые, полимиктовые, известковистые, которые включают линзовидные прослои конгломератов и конглобрекчий. В подчиненном количестве присутствуют черные глинистые и углисто-глинистые сланцы с обильным растительным детритом [20]. В породах часто отмечаются текстуры оползания и оползневые брекчии. Отложения келловейского возраста представлены песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, реже — глинистыми туффитами, содержащими хорошо окатанную «плавающую» гальку глинистых сланцев верхнего триаса и известняков палеозоя (?). Для батско-келловейского раз-

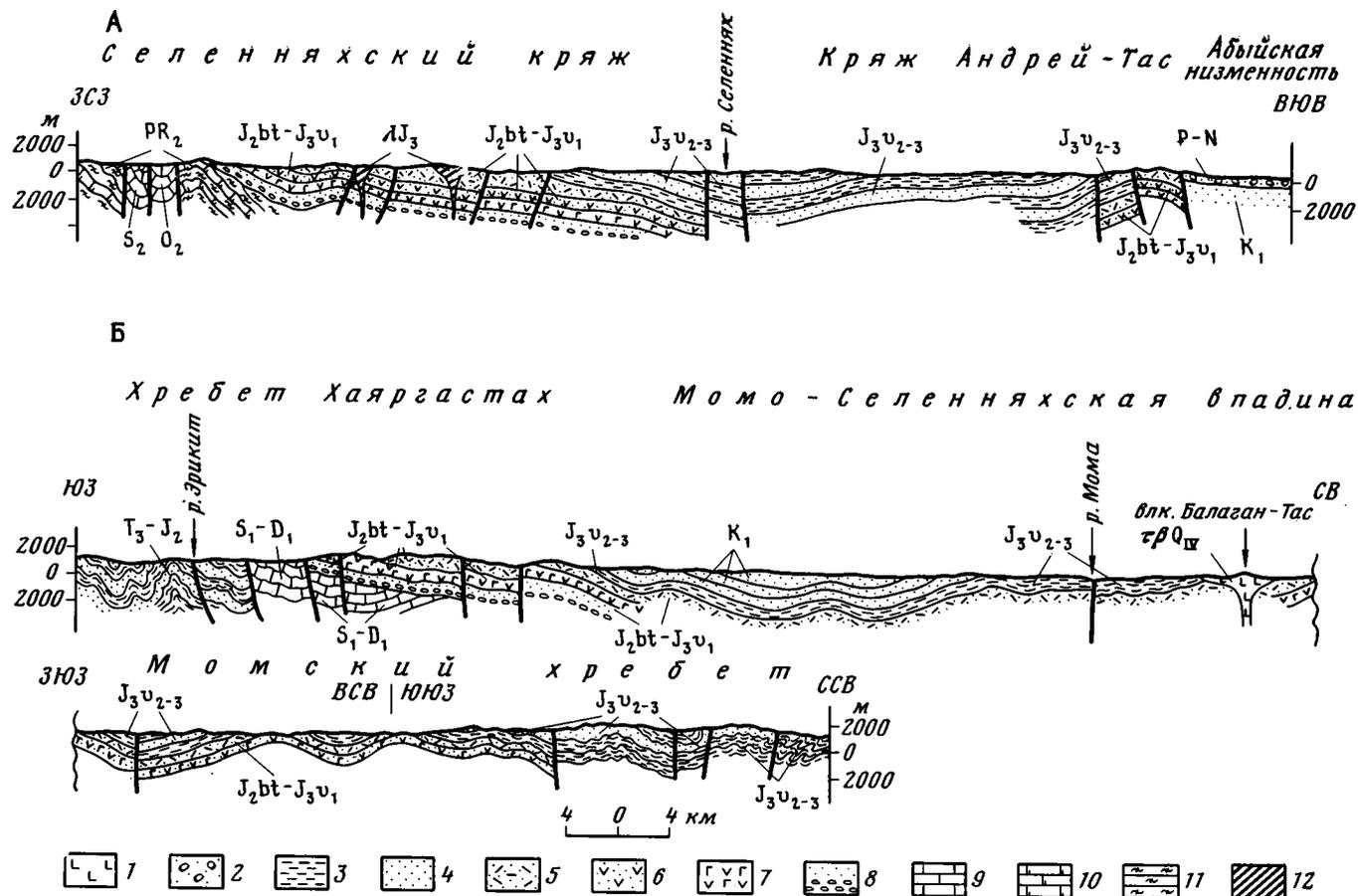


Рис. 3. Геологические разрезы Уяндино-Ясачинской островной дуги: А — северо-западная, Б — центральная части. По материалам А. В. Дорофеева, Л. Н. Попова, Ю. Б. Алешко, А. В. Шустова и автора

1 — трахибазальты; 2 — пески, валунники, слабоцементированные песчаники, конгломераты; 3 — алевриты, аргиллиты, глинистые сланцы; 4 — песчаники; 5—8 — островодужные образования; 5 — туфы риолитов, риолиты, туффиты, 6 — туфы и лавы среднего состава, туффиты, 7 — базальты, андезито-базальты, их туфы, 8 — конгломераты, песчаники; 9 — известняки; 10 — мраморы; 11 — известково-хлоритовые, хлоритово-амфиболовые сланцы; 12 — субвулканические риолиты

реза характерно возрастание снизу вверх тонкозернистых осадков. Такая же закономерность наблюдается и в разрезе нижнего комплекса УЯОД. Оксфордские, кимериджские и нижневолжские отложения имеют более ограниченное распространение в Иньяли-Дебинском мегасинклинории и тяготеют к его северо-восточной части. Они представлены алевролитами, глинистыми сланцами, туфоалевролитами, кремнистыми алевролитами, туффитами, реже — тонкообломочными туфами кислого состава. Вкрест простирания мегасинклинория в отложениях верхней юры отмечается увеличение роли вулканомиктового и туфогенного материала в северо-восточном направлении. Общая мощность батско-нижневолжских терригенно-туфогенных образований превышает 4000 м. Особенности строения, состава этой толщи и синхронность ее отложениям вулканического пояса хорошо согласуются с представлением о ее накоплении в тыловом бассейне.

На северо-восточном фланге УЯОД островодужный разрез завершается нижневолжскими слоями, которые согласно перекрываются терригенными отложениями бастахской серии средне-поздневолжского возраста. Более древние образования преддуговой террасы вскрываются лишь на небольшой площади в осевой части Илья-Тасской зоны, в бассейне р. Суллакан. Здесь в 1969 г. В. Г. Данилов описал вулканомиктовые песчаники и алевролиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, чередующиеся с кристаллокластическими и пепловыми туфами среднего и кислого состава. Для отложений характерны зеленовато-серая, темно-серая окраска, градационная слоистость, прослой эдафогенных брекчий, конгломератов, косо-, линзовидно- и параллельно-слоистые текстуры. Низы этой толщи не вскрыты. Ее неполная мощность составляет 820 м. Выше согласно залегают песчаники и алевролиты бастахской серии. Органические остатки в этом разрезе не обнаружены. По стратиграфическому положению (ниже бастахской серии) и составу вулканогенного материала толщина может быть сопоставлена с оксфорд-нижневолжскими островодужными отложениями. Отсутствие ископаемой фауны, обильной в северо-восточной части УЯОД, ярко выраженная гравитационная градация осадков и прослой эдафогенных отложений указывают на формирование этой толщи в более глубоководных условиях, которым отвечает терраса на приокеаническом склоне дуги.

Бастахская серия, накопившаяся на преддуговой террасе позднее, когда вулканический фронт сместился в юго-западную часть дуги, сложена в низах разреза алевролитами с прослоями аргиллитов и песчаников. В средней части залегают ритмичная толща массивных аргиллитов, алевролитов и грубослоистых песчаников со следами размыва, «плавающей» галькой и линзами конгломератов. Характерен регрессивный тип осадконакопления. Выше наблюдается флишевая толща, сложенная алевролитами и аргиллитами с градационной слоистостью, подводно-оползновыми текстурами и обильными конкрециями пирита и железистого карбоната. Остатки ископаемой фауны в отложениях бастахской серии отсутствуют. Встречается лишь растительный детрит и обрывки стеблей. В породах нижней половины разреза отмечается постоянная примесь туфогенного материала. Мощность бастахской серии достигает 9000 м. Возраст ее определяется по положению между фаунистически доказанными нижневолжскими отложениями островной дуги и угленосной нижнемеловой зырянской серией. Накопление бастахской серии происходило, очевидно, не только на преддуговой террасе, но и в глубоководном желобе, который засыпался ее терригенными осадками. В островодужном разрезе ей синхронны терригенно-туфогенные отложения четвертого комплекса.

