

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

4

НАУКА · 1991

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ—АВГУСТ

МОСКВА · «НАУКА»

№ 4, 1991

Редакционная коллегия

Главный редактор **Ю. М. Пушаровский**
Зам. главного редактора **А. А. Моссаковский**
Ответственный секретарь **В. С. Буртман**
М. Е. Артемьев, Ч. Б. Борукаев, А. Л. Книппер, В. И. Коваленко,
Н. В. Короновский, Е. Е. Милановский, В. Д. Наливкин, А. С. Перфильев,
А. В. Чекунов, В. Н. Шолпо, А. Л. Яншин

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

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

Зав. редакцией *М. Н. Шуплецова*

Научные редакторы *Н. Б. Заборовская, С. Г. Самыгин*

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

Геологический институт АН СССР

Телефон 230-81-77

telex: 411848 GIN SU

телетайп: 114092 ТЕТИС

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА «НАУКА»

№ 4, 1991

СОДЕРЖАНИЕ

Новикова А. С., Штрейс Н. А., Щипанский А. А. Гранит-зеленокаменные области и проблема архейской океанической коры	3
Глуховский М. З., Моралев В. М. Тектоническая эволюция архейского гранитообразования	10
Ханн В. Е., Рудаков С. Г. О современном положении первичной северной границы Гондваны в Европе и Передней Азии	24
Соловьев Г. А. К вопросу о происхождении надвигов Донецкого бассейна	39
Турманидзе Т. Л., Гришин Д. В., Печерский Д. М., Степанец В. Г. Палеомагнетизм ордовикских офиолитов из аллохтонных массивов Центрального Казахстана	54
Савчук Ю. С., Мухин П. А., Мещерякова Л. В. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм и рудные формации Кызылкумов с позиции тектоники плит	70
Щербаков С. А. Офиолиты Западной Тувы и их структурная позиция	88
Суровцев Б. П., Потопьев С. В. О поясах тектономагматической активности Сибирской платформы	102
Имаев В. С. Позднекайнозойские надвиги, взбросы и складчатые дислокации сейсмического пояса Черского (Восточная Якутия)	109

Краткие сообщения

Вонг Х. К., Николаев В. Г. Новые данные о строении осадочного чехла Байкальской впадины	117
---	-----

Дискуссии

Казьмин В. Г. О статье Л. И. Лобковского и В. Е. Ханна «Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение»	121
Шапиро М. Н. К вопросу об источниках терригенного материала в палеогеновых толщах о-ва Карагинского (замечания к книге «Геология западной части Беринговоморья»)	124
Никита Алексеевич Богданов (к 60-летию со дня рождения)	126

GEOTECTONICS

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1991

CONTENTS

Novikova A. S., Shtreits N. A., Shchipansky A. A. Granite-greenstone areas and the Archaean oceanic crust	3
Glukhovskiy M. Z., Moralev V. M. Tectonic evolution and the origin of Archaean granitoids	10
Khain V. Ye., Rudakov S. G. On the actual position of the primary northern border of Gondwana in Europe and Westernmost Asia	24
Solovyov G. A. On overthrust origin in the Donets basin	39
Turmanidze T. L., Grishin D. V., Pechersky D. M., Stepanets V. G. Paleomagnetism of Ordovician ophiolites from allochthonous massives of Central Kazakhstan	54
Savchuk Yu. S., Mukhin P. A., Meshcheryakova L. V. Late Palaeozoic granitoid magmatism and the Kyzylkum ore formations from the plate tectonics viewpoint	70
Shcherbakov S. A. Western Tuva ophiolites and their structural position	88
Surovtsev B. P., Potapyev S. V. Belts of tectono-magmatic activity in Siberian platform	102
Imayev V. S. Late Cenozoic overthrusts, upthrows and fold dislocations within the Chersky seismic belt area (Eastern Yakutia)	109

In Brief

Vong Kh. K., Nikolaev V. G. New data on the structure of the Baikal basin sedimentary cover	117
--	-----

Discussion

Kazmin V. G. On the article by L. I. Lobkovsky and V. Ye. Khain. Some specific features of the structure and development of passive margins and rift zones of continents and their possible explanation	121
Shapiro M. N. Sources of terrigenous material in the Paleogene sequences of the Karaginsky island (comments on the book <i>Geology of the western part of the Bering Sea area</i>)	124
Nikita Alekseevich Bogdanov (on his 60th birthday)	126

The English edition of the GEOTECTONICS (ISSN 0016 — 8521) is published by the American Geophysical Union and Geological Society of America. Send orders and inquiries to American Geophysical Union: 2000 Florida Avenue, N. Y., Washington D. C. 20 009 USA.

УДК 551.241:551.71

© 1991 г.

НОВИКОВА А. С., ШТРЕЙС Н. А. ШЧИПАНСКИЙ А. А.

ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ОБЛАСТИ И ПРОБЛЕМА АРХЕЙСКОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

В свете проблемы океанической коры на ранних стадиях развития Земли рассмотрены некоторые вопросы тектоники архейских гранит-зеленокаменных областей. Показаны различия между ранне- и позднеархейскими областями, которые не позволяют рассматривать формирование этих структур с позиций единого механизма тектогенеза. Сделан вывод, что палеоструктуры раннеархейских гранит-зеленокаменных областей не имеют аналогов среди современных геодинамических обстановок. Развитие этих структур, для которых предложен термин «раннеархейские зеленокаменные бассейны», происходило на мощной, стабилизированной коре симатического типа, отличающейся по структурно-вещественным особенностям от современной океанической коры.

Novikova A. S., Shtreis N. A. Shchipansky A. A. **Granite-greenstone areas and the Archaean oceanic crust.** *Geotectonics*. 1991. № 4. Tectonics of granite-greenstone areas is discussed in the light of the problems of the oceanic crust in early stages of the Earth evolution. The differences between Early and Late Archaean areas are noted which make it impossible to view the formation of these structures as having the common mechanism of tectonogenesis. The conclusion was made that palaeostructures of Early Archaean granite-greenstone areas have no analogues in recent geodynamic settings. These structures proposed to be termed as «Early Archaean greenstone basins» were developed on a thick stable simatic crust which differs from the recent oceanic crust in structure and substance.

В начале 1990 г. в Геологическом институте АН СССР состоялось рабочее совещание по проблеме «Происхождение и эволюция океанов». Выявились большое разнообразие взглядов на понятие «океан», на время появления океанов в истории Земли, на соотношение разрезов современной океанической коры с возможными палеоаналогами и на многие другие вопросы. Николай Александрович Штрейс, будучи больным, не мог принять участия в этом совещании, но он постоянно был в курсе происходивших дискуссий, общаясь с коллегами и горячо обсуждая различные аспекты геологии континентов и океанов. Особое место в дискуссиях занимала проблема океанической коры на ранних стадиях развития Земли, которой Н. А. Штрейс занимался многие годы и выделял ее как одну из ключевых в тектонических исследованиях, направленных на создание глобальной концепции структурной эволюции континентов и океанов. Он считал, что концепция первичности океанической коры по отношению к континентальной в новом свете раскрывает понимание эволюции тектоносферы нашей планеты. Вместе с тем многие вопросы этой проблемы остаются открытыми. Например, на вопрос о том, существовали ли океаны в раннем докембрии, разные исследователи отвечают по-разному, а зачастую высказывают и прямо противоположные взгляды. Совершенно ясно, что от решения этого кардинального вопроса зависят наши представления о глобальном механизме, управлявшем тектоническими процессами в последующей истории Земли.

Опыт, накопленный при изучении фанерозойских складчатых сооружений, дает основание полагать, что океаническая кора существовала

и в раннем докембри, до обширного созидания архейской континентальной коры. Как известно, коре океанического типа в фанерозойских геосинклинальных системах принадлежат офиолиты, нижним членом разреза которых является так называемый меланократовый фундамент, сложенный ультрабазитами, габброидами и амфиболитами, чередующимися в определенной последовательности. Фрагменты подобных офиолитовых ассоциаций отчетливо прослеживаются вплоть до позднего протерозоя. В последнее время разрез, близкий к офиолитовой последовательности, обнаружен и в нижнем протерозое на востоке Свекофенской области Балтийского щита. U—Pb-изотопный возраст цирконов из габброидной части последовательности комплекса Ермуа составляет 1,96 млрд. лет, маркируя рифтинг архейской коры и раскрытие океана [17, 21]. В более древних областях достоверные офиолитовые последовательности не известны, хотя отдельные пространственно разобщенные фрагменты мафит-ультрамафитов имеют относительно широко распространение. Нередко эти мафит-ультрамафитовые комплексы несут черты сходства с офиолитами, например, комплекс Джеймстоун в архейском зеленокаменном поясе Барбертон, имеющий псевдостратиграфическую последовательность, которая включает высокотемпературные тектонизированные мантийные перидотиты, пластовые габбро и амфиболиты, базитовые дайки и силлы, пиллоу-лавы и кремнистые сланцы [13]. Однако вулканическая часть этого разреза в значительной части состоит из коматитов, что принципиально отличает его от альпинотипных офиолитов. Отсутствие полных офиолитовых последовательностей оставляет некоторую неопределенность в решении вопроса об океанической коре на ранних стадиях развития Земли.

Иной подход к решению вопроса об океанической коре опирается на палеотектонические реконструкции развития раннедокембрийских областей. Выделение латеральных структурно-формационных рядов и их сопоставление со структурно-формационными рядами фанерозойских геодинамических обстановок может косвенным образом свидетельствовать о существовании океанической коры, предшествовавшей становлению и развитию раннедокембрийской континентальной коры.

Как известно, основными тектоническими категориями архейских сегментов земной коры являются гранит-зеленокаменные и гранулитогнейсовые области. В свете проблемы океанической коры на ранних стадиях развития Земли наибольший интерес представляют гранит-зеленокаменные области, где широко распространены вулканогенные мафит-ультрамафитовые, известково-щелочные и разнообразные терригенные формационные наборы пород. Эти слабометаморфизованные породные ассоциации, сохранившие первичные вещественные и структурные особенности, являются наиболее благоприятными объектами для решения вопросов об архейских образованиях океанического типа.

Существует множество моделей тектонического развития гранит-зеленокаменных областей [3]. Однако по мере расширения и углубления исследований становится все более очевидным, что понятия «гранит-зеленокаменная область» и «зеленокаменный пояс» включают тектонически разнородные образования, несмотря на сходство формационных наборов их осадочно-вулканогенных разрезов, предопределившее представления о едином механизме их тектогенеза.

Обращают на себя внимание некоторые важные особенности, отличающие эти структуры. Так, условия начальной седиментации в ранне- и позднеархейских зеленокаменных структурах отчетливо различаются [22, 23].

Раннеархейский возраст (> 3,0 млрд. лет) имеют зеленокаменные структуры Каапвальского кратона Южной Африки, кратона Пилбара Западной Австралии и блока Среднего Приднепровья Украинского щита. Осадочные серии этих структур не содержат информации о накоплении

их на предшествовавшем сиалическом основании. Кластогенный материал терригенных пород нижних частей разрезов свидетельствует о внутриформационной или вулканокластической его природе.

Позднеархейский возраст (<3,0 млрд. лет) имеют зеленокаменные структуры кратона Йилгарн Западной Австралии, провинции Сьюпериор Канады и, вероятно, Карельской области Балтийского щита. Их осадочные разрезы содержат разнообразные наборы терригенных серий, включающих конгломераты, песчаники и сланцы. В отличие от более древних зеленокаменных разрезов обломочный материал часто свидетельствует о предшествовавшем сиалическом фундаменте.

Следует также заметить, что ранне- и позднеархейские гранит-зеленокаменные области отличаются различными региональными структурными рисунками. Раннеархейским областям свойственен нелинейный, «ячеистый» стиль, позднеархейским — линейный с различной директивностью зеленокаменных поясов¹.

Ранне- и позднеархейские гранит-зеленокаменные области заметно различаются и по мощности земной коры. Минимальные мощности — около 30 км — характерны для раннеархейских областей, тогда как мощности коры позднеархейских кратонов оцениваются от 40 до 50 км. Например, профиль ГСЗ, пересекающий кратоны Йилгарн и Пилбара в Западной Австралии, показывает, что мощность коры кратона Пилбара 28 км, а кратона Йилгарн — 52 км [15]. Подобная закономерность наблюдается и при сравнении раннеархейской области Среднего Приднепровья и позднеархейской Карельской гранит-зеленокаменной области. Земная кора Среднего Приднепровья имеет мощность 30 км [6], а Карельского сегмента — около 40 км [7].

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о значимых различиях между ранне- и позднеархейскими гранит-зеленокаменными областями, что не позволяет рассматривать историю их развития с позиций единого механизма тектогенеза.

Отсутствие седиментологических признаков размыва древнего сиалического фундамента делает раннеархейские гранит-зеленокаменные области особенно интересными объектами с точки зрения проблемы океанической коры на ранних стадиях развития Земли. Эти области отличаются оригинальным строением, которое не повторялось в более поздние эпохи. Своеобразие их строения обусловлено сочетанием двух главнейших структурно-вещественных элементов — зеленокаменных синформ и тоналит-трондьмитовых гранито-гнейсовых куполов, получивших наименование «стада батолитов» [24].

Фрагментарность выходов зеленокаменных пород, зажатых между обширными купольными структурами, зачастую не позволяет провести надежное сопоставление конкретных супракрустальных разрезов по всей площади той или иной гранит-зеленокаменной области. Исключение представляет гранит-зеленокаменная область Пилбара — уникальный пример площадной сохранности зеленокаменных структур. Здесь на значительной площади (~56 тыс. км²) прослеживаются характерные маркирующие горизонты, позволяющие установить стратиграфическую последовательность локальных разрезов, провести их латеральную корреляцию и, таким образом, раскрыть морфологию раннеархейской палеоструктуры. Результаты исследований в данной области изложены в ряде обстоятельных монографий и статей [14, 16, 18, 20, 22 и др.]. Анализ этих материалов

¹ В литературе и ранне-, и позднеархейские зеленокаменные структуры, как правило, описываются одним термином — «пояса». В строгом смысле этому термину отвечают только линейные протяженные зеленокаменные структуры позднеархейских областей. Раннеархейские зеленокаменные структуры точнее отвечают термину «синформы».

позволяет получить важные выводы об особенностях развития раннеархейских гранит-зеленокаменных областей.

Начальной стадии развития этой категории структур свойствен ареальный коматит-базальтовый вулканизм в подводных, вероятно, мелководных условиях. Базальтоидные лавовые потоки перекрывали всю поверхность Пилбары, они описаны в многочисленных разрезах по всей площади кратона, располагаясь в стратиграфической последовательности на наиболее низких уровнях [16, 20]. Заметим также, что и в Среднем Приднепровье коматит-базальтовые вулканы занимают подобный стратиграфический уровень; они прослеживаются в прибортовых частях всех зеленокаменных синформ.

Излияния основных вулканитов сменились накоплением мощных известково-щелочных серий вулканитов от среднего до кислого состава (формация Даффер Пилбары, дациты и риодациты верхней части разреза конкской свиты Среднего Приднепровья). Детальные исследования распределения фациальных различий вулканитов формации Даффер показали, что обстановки их накопления соответствуют условиям образования вулканокластических шлейфов вокруг фельзических вулканических центров [14]. Имеется много признаков, указывающих на мелководные и субаэральные условия литогенеза [14, 22]. Подобные условия седиментогенеза, маркируемые ареальным распространением специфических кремнистых сланцев формации Товерс, сохранились на всей территории Пилбары [20].