#### МЕТОДИКА РЕКОНСТРУКЦИИ СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ

На примере современных островных дуг и активных окраин А. Сугимура, У. Диккинсон, Т. Хатертон показали, что содержание калия в эффузивах определенной основности (кислотности) хорошо коррелирует-

ся с положением гипоцентров средне- и глубокофокусных землетрясений, т. е. с зоной Заварицкого — Беньофа [14, 19, 22—24]. Было установлено, что содержание калия и глубина сейсмофокальной зоны ( $K-h$ ) связаны линейной зависимостью. Поскольку в УЯОД излияния базальтов, андезито-базальтов и андезитов происходили в оксфорд-раннекимериджское время, реконструкция палеозоны Заварицкого — Беньофа была проведена именно для этого возрастного интервала. В распоряжении автора имелось 163 силикатных анализа эффузивов среднего и основного состава. Большинство из них (коллекция автора и других сотрудников ПГО «Аэрогеология») выполнено в одной лаборатории (КТЭ ПГО «Новосибирскгеология») и привязано к географическим пунктам и определенным частям разреза УЯОД. Анализы, заимствованные у других авторов, имеют только топографическую привязку. Таким способом была создана сеть опорных точек, достаточно плотно распределенных на площади вулканического пояса.

Все анализы были разделены на четыре группы по содержанию двуокиси кремния: 1— $45 \pm 2\%$ , 2— $50 \pm 2\%$ , 3— $55 \pm 2\%$ , 4— $60 \pm 2\%$ . В каждой точке опорной сети в эффузивах определялось среднее содержание кремнезема и окиси калия. По диаграммам  $K-h$  была получена глубина залегания древней сейсмофокальной зоны для каждой точки во время излияний базальтов, андезито-базальтов и андезитов (таблица). Как было показано выше, первые приурочены к нижней части разреза оксфорд-нижнекимериджского комплекса, вторые — к средней, а третьи венчают его. Раскисление лав происходило постепенно снизу вверх по разрезу. По ручью Мукдукан, например, в низах разреза наблюдались базальты с содержанием  $SiO_2 = 45,96\%$ , которые через все промежуточные разности сменяются андезитами ( $SiO_2 = 62,26\%$ ).

В результате выявились группы точек с меньшей и большей глубиной залегания зоны Заварицкого — Беньофа. Затем были подобраны пары противлежащих точек (из фронтальной и тыловой зон) по сечениям, близперпендикулярным к простираанию островной дуги. По полученным глубинам залегания сейсмофокальной зоны в каждой паре путем простейших геометрических построений были найдены точки выхода зоны Заварицкого — Беньофа на дне палеоокеана, по которым экстраполировались положение и контуры ископаемого глубоководного желоба. В этой модели принято условие, что сейсмофокальная зона представляла собой плоскость. Точки ее выхода на поверхность, рассчитанные по базальтам с низким и высоким содержанием кремнезема, на некоторых участках значительно удалены одна от другой, а определенные по андезито-базальтам и андезитам — везде расположены рядом. Поэтому по двум разновидностям основных пород выполнены отдельные реконструкции желоба, а по средним породам — одна общая (рис. 4). В дальнейших построениях оксфорд-раннекимериджский этап условно разделен на раннюю, среднюю и позднюю стадии. Первая отвечает времени начальных излияний базальта ( $SiO_2$  ср. =  $45\%$ ), вторая — времени образования их более кислых разностей ( $SiO_2$  ср. =  $50\%$ ); третья — периоду формирования андезито-базальтов и андезитов ( $SiO_2$  ср. =  $55$  и  $60\%$ ).

#### ПОЛЯРНОСТЬ ДУГИ И ЭВОЛЮЦИЯ КОНВЕРГЕНТНОЙ ГРАНИЦЫ ПЛИТ

Реконструкции палеозоны Заварицкого — Беньофа однозначно показали, что глубоководный желоб располагался к северо-востоку от островной дуги, а субдукция происходила в юго-западном направлении. Полярность УЯОД, установленная при помощи петрохимических данных, хорошо согласуется с геологическими материалами. Вместе они позволяют восстановить полный латеральный ряд элементов островодужной обстановки: океан — глубоководный желоб — преддуговая терраса — вулканическая дуга — тыловой бассейн.

Разброс точек выхода древней сейсмофокальной зоны на дне океана свидетельствует, по-видимому, о сложной структуре глубоководного желоба, расчлененного поперечными разломами на отдельные сегменты.

**Среднее содержание окиси калия в эффузивах различной основности и глубина сейсмофокальной зоны Уяндино-Ясачнинской островной дуги**

Вулканическое поле и (или) географическая привязка	Номер на рис. 4	Интервал содержаний SiO <sub>2</sub> , вес. %											
		45±2			50±2			55±2			60±2		
		количество проб л	среднее содержание K <sub>2</sub> O, %	глубина сейсмофокальной зоны, км	количество проб л	среднее содержание K <sub>2</sub> O, %	глубина сейсмофокальной зоны, км	количество проб л	среднее содержание K <sub>2</sub> O, %	глубина сейсмофокальной зоны, км	количество проб л	среднее содержание K <sub>2</sub> O, %	глубина сейсмофокальной зоны, км
<b>Северо-восточный фланг дуги</b>													
<b>Элекчанское поле</b>													
Левобережье р. Ясачной	1	5	0,54	150	5	0,83	155	3	1,42	165	—	—	—
Левобережье р. Омудевки	2	2	0,58	155	1	1,06	170	1	1,40	165	3	1,58	135
Среднее течение р. Рассохи	3	2	0,44	140	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Правобережье р. Зырянки	4	3	0,27	120	1	0,82	155	—	—	—	—	—	—
Верховья р. Увязки	5	—	—	—	5	0,76	140	—	—	—	—	—	—
Гора Эбир-Тас	12	3	0,16	115	1	0,78	140	2	0,40	90	2	1,26	120
Приустьевая часть р. Нахатта	14	—	—	—	3	0,60	120	3	0,86	120	—	—	—
Истоки р. Большой Томтор	18	—	—	—	2	0,74	130	—	—	—	—	—	—
Бассейн р. Антисон	20	3	0,46	140	—	—	—	2	1,64	185	—	—	—
<b>Центральная часть и юго-западный фланг дуги</b>													
<b>Гармычанское поле</b>													
Верхнее течение р. Омудевки	6	—	—	—	—	—	—	2	1,83	210	—	—	—
Верховья р. Рассохи	7	2	0,48	145	3	0,98	170	3	1,77	200	—	—	—
Верховья р. Талбыгыр (левый приток р. Момы)	8	4	1,02	200	3	1,14	185	—	—	—	—	—	—
Истоки р. Правый Интах	9	—	—	—	—	—	—	2	2,26	240	4	2,53	205
Левобережье р. Чибгалах	10	3	0,75	180	4	1,10	180	—	—	—	—	—	—
Верховья р. Умба	11	3	0,78	180	6	1,21	190	—	—	—	—	—	—
Верховья р. Нахатта	13	—	—	—	2	1,11	180	2	1,85	210	2	2,15	180
Догдинское поле (реки Догдо, Кыра, Мукдукан)	15	5	1,16	220	21	1,19	190	3	1,91	210	11	2,20	190
Верховья р. Суордах	16	2	0,90	195	6	0,98	170	1	1,46	170	1	2,00	170
Нижнее течение р. Берелех	17	—	—	—	5	0,95	165	1	1,40	165	—	—	—
Междуречье Сыачан—Селеннях	19	1	0,73	175	—	—	—	5	1,77	200	4	1,84	160

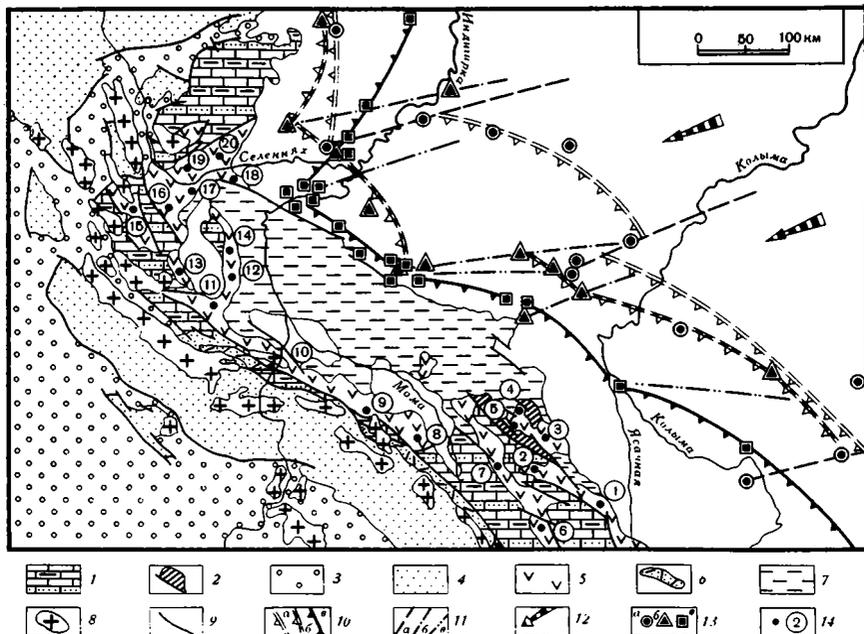


Рис. 4. Палеогеодинамическая схема Уяндино-Ясачнинской островной дуги и эволюция глубоководного желоба в оксфорде — раннем кимеридже

1, 2 — основание островной дуги: 1 — карбонатные и карбонатно-терригенные комплексы шельфа пассивной окраины (PZ—MZ<sub>1</sub>), 2 — осадочно-вулканогенные комплексы аккреционной призмы (PZ—T); 3 — терригенные комплексы пассивной окраины (P—T); 4 — отложения тылового бассейна (I<sub>2-3</sub>); 5 — островодужные образования (I<sub>2bt2</sub>—I<sub>3v3</sub>); 6 — вулканогенные отложения тыловых грабен рифтовой природы (I<sub>3v2-3</sub>); 7 — туфогенно-терригенный комплекс преддуговой террасы (I<sub>3v2-3</sub>); 8 — гранитоиды Главного интрузивного пояса (K<sub>1</sub>); 9 — тектонические контакты; 10 — глубоководный желоб и направление падения сейсмофокальной зоны: а — ранняя стадия, б — средняя, в — поздняя стадия; 11 — трансформные разломы: а — ранней стадии, б — средней, в — поздней стадии; 12 — направление субдукции; 13 — расчетные точки положения желоба, полученные: а — по базальтам с SiO<sub>2</sub>=45%, б — по базальтам с SiO<sub>2</sub>=50%, в — по андезито-базальтам с SiO<sub>2</sub>=55% и андезитам с SiO<sub>2</sub>=60%; 14 — точки опорной сети и их номера (см. таблицу)

Сегментированная структура современных конвергентных границ плит (Андийская, Центрально-Американская активные окраины, Алеутская и Японская островные дуги) доказана М. Дж. Карром и др. на основе сейсмических и вулканологических данных [5]. Аналогичная модель сегментированной границы сходящихся плит предложена А. А. Ковалевым, который выделяет зоны трансформных разломов типа рифт — зона субдукции [6]. В различных сегментах такой границы плит, видимо, были различны и скорость субдукции, и угол наклона погружающейся плиты. Уяндино-Ясачнинская островная дуга и океаническая плита, располагавшаяся восточнее, имели, вероятно, такую сегментированную границу. Расстояние от желоба до вулканического фронта на ранней стадии в оксфорде — раннем кимеридже колебалось от 100 км в северном сегменте до 250—300 км — в центральном и южном (см. рис. 4).

На средней стадии структура границы плит усложняется появлением нового сегмента и резким смещением центрального отрезка желоба к юго-западу. Северный сегмент желоба, который и на ранней стадии имел резко дискордантное положение, сочленяется с основным его отрезком под углом 90—100°. Расстояние до вулканического фронта сократилось на этой стадии до 125—175 км в центральном и южном сегментах.

На поздней стадии, отвечающей концу оксфорд-раннекимериджского этапа, глубоководный желоб располагался еще ближе к островной дуге. Угол между осью северного сегмента и основным простиранием желоба становится еще более острым (~70°). Такая структура напо-

минает сочленение современных Алеутской и Курило-Камчатской островных дуг. По-видимому, на северном отрезке конвергентной границы плит субдукция осуществлялась по касательной с преимущественным скольжением океанической плиты. Наибольшая скорость субдукции была, вероятно, в центральном сегменте, так как к этому отрезку дуги приурочены максимальные мощности эффузивов оксфорд-раннекемериджского возраста.

Таким образом, положение глубоководного желоба к северо-востоку от Уяндино-Ясачнинской островной дуги установлено для всех трех стадий оксфорд-раннекемериджского этапа ее развития; следовательно, однозначно решен вопрос и о полярности дуги.

Первоначальное расстояние от желоба до вулканического фронта, составлявшее 250—300 км, позволяет предполагать, что зона субдукции заложилась не вдоль древней пассивной границы континент — океан, а внутри океанической плиты. Геологические материалы указывают, что эта граница в доатское время располагалась, вероятно, в районе северо-восточного склона современного Момского хребта. Следовательно, можно думать, что между желобом и островной дугой сохранялся в течение некоторого отрезка времени участок океанической литосферы шириной около 150—180 км. Модель, предложенная на рис. 4, предусматривает взаимное сближение островной дуги и желоба в процессе эволюции, которое сопровождалось увеличением угла наклона погружающейся плиты (рис. 5). В этом варианте предполагается резкий излом океанической плиты в верхней части и отсутствие ее изгибов по падению. Сближение дуги и желоба должно было привести к сокращению и исчезновению участка океанической литосферы, располагавшегося между ними. Такой процесс происходил, очевидно, за счет периодического обламывания края нависавшей плиты, пока желоб не зафиксировался у края континента.

Угол наклона сейсмофокальной зоны на центральном отрезке УЯОД на ранней стадии был очень пологим —  $28^\circ$  (см. рис. 5). В процессе эволюции дуги угол увеличивался до  $35^\circ$  на средней стадии и до  $44^\circ$  — к концу оксфорд-раннекемериджского этапа. В разных сегментах на всех стадиях развития дуги он различался, хотя и незначительно. Наиболее крутой угол наклона зоны Заварицкого — Беньофа был в северном сегменте дуги, на левобережье р. Селеннях (при расчете среднего угла он не учитывался), где предполагается преимущественное скольжение плит с малой скоростью субдукции. Здесь угол составлял  $50$ — $55^\circ$ . В бассейне р. Догдо, на «переходном» отрезке, угол наклона древней сейсмичной зоны был равен  $42$ — $48^\circ$ . А в юго-восточном направлении он становился более пологим. Для позднекемериджского — ранневожского времени положение желоба и угол наклона сейсмофокальной зоны не рассчитывались. Но, по-видимому, следуя общей тенденции, угол за этот отрезок времени еще более увеличился. В это время УЯОД представляла собой достаточно зрелое сооружение, в передовой части которого сформировалась преддуговая терраса.

Особую роль в структуре глубоководного желоба и Уяндино-Ясачнинской островной дуги сыграли поперечные разломы, расчленявшие конвергентную границу плит на отдельные сегменты. По своей природе они являлись своеобразными сдвигами. А. А. Ковалев аналогичные структуры отождествляет с продолжением на континент трансформных разломов [6]. Причиной их возникновения может служить различие в линейной скорости отдельных участков пододвигаемой океанической плиты, которое неизбежно должно возникать при условии, что субдукция происходит под косым углом к конвергентной границе плит. В таком случае даже при равной скорости спрединга в океане сегменты погружающейся плиты с большей линейной скоростью испытывали более интенсивные напряжения, связанные с большим трением. Эти причины приводили к расколу края океанической плиты, а затем и нависающей континентальной. Сдвиговая составляющая этих разломов отчетливо проявляется в смещении оси глубоководного желоба.