По петро- и геохимическим особенностям известково-щелочные вулканиты раннеархейских зеленокаменных образований сходны с современными вулканитами активных континентальных окраин, хотя имеются и некоторые отличия [9]. Однако фациальные особенности раннеархейских вулканогенных серий указывают на снос вулканокластического материала из вулканических центров, которые пространственно располагались в местах современного размещения тоналит-трондьемитовых куполов [14]. Это согласуется и с изотопно-геохимическими выводами о когенетичности и одновременности известково-щелочных вулканитов и плутонов тоналит-трондьемитового состава, приуроченных к купольным структурам [9].

Таким образом, пространственное расположение раннеархейских фельзических вулканических центров отличается от их расположения в современных вулканических дугах. В соответствии с картиной распределения тоналит-трондьемитовых куполов эти вулканические центры имели спорадическое распространение по всей площади гранит-зеленокаменных областей. К тому же региональное единообразие составов маркирующих горизонтов пород в раннеархейских разрезах, формировавшихся в мелководной обстановке, в условиях плоского рельефа дна, контрастируют с расчлененным рельефом островодужных систем активных континентальных окраин фанерозоя [19, 25].

Распространенной точкой зрения на тектогенез зеленокаменных поясов является представление об их внутриконтинентальной рифтогенной природе [1, 2, 4, 5, 12 и др.]. Однако, как свидетельствует приведенный материал, ни состав вулканогенно-осадочных отложений, ни элементы структуры, по крайней мере раннеархейских зеленокаменных образований, не подтверждают подобных представлений. Вряд ли можно сомневаться в том, что накопление вулканогенно-осадочных серий разрозненных в современной структуре кратонов раннеархейских зеленокаменных синформ происходило в едином обширном бассейне. Лишь тектонические движения в ходе развития этих бассейнов расчленили их на поднятия и прогибы, а затем привели к созданию сложной структуры зеленокаменных синформ и окружающих их гранитоидных купольных форм [8]. Доминирующую роль в становлении современной структуры раннеархейских гранит-зеленокаменных областей играла гранитоидная тектоника. Однако

эта проблема, включающая вопросы происхождения тоналит-трондьемитовых серий, механизма развития купольных структур и их влияния на супракрустальные образования, далеко выходит за рамки обсуждаемой темы и является предметом специального рассмотрения.

Итак, мы видим, что палеоструктуры раннеархейских гранит-зеленокаменных областей не имеют аналогов среди современных геодинамических обстановок. Д. Лоу связывает развитие этих образований с накоплением вулканогенно-осадочных толщ на нерасчлененных, но быстро погружающихся симатических блоках, или симатических платформах, которые не подстигались и не имели по соседству древней континентальной коры [23]. Подобный оригинальный стиль тектогенеза не находит отражения в понятиях фанерозойской геодинамики. Мы предлагаем палеоструктуры этих областей определять термином «раннеархейские зеленокаменные бассейны», что подчеркнет, во-первых, оригинальность архейского тектогенеза и, во-вторых, обеспечит преемственность с уже укоренившимися в литературе понятиями «зеленокаменный пояс» и «гранит-зеленокаменная область».

Развитие раннеархейских зеленокаменных бассейнов происходило на коре симатического типа в относительно стабильных мелководных условиях седиментогенеза осадочно-вулканогенных серий, которые, очевидно, отражают высокую стояние этих областей, что подразумевает существование в раннем архее сегментов со стабилизированной и достаточно мощной симатической корой. Этот вывод хорошо согласуется с расчетами, согласно которым высокие мантийные температуры в раннем архее (по различным оценкам на 200°C и более превышавшие температуру современной мантии) приводили к генерации симатической коры, более мощной, чем современная океаническая кора [11, 26]. Подобная горячая мантия могла плавиться на глубинах 170–200 км в противоположность современной мантии, где плавление начинается на глубинах 50–60 км.

Столь заметный контраст в глубинах начала плавления архейской и современной мантии определял значимые различия в объемах частичного плавления, а, следовательно, и в объемах продуцированной симатической коры. По-видимому, существенно различались и тренды фракционирования расплавов, что не могло не отразиться на структурно-вещественных характеристиках современной и архейской симатической коры. Расчеты, основанные на пересечении солидусом вещества мантии изотерм 1600 и 1800°C , показывают, что в архее продуцировалась симатическая кора, состоящая преимущественно из коматитовых базальтов соответственно мощностью 25 и 45 км. При этом предполагается, что расплав фракционировал, давая реститовый дунит, перекрывавшийся расплавом базальтоидного состава [11]. Отсюда следует важный вывод: структура архейской симатической коры, вероятно, была совершенно не схожей с офиолитами, характеризующими современный океанический тип коры.

Таким образом, отсутствие офиолитовых последовательностей в раннедокембрийских образованиях не может приводиться в качестве доказательства отсутствия коры океанического типа на ранней стадии развития Земли, равно как и самих океанов. Напротив, приведенные данные свидетельствуют, что созиданию одних из первых на Земле континентальных блоков — раннеархейских гранит-зеленокаменных областей — предшествовало возникновение сегментов с достаточно мощной симатической оболочкой, которая по своим структурно-вещественным характеристикам отличалась от современной коры океанического типа. В этом одна из главных причин специфики архейских геодинамических обстановок.

Ранее уже обращалось внимание на несоответствие высокого глобального теплового потока в архее и низкой степени метаморфизма супракрустальных разрезов гранит-зеленокаменных областей, что, по-видимому,

позволяет получить важные выводы об особенностях развития раннеархейских гранит-зеленокаменных областей.

Начальной стадии развития этой категории структур свойствен ареальный коматит-базальтовый вулканизм в подводных, вероятно, мелководных условиях. Базальтоидные лавовые потоки перекрывали всю поверхность Пилбары, они описаны в многочисленных разрезах по всей площади кратона, располагаясь в стратиграфической последовательности на наиболее низких уровнях [16, 20]. Заметим также, что и в Среднем Приднепровье коматит-базальтовые вулканы занимают подобный стратиграфический уровень; они прослеживаются в прибортовых частях всех зеленокаменных синформ.

Излияния основных вулканитов сменились накоплением мощных известково-щелочных серий вулканитов от среднего до кислого состава (формация Даффер Пилбары, дациты и риодациты верхней части разреза конкской свиты Среднего Приднепровья). Детальные исследования распределения фациальных разностей вулканитов формации Даффер показали, что обстановки их накопления соответствуют условиям образования вулканокластических шлейфов вокруг фельзических вулканических центров [14]. Имеется много признаков, указывающих на мелководные и субаэральные условия литогенеза [14, 22]. Подобные условия седиментогенеза, маркируемые ареальным распространением специфических кремнистых сланцев формации Товерс, сохранялись на всей территории Пилбары [20].

По петро- и геохимическим особенностям известково-щелочные вулканиты раннеархейских зеленокаменных образований сходны с современными вулканитами активных континентальных окраин, хотя имеются и некоторые отличия [9]. Однако фациальные особенности раннеархейских вулканогенных серий указывают на снос вулканокластического материала из вулканических центров, которые пространственно располагались в местах современного размещения тоналит-трондьемитовых куполов [14]. Это согласуется и с изотопно-геохимическими выводами о когенетичности и одновременности известково-щелочных вулканитов и плутонов тоналит-трондьемитового состава, приуроченных к купольным структурам [9].

Таким образом, пространственное расположение раннеархейских фельзических вулканических центров отличается от их расположения в современных вулканических дугах. В соответствии с картиной распределения тоналит-трондьемитовых куполов эти вулканические центры имели спорадическое распространение по всей площади гранит-зеленокаменных областей. К тому же региональное однообразие составов маркирующих горизонтов пород в раннеархейских разрезах, формировавшихся в мелководной обстановке, в условиях плоского рельефа дна, контрастируют с расчлененным рельефом островодужных систем активных континентальных окраин фанерозоя [19, 25].

Распространенной точкой зрения на тектогенез зеленокаменных поясов является представление об их внутриконтинентальной рифтогенной природе [1, 2, 4, 5, 12 и др.]. Однако, как свидетельствует приведенный материал, ни состав вулканогенно-осадочных отложений, ни элементы структуры, по крайней мере раннеархейских зеленокаменных образований, не подтверждают подобных представлений. Вряд ли можно сомневаться в том, что накопление вулканогенно-осадочных серий разрозненных в современной структуре кратонов раннеархейских зеленокаменных синформ происходило в едином обширном бассейне. Лишь тектонические движения в ходе развития этих бассейнов расчленили их на поднятия и прогибы, а затем привели к созданию сложной структуры зеленокаменных синформ и окружающих их гранитоидных купольных форм [8]. Доминирующую роль в становлении современной структуры раннеархейских гранит-зеленокаменных областей играла гранитоидная тектоника. Однако

эта проблема, включающая вопросы происхождения тоналит-трондьемитовых серий, механизма развития купольных структур и их влияния на супракрустальные образования, далеко выходит за рамки обсуждаемой темы и является предметом специального рассмотрения.

Итак, мы видим, что палеоструктуры раннеархейских гранит-зеленокаменных областей не имеют аналогов среди современных геодинамических обстановок. Д. Лоу связывает развитие этих образований с накоплением вулканогенно-осадочных толщ на нерасчлененных, но быстро погружающихся симатических блоках, или симатических платформах, которые не подстилались и не имели по соседству древней континентальной коры [23]. Подобный оригинальный стиль тектогенеза не находит отражения в понятиях фанерозойской геодинамики. Мы предлагаем палеоструктуры этих областей определять термином «раннеархейские зеленокаменные бассейны», что подчеркнет, во-первых, оригинальность архейского тектогенеза и, во-вторых, обеспечит преемственность с уже укоренившимися в литературе понятиями «зеленокаменный пояс» и «гранит-зеленокаменная область».

Развитие раннеархейских зеленокаменных бассейнов происходило на коре симатического типа в относительно стабильных мелководных условиях седиментогенеза осадочно-вулканогенных серий, которые, очевидно, отражают высокое стояние этих областей, что подразумевает существование в раннем архее сегментов со стабилизированной и достаточно мощной симатической корой. Этот вывод хорошо согласуется с расчетами, согласно которым высокие мантийные температуры в раннем архее (по различным оценкам на 200°C и более превышавшие температуру современной мантии) приводили к генерации симатической коры, более мощной, чем современная океаническая кора [11, 26]. Подобная горячая мантия могла плавиться на глубинах 170—200 км в противоположность современной мантии, где плавление начинается на глубинах 50—60 км.

Столь заметный контраст в глубинах начала плавления архейской и современной мантии определял значимые различия в объемах частичного плавления, а, следовательно, и в объемах продуцированной симатической коры. По-видимому, существенно различались и тренды фракционирования расплавов, что не могло не отразиться на структурно-вещественных характеристиках современной и архейской симатической коры. Расчеты, основанные на пересечении солидусом вещества мантии изотерм 1600 и 1800°C , показывают, что в архее продуцировалась симатическая кора, состоящая преимущественно из коматитовых базальтов соответственно мощностью 25 и 45 км. При этом предполагается, что расплав фракционировал, давая реститовый дунит, перекрывавшийся расплавом базальтоидного состава [11]. Отсюда следует важный вывод: структура архейской симатической коры, вероятно, была совершенно не схожей с офиолитами, характеризующими современный океанический тип коры.

Таким образом, отсутствие офиолитовых последовательностей в раннедокембрийских образованиях не может приводиться в качестве доказательства отсутствия коры океанического типа на ранней стадии развития Земли, равно как и самих океанов. Напротив, приведенные данные свидетельствуют, что созиданию одних из первых на Земле континентальных блоков — раннеархейских гранит-зеленокаменных областей — предшествовало возникновение сегментов с достаточно мощной симатической оболочкой, которая по своим структурно-вещественным характеристикам отличалась от современной коры океанического типа. В этом одна из главных причин специфики архейских геодинамических обстановок.

Ранее уже обращалось внимание на несоответствие высокого глобального теплового потока в архее и низкой степени метаморфизма супракрустальных разрезов гранит-зеленокаменных областей, что, по-видимому,

связано с условиями латеральной изменчивости геотермических режимов [8]. В свете этой проблемы сохранность относительно холодных раннеархейских континентальных блоков могла быть обеспечена, если валовой архейский тепловой поток проходил через регионы, аналогичные современным океанам [10]. В противном случае древние континентальные области подвергались бы интенсивному термальному воздействию, что привело бы к стиранию архейских изотопно-геохронологических дат.

Все сказанное выше позволяет сделать следующие выводы.

1. Становлению наиболее древних континентальных блоков в истории Земли — раннеархейских гранит-зеленокаменных областей — предшествовало возникновение сегментов со стабилизированной и достаточно мощной корой симатического типа. Тектогенез этих областей не сопоставим с геодинамическими обстановками фанерозоя; их палеоструктуры предлагаются определять термином «раннеархейские зеленокаменные бассейны».

2. Структурно-вещественные особенности архейской симатической коры, вероятно, существенно отличались от офиолитовых современной океанической коры. Отсюда вытекает причина своеобразия архейского тектогенеза гранит-зеленокаменных областей.

3. Структуры с симатической корой, подобные современным океанам, по-видимому, существовали на наиболее ранней стадии геологического развития Земли. Сегодня вряд ли возможно определить основные параметры архейских аналогов океанов. Однако существуют основания полагать, что структурно-вещественные особенности симатических кор в истории Земли претерпевали изменения в соответствии с изменениями теплового режима мантии.

Список литературы

1. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? // Геотектоника. 1980. № 5. С. 3—24.
2. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов) / Отв. ред. Лобач-Жученко С. Б. Л.: Наука, 1988. 215 с.
3. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
4. Малюк Б. И. Контрастные обстановки рифтогенеза на территории Украины // Геотектоника. 1988. № 2. С. 28—36.
5. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
6. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
7. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Гарецкий Р. Г. и др. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Восточно-Европейская платформа / Отв. ред. Соллогуб В. Б. Киев: Наук. думка, 1989. 188 с.
8. Штрейс Н. А., Новицова А. С. Сравнительная тектоника архейских кратонов Южной Африки и Западной Австралии // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 144—157.
9. Barley M. E., Sylvestre G. C., Groves D. I., Borley G. D., Rogers N. Archaean calc-alkaline volcanism in the Pilbara block, Western Australia // Precamb. Research. 1984. V. 24. P. 285—319.
10. Bickle M. J. Heat loss from the Earth: Constraint on Archean tectonics from relationships between geothermal gradients and the rate of plate production // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. P. 301—315.
11. Bickle M. J. Implications of melting for stabilization of the lithosphere and heat loss in the Archaean // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. V. 80. P. 314—324.
12. Blake T. S., Groves D. I. Continental rifting and the Archaean — Proterozoic transition // Geology. 1987. № 15. P. 229—232.
13. De Wit M. J., Hart R., Hart R. A Mid-Archaean ophiolite complex, Barberton Mountain Land / Eds De Wit M. J., Ashwal L. D. // Workshop on Tectonic Evolution of Greenstone Belts. LPI Tech. Rpt. Houston: Lunar and Planetary Institute, 1986. № 86-10. P. 86—88.
14. Di Marco M. J., Lowe D. R. Stratigraphy and sedimentology of an Early Archaean felsic volcanic sequence, Eastern Pilbara Block, Western Australia, with special reference to the Duffer formation and implication for crystal evolution // Precamb. Research. 1989. V. 44. P. 145—169.