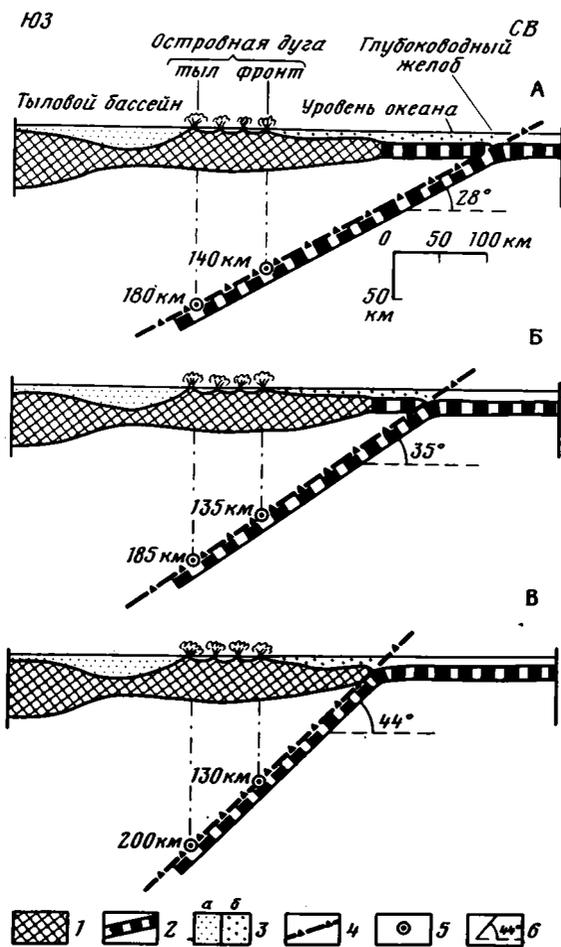


Рис. 5. Схематический разрез Уяндино-Ясачнинской дуги в оксфорде — раннем кимеридже: *а* — ранняя стадия, *б* — средняя стадия, *в* — поздняя стадия

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — осадки: *а* — тылового бассейна, *б* — преддуговой террасы; 4—6 — зона Заварицкого — Беньюфа: 4 — положение в пространстве, 5 — глубина в расчетных точках, 6 — угол наклона

По-видимому, поперечные расколы проникали значительно дальше вулканической дуги, в глубь тылового бассейна и континентальной окраины, и подновлялись на коллизионном этапе. Положению поперечных разломов, указанных на рис. 4 для наиболее поздней стадии оксфорд-раннекимериджского этапа, в современной структуре отвечают ограничению Омuleвского горст-антиклинория, Илинью-Тасской зоны, напряженная разрывная тектоника того же направления в Умбинском поле УЯОД, левосторонние сдвиги в ее палеозойском основании и конформные сдвиги в структурах Иньяли-Дебинского мегасинклинория, а также ориентировка раннемеловых гранитоидных массивов, их частей и свит даек.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные материалы, на наш взгляд, однозначно свидетельствуют о латеральной петрохимической и литологической зональности Уяндино-Ясачнинской островной дуги. Ее фронтальная часть была приурочена к северо-восточному флангу вулканического пояса, а тыловая — к юго-западному. Закономерные изменения содержания калия в островодужных эффузивах и глубины залегания древней сейсмофокальной зоны четко указывают на полярность островной дуги и позволяют рекон-

струировать положение глубоководного желоба. Зона Заварицкого — Беньофа была наклонена к юго-западу — в сторону Верхоянья, а угол наклона увеличивался по мере эволюции островной дуги. Конвергентная граница плит имела сегментированную структуру. Эта модель открывает широкие возможности для металлогенического анализа региона на современной геодинамической основе.

Автор выражает искреннюю благодарность В. М. Моралеву, Л. М. Натапову и А. П. Ставскому, сделавшим ценные замечания к работе.

#### Литература

1. Гринберг Г. А., Бахарев А. Г., Недосекин Ю. Д., Сурнин А. А. Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачненского пояса//Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1974. С. 50—107.
2. Данилов В. Г. Верхнеюрские отложения Момского горст-антиклинория//Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой области. Якутск: Якутское книжное изд-во, 1984. С. 98—105.
3. Данилов В. Г., Ставский А. П. Стратиграфия и литология Уяндино-Ясачнинского вулканического пояса (Северо-Восток СССР)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 1. С. 44—56.
4. Зоненшайн Л. П. Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов//27-й Международный геол. конгресс. Тектоника. Секция С. 07. Доклады. Т. 7. М.: Наука, 1984. С. 48—59.
5. Карр М. Дж., Стойбер Р. Е., Дрейк Ч. Л. Сегментированная природа некоторых континентальных окраин//Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978. С. 120—131.
6. Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1978. 287 с.
7. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг//Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 249—262.
8. Марков М. С., Пуцаровский Ю. М., Тильман С. М. и др. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 286 с.
9. Натапов Л. М., Зоненшайн Л. П., Шульгина В. С. и др. Геологическое развитие Колымо-Индибирского региона и проблема Колымского массива//Геотектоника. 1977. № 4. С. 18—31.
10. Натапов Л. М., Ставский А. П. Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа//Сов. геология. 1985. № 3. С. 70—77.
11. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозой северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 189 с.
12. Ставский А. П. Тектоника Колымо-Индибирского региона: Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1984. 24 с.
13. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 248 с.
14. Сугимура А. Состав первичных магм и сейсмичность мантии Земли в области островных дуг//Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 263—270.
15. Сурнин А. А. Вулканические комплексы рифтовых систем юго-западного обрамления Колымо-Омолонского массива//Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР//Тезисы докладов 13-й сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. С. 108—109.
16. Сурнин А. А. Магматические комплексы Илин-Тасской рифтовой системы (Восточная Якутия): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО АН СССР. 1985. 17 с.
17. Тектоника Северной Евразии/Ред. Яншин А. Л. М.: Наука, 1980. 222 с.
18. Тильман С. М., Афицкий И. А., Чехов А. Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива//Геотектоника. 1977. № 4. С. 6—17.
19. Хатертон Т. Активные континентальные окраины и островные дуги//Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978. С. 108—119.
20. Чехов А. Д. Тектоника Иньяли-Дебинского синклиниория//Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 3—64.
21. Шарковский М. Б. Тектоника Колымо-Индибирского междуречья//Геотектоника. 1975. № 6. С. 44—60.
22. Dickinson W. R. Potash-depth (K—h) relations in continental margin and intra-oceanic magmatic arcs//Geology. 1975. V. 3. P. 53—56.
23. Dickinson W. R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific//Science. 1967. V. 157. P. 801—803.
24. Hatherton T., Dickinson W. R. The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles and other island arcs//J. Geophys. Res. 1969. V. 74. P. 5301—5310.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.242.52 (438)

ПОЖАРЫСКИ В.

ВАРИСЦИЙСКИЙ ЭТАП ПЛАТФОРМЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО  
РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПОЛЬШИ  
И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

Прогресс в исследованиях палеозоя Польши был достигнут благодаря новым сведениям по стратиграфии карбона и девона [12, 23, 30, 31], новой интерпретации сейсмических данных методами отраженных и преломленных волн [19, 26] и изучением раздела Мохо [17]. По сопредельным регионам, расположенным восточнее Польши, — Белоруссии и Украине — новые сведения содержатся в сводных работах Р. Г. Гарецкого [1—3, 5, 8, 10, 11]. Е. Е. Милановского [4], В. Б. Соллогуба [6] и других авторов [8].

К основным тектоническим элементам фундамента, обновлявшимся во время варисцийского тектогенеза, относятся: раннепротерозойские структуры Восточной Польши и Белоруссии, имеющие простирание СВ-ЮЗ [20, 28, 29], позднепротерозойский сброс района Коцка, раннекаледонский сбросо-сдвиг, ограничивающий с юго-запада Восточно-Европейскую платформу (рисунок). Первые из них составляют докарельскую складчатую зону Западной Белоруссии и Восточной Польши. Они четко отражаются в магнитных и гравиметрических аномалиях и замыкаются перпендикулярным к ним Коцким сбросом в районе Люблина. В рифее этот сброс представлял собой сбросо-сдвиг, который отделял более молодую западную часть Люблинского региона, являющуюся, возможно, областью байкальской (галицийской) складчатости.

Южным продолжением Коцкого сброса являются Литовская антиклинальная зона на Украине [16] и система Устилуг-Рогатинских разломов [1, 2, 7, 10, 16]. Как показывают данные опорной скважины в с. Лопенник близ Люблина, вендские отложения и базальты несогласно перекрывают зону этого сброса.

Более поздний — раннекаледонский сбросо-сдвиг, образующий юго-западную границу Восточно-Европейской платформы в Польше [14, 27], известен под названием линии Тейссейра — Торнквиста (линия ТТ) и представляет отрезок трансевропейского разлома — сдвига (ТЕР) [13]. Он сформировался в конце ордовика [21, 26], а по мнению А. Бертельсена [13], — несколько раньше. В итоге смещения по периферии платформы образовалась мозаика блоков разной раннепалеозойской консолидации, определяемых термином «террейны» [21]. Компрессионный характер этой дислокации доказываются структурами типа надвигов [29]; однако нигде не наблюдаются покровы [21, 27], что противоречит укоренившейся интерпретации края платформы как фронт надвига геосинклинали. Отложения верхнего силура, девона и карбона в платформенном развитии перекрывают несогласно окраину платформ.