15. *Drummond B. J.* A crystal profile across the Archaean Pilbara and northern Yilgarn cratons, north-west Australia // BMR J. Austral. Geol. and Geophys. 1979. V. 4. № 3. P. 171—180.
16. *Fitton M. J., Horwitz R. C., Sylvester G.* Stratigraphy of the Early Precambrian in the Pilbara, Western Australia // CSIRO. Minerals Research Laboratory. Division Mineralogy Report. 1975. NFP-1. 24 p.
17. *Gaal G.* Tectonic styles of Early Proterozoic ore deposition in the Fennoscandian Shield // Precamb. Research. 1990. V. 46. P. 83—114.
18. *Glikson A. Y.* Early Precambrian tonalit-trondjemite sialic nuclei // Earth.-Sci. Rev. 1979. V. 15. P. 1—73.
19. *Groves D. I., Archibald N. J., Bettenay L. F., Binns R. A.* Greenstone belts in ancient marginal basins or ensialic rift zones // Nature. 1978. V. 273. P. 460—461.
20. *Hickman A. H.* Geology of the Pilbara Block and its environs // Geol. Surv. Western Australia. Bull. 1983. V. 127. 267 p.
21. *Kontinen A.* An early Proterozoic ophiolite — the Jormua mafic-ultramafic complex, northern Finland // Precamb. Research. 1987. V. 35. P. 313—341.
22. *Lowe D. R.* Archean Sedimentation // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1980. V. 8. P. 145—167.
23. *Lowe D. R.* Archean sedimentary systems and crustal evolution / Eds Burke K., Ashwal L. D. // Workshop on the Early Earth: The Interval from Accretion to the Older Archean. LPI Tech. Rpt. Houston: Lunar and Planetary Institute, 1985. № 85-01. P. 86—88.
24. *MacGregor A. M.* Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia // Trans. geol. Soc. S. Africa. 1951. V. 27. P. 27—74.
25. *Rutland R. W. R.* On the growth and evolution of continental crust: a comparative tectonic approach // J. Proc. R. Soc. New South Wales, 1982. V. 115. P. 33—60.
26. *Sleep N. H., Windley B. F.* Archean plate tectonics: constraints and inferences // J. Geol. 1982. V. 90. P. 363—379.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
25.X.1990

УДК 551.2:551.71

*Посвящается светлой памяти
Евгения Владимировича Павловского*

© 1991 г.

ГЛУХОВСКИЙ М. З., МОРАЛЕВ В. М.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АРХЕЙСКОГО ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

В развитие идей Е. В. Павловского о ведущей роли гранитизации в процессе преобразования первичной базитовой коры в кору континентального типа показывается возможность выделения двух этапов эволюции архейского гранитообразования. Первый этап связывается с частичным плавлением материала базитовой коры и выражается в формировании ареальных эндербит-базитовых полей, образующихся в связи с возникновением гранитоидных расплавов состава низкокальциевых эндербитов или тоналитов; второй — с частичным плавлением более кислой эндербит-базитовой коры и резким увеличением роли калия в составе гранитизирующих флюидов, что выражается в широком развитии эндербитов и гранитов нормальной щелочности, формирующих многочисленные гранитогнейсовые купола облекания первого поколения. Устанавливается глобальный характер эволюции архейского гранитообразования, что позволяет связывать ее с изменением энергетического баланса Земли при переходе от режима приливных деформаций к режиму освобождающейся гравитационной энергии.

Glukhovsky M. Z., Moralev V. M. Tectonic evolution and the origin of Archaean granitoids. *Geotectonics*. 1991. N 4. Developing Ye. V. Pavlovsky's ideas on the leading role of granitoids in the process of transformation of primary basic crust into the crust of the oceanic type, the authors distinguish two strages in the evolution of Archaean granitoids. The first one is marked by partial melting of the basic crust material and by the formation of areal enderbite-basic fields associated with the appearance of granitoid melts having the composition of low-potassium enderbites of tonalites. The second stage is believed to relate to the partial melting of a more acid enderbite-basic crust and is connected with a sharp increase of the potassium role in granitizing fluids, this being expressed by widespread development of enderbites and granites of normal alkalinity, which make up numerous granite-gneissic domes of the first generation. The Archaean granitoid origin are found out to be of global character. This enables us to connect it with the change in the Earth energy balance during the transition from the regime of tidal deformations to that of increasing gravitation.

Одной из широко и давно известных особенностей древнейших структурно-вещественных комплексов континентальной земной коры является обилие в их составе пород семейства гранитоидов, слагающих до 60—80% площади древних щитов. Гранитоиды преимущественно ультраметаморфогенного и палингенно-метасоматического происхождения формируют специфические тектонические формы — купола, валы, мигматитовые поля или пояса и сложные мигмаплутоны. Эти особенности строения древних щитов отмечались многими геологами, но в советской геологической литературе наиболее яркое освещение они получили в работах Е. В. Павловского, который упорно отстаивал представления о неприменимости идей унифор-

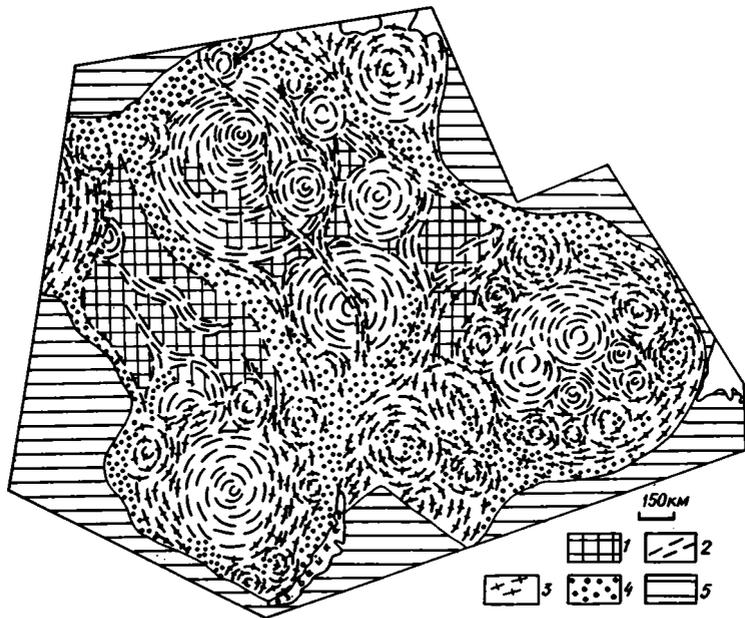


Рис. 1. Схема, демонстрирующая ядерно-петельчатый стиль докембрийской тектоники Сибирской платформы

1—3 — области развития пород: 1 — катархейского гранулит-базитового комплекса, 2 — катархей-раннеархейских инфра- и супракрустальных гнейсовых серий, прогрессивно метаморфизованных в гранулитовой фации, 3 — катархей-раннеархейской ассоциации, регрессивно метаморфизованных в амфиболитовой фации, и раннепротерозойских палингенно-метасоматических и магматических гранитоидов; 4 — тектонические пояса (серпофрактурные зоны), контролирующее размещение вулканоплутонических и вулканогенно-терригенных образований позднего архея и раннего протерозоя; 5 — области складчатого обрамления Сибирской платформы

мизма для познания ранних этапов развития Земли [24—31]. Его взгляды о необратимом развитии литосферы континентов, о ведущей роли гранитизации в процессах структурно-вещественного преобразования первичной базитовой коры в кору континентального типа, о стадийности (с выделением лунной, нуклеарной, протоплатформенной и других стадий) и асинхронности докембрийского корообразования на разных платформах, о специфике стиля тектоники раннего докембрия явились основой нуклеарной концепции геологического развития фундаментов древних платформ [3, 22, 30].

В соответствии с этой концепцией достаточно отчетливо выраженные латеральные и глубинные неоднородности строения литосферы платформенных областей объясняются наличием крупных сиалистических ядер — нуклеаров, разделенных преимущественно симатическими интернуклеарными областями.

Нуклеары характеризуются максимальными мощностями консолидированной земной коры и литосферы, а интернуклеарные области — минимальными глубинами залегания подошвы земной коры и поверхности астеносферного слоя. В связи с этим нуклеары представляют собой в объемном виде чечевицеобразные — лентиколярные овальные объемы литосферы, фрагменты которых выступают на поверхности Земли в виде древних щитов. В их пределах, как отмечалось выше, более 70% площади приходится на долю полихронных докембрийских гранитоидов. Напротив, если судить по данным ГСЗ, в пределах интернуклеарных площадей, большая часть которых перекрыта мощным платформенным чехлом круп-

ных синеклиз и впадин, гранитоидные комплексы скорее всего представлены только эндербитами.

Полученные в последние годы для разных районов развития раннего докембрия новые данные о петрогенезисе древнейших (раннеархейских) гранитоидов, равно как и другие материалы по геологии древних щитов, позволяют развить представления Е. В. Павловского о тектонических аспектах проблемы древнейших этапов гранитообразования, относящихся к нуклеарной стадии (катархей и ранний архей) эволюции литосферы.

Рассмотрим основные черты тектонической эволюции архейского гранитообразования на примере Алданского и Анабарского щитов, являющихся соответственно выступами Алдано-Станового и Хета-Оленекского нуклеаров фундамента Сибирской платформы (рис. 1). На этих щитах раннеархейские гранитоиды тесно связаны с вмещающими их метаморфическими комплексами, метаморфизованными в гранулитовой фации.

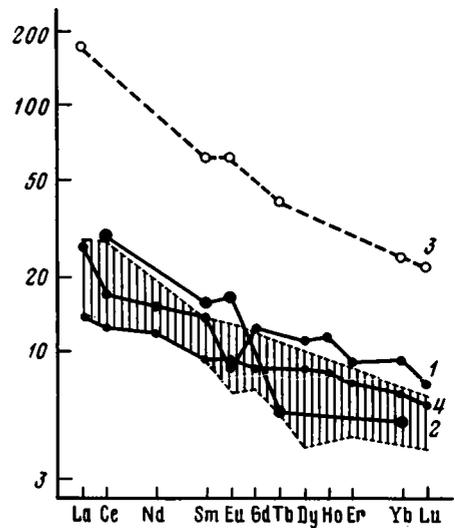
Наиболее древние стратифицированные образования слагают так называемый инфракрустальный комплекс, который представлен метабазитами и реже метаультрабазитами, подвергшимися самой ранней высокотемпературной гранитизации — эндербитизации. В результате сформировалась гетерогенная эндербит-базитовая ассоциация пород, состоящая из лейко- и мезократовых эндербитов, содержащих как крупные, так и мелкие включения меланократового субстрата. На Алданском щите это нижняя часть курультино-гонамского комплекса, горбыляхская свита, или образования так называемого [10] инфракрустального комплекса Центрального Алдана, суннагинская свита Суннагинского поднятия, несмуринская толща чарской серии Олекмо-Витимской горной страны, курелахская свита чогарского комплекса. На Анабарском щите — это метаморфический далдын-верхнеанабарский комплекс.

Уран-свинцовое датирование цирконов из таналитовых гнейсов инфракрустального комплекса Центрального Алдана позволило считать, что возраст опробованных пород не моложе 3,6 млрд. лет [10]. Для двупироксеновых плагиокристаллосланцев далдын-верхнеанабарского комплекса получена рубидий-стронциевая изохрона с возрастом $3,7 \pm 0,2$ млрд. лет [19]. Все это позволяет относить рассматриваемый комплекс к катархею.

Вышезалегающий нижеархейский супракрустальный комплекс Алданского и Анабарского щитов представлен в основном более пестрой по составу литостратиграфической ассоциацией пород, в состав которой помимо метабазитов входят глиноземистые и карбонатные породы, а также кварциты, иногда магнетитовые. Судя по геологическим соотношениям и радиологическим датировкам, возраст супракрустальных образований Алданского и Анабарского щитов соответственно моложе $3,8 \pm 0,2$ млрд. лет, но древнее 3,3 и 3,0 млрд. лет.

Как на Алданском, так и на Анабарском щите архейские гранитоиды представлены метасоматическими и палингенно-метасоматическими эндербитами, относящимися к породам тоналит-трондьемитовой серии, гранит-мигматитами, чарнокитами и преимущественно магматическими калиевыми аляскитовыми гранитами. Гранитоиды характеризуются различными структурно-текстурными признаками, отражающими прежде всего условия их образования. Породы метасоматического и палингенно-метасоматического происхождения обладают, как правило, гнейсовидно-полосчатыми текстурами, насыщены теневыми мигматитами, скиалитами вмещающих пород и сопровождаются широкими ореолами мигматитов. Гранитоиды магматического происхождения обычно имеют полнокристаллическую массивную текстуру и резкие эруптивные контакты. Как правило, архейские гранитоиды формировались в условиях высоких температур и давлений гранулитовой фации метаморфизма. Они, как было отмечено

Рис. 2. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ в метабазах (1), низкокальциевых (2 по [33]) и нормальной щелочности (3 по [37]) эндербитах и эклогитах (4 по [1]). Заштрихованное поле построено на основе средних содержаний РЗЭ в магнезиальных и железо-магнезиальных эклогитах по [23, 41]



выше, тесно пространственно ассоциируют с вмещающими их метаморфическими толщами и образуют совместно с ними относительно обширные гранит-мигматитовые поля, отличающиеся сложным внутренним строением. В пределах таких полей выделяются разновеликие эндербитовые купола или удлинённые валы, ядра которых сложены породами эндербит-базитовой ассоциации, а обрамление и межкупольные пространства — мигматизированными и гранитизированными породами супракрустального комплекса.

В ядрах куполов нередко локализованы массивы калиевых аляскитовых гранитов, как правило, небольшие [5].

Среди эндербитов выделяются две разновидности: низкокальциевая и нормальной щелочности [23]. Низкокальциевые эндербиты Алданского и Анабарского щитов входят в состав пород, слагающих эндербит-базитовую ассоциацию инфракрустального комплекса. Это натровые, низкокальциевые, высокомагнезиальные образования тоналит-трондьемитовой серии. Эндербиты нормальной щелочности развиты как в инфракрустальном, так и в супракрустальном комплексах. Они менее магнезиальны и содержат меньше глинозема. Низкокальциевые эндербиты отличаются от эндербитов нормальной щелочности, кроме того, повышенными средними содержаниями V, Cr, Co, Ni, Cu, Zr и более низкими концентрациями Rb, Y, Zr, Ba [5]. Обогащение низкокальциевых эндербитов сидерофильными и халькофильными элементами связано скорее всего с их генезисом — выплавлением из исходных основных пород первичной базитовой коры, значительно обогащенных этими элементами.

Наиболее отчетливо рассматриваемые разновидности эндербитов различаются по спектрам редкоземельных элементов (РЗЭ). При относительно равных степенях дифференцированности РЗЭ по всему спектру эндербиты нормальной щелочности в целом заметно обогащены РЗЭ по сравнению с низкокальциевыми эндербитами (рис. 2).

Эндербиты обеих разновидностей развиваются преимущественно среди пород основного состава. Метаседиментогенные породы глиноземистого и иного состава, слагающие заметную часть супракрустального комплекса, инъецируются преимущественно гранитоидами мигматит-гранитной формации, близкими по возрасту к эндербитам нормальной щелочности. Их более высокая кислотность и щелочность, очевидно, связаны с составом гранитизируемого субстрата.