В среднем девоне произошел отрыв микроплиты от юго-западного угла Восточно-Европейской платформы и ее незначительное перемещение к западу [26]. Это было связано с образованием континентального рифта и проявлениями вулканизма в Днепровском прогибе и возникновением структуры веерообразных субширотных разломов к западу от его северной окраины [1, 26, 28]. В связи с этими движениями возник сдвиг Плоньск — Микашевичи (ПМ), ограничивающий с севера мобильный микроконтинент и простирающийся в направлении З — В, по оси структуры веерообразных разломов. Этот сдвиг был прослежен в Центральной Польше [15, 22, 24, 25], где он пересекает и смещает ТЕР. Сдвиг ПМ, как и другие сдвиги, определялся здесь частично на основании наличия унаследованных сбросов в осадочном чехле по методу, разработанному В. Ярошевским [18]. Передвижение микроплиты к западу происходило неравномерно и вызвало в позднем девоне сильное прогибание западные зоны разрывных нарушений Коцк — Устилуг — Рогатин [12, 23, 26]. Имеется основание предполагать, что сдвиг ПМ возник вдоль древнего раннерифейского разлома. По данным В. Б. Соллогуба [6], рифейский Днепровский авлакоген переходит в Овручскую грабен-синклинали широтного простирания. Западное продолжение этой структуры проходит, вероятно, по оси Подляского прогиба. Гипотетический рифейский разлом совпадает с южной границей Варшавского блока, констатированной по отложениям нижнего кембрия [27].

Во время бретонской складчатости прекратилось смещение микроконтинента к западу и закончился вулканизм в Днепровской впадине. Проявились нажимы на микроконтинент, направленные к ССЗ в связи с движениями в пределах геосинклинали на юге. Сжатие вызвало сильные деформации в зонах веерообразных дислокаций южнее ПМ. На западном продолжении южной окраины Припятского прогиба образовался сбросо-сдвиг Красныстав — Владимир-Волынский (КВВ) вследствие выдавливания к западу клинообразного участка между ПМ и КВВ. Северная составляющая этого движения обусловила выдавливание этого клина вверх и его надвижения к северу. Образовался горст Лукув — Ратно [1, 7, 9]. На геологических картах это отражается в значительном осложнении тектоники на участке клина по сравнению со смежными



районами [21]. Сбросо-сдвиг Красныстав — Владимир-Волынский [1, 31] разделяет два участка верхнего девона, смещенных относительно друг друга.

Люблинский блок этого клина ограниченный сбросом Коцка и краем платформы. подвергся ротации, и в районе г. Люблина произошло раскрытие небольшого рифта с излиянием основной магмы в визейском веке [12, 17].

На юго-западной периферии Восточно-Европейской платформы на территории Польши и Балтийского моря проявляются веерообразные дислокации. ПМ составляет там северную границу варисцид, а Грудзендзкая дислокация (Г) совпадает на Поморье с краем древней платформы [27]. Западная дислокационная зона маргинальной аномалии в Мохо характеризуется прямолинейным простиранием и может рассматриваться в качестве сдвига СММ, представляющего собой восточную границу проявлений бимодального — эпварисцидского — вулканизма. Над сдвигом сформировалась широкая зона поздневарисцидских, оживившихся в мезозое, унаследованных сбросов, простирающихся в направлении ССЗ — ЮЮВ.

#### Литература

1. *Гарецкий Р. Г.* Основные черты тектоники Белоруссии и Прибалтики//Геотектоника. 1982. № 6. С. 53—65.
2. *Гарецкий Р. Г.* Тектоника запада Восточно-Европейской платформы//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 5. С. 67—75.
3. Геология запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1981.
4. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
5. Палеотектоника Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1983. 180 с.
6. *Соллогуб В. Б.* Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 183 с.
7. Тектоника Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 198 с.
8. Тектоника Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1979. 90 с.
9. Тектоника и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1981. 158 с.
10. Тектонические исследования в Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1983. 178 с.
11. Тектонические исследования запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1984. 190 с.
12. Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego, 1 : 500 000/Red. Zelichowski A. M., Kozłowski S. Inst. Geol., Wyd. Geol. Warszawa, 1983.
13. *Berthelsen A.* The early (800—300 MA) crustal evolution of the off-shield regions of Europe//European geotraverse. European Science Foundation. Strassbourg, 1984.
14. *Brochwicz-Lewinski W., Pożaryski W., Tomczyk H.* Wilekoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku//Przegl. Geol. 1981. № 10. P. 385—397.
15. Budowa geologicznej niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża/Red. S. Marek//Prace Inst. Geol. 1983. V. 103. P. 278.
16. *Chiżniakow A. W., Zelichowski A. M.* Zarys tektoniki obszaru lubelsko-lwowskiego//Kwart. Geol. 1974. № 4. P. 707—719.
17. *Guterch A., Grad M., Materzok R. i in.* Wyniki sejsmicznych badań głębokiej struktury skorupy ziemskiej obszaru Polski//Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. Warszawa. 1986. T. 17 (192). P. 2—83.
18. *Jaroszewski W.* Fault and Fold Tectonics. PWN, Warszawa: E. Horwood Limited Chichester, 1984. P. 565.
19. *Jóźwiak W., Młynarski S.* Budowa spagu cechsztynu na podstawie badań sejsmicznych//Przegl. Geol. 1984. № 10. P. 544—548.
20. *Kubicki S., Ryka W.* Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Warszawa: Inst. Geol., Wyd. Geol., 1982.
21. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich 1 : 1 000 000/Red. Pożaryski W., Dembowski Z. Warszawa: Inst. Geol., Wyd. Geol., 1984.
22. *Marek S., Znosko J.* Tektonika Kujaw//Kwart. Geol. 1972. № 1. P. 1—18.
23. *Milaczewski L.* Dewon południowo-wschodniej lubelszczyzny//Prace Inst. Geol. 1981. V. 101. P. 90.
24. *Pożaryski W.* Mapa tektoniczna 1 : 200 000/Ropo- i gazonośność synklinorium warszawskiego na tle budowy geologicznej/Red. Pożaryski W., Marek S. Warszawa: Inst. Geol., Wyd. Geol., 1968.
25. *Pożaryski W.* Rozwój strukturalny Nizu Polskiego w epoce waryscyjskiej//Biul. Inst. Geol. 1972. № 252. P. 83—98.
26. *Pożaryski W.*//Przegl. Geol., 1986. № 3. P. 117—127.
27. *Pożaryski W., Tomczyk H., Brochwicz-Lewinski W.* Tektonika i ewolucja paleotektoniczna paleozoiku podpermского między Koszalinem i Toruniem (Pomorze)//Przegl. Geol. 1982. № 12. P. 658—666.
28. *Ryka W.*//Kwart. Geol. 1982. № 3/4. P. 545—558.
29. *Shelton J. W.* Listric normal faults: an illustrated summary//Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1984. V. 68. № 7. P. 801—815.
30. *Zelichowski A. M.* Rozwój budowy geologicznej obszaru między górami Świętokrzyskimi i Bugiem//Biul. Inst. Geol. 1972. P. 37.
31. *Zelichowski A. M.* Tektonika niecki brzeskiej i jej podłoża między Warszawa a Dęblinem w strefie uskoku Grójca//Biul. Inst. Geol. 1983. № 344. P. 199—224.

## ДИСКУССИИ

УДК 551.24

ХАНЧУК А. И.

СООТНОШЕНИЕ ПОНЯТИЙ УЧЕНИЯ О ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ  
И ТЕКТониКИ ПЛИТ

После распространения тектоники плит появились предложения отказаться от учения о геосинклиналях. В то же время некоторые исследователи считают возможным объединить его с тектоникой плит, считая эти две понятийные системы параллельными. Аргументы дискуссии наиболее полно изложены Л. П. Зоненшайном [2] и В. Е. Ханьным [4]. При анализе этой дискуссии выясняется, что обе точки зрения не являются альтернативными и не исчерпывают проблему.

Характерной чертой Земли является широкое развитие структурных элементов с максимальной интенсивностью геологических процессов, изменяющих лик и глубинное строение планеты. Причем разнообразие процессы закономерно сочетаются в пространстве, образуя неразрывную связь процесса и объекта. Процессы создают объект как свое вещественное выражение, а в объекте проявляются присущие только ему процессы. К наиболее значительным объект-процессам относятся формирование вулканических дуг и рифтов. На их изучении и основаны геодинамические теории. При описании объект-процессов могут быть применены различные определения. В тектонике плит они получили исчерпывающее генетическое истолкование: зоны субдукции, зоны спрединга, «горячие точки» и т. д.

Понятия о объект-процессах появились значительно позднее учения о геосинклиналях, и при сопоставлении возникли значительные трудности. Главная причина противоречий заключается в том, что образование понятий об элементах геосинклинальной системы и платформы и объект-процессах различается методологически.

В центре внимания учения о геосинклиналях находится слоистая структура верхней части земной коры, как правило, доступная непосредственному изучению. Основой учения являются литолого-стратиграфические методы. Например, выделение платформ и геосинклинальных поясов основывается прежде всего на литолого-стратиграфических данных и характере складчатости. Анализ состава отложений, возраста, мощности, дислоцированности и т. д. дает возможность провести тектоническое районирование континентов и океанов. Геофизические различия, разница в магматизме, в эндогенных рудопроявлениях только дополняют результаты анализа слоистой структуры. Геологи легко распознают наземные и подводные отложения, образовавшиеся в разнообразных фациальных обстановках. На этой основе ведется формационный анализ и выделяются различные тектонические обстановки.

Понятия об объект-процессах сформировались на основе анализа данных геофизики, петрологии и геохимии поступающего на поверхность глубинного вещества. Объект-процессы выделяются как системы структурно-морфологических элементов, связанных единством геодинамической ситуации; геологическая и географическая среда, на которую наложена эта ситуация, меняется от места к месту, чем обусловлена формационная разнородность однотипных объект-процессов. Поэтому при их типизации литолого-формационные методы играют второстепенную роль.

При сопоставлении этих двух понятийных систем выясняется, что они не тождественны и не параллельны одна другой, а пересекаются, поскольку понятия определяются через неадекватные признаки. Суть пересечения заключается в том, что одно и то же понятие учения о геосинклиналях соответствует различным объект-процессам или понятиям о них в тектонике плит и наоборот. Например, эвгеосинклиналь в одном случае может соответствовать эпикоеанической зоне субдукции, а в другом — зоне спрединга. Зона субдукции может быть как эвгеосинклиналью, так и орогеном и т. д.

Необходимо пояснить, что к окраинно-континентальным рифтам относятся те участки общепланетарной рифтовой системы, где рифты пересекают границу между океанической и континентальной корой или развиваются вблизи последней (Галапагосский, Калифорнийский, Красноморский и др.). Выделение этого объект-процесса обусловлено его большой ролью в эволюции континентальных окраин.

Наблюдается сходство многих эвгеосинклинальных поясов с эпикоеаническими вулканическими дугами и зонами тыловодужного рифтогенеза. Офиолиты как продукты рифтогенеза не обязательно предшествуют вулканическим дугам, они могут формироваться параллельно [1, 2, 4—6]. Офиолиты, которые не ассоциируют с островодужными вулканами, в большинстве случаев обнаруживают признаки формирования рядом с континентальными блоками [5, 6].

Соответствие орогенам эпоконтинентальных зон субдукции с тыловодужными рифтами пояснений не требует. Что касается сопоставления последних с эвгеосинклиналями, то здесь имеются в виду так называемые андезитовые геосинклинали, в которых, судя по палеореконструкциям, средние и кислые вулканиты накапливались в сравнительно глубоководных условиях (Анды, зона «зеленых туфов» Японии и др.). Большой Бассейн на западе Северной Америки является примером наземного рифтогенеза, который развивается со среднего миоцена в тылу вулканической дуги Каскадных гор [7].

В связи с пересечением понятий становится очевидной неправомерность отнесения тех или иных объект-процессов к «негеосинклинальным» и т. п. структурным элементам, так как происходит нарушение взаимоднозначного соответствия между терминами и системами понятий [3]. Из этого следует важный вывод о невозможности объединить учение о геосинклиналях и тектонику плит. Учение о геосинклиналях выступает как теория слоистых комплексов. Тектоника плит акцентирует внимание на объект-процессах (геодинамических обстановках), отражающих динамику глубинных и космогенных факторов тектогенеза.

Геологическое развитие Земли может быть описано как понятиями учения о геосинклиналях, так и с помощью понятий об объект-процессах путем выделения и корреляции ископаемых объект-процессов. Эти два подхода дополняют и обогащают один другой, но их понятийные системы не должны объединяться и считаться параллельными.

### Литература

1. Геология дна Филиппинского моря/Под ред. Пейве А. В. М.: Наука, 1980. 261 с.
2. Зоненшайн Л. П. Тектоника плит и геосинклинали//Геохимия магматических пород океана и зон сочленения — континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 6—14.
3. Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 213 с.
4. Хаин В. Е. Учение о геосинклиналях и тектоника плит//Геотектоника. 1986. № 5. С. 3—12.
5. Шулдинер В. И., Высоцкий С. В., Ханчук А. И. Фундамент Тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. 250 с.
6. Coleman R. G. Preaccretion tectonics and metamorphism of ophiolites//Ophioliti. 1984. V. 9. № 3. P. 205—222.
7. Eaton G. P. The Miocene Great Basin of western North America as an extending barcarc region//Tectonophysics. 1984. V. 102. № 1—4. P. 275—296.

Дальневосточный геологический институт ДВНЦ АН СССР

Поступила в редакцию  
9.III 1987

## РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24

ЗАЙКА-НОВАЦКИЙ В. С.

ТЕКТОНОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КАК НОВАЯ НАУЧНО-МЕТОДИЧЕСКАЯ  
ОСНОВА СОВРЕМЕННОЙ МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ТЕКТониКИ \*

Вышедшая в издательстве «Недра» монография Е. И. Паталахи «Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя» знаменует новый этап развития структурной геологии. Автор создал принципиально новую научную концепцию тектонофациального анализа. Она отличается формационным подходом, рассматривающим в совокупности складки, разрывы, кливаж, системы трещин, линейность, жилы и т. п. как естественную парагенетическую ассоциацию структурных элементов, как структурный парагенезис на количественной кинематической основе с учетом *PT*-условий земной коры. Такой подход позволяет оценить степень дислоцированности как складчатых сооружений в целом, так и отдельных структурных зон, реконструировать сложную историю их формирования и проводить принципиально новое тектоническое картирование на структурно-парагенетической основе.

Большим достижением автора является установление функциональной зависимости вязкостного состояния пород, реологического механизма течения вещества, степени метаморфизма, генетического типа складчатости и в целом структурного парагенезиса от *PT*-условий среды, что позволило выявить вертикальную структурно-реологическую зональность земной коры и обосновать выделение трех термодинамических уровней (сверху вниз): эпизона, мезозона и катазона. Примечательно, что в каждой из них в соответствии с резко варьирующими в зависимости от температурных условий вязкостными свойствами горных пород изменяется реологический тип течения от кристаллизационно-сланцеватого, или метаморфического, в катазоне (господствующая температура прошлых геологических эпох 1200—500°С) и кливажного, или динамометаморфического, в мезозоне (500—100°С) до изгибающего, или гидропластического, в эпизоне. Соответственно изменяется генетический тип складчатости, общий облик и характер выражения складок и разрывов, степень метаморфизма. Для катазоны характерны глубинно-гравитационный и шовный (кристаллизационно-сланцеватый), для мезозоны — шовный (кливажный), а для эпизоны — поверхностно- и глубинно-гравитационный, отраженный и шовный (бескливажный) типы складчатости. Видоизменяется содержание и специфика структурного парагенезиса. Главная структурная триада в катазоне представлена кристаллизационной сланцеватостью, складками ламинарного течения и зонами концентрированного сдвигового течения (идеально вязкими разломами), в мезозоне — кливажем, складками ламинарного течения поперек слоистости и вязкими разрывами, и в эпизоне — складками изгиба и хрупкими разрывами.

В монографии разработано новое в геологической науке представление о тектонофациях как естественных рядах горных пород по степени деформированности с приращением им структурными парагенезисами, отражающими степень зрелости вторичных геологических структур, их упорядоченность. Тектонофациальная шкала, т. е. ранжировка пород по степени дислоцированности, построенная на основе естественной эволюции структурного парагенезиса шовной складчатости во всех его формах и уровнях (мего-, мезо- и микро-) проявления, является надежным инструментом в оценке степени дислоцированности любого региона и отдельных его зон. Дислокационный процесс начинается наложением на полого залегающие неметаморфизованные отложения (I тектонофация) и заканчивается формированием субвертикальной вторичной моноклинали, по Е. И. Паталахе, «ортоклинали», потерявшей под действием интенсивных дислокаций первичные литологические и структурно-текстурные особенности исходных пород (X тектонофация).