Образование низкокальциевых эндербитов может связываться с частичным (15—20%) плавлением материала низких горизонтов базитовой коры в условиях высоких давлений (6—8 кбар) и температур (800—900°C) с выделением тугоплавкого остатка в виде эклогита [2]. Такая модель генезиса эндербитов предполагает неизбежность реализации в ходе эволюции докембрийской литосферы двух основных процессов петрогенеза, осуществляющихся в два самостоятельных этапа. Первый — это формиро-

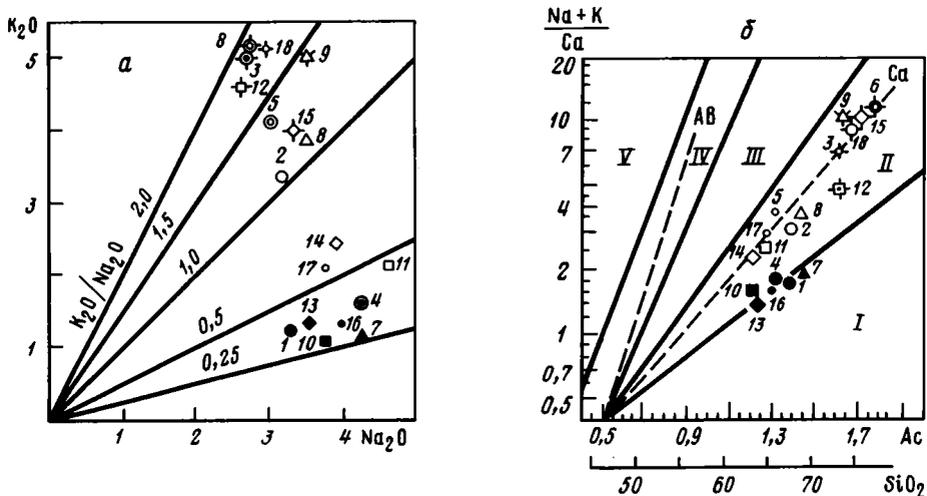


Рис. 3. Диаграммы: а — K_2O-Na_2O , б — магматических серий Л. С. Бородина [2] для архейских гранитоидов Алданского (1—3), Анабарского (4—6) щитов, юго-западной Гренландии (7—9), Антарктиды (10—12), Балтийского (13—15) и Индостанского (16—18) щитов

Породы тоналит-трондьемитовой серии: низкокальциевые (1, 4, 7, 10, 13, 16) и нормальной щелочности (2, 5, 8, 9, 14, 17); калиевые гранитоиды — 3, 6, 9, 12, 15, 17. I—V — поля щелочности и группы серий (в скобках): I — известковое (низкокальциевая толеитовая), II — известково-щелочное (среднекальциевая и повышенно калиевая), III — субщелочное (высококальциевая), VI — щелочное базальтовое, V — щелочное (нефеленит-фонолитовая); штриховая линия — главные тренды: СА — известково-щелочной, АВ — щелочно-базальтовый; масштаб для шкалы кремнекислотности условный

вание первичной ультрабазит-базитовой коры за счет плавления мантийного вещества, реликтами которого могут являться включения лерцолитов и метабазитах, отвечающие по составу пиролиту [4]. Второй этап — частичное (15—20%) плавление материала нижней части базитовой коры при давлении 6—8 кбар и температуре 800—900°C с выделением кремнезема и щелочей в количествах, достаточных для образования первых в истории Земли высокотемпературных низкокальциевых эндербитов, т. е. пород тоналит-трондьемитовой серии, а также с выпадением тугоплавкого остатка в виде эклогита.

Сравнение характера распределения РЗЭ между метабазитами и низкокальциевыми эндербитами бассейна р. Олекмы на западе Алданского щита подтверждает этот вывод (см. рис. 2). Действительно, низкокальциевые эндербиты по сравнению с исходными метабазитами обогащены легкими и обеднены тяжелыми редкоземельными элементами и характеризуются небольшим европиевым максимумом. Все это в целом подтверждает комплементарность исходных пород и выплавки, обогащенной плагиоклазом, за счет чего и появляется европиевый максимум. На диаграмме (см. рис. 2) нанесены данные по эклогитам из кимберлитовых трубок Сибирской платформы, среди которых могут находиться и разности, отвечающие искомому реститу. Действительно, эклогиты (средние величины) по сравнению с исходными породами и выплавкой обеднены легкими РЗЭ и содержат промежуточное количество тяжелых РЗЭ.

Для анализа геохимических особенностей всей гаммы древнейших гранитоидов использованы данные не только по Алданскому и Анабарскому щитам, но и по другим областям развития глубокометаморфизованных образований раннего докембрия. Это низкокальциевые эндербиты нейпирского комплекса Антарктиды [32], «серые гнейсы» юго-западной Гренландии [15—18], раннескладчатые чарнокиты Карелии [3], чарнокиты

ты Южной Индии [12]. Для большей части этих комплексов в последнее время получены радиологические датировки ($> 3,5$ — $3,6$ млрд. лет), позволяющие относить их к наиболее древним сиалическим образованиям Земли [14, 34].

В качестве следующих по возрасту пород тоналит-трондьемитовой серии — нормальной щелочности — рассматриваются соответствующие породы тех же регионов (эндербиты, гранатовые эндербиты, соскладчатые чарнокиты и чарнокиты). Третий тип пород представлен аляскитовыми гранитами Сибири, «белыми гнейсами» юго-западной Гренландии [47] чарнокито-сиенитами Антарктиды [32], плагиомикроклиновыми гранитами Карелии [17], чарнокитами и гранитами Индии [50], которые во многих районах охарактеризованы радиологическими возрастами $2,6$ — $3,0$ млрд. лет.

Вопрос о происхождении гранитоидных пород нормальной щелочности может быть рассмотрен путем сравнения распределения РЗЭ в них и в более древних сиалических породах. Эндербиты нормальной щелочности Алданского щита по сравнению с низкокалиевыми разновидностями, при одинаковой степени дифференцированности, заметно обогащены литофильными и РЗЭ и характеризуются, в конкретном случае, незначительным европейским максимумом (см. рис. 2). Аналогичные граниты центральной части Алданского щита отличаются хорошо выраженным европейским минимумом [9]. Сравнение спектров РЗЭ тоналитовых и порфиробластических гнейсов Амитсок юго-западной Гренландии, сопоставляемых соответственно с низкокалиевыми эндербитами и эндербитами нормальной щелочности, показывает аналогичную картину распределения РЗЭ в целом [5]. Это может говорить о возможном образовании гранитоидных пород с нормальной щелочностью за счет частичного плавления древней эндербит-базитовой коры при участии восстановительных флюидов, обогащенных калием.

Для анализа эволюции архейского гранитообразования использована диаграмма типизации магматических серий [2]. Как видно (рис. 3, б), точки составов наиболее древних пород тоналит-трондьемитовой серии (низкокалиевых эндербитов) всех рассматриваемых регионов мира достаточно кучно располагаются в поле низкокалиевых известковых пород. Точки составов гранитоидов нормальной щелочности, равно как аляскитовых и близких к ним гранитов, попадают в поле известково-щелочных пород. На этой диаграмме хорошо видна разница составов и принадлежность низкокалиевых эндербитов и пород нормальной щелочности к различным трендам, что отражает заметное увеличение роли щелочей, и прежде всего калия, при образовании гранитоидов нормальной щелочности. Последние, так же как аляскитовые и подобные им граниты, располагаются вдоль известково-щелочного тренда. Положение точек составов пород с нормальной щелочностью и еще более кислых и щелочных аляскитовых гранитов («белых гнейсов») в поле известково-щелочных пород средней и повышенной калийности и одновременно на одном тренде говорит скорее всего об их принадлежности к одной последовательно развивавшейся магматической серии (архей), оторванной во времени от более ранних катархейских образований — низкокалиевых эндербитов («серых гнейсов»). Как показывает диаграмма (рис. 3, а), отношение K_2O к Na_2O возрастает от $0,25$ — $0,5$ в низкокалиевых эндербитах до $0,5$ — $1,2$ в гранитоидах нормальной щелочности и до $1,25$ — $1,9$ в аляскитовых и подобных им гранитах.

Таким образом, анализ геохимических и геологических данных свидетельствует о том, что становление архейских гранитоидов реализовывалось в ходе двух основных этапов петрогенезиса.

Первый этап — частичное плавление материала первичной базитовой

коры и формирование высокотемпературных низкокальциевых эндербитов («серых гнейсов»), образующих вместе с реликтами инфракристалльного субстрата эндербит-базитовую оболочку.

Второй этап — ремобилизация материала эндербит-базитовой оболочки, сопровождающаяся резким привнесом щелочей и в первую очередь калия. Этот процесс протекал, судя по всему, в условиях экранирующего влияния перекрывающих эндербит-базитовое катархейское основание осадочно-вулканогенных нижнеархейских толщ (супракристалльный комплекс). Все это привело в итоге к возникновению гранитогнейсовых куполов обложения первого поколения и последующему внедрению гранитов нормальной щелочности и аляскитовых гранитов, входящих в состав единых магматических серий.

Общая эволюция тектонических условий раннеархейского гранитообразования может быть представлена в виде смены ареальных процессов, охватывающих большие площади нуклеаров, очаговым развитием, определяющим формирование купольных структур первого поколения и общий стиль нелинейной (ядерно-петельчатой) тектоники архея. Второй пик

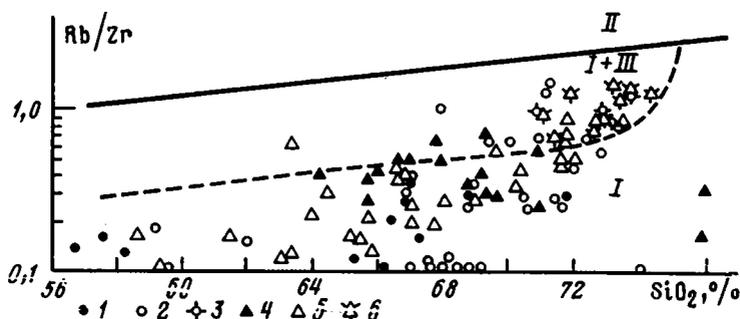


Рис. 4. Дискриминантная диаграмма $Rb/Zr-SiO_2$ [43] для тектонической интерпретации гранитоидов коллизионных зон применительно к гранитоидам архея Алданского щита и юго-западной Гренландии

1—3 — гранитоиды Алданского щита: 1 — низкокальциевые и 2 — нормально-щелочные эндербиты, 3 — аляскитовые граниты; 4—6 — гранитоиды юго-западной Гренландии: 4 — низкокальциевые и 5 — нормально-щелочные (или очковые) гнейсы Амитсок (по [15, 42, 46]), 6 — «белые гнейсы» Амитсок [47]. I—III поля: I — предколлизийных, II — син-коллизийных и III — постколлизийных гранитоидов

докембрийского гранитообразования, которого мы здесь не касаемся, падает на поздний архей — ранний протерозой. Он по времени коррелируется с процессами формирования позднеархейских — раннепротерозойских рифтогенных (троговых) структур зеленокаменных поясов, прото-платформенных чехлов и вулканоплутонических поясов конца раннего протерозоя. Очевидно, что эти процессы, протекавшие в течение всего раннего докембрия и не имеющие столь широкого развития в последующей геологической истории, определяли вертикальное наращивание литосферы и ядерно-петельчатый стиль тектоники раннего докембрия. Можно полагать, что раннеархейское гранитообразование происходило при интенсивном участии сухих восстановительных флюидов [16] и умеренном общем давлении. Последнее обстоятельство оказывается весьма важным, так как сблизжает геодинамические условия гранитообразования в раннем архее с фанерозойскими обстановками сжатия, возникающими при субдукции океанической коры под континентальную или коллизии литосферных плит. Представляется, однако, что в раннем докембрии такие обстановки могли быть связаны иными причинами термотектогенеза, на которых мы и остановимся ниже.

Опыт использования дискриминантных диаграмм, разработанных для фанерозойских магматических образований, применительно к гранитоидам

раннего докембрия показывает следующее. На диаграмме Н. Харриса и др. [43] (рис. 4) основная часть эндербитов обеих разновидностей попадает в поле предколлизийных гранитов, формирующихся по схеме авторов этой диаграммы за счет частичного плавления коры океанического типа до столкновения континентальных масс. На диаграммах Дж. Пирса и др. [48] (рис. 5) видно, что формирование большей части древнейших

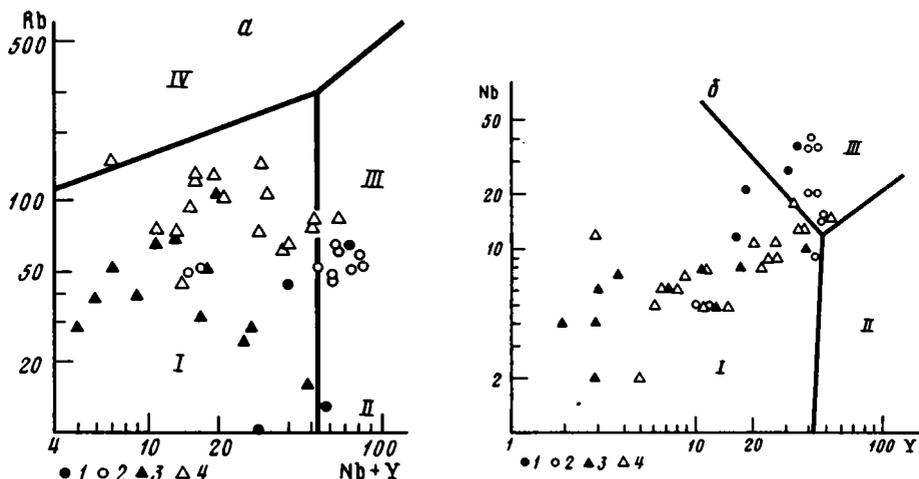


Рис. 5. Дискриминантные диаграммы [48] для тектонической интерпретации гранитов применительно к породам тоналит-трондьемитовой серии архея Алданского щита и юго-западной Гренландии: *a* — Rb — (Nb + Y), *б* — Nb — Y

1—4 — гранитоиды: 1—2 — Алданского щита (1 — низкокальциевые, 2 — нормально-щелочные), 3, 4 — юго-западной Гренландии (3 — низкокальциевые и 4 — нормально-щелочные (или очковые) гнейсы Амитсок по [15, 42, 46]). I—IV — поля гранитоидов: I — островных дуг, II — океанических рифтов, III — внутриконтинентальных, IV — синколлизийных

гранитоидов протекало в геодинамических условиях, соответствующих фанерозойским островодужным и отчасти (главным образом нормально-щелочные гранитоиды Алданского щита) внутриплитным или коллизийным обстановкам. Судя по диаграмме La—Sm (рис. 6), низкокальциевые гранитоиды Сибири и Гренландии образуются в условиях, аналогичных островодужным, в то время как граниты нормальной щелочности, как и «белые гнейсы» Амитсок (аналог аляскинских гранитов Сибири), формировались в условиях, близких к геодинамическим обстановкам активных окраин и коллизийных зон фанерозоя [11]. Поэтому кажется вполне логичным положение точек аляскинских и подобных им гранитов в обособленном роде в поле постколлизийных гранитов (см. рис. 4), сформировавшихся в процессе тектонотермальной переработки сиалической коры. Дискриминантные диаграммы лишней раз подтверждают вывод о том, что наиболее ранние в истории Земли низкокальциевые гранитоиды тоналит-трондьемитовой серии формировались в результате частичного плавления первичной базитовой коры в обстановке высокого теплового потока и сжатия. Последующие процессы гранитообразования были скорее всего связаны с тектонотермальной переработкой эндербит-базитовой сиалической коры также в обстановке высоких температур и сжатия, но при участии флюидов, резко обогащенных калием.

Чрезвычайно широкое развитие докембрийских гранитоидов, играющих ведущую роль в формировании нуклеаров, говорит о том, что на ранних стадиях развития Земли в процессы термотектогенеза были вовлечены огромные объемы ее верхней оболочки. Безусловно, что это должно было

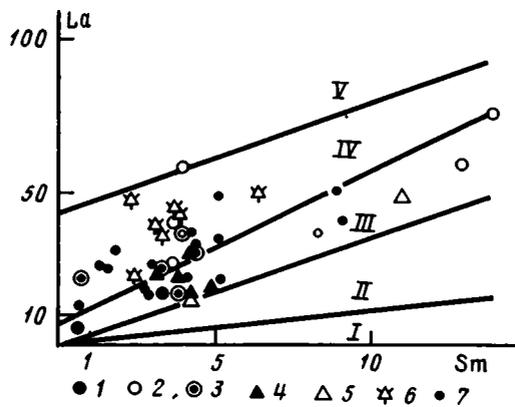


Рис. 6. Дискриминантная диаграмма La—Sm [11] для тектонической интерпретации вулканоплутонических пород применительно к архейским гранитоидам Алданского и Анабарского щитов, юго-западной Гренландии и Южной Индии. 1—2 — эндербиты Алданского щита: 1 — низкокальциевые, 2 — нормальной щелочности; 3 — низкокальциевые эндербиты Анабарского щита; 4, 5 — «серые гнейсы» Амитсок; 4 — низкокальциевые, 5 — нормальной щелочности; 6 — «белые гнейсы» Амитсок [47]; 7 — чарнокиты Индии [12]. I—V — поля гранитоидов: I — океанических, II — раннеостроводужных, III — собственно островодужных, IV — зрелых дуг, активных окраин и коллизионных зон, V — внутриплитных

быть связано со сменой глобальных термо- и геодинамических режимов. В связи с этим встает вопрос о причинах термотектогенеза, которые привели к неповторимым в дальнейшей истории Земли и необратимым глобальным процессам переработки первичной базитовой коры в кору континентального типа.

Отметим, что помимо известных идей о гигантской метеоритной бомбардировке ранней Земли, приведшей к формированию ее первичной оболочки и крупных кольцевых структур, в последние годы все более популярными становятся взгляды о значительной роли приливной энергии в тектонических процессах на Земле, особенно на ранней стадии ее развития, когда Земля и Луна были ближе одна к другой [13, 20, 21, 35, 36, 40]. Отмечают при этом, что процессы теплогенерации, связанные с приливной энергией, были сконцентрированы в кольцевой зоне низких широт Земли, в ее приэкваториальной части [36]. Вместе с тем наравне с приливной энергией в тепловом балансе Земли в ходе ее геологической эволюции большое значение играла и гравитационная энергия, связанная с началом лавинообразного процесса выделения окисножелезного ядра [21, 35, 36].

Как показали теоретические расчеты, формирование докембрийской литосферы происходило, если судить по рис. 3 в [36], в три главных этапа, охватывающих следующие интервалы времени: 4,6—4,4, 3,8—3,6 и 3,1—2,6 млрд. лет. При этом в первые два этапа генерировалось до 64 и 34% приливной энергии соответственно (остальная доля суммарной энергии падала на гравитационную энергию и радиоактивный разогрев). А основная часть гравитационной энергии, связанной с процессами зонной дифференциации, сепарации железа и формирования ядра, генерировалась в течение третьего этапа. Эти теоретические расчеты вполне удовлетворительно увязываются с геологическими данными. Так, первый этап тектонической активности Земли отвечает скорее всего времени формирования базитовой протокры (лунная стадия [6—8, 25, 27, 28]), реликты которой можно наблюдать в виде меланократовых включений в эндербитах (эндербит-базитовая ассоциация катархья). Второго

этап — это время первой тектонотермальной переработки базитовой протокоры и формирования ареальных полей эндербитов низкокалиевого ряда с возрастом 3,8—3,6 млрд. лет. Главной действующей силой на этих двух этапах была, как отмечалось выше, приливная энергия. Поэтому в процессы термотектогенеза были вовлечены верхние горизонты зарождавшейся литосферы, что обеспечивало выплавление из первичной недеплетированной мантии преимущественно тоналит-базальтовых магм [30] и формирование крупных, но разновеликих овоидных вулканотектонических структур, отражавших возникновение многочисленных конвективных ячеек в мантии. Последующее воздействие приливных и в меньшей степени гравитационных сил привело к частичному плавлению первичной базитовой коры в пределах тех же вулканотектонических структур и возникновению тоналит-трондьемитовых расплавов, родоначальных для низкокалиевых эндербитов. Последующая очаговая гранитизация и ремобилизация эндербит-базитовой оболочки, сопровождавшаяся резким притоком калия, осуществлялись в результате быстрого нарастания освобождавшейся гравитационной энергии (третий энергетический пик — 3,1—2,7 млрд. лет), связанной с началом лавинообразного процесса выделения окисно-железного ядра. Можно полагать, что в ходе гравитационной дифференциации происходило расширение и углубление конвективных ячеек. Это определило вынос калия (первый «калиевый взрыв») из глубин мантии и формирование ядра и поступление в верхние горизонты литосферы гранитизирующих флюидов иного состава, частично переработавших ранее образовавшуюся эндербит-базитовую оболочку. Конечными продуктами этого процесса являются калиевые аляскитовые граниты и чарнокиты, часто ассоциирующие с анортозитами — комплексами-индикаторами становления протоконтинентальной коры (нуклеарная стадия [6—8, 30]). Отметим, что автономные массивы анортозитов располагаются в локальных зонах тектонотермальных максимумов [26, 30], в отличие от аляскитовых гранитов, имеющих относительно широкое площадное распространение.

Идея о ведущей роли приливной энергии в процессах становления и развития докембрийской литосферы гармонирует с представлениями о большом значении энергии приливной деформации для разогрева планет и их спутников, находящихся в условиях сильного приливного воздействия. Так, анализ схемы проведенного нами дешифрирования мозаики космических снимков спутника Юпитера Ио, полученного с «Вояджера» [51], показал, что большинство вулканотектонических кольцевых структур активного вулканизма Ио располагается в его экваториальной области (рис. 7, А), что объясняется разогревом спутника при диссипации энергии приливной деформации [49] под влиянием других спутников Юпитера. При этом отмечается отсутствие на Ио импактных структур [44] и подчеркивается возможность миграции вулканической деятельности в широтном направлении под воздействием тех же сил [49].

Если теперь обратиться к Земле, то среди палеотектонических палинспастических реконструкций раннего докембрия особое внимание привлекают построения П. Морела и Е. Ирвинга [45], из которых видно, что к концу раннего протерозоя континенты Земли (в допущении их современных очертаний) располагались в зоне низких широт (см. рис. 7, Б), что хорошо согласуется с теоретической моделью [36]. Сходство общей картины размещения нуклеаров на ранней Земле и зоны активного вулканизма на Ио может свидетельствовать о единой направленности глобальных геологических процессов при формировании центров тектонической активности, приуроченных к экваториальным областям (см. рис. 7). Это разумеется, относится только к планетам и их спутникам, находящимся в условиях сильного приливного взаимодействия. Кроме

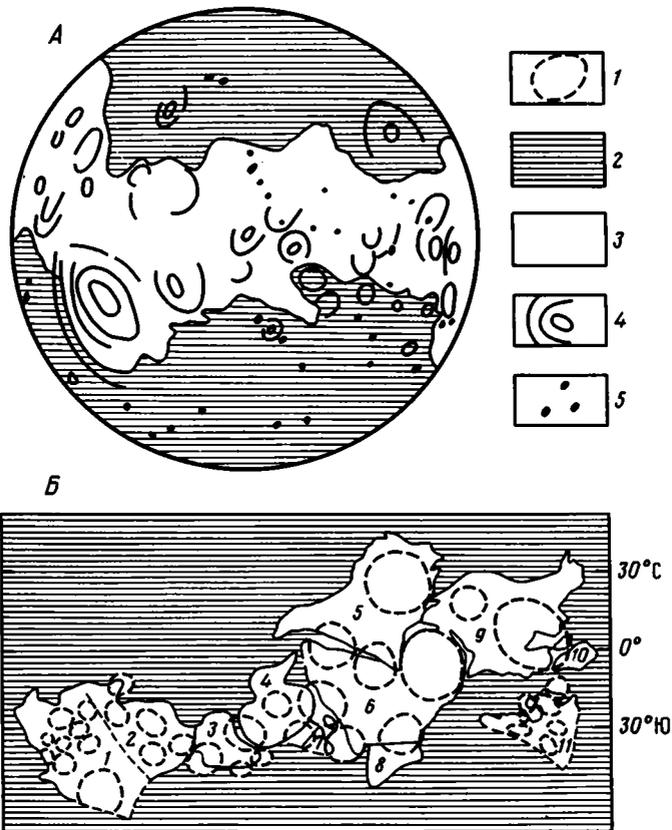


Рис. 7. Схемы: А — дешифрирования мозаичного снимка спутника Юпитера Ио, полученного с «Вояджера-1» 4 марта 1979 г., по [51] (диаметр 3640 км); Б — позднепротерозойского суперконтинента, по [43], с контурами нуклеаров (приблизительная цилиндрическая равнодистанционная проекция)

На А: 2 — высокогорные полярные области и 3 — относительно равнинная экваториальная область, отличающиеся темным (2) и светлым (3) фототоном; 4 — кольцевые структуры и 5 — темные изометричные пятна, интерпретируемые как: крупные вулканотектонические депрессии (4) и центры локального вулканизма (5). На Б: 1 — нуклеары континентов Земли: 1 — Сибирь, 2 — Китай, 3 — Австралия, 4 — Антарктида, 5 — Южная Америка, 6 — Африка, 7 — Индия, 8 — Аравия и Иран, 9 — Северная Америка, 10 — Гренландия, 11 — Евразия; 2, 3 — области относительной тектонической: 2 — стабильности или гравитационного орогенеза, 3 — активности и вулканизма, связанного с воздействием приливной энергии

этого, возможен и еще один вывод — о широтной миграции тектонической деятельности вдоль активной экваториальной зоны ранней Земли. Именно это явление могло служить причиной асинхронности докембрийских процессов корообразования на разных материках, на что обращал внимание Е. В. Павловский [25, 26].

Завершая все вышеизложенное, подчеркнем, что общая направленность тектонической эволюции процессов архейского гранитообразования, внесших существенный вклад в создание латеральных и глубинных неоднородностей литосферы континентов (нуклеары и интернуклеарные области), была выражена в смене этапа формирования крупных эндербит-базитовых полей этапом образования более локальных очаговых структур — эндербитовых куполов. По всем данным, эндербит-базитовые поля возникли только в пределах сиалических ядер (нуклеаров) в процессе наиболее ранней в истории Земли ареальной высокотемпературной гранитизации, связанной с частичным плавлением материала базитовой коры

[5, 22, 23]. Напомним, что интернуклеарные области сложены главным образом породами основного состава (основными гранулитами) и лишь отчасти образованиями, которые можно отнести к эндербит-базитовой ассоциации [7, 8, 22] (см. рис. 1).

Приуроченность эндербитов нормальной щелочности к тем же ареалам, но в то же время к более локальным купольным структурам указывает, как отмечалось выше, на очаговое развитие процессов гранитизации, которые отвечали определенному этапу геохимической эволюции и соответствующей структурной перестройки. Эти процессы были связаны с резким увеличением роли калия в составе гранитизирующих флюидов, что, естественно, выразилось в существенном изменении химизма процессов гранитообразования и увеличении роли пластических деформаций, приведших к созданию куполов облекания первого поколения [5]. В истории Земли подобный процесс куполообразования широко проявился еще раз в раннем протерозое [38]. Такая достаточно быстрая смена химизма гранитообразования и структурного стиля в развитии континентальной литосферы в архее, по всей видимости, отвечала переломному моменту глобального характера, так как это явление прослеживается на всех континентах [5]. Этот скачок должен был определяться скорее всего резким изменением характера мантийной конвекции, т. е. углублением и укрупнением конвективных ячеек и как следствие — увеличением выноса калия и других литофильных элементов в верхние горизонты литосферы. Можно думать, что главной причиной этого глобального явления было изменение энергетического баланса Земли при переходе от режима приливных деформаций (с которыми было связано выплавление первичной базитовой коры и формирование эндербит-базитовых полей) к режиму освобождающейся гравитационной энергии, обусловленной перераспределением масс в связи с процессом выделения ядра Земли.

Вышеизложенное свидетельствует о том, что на фоне необратимого развития Земли, на что многократно указывал Е. В. Павловский, наблюдается четко выраженная направленность эволюции петрогенетических и структурных процессов архейского гранитообразования.

Список литературы

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
2. Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 262 с.
3. Глуховский М. З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М.: Наука, 1990. 213 с.
4. Глуховский М. З., Моралев В. М., Кузьмин М. И. Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита // Геотектоника. 1977. № 6. С. 103—117.
5. Глуховский М. З., Моралев В. М., Щербакова И. П. Архейское гранитообразование и структурная эволюция континентальной коры (на примере Сибирской платформы) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 7. С. 3—14.
6. Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли // Геотектоника. 1973. № 2. С. 3—7.
7. Глуховский М. З., Павловский Е. В. Новые аспекты геотектоники и минерогении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 11. С. 5—20.
8. Глуховский М. З., Павловский Е. В. Кольцевые структуры ранних этапов развития Земли // Сравнительная планетология: Докл. XXVII сессии МГК. Т. 19. М.: Наука, 1984. С. 65—74.
9. Докембрийская геология СССР / Отв. ред. Рундквист А. В., Митрофанов Ф. П. Л.: Наука, 1988. 440 с.
10. Древнейшие породы Алдано-Станового щита: Путеводитель Международной геологической экскурсии Проекта МГПГК № 280 «Древнейшие породы Земли» / Беляцкий Б. В., Бережная Н. Г., Бибикина Е. В. и др. Л.: Научный совет по геологии докембрия АН СССР, 1989. 260 с.
11. Кепежинская П. К. Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 1990. 176 с.
12. Конди К. С., Аллен П. Происхождение чарнокитов Южной Индии // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 224—249.
13. Косыгин Ю. А., Маслов Л. А. Роль твердых лунных приливов в тектоническом процессе // Геотектоника. 1986. № 6. С. 3—7.