В монографии содержится дальнейшая разработка модели дислокационного процесса на основе явления приразломного смятия, которое предопределяется вязким сдвиговым ламинарным течением вещества, возникшим при трении блоков пород по разлому. Автор тем самым разработал принципиально новое представление о дислокационном процессе как о связанном с перемещением тектонических блоков приразломном смятии. Оно объясняет существующие в природе структурную упорядоченность складчатых сооружений, структурную контрастность, одновременное развитие складчатости разных планов и другие свойства складчатых сооружений, а также показывает отсутствие принципиального отличия германотипной складчатости от альпийской.

С приразломным смятием связано формирование шовной складчатости, связанной сдвижением, повороту и торошению блоков фундамента. Шовный тип складчатости

\* Рецензия на монографию Е. И. Паталахи «Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя». М.: Недра, 1985.

является, по Е. И. Паталахе, ведущим мотивом структуры всех трех *PT*-зон земной коры. В эпизоне он бескливажный, в мезозоне — кливажный, а в катазоне — кристаллизационно-сланцеватый. Этот тип складчатости создает линеаментно-блоковый стиль структуры земной коры, наиболее ярко выраженный в мезозоне.

Ценность тектонофациального анализа заключается и в его большой практической значимости, в частности, при металлогенических исследованиях, поскольку он дает возможность выделять новые рудные узлы и районы, проводить их потенциальную оценку и предопределять морфологию прогнозируемых рудных скоплений.

Однако, остается неясным, ограничивается ли рассмотренными в монографии Е. И. Паталахи все разнообразие распространенных в природе деформаций. Кроме того, изложение материала в работе местами очень лапидарно, в результате чего некоторые положения кажутся недостаточно аргументированными.

Разработанный Е. И. Паталахой тектонофациальный анализ возрождает современную морфологическую тектонику на структурно-парагенетической основе с учетом термодинамической зональности земной коры. Применение его сможет поднять уровень геологических и металлогенических исследований. В этом заключается научная значимость рассматриваемой монографии.

## ХРОНИКА

УДК 551.24

**ВТОРОЙ ВСЕСОЮЗНЫЙ СИМПОЗИУМ «ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ  
ТЕКТОНИКА В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ  
И ПРАКТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ»**

Симпозиум был подготовлен Секцией «Экспериментальная тектоника и структурная геология» Межведомственного тектонического комитета (пред. А. В. Лукьянов) и Научным советом по проблеме «Тектоносфера Украины» (пред. А. В. Чекунов) и проводился на базе Института геофизики им. С. И. Субботина АН УССР в г. Ялте 30 ноября — 2 декабря 1987 г. В нем приняли участие представители научно-исследовательских институтов, геолого-геофизических экспедиций и вузов страны — всего из тридцати организаций, предприятий и высших учебных заведений. Среди них такие ведущие институты Академии наук СССР и ее отделений, как Геологический институт, Институт физики Земли, Институт геологии и геофизики, Институт земной коры, Институт литосферы и др. Широко были представлены научно-исследовательские институты Союзных республик: Институт геофизики АН УССР, Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Институт геохимии и геофизики АН БССР, Среднеазиатский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья МГ УзССР, Институт геологических наук АН КазССР и др.

Своих представителей на симпозиум прислали Московский и Киевский университеты, Иркутский и Донецкий политехнические институты, Ленинградский горный институт. Участники симпозиума представляли самые различные регионы страны — от Львова до Владивостока и от Апатитов до Махачкалы и Ашхабада.

Около 180 авторов представили свои доклады по проблемам экспериментальной тектоники, полевой тектонофизики, а также по решению геологических задач методами тектонофизики.

В нескольких докладах был дан обзор результатов, полученных в последние годы в области экспериментальной тектоники, теоретической и полевой тектонофизики, отмечены достигнутые успехи и проанализированы имеющиеся здесь проблемы.

В докладе С. И. Шермана отмечены достижения экспериментально-тектонических исследований, выполненных различными методами, исследованием механизмов складко- и разрывообразования, закономерностей полей напряжений в моделях тектонических объектов. Подчеркнута необходимость укрепления и совершенствования экспериментальной базы, в частности создания специальных центрифуг, а также установок для исследования деформаций в условиях высоких температур и давлений. Указана перспективность комплексирования методов, затронуты другие методологические вопросы.

Тема методологии физического моделирования была основной в докладе В. Г. Гуртермана и А. В. Михайловой. Они провели четкую классификацию известных к настоящему времени моделей и подчеркнули, что выяснение тектонических механизмов тектонофизическим моделированием — это решение обратной задачи методом подбора с вытекающими отсюда неоднозначностью решения и необходимостью понижения степени этой неоднозначности. Предложен путь решения этой проблемы, в конце которого — моделирование конкретных структур с их индивидуальными особенностями строения и истории развития.

Проблеме подобия моделей геологическим объектам был посвящен доклад А. И. Шемнды, который подчеркнул два ее аспекта: теоретический — разработку условий подобия и собственно экспериментальный — создание модельных материалов и условий экспериментов, удовлетворяющих требованиям подобия. В докладе приведены критерии подобия, соответствующие различным моделям тектонических сред, в частности для случаев, когда существенными являются процессы разрушения и моделируются термомеханические процессы. Подчеркнута необходимость создания новых модельных материалов.

В докладе В. В. Белоусова и М. А. Гончарова проанализированы случаи, когда подобие моделей реальным объектам достигается в широком спектре значений параметров природных объектов при некоторых фиксированных параметрах модели. Вопросы подобия в той или иной степени затрагивались во многих докладах, посвященных моделированию.

Обзору и анализу результатов исследований методами моделирования были также посвящены специальные доклады. Так, в докладе П. М. Бондаренко и Д. Н. Осокиной освещены вопросы моделирования полей напряжений на оптически чувствительных материалах и интерпретации результатов такого моделирования.

В докладе А. С. Григорьева освещались основные принципы и пути применения методов математического моделирования в тектонофизике, в частности специфика, связанная с зависимостью выбора моделей, материала объекта от масштаба в пространстве и времени. Отмечены большие успехи математического моделирования сложных геологических объектов, ставшие возможными благодаря широкому использованию численных методов и ЭВМ. Конкретные примеры применения методов математического моделирования к реальным тектоническим структурам были рассмотрены в докладах А. С. Григорьева с соавторами, а также В. П. Мясникова и В. Б. Сваловой, причем в первом из них математическое моделирование сочеталось с физическим экспериментом.

В докладе Д. Н. Осокиной изложены результаты теоретического изучения различных аспектов взаимосвязей между полями напряжений и смещениями по разрывам и их приращение к интерпретации натуральных исследований полей напряжений и структур разрушения.

Результаты математического моделирования пересечений пликтивных структур отражены в докладе Л. М. Плотникова, И. Д. Македона и В. М. Васильева.

Методам и результатам структурно-геологических и полевых тектонофизических исследований было посвящено более половины докладов, представленных на симпозиум.

В обзорном докладе А. В. Лукьянова рассмотрен стрейн-анализ как современный метод структурной геологии, позволяющий проводить количественное изучение тектонических деформаций; обсуждены результаты полевых исследований деформированного состояния массивов горных пород и некоторые нерешенные проблемы метода; подчеркнута необходимость сбора полевых материалов на количественной основе, чтобы приблизиться к основной цели — выяснению механизмов структурообразования в литосфере. Доклад Б. М. Чикова был посвящен вопросам структурообразования в линейно-амблентных зонах дислокационного метаморфизма. Рассмотрена стабильность этого процесса и ставится задача экспериментального исследования. В докладе А. Н. Казакова приведены результаты и методы количественного изучения напряженного состояния массивов горных пород. Количественный анализ деформированного состояния природных толщ содержался в докладах А. В. Вихерта и В. С. Милеева. Эти исследователи привели также сведения об особенностях применяемых ими методов и рекомендации по их использованию. Количественному анализу структуры разломов были посвящены доклады О. Б. Гинтова и В. М. Исаев, Р. М. Лобацкой.

Методике и результатам изучения тектонических деформаций по результатам статистического геолого-кинематического исследования «малых» дизъюнктивов был посвящен доклад Л. М. Расцветаева и Т. Ю. Тверитиновой. В результате исследования тектонических структур Южного Тянь-Шаня М. Г. Леонов пришел к выводу, что они образовались в результате совместного действия нескольких механизмов, что необходимо учитывать при моделировании.

Ряд докладов отразил результаты применения тектонофизических методов для изучения конкретных районов и месторождений. Таковы доклады В. Б. Алексеева, Е. А. Рогожина и Ф. Л. Яковлева, В. В. Гузмана, Ш. Д. Фатхуллаева, Л. А. Сим с соавторами и других.