14. Крылов Р. П., Левченко О. А., Беляцкий Б. В., Комаров А. Н., Яковлева С. З. Новые изотопно-геохронологические свидетельства древнейших событий на Земле Эндерби (Антарктида) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 2. С. 433—436.
15. Ламберт Дж. Ст. Р., Холланд Дж. Г. Геохимия гнейсов Амитсок. Предварительные наблюдения // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 201—212.
16. Летников Ф. А. Флюидный режим формирования гранулитовых и амфиболит-гранулитовых комплексов // Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980. С. 5—12.
17. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. Г. Эпохи и типы гранитообразования. Л.: Наука, 1974. 207 с.
18. Мак-Грегор В. Р. Архейские серые гнейсы и происхождение континентальной коры: данные по району Готхоб, Западная Гренландия // Трондхемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 131—156.
19. Мельников А. И., Лещин В. С., Солодянкина В. Н., Колосницына Т. И., Брандт С. Б., Оксман В. С., Петров А. Ф. Ранние этапы эволюции земной коры Анабарского щита // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 5. С. 1193—1196.
20. Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1968. 482 с.
21. Монин А. С., Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. О вкладе лунных приливов в эволюцию Земли // Докл. АН СССР. 1987. Т. 239. № 6. С. 1341—1345.
22. Моралев В. М., Глуховский М. З. О тектонике фундамента Сибирской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 10. С. 20—26.
23. Моралев В. М., Глуховский М. З. Частичное плавление метабазитов и эволюция докембрийской литосферы // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 2. С. 427—431.
24. Павловский Е. В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов // Геотектоника. 1967. № 5. С. 68—89.
25. Павловский Е. В. Кратонизация земной коры материков (опыт историко-геологического исследования) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50. Вып. 4. С. 5—31.
26. Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков // Геотектоника. 1975. № 6. С. 3—14.
27. Павловский Е. В. Историко-геологический аспект проблемы гранита // Природа. 1977. № 2. С. 3—12.
28. Павловский Е. В. Геология раннего докембрия // Изв. вузов. Геол. и разв. 1988. № 5. С. 3—16.
29. Павловский Е. В. Проблема анортозитов и гранитов рапакиви (тектонический аспект) // Изв. вузов. Геол. и разв. 1989. № 5. С. 3—18.
30. Павловский Е. В., Глуховский М. З. Проблема термотектогенеза // Геотектоника. 1982. № 6. С. 38—52.
31. Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры) // Структура докембрия и связь мигматизма с тектоникой. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 9—53.
32. Равич М. Г., Каменев Е. Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л.: Гидрометеонздат, 1972. 658 с.
33. Ранний докембрий Южной Якутии / Отв. ред. Добрецов Н. Л. М.: Наука, 1986. 280 с.
34. Сергеев С. А., Бибикина Е. В., Левченко О. А., Лобач-Жученко С. Б., Яковлева С. З., Овчинникова Г. В., Неймарк Л. А., Комаров А. Н., Гороховский Б. М. Изотопная геохронология Водлозерского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990. № 1. С. 73—83.
35. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Роль лунных приливов в энергетическом балансе Земли // Жизнь Земли. Геодинамика и минеральные ресурсы. М.: Изд. Музея землеведения МГУ, 1988. С. 24—52.
36. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. О трех этапах геотектонического развития Земли // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 1. С. 77—83.
37. Суханов М. К., Ляпунов С. М. Редкоземельные элементы в древнейших анортозитах СССР // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 5. С. 1221—1225.
38. Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии. М.: Наука, 1985. 200 с.
39. Шемякин В. М. Чарнокитиды раннего докембрия. Л.: Наука, 1976. 179 с.
40. Шило Н. А., Ващилов Ю. Я. Роль земных приливов в тектонической эволюции геологических процессов // Докл. сов. геол. на XXVIII сес. Междунар. геол. конгресса. М.: Наука, 1989. С. 97—104.
41. Шеглöß А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 324 с.
42. Glikson A. Y. Early Precambrian Tonalite-Trondhjemite sialic Nuclei // Earth Sci. Rev. 1979. V. 15. P. 1—73.
43. Harris M. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision Tectonic. Geol. Soc. Sp. Publ. 1986. N 19. P. 67—81.
44. Masursky H., Shaber G. G., Soderblom L. A., Storm R. G. Preliminary geological mapping of Io // Nature. 1979. V. 280. N 5725. P. 725—729.
45. Morel P., Irving E. Tentative Paleocontinental maps for Early Phanerozoic and Proterozoic // J. Geol. 1978. N 5. P. 535—561.

46. *Nutman A. P., Bridgwater P., Brian J. F.* The iron-rich suite from the Amitsoq gneisses of southern West Greenland: early Archaean plutonic rocks of mixed crystal and mantle origin // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. N 87. P. 24—34.
47. *Nutman A. P., Bridgwater D.* Early Archaean Amitsoq tonalites and granites of the Juukasia area, Southern West Greenland development of the oldest-known sial // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 94. P. 137—148.
48. *Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G.* Trace Element Discrimination Diagramm for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // *J. Petrology.* 1984. V. 25. P. 4. P. 956—983.
49. *Schaber G. G.* Shield volcanism tidally forced viscous heating and the shift of active volcanism eastward from the sud-Jupiter and anti-Jupiter points // *Lunar and Planet. Sci. Huston: Tex.,* 1988. V. 17. Pt. 2. P. 758—759.
50. *Subramanian A. P.* Charnockites and Granulites of Southern India // *A. Review. Medd. fra Dansk. Geol. Forening. København.* 1967. B. 17. H. 4. P. 473—493.
51. *Voyager 1 Encounter with Jupiter.* March 1979: NASA, 1979. 43 p.

Институт литосферы АН СССР,
Москва, 109180

Поступила в редакцию
10.IV.1990

УДК 551.24(4/5)

© 1991 г.

ХАИН В. Е., РУДАКОВ С. Г.

О СОВРЕМЕННОМ ПОЛОЖЕНИИ ПЕРВИЧНОЙ СЕВЕРНОЙ ГРАНИЦЫ ГОНДВАНЫ В ЕВРОПЕ И ПЕРЕДНЕЙ АЗИИ

Существенные различия в байкальской эволюции Европы и Передней Азии позволили выделить в пределах Средиземноморского подвижного пояса две крупнейшие части и наметить возможную границу между ними, представленную офиолитовым швом. По особенностям развития охарактеризованы вероятные элементы Перигондванской части пояса, которая стала позднее эпикадомской платформой в отличие от Перифенносарматской части, сохранившей геосинклинальный режим до салаирского тектогенеза в конце кембрия — начале ордовика. С замыканием последней, возможно, связано образование более позднего офиолитового шва.

V. E. Khain, S. G. Rudakov. On the actual position of the primary northern border of Gondwana in Europe and Westernmost Asia. *Geotectonics*. 1991. № 4. Substantial difference in the Baikalian (Late Proterozoic) evolution of Europe and Westernmost Asia had given the opportunity to distinguish in the limits of this segment of the Mediterranean mobile belt two main parts and to draw the border in between, marked by an ophiolite suture. According to the peculiarities of development probable elements of the structure of the Perigondwanian part of the belt, which became later the epicadomian platform, are characterized, as distinct from the Perifennosarmatian part of the belt which preserved its geosynclinal regime up to Sairian orogeny in Late Cambrian — Early Ordovician. With the closure of this part of the belt a formation of a later ophiolite suture may be connected.

История Средиземноморского подвижного пояса относительно хорошо изучена начиная с ордовика, т. е. со времени становления Палеотетиса [3, 32]. Между тем заложение пояса, разделившего Восточно-Европейский и ряд гондванских кратонов, произошло не позднее середины позднего рифея (900—850 млн. лет назад). Следовательно, слабоизученный этап развития пояса — этап существования Прототетиса — охватывает интервал от 900 до 500 млн. лет, т. е. поздний рифей, венд и кембрий. Анализ распределения комплексов пород, образовавшихся в течение этого интервала, обнаруживает следующую замечательную особенность: в пределах Европы примерно посредине пояса может быть намечена узкая зона, к югу от которой геосинклинальное развитие началось в позднем рифее, сменившись орогенным в венде и платформенным в кембрии, а к северу геосинклинальное развитие началось, быть может, в венде, продолжалось в первой половине кембрия и завершилось в его конце; в ордовике здесь развернулось формирование новых глубоководных геосинклинальных бассейнов.

Орогенез, приведший к формированию складчатой структуры южной части Прототетиса, получил в Африке и Аравии название панафриканского, в Центральной и Западной Европе ему соответствует кадомский орогенез, а на территории СССР его эквивалентом является байкальский (s. s.). В это время не только закончилось геосинклинальное развитие

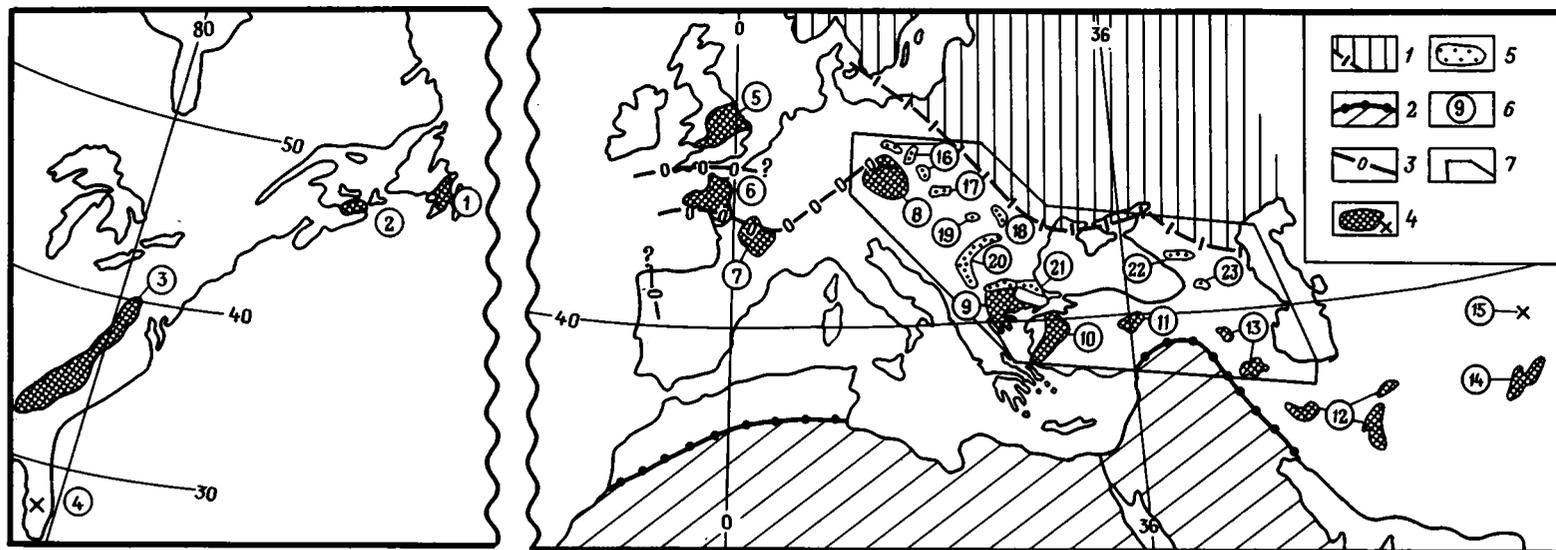


Рис. 1. Местонахождение элементов байкальского Средиземноморского подвижного пояса

1 — Восточно-Европейский кратон и его юго-западная граница; 2 — Африкано-Аравийская платформа и ее северная граница; 3 — офиолитовые швы в герцинидах Западной и Центральной Европы; 4 — элементы Перигондванской части Прототетиса (1—15); 5 — элементы Периферно-сарматской части Прототетиса (16—23), 6 — номера элементов Прототетиса; 7 — контур участка подвижного пояса, показанного на рис. 2.

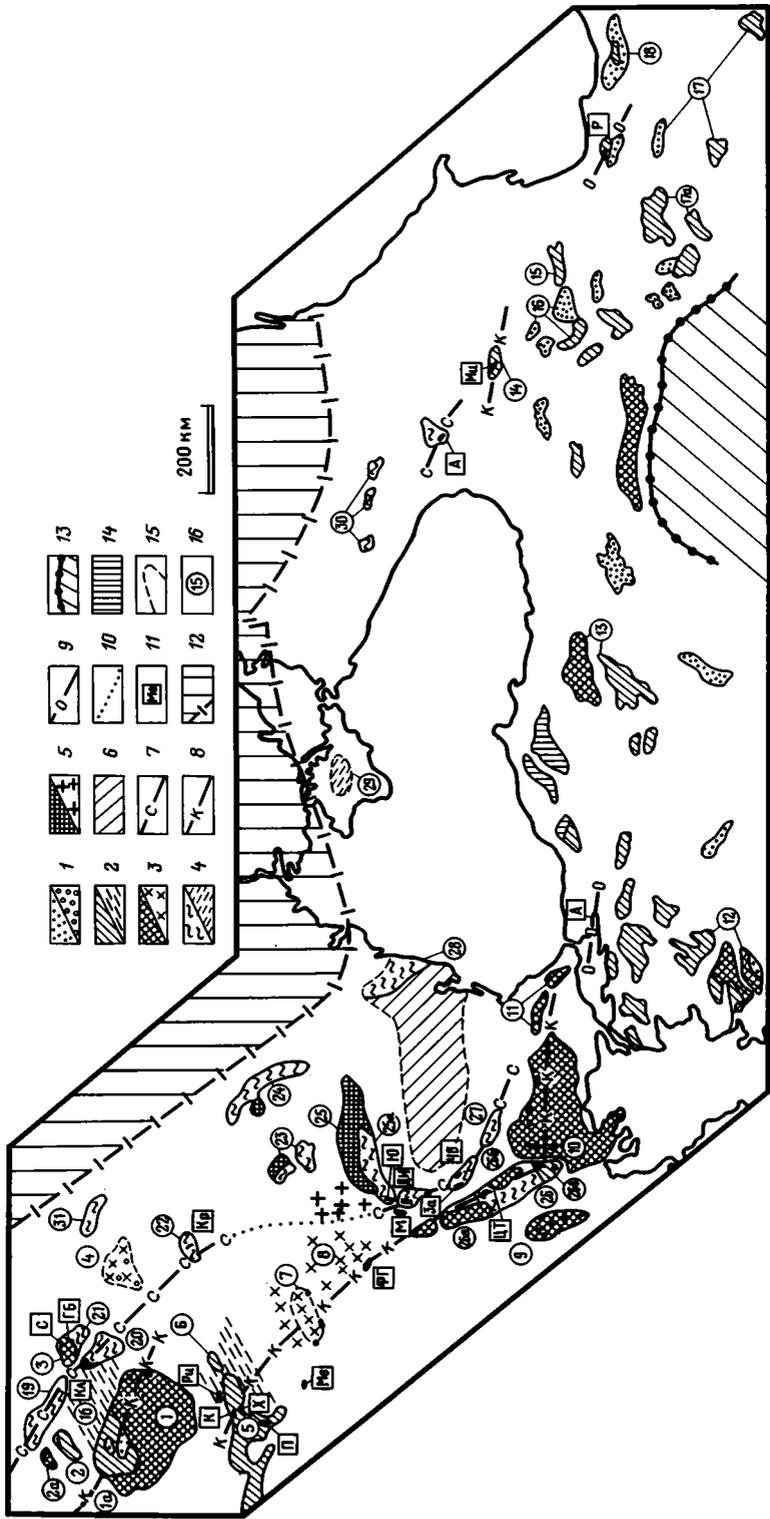
1 — п-ов Авалон, 2 — Новая Шотландия, 3 — Пидмонт, 4 — Флорида, 5 — Мидленд, 6—12 — массивы: 6 — Армориканский, 7 — Центральный Французский, 8 — Богемский, 9 — Родопский, 10 — Мендересский, 11 — Киршехирский, 12 — Центрально-Иранский, 13 — Южное Закавказье, 14 — Хазраджат, 15 — Южный Памир, 16 — Западные Судеты, 17 — Вепориды Западных Карпат, 18 — Восточные Карпаты, 19 — Северные Апусени, 20 — Южные Карпаты, 21 — Стара-Планина, 22 — Бечасынская зона, 23 — Дзирульский массив

этой части Средиземноморского пояса, но и произошло замыкание многочисленных внутри- и межкратонных подвижных систем Южной Америки, Африки и Аравии, что и привело в конечном счете к образованию суперконтинента Гондваны, ставшего затем южным ограничением Средиземноморского пояса. Южная часть Прототетиса после своей кратонизации образовала Перигондванскую эпибайкальскую (эпикадомскую) платформу. В ее состав вошли п-ов Авалон на Ньюфаундленде, побережье провинции Новая Шотландия в Канаде, внутренние зоны Пидмонта Южных Аппалачей, п-ов Флорида, английский Мидленд, северная часть Армориканского массива во Франции, Центральный Французский, Богемский и Родопский массивы, Мендересский и Киршехирский в Анатолии, Центральный Иран и южное Закавказье, Центральный Афганистан (Хазраджат) и южный Памир (рис. 1). Общими чертами всех этих структурных элементов являются присутствие офиолитов и островодужных вулканитов позднерифейского возраста, гранитов конца рифея — начала венды, развитие моласс вендского возраста, иногда в сочетании с кислыми субсеквентными вулканитами, появление в низах кембрия платформенных образований, нередко карбонатов с археоциатами и (или) трилобитами. Кадомским комплексам гондванских элементов часто присущи также следы древних оледенений в виде тиллоидов и варвитов. Салаирский тектогенез сыграл здесь роль заключительного, привел местами к перерывам в седиментации и сопровождался становлением послескладчатых щелочных гранитоидов. Отмеченные черты могут быть использованы для распознавания гондванских элементов. Нижнепалеозойский осадочный чехол является общим для ранее кратонизированной части Гондваны (с нижнедокембрийским фундаментом) и для Перигондванской эпибайкальской платформы. С этого времени северная окраина Гондваны из активной надолго превратилась в пассивную.

Северная (Перифенносарматская) часть Прототетиса, в которой кадомский тектогенез не был проявлен, а главная складчатость имела место только во второй половине кембрия или даже в самом начале ордовика, т. е. являлась салаирской¹, характеризуется вендскими — раннекембрийскими офиолитами и островодужными вулканитами. К этой территории принадлежат в Европе Западные Судеты, Карпаты, большая часть Балкан, в Передней Азии — Северный Кавказ и северное Закавказье (в частности, Дзиркульский массив). Ключевым для анализа является участок, включающий Центральную и Восточную Европу (рис. 2).

Большой интерес представляет вопрос о характере границы между двумя намеченными выше крупными частями пояса. Существуют основания совмещать ее с офиолитовым швом, протягивающимся через юг Армориканского, север Центрального Французского и Богемского массивов, ряд мелких выходов в Саксотюрингской зоне и в Западных Судетах. Принципиальное место принадлежит позднерифейским офиолитам в обрамлении Саксонского гранулитового массива, поскольку они трансгрессивно перекрыты вендом и нижним палеозоем [6]. В Судетах мелкие выходы офиолитов Слэжа, Грохова-Брашовице и Шкляры обрамляют добайкальскую глыбу Совьих гор и находятся в ассоциации с байкальским островодужным комплексом, которая наиболее очевидна у офиолитов Клодзко. Далее к востоку граница между двумя названными частями Прототетиса скрывается под более молодыми образованиями. В пределах альпийского пояса также удастся наметить серию точек с выходами древних офиолитов, позволяющих, хотя и достаточно условно, трассировать положение офиолитового шва. В Западных Альпах надо указать на офиолитовый комплекс

¹ Нужно отметить неприемлемость употребления термина «сардская складчатость», поскольку в тектонотипической местности на о-ве Сардиния установлено более позднее проявление сардского тектогенеза — между аренигом и карадоком [4].



Шамрусс (хр. Бельдон), для которого получена Sm—Nd-датировка, равная 496 млн. лет [31]. В штирийской части Восточных Альп к той же группе принадлежат серпентиниты Краубат и Хохгроссен, ассоциирующие с глейнальмским гнейсово-амфиболитовым комплексом, имеющим Rb—Sr-возраст 500 ± 45 млн. лет [32]. Ф. Нойбауэр и др. [28] охарактеризовали в Восточных Альпах также метаофиолитовые комплексы Планкогель и Риттинг. Первый из них принадлежит к основанию австрийских покровов и представляет тектонический меланж со слюдяносланцевой матрицей, содержащей блоки серпентинитов, амфиболитов и других пород. Геохимические особенности свидетельствуют, что эти метаофиолиты являются продуктами эволюции срединно-океанического хребта. Предварительные Sm—Nd-определения датируют образование исходных пород величиной около 700 млн. лет. Офиолитовый комплекс Риттинг входит в состав разбитого на тектонические чешуи основания палеозоя Северной Граувакковой зоны, начинающегося конгломератами верхнего ордовика. Время метаморфизма офиолитов по радиометрическим данным считается здесь позднекембрийским, а позднекембрийско-кембрийский их возраст постулируется.

Юго-восточнее следует отметить выходы офиолитов на севере Югославии, в горах Медведнице у Загреба и около Фрушка-Гора северо-западнее Белграда. В. Илич [11] привел Rb—Sr (1010 млн. лет) и свинцовые (750 и 790 млн. лет) датировки этих пород в горах Медведнице. Первая величина, как и Sm—Nd-датировка ультрамафитов и мафитов беризальского комплекса в Пеннинских Альпах, равная 1020 млн. лет [35], может отражать самое начало разрушения континентального «моста» между древними Восточно-Европейским и гондванскими кратонами. Определение же около 790 млн. лет довольно близко ко времени начала раскрытия Про-

Рис. 2. Центральнo- и Восточно-Европейский участки Средиземноморского подвижного пояса

1—3 — элементы северной периферии Гондваны (а — обнаженные, б — погруженные), представленные: 1 — эпикадомским молассовым чехлом, 2 — кадомскими геосинклинальными комплексами, 3 — докадомским (добайкальским) основанием; 4—5 — элементы Периференносарматской части Прототетиса (а — обнаженные, б — погруженные), представленные: 4 — салаирскими (байкальскими) геосинклинальными комплексами, 5 — добайкальским основанием; 6 — Мёзийская плита с гетерогенным основанием; 7—12 — элементы офиолитовых швов Прототетиса: 7 — участки северного шва, возможно, связанного с салаирским бассейном, 8 — участки южного шва, возможно, связанного с кадомским бассейном, 9 — участки шва неясной принадлежности, 10 — предполагаемое положение северного шва, 11 — выходы байкальских офиолитов (преимущественно гипербазитов) и их сокращенные названия; 12 — Восточно-Европейский кратон и его юго-западная граница; 13 — Аравийский щит Гондваны и его северная граница; 14 — добайкальские блоки неясной принадлежности; 15 — предполагаемые границы элементов, 16 — номера структуры элементов

1—18 — элементы северной периферии Гондваны: 1 — Богемский массив (1а — Баррандова зона, 1б — северное погружение), 2 — Саксотюрингская зона (2а — Саксонский гранулитовый массив), 3 — глыба Сovieх гор, 4 — Вислянский массив (Вистуликум), 5 — Восточные Альпы, 6 — Шопронь, 7 — Мечекский блок, 8 — центральная часть Паннонской впадины, 9 — Пелагонийский массив, 10 — Родопский массив, 11 — Странджа и Сакар, 12 — Мендересский массив, 13 — Киршехирский, 14 — Мисханский, 15 — Мегринский, 16 — Зангезурская зона, 17 — Центральнo-Иранский массив (17а — Такабский участок), 18 — Эльбурс; 19—31 — элементы Периференносарматской части Прототетиса: 19 — Луижницкая (Крконошская), 20 — Клодзко-Орлицкая, 21 — Немча-Каменецкая зоны Западных Судет, 22 — Вепориды Западных Карпат, 23 — Северные Апусени, 24 — Восточные Карпаты, 25 — Южные Карпаты (25а — Данубикум), 26 — Сербско-Македонский массив (26а — Яблоничский, 26б — Осоговский, 26в — Огражденский блоки), 27 — Стара-Планина, 28 — Добруджа, 29 — Новоцарицынско-Симферопольское поднятие, 30 — Бечасынская зона, 31 — Келецкая зона Свентокшиских гор

Выходы офиолитов: А — Армутлу, ГБ — Грохова-Брашовице и Шкляры, Д — на Дзиркульском массиве, ДИ — Дели-Йован, За — Заглавац, К — Краубат, Кл — Клодзко, Кр — в Кракловской единице Вепорид, М — Майданпек, Ме — Медведнице, Ми — на Мисханском массиве, П — Планкогель, Р — Решт, Ри — Риттинг, С — Слэжа, ФГ — Фрушка-Гора, Х — Хохгроссен, ЦТ — Црна Трава, ЧВ — Черни Врх, Ю — Юць

тотетиса, выявленному на карпатском материале [14]. Время начала седиментации в Восточных Альпах также оценивается около 800 млн. лет [33].

Между названными югославскими выходами небольшие тела серпентинитов вскрыты на юго-западе Венгрии (Мечек), где они связаны с филлитовой серией нижнего палеозоя. Там же известны метагарцбургиты и эклогиты в ассоциации с гнейсово-сланцевым комплексом [2], для которого получена датировка в 592 млн. лет. Д. Вейн [37] отметил, что магнитные аномалии указывают здесь, как и в Восточных Альпах, на восток-северо-восточное простирание полосы гипербазитов. Стоит вспомнить, что Э. Садецки-Кардош [36] характеризовал эту ассоциацию метабазитов и гипербазитов как раннебайкальский офиолитовый комплекс, а З. Балла [2] отметил многостороннее сходство этих пород в горах Мечек с метаофиолитами Стара-Планины и Родопского массива. В свою очередь, Д. Говорка [7] подчеркнул, что и в Кракловской зоне западно-карпатских Вепорид известны метаморфизованные офиолиты, связанные с комплексом, который относится, возможно, к верхнему протерозою — нижнему палеозою.

Также к шовной линии принадлежат серпентиниты Юць, ассоциирующие с другими офиолитовыми породами южнокарпатского Данубикума. Природа и положение этой единицы требуют особого внимания, так как она представляет единственный в Карпатах элемент, где радиометрически зафиксированы кадомские гранитоиды (Петряну — 656, Тисмана — 580 млн. лет) и салаирское (524 млн. лет) омоложение древних комплексов [30]. С другой стороны, завершение образования байкальских комплексов связано здесь со второй половиной кембрия, т. е. с салаирским тектогенезом. Черты, свойственные элементам как северной, так и южной частей Прототетиса, выявляются и у близлежащего Сербско-Македонского массива. Во-первых, А. Грубич [38] показал, что массив состоит из ряда добайкальских блоков (Яблонницкого, Осоговского, Огражденского), отчасти трансгрессивно перекрытых типично геосинклинальной власинско-осоговской серией рифея — кембрия, метаморфизм которой и привел к консолидации массива. К эпохе салаирского тектогенеза близки и датировки в 540 млн. лет, полученные для гранитоидов Юхор и Сталач [38]. Во-вторых, власинско-осоговская серия очень сходна с диабаз-филлитоидным комплексом Западной Стара-Планины и с метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами верхов докембрия — низов кембрия на западе Южных Карпат. Таким образом, решающий перелом в эволюции всех этих элементов был определенно связан с салаирским тектогенезом, что характерно для Перифенносарматской части Прототетиса. С другой стороны, в Сербско-Македонском массиве А. Грубичем [38] отмечена кадомская активизация магматизма, проявившаяся около 600 млн. лет назад в широкой микроклинизации, а для Огражденского блока получена датировка в 615 млн. лет. Вероятно, Данубикум и Сербско-Македонский массив входили в пограничную с Гондваной зону Перифенносарматской части Прототетиса, чем и определялась специфика их развития, возможное объяснение которой будет предложено несколько ниже.

Непосредственное продолжение офиолитового шва к югу от Южных Карпат фиксируется по серпентинитовым массивам Майданпек, Дели-Йован и Заглавац на крайнем северо-востоке Югославии. Последний из них вплотную примыкает к Стара-Планинской зоне болгарских Балкан, где эти породы широко развиты в составе диабаз-филлитоидного, или трибалльского, по Эк. Бончеву [5], комплекса. Еще один участок развития серпентинитов в Карпато-Балканидах Восточной Сербии находится в непосредственной близости от границы с Болгарией и включает выходы на севере гор Црна Трава (Мачкатица и Млачиште) [11]. Гипербазиты этого участка тесно ассоциируют с зеленосланцевой власинско-осоговской

серией рифея — кембрия, испытали общий с ней метаморфизм и составляют компоненту эпибайкальского Сербско-Македонского массива.

В Болгарии ближайшим к югославской границе является серпентинитовый массив Черни Врх в Берковицких горах. И. Хайдутов [26] показал, что на стыке Южных Карпат и Балкан офиолитовая ассоциация представлена всеми ее компонентами, и подчеркнул, что она маркирует собою позднедокембрийскую Тракийскую сутуру, разделявшую Мэзийскую плиту и Фракийскую континентальную глыбу. Полученная И. Хайдутовым разносторонняя характеристика позволила считать эти офиолиты образованиями настоящего океана (а не краевого моря!) и тем самым допустить значительную первичную удаленность названных континентальных блоков. Фракийская глыба включает и Родопский массив, на севере центральной части которого известны серпентиниты [10], характерные для северной периферии Гондваны. Элементами Тракийской сутуры являются также офиолиты Шипченской Планины, а восточное продолжение шва намечается по аналогичному комплексу [3] в районе Босфора и Западного Понта. Возможно, к тому же шву принадлежит зона п-ова Армутлу на западе Понтида, где в составе тектонической единицы Изник выявлена метаморфизованная в условиях зеленосланцевой фации олистострома [25], строение матрицы которой и состав пород в олистолитах (есть метабазиты и серпентиниты) представляются сходными с современной характеристикой верхов диабаз-филлитовидного комплекса [9]. Надо оговориться, что турецкие авторы считают олистострому триасовой (?), но никаких аргументов в пользу такого возраста не приводят, тогда как на Балканах олистостромовая матрица палинологически датируется ранним ордовиком [12].

Следующий к востоку выход офиолитов представляет, видимо, одна из тектонических единиц Дзирульского массива. Интересно, что возможность первичной взаимосвязи офиолитов Центральной Саксонии и Дзирульского массива предполагалась в самом общем виде и К.-Д. Вернером [6], считавшим офиолиты и близлежащие островодужные комплексы Саксонии продуктами океанического этапа развития Средней Европы в позднем рифее. Начало спрединга в этом бассейне, разделявшем Афро-Азиатскую и Северо-Атлантическую плиты, представлялось последальпийским. Ближайший к Дзирульскому выход серпентинитов, ассоциирующихся с байкальским комплексом, находится в Мисханском массиве Малого Кавказа [1], а еще восточнее к офиолитовому шву Прототетиса могут принадлежать досреднепалеозойские офиолиты окрестностей Решта в Иранском Талыше [17].