Наряду с традиционными методами и объектами исследования на симпозиуме рассматривались и новые. Так, в докладе А. В. Лукьянова, Ю. М. Быковой и В. В. Зинькова приведены результаты моделирования пульсаций флюидного давления в слоистой толще. Доклад Е. П. Семенова, С. А. Ушакова и А. И. Шеменды был посвящен моделированию химико-плотностной конвекции в мантии. В докладе Р. Г. Гарецкого, Э. А. Левкова, А. И. Добролюбова и Б. П. Середина предложен новый и неожиданный энергомеханизм глобальной тектоники. Идея дискретного блочного строения литосферы и тектонические следствия такой модели изложены в докладе М. А. Садовского и Л. И. Красного.

В заключение своей работы симпозиум принял решение, в котором отмечен возросший уровень экспериментальных, теоретических и полевых тектонофизических исследований, расширение сферы их практического приложения. Вместе с тем констатируется, что далеко не все проблемы экспериментальной тектоники и полевой тектонофизики нашли удовлетворительное решение.

Симпозиум рекомендовал следующее.

Считать целесообразными вести комплексные тектонофизические исследования, включающие натурные, лабораторные и теоретические работы.

Основной задачей тектонофизических исследований считать изучение механизмов структурообразования в литосфере. Считать приоритетным исследование конкретных структур.

Приступить к исследованию моделей неоднородной литосферы с нелинейными свойствами среды. Разработать эквивалентные материалы с заданными нелинейными свойствами.

Приступить к созданию тектонофизических моделей основных геотрансектов страны. Выступить с инициативой о включении тектонофизических исследований в международную программу геотрансектов. В перспективе иметь задачу построения тектонофизических моделей Земли.

Включить тектонофизические исследования в программу работ по изучению геодинамических полигонов.

Рекомендовать Мингео СССР, в целях повышения эффективности геолого-съёмочных работ, включить в комплекс работ, выполняемых при геологической съёмке, сбор

материала, необходимого для тектонофизического анализа изучаемых территорий, поручив ВСЕГЕИ подготовить соответствующие дополнения к действующим инструкциям по геологической съемке и необходимые методические пособия.

Рекомендовать организациям, выполняющим тектонофизические исследования, усилить изучение закономерностей влияния тектонофизических обстановок на распределение и перераспределение месторождений полезных ископаемых (рудных, нефтегазовых и др.), имея в виду выработку практических рекомендаций для поисковых организаций.

Считать целесообразным расширение натурных, экспериментальных и теоретических исследований полей напряжений и деформаций, отвечающих различным механизмам формирования структур, и применение их в работах по поиску и разведке полезных ископаемых, прогнозу сейсмической опасности, интерпретации современных движений.

Симпозиум решил подготовить к изданию в 1989—1990 годах сборник его трудов и сформировать состав редколлегии во главе с академиком АН УССР А. В. Чекуновым.

Следующий, Третий, Всесоюзный симпозиум решено провести в конце 1991 г. в г. Ташкенте на базе Среднеазиатского научно-исследовательского института геологии и минерального сырья.

*В. Г. Гутерман*

## АНТОНИНА СПИРИДОНОВНА НОВИКОВА

(К 70-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

5-го марта 1988 г. исполнилось 70 лет доктору геолого-минералогических наук, талантливому тектонисту Антонине Спиридоновне Новиковой, ученице академика Н. С. Шатского, достойно продолжающей традиции московской школы геологов. Она родилась в г. Томске в семье рабочего-кузнеца. В 1941 г. Антонина Спиридоновна Новикова окончила Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе и во время Великой Отечественной войны работала в Башкирской экспедиции АН СССР, занимаясь изучением стратиграфии и структуры нефтеносных отложений краевого прогиба Урала. В 1947 г. она успешно защитила кандидатскую диссертацию в Геологическом институте АН СССР, где в дальнейшем без перерыва продолжается ее творческая деятельность вплоть до настоящего времени. Для всех ее исследований характерны глубокий анализ фактического материала, поиски новых решений сложных вопросов и смелый, обычно совершенно оригинальный вывод о геологических явлениях и процессах.

Изучая в Приуралье, на Тимане и в Подмоскovie морфологию структур, А. С. Новикова доказала, что большинство систем трещин в слабо дислоцированных породах не связано с тектоническими напряжениями, а возникло при уплотнении и дегидратации в процессах диагенеза осадки и последующего эпигенеза. Этот вывод получил широкое признание. После исследований трещиноватости она вместе с П. Е. Оффраном изучала вулканизм Сибирской платформы и вместе с ним разделяет честь открытия вулканических трубок взрыва, что было важным шагом к практическому решению проблемы якутских алмазов. Она составила ряд детальных геологических карт вулканических аппаратов и трубок взрыва.

Большое практическое значение имеет впервые написанное Антониной Спиридоновной руководство по методике составления геологических профилей (1959 г.). Она предложила оригинальную классификацию их в зависимости от степени обоснованности профилей, от элементов гипотетических построений, от выбора их направлений на местности и от допустимых соотношений между горизонтальным и вертикальным масштабами.

Изучая ранние этапы формирования чехлы Восточно-Европейской платформы, А. С. Новикова пришла к важному теоретическому выводу о том, что в это время происходило заложение узких грабенообразных прогибов, вдоль бортов которых развивалась вулканическая деятельность. С разрастанием таких прогибов в обширные синеклизы вулканизм прекратился. В своей знаменитой работе об авлакогенах Н. С. Шатский в самом начале ссылается на эти выводы А. С. Новиковой.

От анализа структуры авлакогенов Антонина Спиридоновна перешла к изучению строения фундаментов древних платформ, и, в первую очередь, Восточно-Европейской платформы. Это было время, когда получила новое развитие проблема офиолитов, которые стали рассматриваться как доказательство существования океанической коры геологического прошлого. Особенно пристальное внимание она обратила на линейные зоны распространения базит-гипербазитовых комплексов и доказала, что они не образуют синклинорий, а слагают своеобразные чешуйчатые моноклинали, порожденные системой глубинных надвигов, и что в догранитную стадию развития кора была тонкой и по своему составу относилась к коре океанического типа. Она пришла также к важному выводу о латеральной неоднородности раннедокембрийской коры. Монографии (1971—1975 годы), в которых изложены результаты этих исследований, получили широкое распространение и признание не только в нашей стране, но и далеко за ее пределами.

В дальнейшем А. С. Новикова изучала и продолжает изучать раннедокембрийские образования Австралии и, применяя сравнительно-тектонический метод, раскрывает сходство и отличие между ними и соответствующими структурами Восточно-Европейской платформы.

Свою творческую работу она сочетает с общественной деятельностью. В течение более 10 лет (1968—1979 годы) она была депутатом сначала Кировского, а затем Октябрьского райсоветов Москвы. За плодотворную научную работу А. С. Новикова награждена многими медалями, в том числе медалью «За доблестный труд в Великой Отечественной войне». Ее знают как очень доброго, чуткого товарища, всегда готового прийти на помощь ближнему; ее глубоко уважают и любят.

Свое семидесятилетие Антонина Спиридоновна встречает полная энергии, она изучает гранит-зеленокаменные области докембрия, воспитывает молодежь в том стиле, который характерен для всей ее научной деятельности.

Редколлегия журнала «Геотектоника» и коллектив тектонистов Геологического института АН СССР от души желают Антонине Спиридоновне здоровья, бодрости и дальнейших творческих успехов.

*Редколлегия журнала «Геотектоника»*

**Редакционная коллегия**

**Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ**

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

**Ответственный секретарь А. А. МОССАКОВСКИЙ**  
**М. Е. АРТЕМЬЕВ, Ч. Б. БОРУКАЕВ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,**  
**Н. В. КОРОНОВСКИЙ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, В. Д. НАЛИВКИН,**  
**А. С. ПЕРФИЛЬЕВ, А. В. ЧЕКУНОВ, В. Н. ШОЛПО, А. Л. ЯНШИН**

**Адрес редакции**

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

**Телефон 230-81-77**

**Зав. редакцией М. Н. Шуплецова**

**Технический редактор Л. В. Кожина**

---

Сдано в набор 05.03.88	Подписано к печати 06.04.88	Т-01863	Формат бумаги 70×108 <sup>1</sup> / <sub>16</sub>
Высокая печать	Усл. печ. л. 9,8	Усл. кр.-отт. 16,2 тыс.	Уч.-изд. л. 11,6 Бум. л. 3,5
		Тираж 1620 экз.	Зак. 4509

---

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-485

ВОЛГИНА 13-72

ХЕРАСКОВА

70228

Т Цена 1 р. 40 к.  
Индекс 70228