Приведенная информация позволяет с известной осторожностью охарактеризовать и некоторые особенности современного распространения офиолитов в Центральной и Юго-Восточной Европе. Важнейшую черту представляет приуроченность этих пород к двум главным линиям, субпараллельным простираению подвижного пояса. Южная из них включает офиолиты, развитые в Пеннинских и Восточных Альпах, на севере Динарид, в горах Мечек, на севере Сербско-Македонского и Родопского массивов. Для этого офиолитового шва удастся наметить и более западное продолжение, если принять во внимание офиолиты Центрального Французского и Армориканского массивов [22]. В последнем случае для офиолитовых пород указана датировка в 600 млн. лет. К северному шву принадлежат офиолиты Западных Судет, западнокарпатских Вепорид, южнокарпатского Данубикума, Стара-Планины, а также зоны Изник в Понтидах. В отличие от южного шва северный, вероятно, не имел продолжения в более западных частях Европы.

Хотя это и не везде удастся доказать, вероятным выглядит предположение, что намеченные линии представляют две генерации офиолитовых швов, отвечающие главным фазам замыкания Прототетиса — кадомской и салаирской. К первой генерации могут относиться элементы офиолитово-

го шва, возникшего на юге Средиземноморского пояса, между краем добайкальского Африканского материка и цепочкой микроконтинентальных глыб в пределах бассейна. Офиолиты, вошедшие в эту генерацию, в последующее время оказались в составе северной периферии Гондваны. Образование другого офиолитового шва произошло, видимо, при окончательном замыкании байкальской геосинклинали на салаирском рубеже. Участки этого шва явно сопряжены с эвгеосинклиальной частью салаирского бассейна Западных Судет, Карпат, Балкан и Кавказа и находятся непосредственно перед фронтом эпикадомского края Гондваны, характерными элементами которого являются, например, Богемский и Родопский массивы. К северо-западу от Лужицкой зоны Судет не удается различить ни элементов северного офиолитового шва, ни реликтов салаирских бассейнов. Эта часть Центральной и Западная Европа испытали байкальскую эволюцию «южного типа»: после кадомского тектогенеза они вошли, вероятно, в состав северной периферии Гондванского материка.

Следует заметить, что оба офиолитовых шва, ограничивающих Армориканский массив (см. рис. 1), возникли при кадомском замыкании двух частей Прототетиса — южной и северной (Кельтской), разделенных, согласно Ж. Конье и А. Райту [22], Пентеврийской микроплитой, имевшей гондванское происхождение. Во всяком случае кембро-силурийский магматизм на Армориканском массиве имел типично внутриплитную природу и отражал обстановку растяжения коры [33], но отнюдь не сжатия. Сделанное замечание объясняет также эпикадомскую принадлежность к Перигондванской платформе английского Мидленда.

Участок Средиземноморского пояса между Южными Карпатами — Стара-Планиной на севере и Сербско-Македонским и Родопским массивами на юге отличается близким соседством северного и южного офиолитовых швов, в каждом из которых проявились и кадомская, и салаирская активность. Кроме того, высокая подвижность северного шва при замыкании салаирского бассейна Стара-Планины сохранилась и в раннем ордовике, отразившись в образовании олистостромы в верхах диабаз-филитоидного комплекса [9], содержащей олистолиты офиолитов в первично терригенной матрице. Между главными линиями офиолитовых швов на этом участке зажаты отдельные добайкальские сиалические блоки, возможно, представляющие реликты того континентального «моста», который связывал Восточно-Европейский и гондванские материи до раскрытия Средиземноморского подвижного пояса. Самые мелкие «обломки» стали древними ядрами, вошедшими, например, в состав Сербско-Македонского массива, а более крупным их гомологом может служить Мечекский блок на юге Венгрии.

К сожалению, во многих местах принадлежность офиолитов к тому или иному шву остается менее определенной. На кавказско-иранском пересечении, где древние кратоны сильно сближены, можно лишь предполагать принадлежность Дзирульского выхода к более позднему байкальскому офиолитовому шву, о чем свидетельствует ассоциация офиолитов со стратифицированным комплексом верхов докембрия и низов кембрия, дислоцированным скорее всего, при салаирском тектогенезе [17]. Офиолиты Мисханского массива, напротив, связаны с комплексом, имеющим, кадомский возраст [1], и могут быть элементом более раннего шва. Еще менее определена принадлежность офиолитов Решта. Что касается офиолитов Саксотюрингской зоны и севера Богемского массива, то их, вероятно, следует относить к кадомскому шву. В первом случае об этом свидетельствует несогласное перекрытие отдельных офиолитовых тел вендскими и нижнепалеозойскими отложениями; офиолиты Богемского массива принадлежат к кадомскому этажу, несогласно перекрытому кембрием.

Наличие двух разновозрастных байкальских офиолитовых швов может служить причиной повторения их элементов, например, на пересечении

Средиземноморского пояса от Восточных Альп через Богемский массив к Западным Судетам, а также в других случаях. Нужно заметить, что хотя прямой связи между временем образования офиолитового шва и возрастом входящих в него пород может и не быть, именно в южной, более древней зоне находятся офиолиты, по которым получены максимальные датировки, достигающие в Пеннинских Альпах и на севере Динарид около 1000 млн. лет.

В пределах Центральной и Юго-Восточной Европы полный разрез офиолитовой ассоциации установлен лишь в Саксонии [6] и на западе Стара-Планины [9, 26], где с ним связаны и островодужные магматиты. В других местах метаофиолиты образуют либо отдельные тектонические чешуи, либо олистолиты и олистоплаки в метаморфизованных олистостромах, генетически сопряженных с завершением байкальского тектонического этапа.

Несмотря на недостаточную достоверность или даже отсутствие радиометрических датировок, по породам, принадлежащим к офиолитовым швам, удается проследить практически все главные моменты в истории развития исходного океанического бассейна.

1. В датировках ряда добайкальских комплексов — 1340 млн. лет в Совьих Горах Судет, 1150 млн. лет в горах Мечек — отразился минимальный возраст континентального субстрата, разрушенного при первичном раскрытии Средиземноморского подвижного пояса.

2. Самые древние определения возраста офиолитов близки к 1000 млн. лет и соответствуют, видимо, самому началу деструкции континентального «моста» между Восточно-Европейским и гондванским материками.

3. Ряд датировок около 850—800 млн. лет фиксирует начало седиментации в Прототетисе.

4. Кадомский тектогенез отмечен как стратиграфическими несогласиями, так и радиометрическими данными.

5. Салаирский диастрофизм подтверждается преимущественно отсутствием образований второй половины кембрия и трансгрессивным перекрытием некоторых элементов офиолитового шва отложениями ордовика, иногда нижнего. В ряде мест (Сербско-Македонский, Армориканский и Иберийский массивы, Данубикум и Саксотюрингская зона) проявились и кадомские, и салаирские движения.

6. Наличие на Стара-Планинском участке офиолитового шва нижнеордовикской олистостромы с участием позднепротерозойских (?) офиолитов отражает завершающие события в эволюции Прототетиса.

Заканчивая характеристику офиолитовых швов, приходится сделать существенную оговорку относительно того, что, возможно, не все названные выше офиолиты были сопряжены с развитием Прототетиса, поскольку возраст некоторых из них остается недостаточно определенным. Во всяком случае следует считаться с тем, что намеченные офиолитовые швы Прототетиса в пределах альпийского Средиземноморского пояса часто совпадают с аналогичной зоной, указанной А. А. Беловым для Палеотетиса [3]. В наибольшей мере это опасение подтверждается датировками офиолитов в Западных и Восточных Альпах. Правда, А. А. Белов также отмечает некоторую вероятность позднекембрийского возраста отдельных офиолитовых комплексов.

Полученная характеристика сложно построенной древней офиолитовой зоны, как и указанные признаки, отражающие различия в ходе и особенно в завершении эволюции Прототетиса, казалось бы, являются надежными критериями для диагностики первично гондванских элементов, которые могут быть представлены блоками докадомского основания, кадомскими комплексами и фрагментами эпикадомского чехла, обособленными или в любом сочетании. Однако практика показывает, что в альпийском поясе почти не известны продукты именно заключительной стадии

байкальского этапа (молассовый комплекс), что сильно осложняет задачу. В то же время участие изначально гондванских элементов в структуре альпийского орогена тем более несомненно, что по всему набору признаков они надежно распознаются в расположенных севернее европейских герцинидах. Во всяком случае выявленные особенности строения и развития южного офиолитового шва квалифицируют его как северную границу эпикадомской Гондваны и позволяют охарактеризовать наиболее северные из гондванских элементов в Европе и Передней Азии.

В рамках намеченного выше ключевого участка Средиземноморского пояса (см. рис. 2) существенная роль принадлежит *Богемскому* (Чешскому) *массиву*, обнаруживающему черты, свойственные элементам Перигондванской части пояса. Это касается, во-первых, наличия позднерифейских метабазитов и серпентинитов. Во-вторых, главный перерыв разделяет здесь альгонский метаморфический комплекс верхнего протерозоя и кембрийский осадочный чехол, сложенный молассовыми образованиями в сочетании с кислыми субаэральными вулканитами. Характерно также присутствие в чехле карбонатных пород с остатками трилобитов. Что касается верхов альгонского комплекса, то в них развиты тиллоиды, метаморфизованные ленточные глины и даже ледовые клинья [39], отражающие вендское оледенение. В-третьих, с интервалом 650—600 млн. лет [20] связан главный метаморфизм, за которым последовало внедрение гранитоидов (595—560 млн. лет). Аналогичный альгонку сланцевый, преимущественно эпизональный комплекс верхнего протерозоя прослежен бурением и в основании молодых отложений северной Чехии [21] вплоть до Западных Судет. Здесь в Лужицкой (Крконошской), Клодзко-Орлицкой и Немча-Каменецкой тектонических единицах, как и в Предсудетском прогибе, развиты совершенно иные геосинклинальные комплексы, включающие верхи протерозоя и первую половину кембрия и сопровождающиеся гранитоидами конца кембрия — начала ордовика (Rb-Sr-датировки равны 540, 501, 487 и 462 млн. лет [24]). В. Зоубек подчеркнул, что в Баррандовой зоне Богемского массива, как и в северной зоне Армориканского массива, тектогенез на границе кембрия и ордовика ознаменовал «завершение кадомской орогенной (молассовой) стадии» [39]. Таким образом, на сочленении Богемского массива и его северного погружения с Западными Судетами удается наметить почти непосредственное соприкосновение перигондванского и перифенносарматского байкальских элементов.

В тесном соседстве с Лужицкой зоной Судет находится и другой перигондванский элемент, имеющий в структуре герцинид название *Саксотюрингской зоны*. Характерными ее чертами являются трансгрессивное и несогласное перекрытие байкальского комплекса маломощными мелководными осадками венда — первой половины кембрия и наличие в венде тиллоитоподобных пород [18]. Отсутствие здесь верхов кембрия, трансгрессивное залегание ордовика, наличие соответствующих радиометрических датировок гранитоидов и метаморфитов отражают значительное влияние салаирских движений, что может быть связано с изначальной близостью Саксотюрингской зоны к границе с Перифенносарматской частью Прототетиса.

Еще один вероятный фрагмент северной периферии Гондваны может представлять погребенный *Вислянский массив* (Вистуликум), разрез венда которого существенно отличается от других разрезов венда на юге Польши. Наряду с мощным — более 1500 м — терригенным флишoidalным комплексом, типичным для окраины Восточно-Европейской платформы и для большей части Предкарпатского прогиба, К. Лыдка и Л. И. Филатова [31] описали совершенно иной по строению разрез венда, развитый на небольшой площади на юге Силезско-Краковской впадины и частично под фронтом карпатских покровов. Главными чертами этого разреза являются гораздо меньшая мощность (первые десятки метров), регрессивное

строение (красноцветные конгломераты и песчаники) и наличие многочисленных перерывов. Характерно также присутствие карбонатных пород кембрия с фауной трилобитов. Подстилающие метаморфизованные парасланцы условно отнесены к рифею. Авторы отметили также предкембрийский размыв и охарактеризовали вендский комплекс как продукт субконтинентального, близкого к платформенному, развития. Представляется вероятным, что эти отложения принадлежат к эпибайкальской чехлу перигондванского элемента, южное продолжение которого намечается в Мораво-Силезских Бескидах благодаря ряду кадомских датировок (660, 640 и 610 млн. лет), полученных по скважинам к югу от г. Острава. Вислянский массив является, вероятно, самым северным из перигондванских элементов, почти вплотную прилегающим к краю Восточно-Европейского кратона. Аномальное относительно намеченного выше офиолитового шва положение Вислянского массива (см. рис. 2) и его сближенность с реликтами северной окраины Периферносарматской части Прототетиса (например, с Келецкой зоной Свентокшиских гор) могут быть связаны либо с позднейшим перемещением массива по трансформным разломам, либо с полным отчленением этой микроконтинентальной глыбы от Перигондванской эпибайкальской платформы.

Также перигондванским осколком является добайкальская (до 1340 млн. лет) *гнейсовая глыба Совьих гор*, представляющая аллохтон, который подстилается байкальскими офиолитами Западных Судет. Этот гнейсовый с гранулитами комплекс был сопоставлен А. Грохольским [24] с Молданубикумом Богемского массива. Оба комплекса содержат и офиолиты, петрохимически отличные от пород из обрамления Совьегогорской глыбы. Аналогичное сочетание древнего гранулитсодержащего комплекса с позднерифейскими офиолитами характерно и для Саксонского гранулитового массива, находящегося южнее северного офиолитового шва и определено являющегося перигондванским элементом.

Кадомское время метаморфизма и современное местоположение относительно офиолитового шва позволяют предполагать принадлежность к Перигондванской части Прототетиса кристаллических комплексов *Восточных Альп*² и гор *Шопронь*, а также метаморфического основания запада Венгрии вплоть до линии Рааба. О байкальских и более древних комплексах Центрально-Венгерских гор информации практически нет. *Паннонская впадина*, расположенная юго-восточнее, обладает гетерогенным основанием. Отсутствие здесь монолитного древнего массива доказывается хотя бы фактом участия домезозойских метаморфических комплексов в молодой покровной структуре. Беглое упоминание Б. Янтски [27] о наличии в комплексе, ограниченном рубежами в 1000 и 700 млн. лет, метаофиолитов позволяет предполагать присутствие на северо-востоке впадины элементов северного офиолитового шва, хотя и не дает возможности установить его местонахождение. Что касается элементов гондванской периферии в основании центральной и южной частей Паннонской впадины, то косвенным указанием на их существование может служить намеченное выше положение южного офиолитового шва. Если он действительно возник на кадомском рубеже при замыкании южной части бассейна, ограниченной с севера рядом микроконтинентальных блоков и ставшей затем северной окраиной Гондваны, то наличие аналогичных добайкальских блоков к северу от офиолитовых выходов в районах Фрушка-Гора и Медведнице (на границе Паннонской впадины и Внутренних Динарид) выглядит вполне вероятным. Один из таких древних блоков находится, видимо, в районе гор Мечек, где по гнейсам и гранитоидам

² К. Шмидт и Ф. Солльнер [33] также допускают вероятность первичной принадлежности доварисского основания Восточных Альп к Африканской плите.

получены Rb-Sr-датировки, достигающие 1150 млн. лет, а несколько восточнее у г. Сегед гранатовые амфиболиты имеют возраст 1059 млн. лет. На крайнем юго-востоке Паннонской впадины отдельные скважины вскрыли добайкальские комплексы (889 и 821 млн. лет) [27], во многом сходные с их возрастными аналогами в Карпатском регионе.

Карпато-Балкано-Динарский регион отличается от Центральной и Западной Европы заметно более южным contemporaneous местонахождением элементов, которые можно предполагать перигондванскими. Вероятнее всего, такую природу имеет *Пелагонийский массив* в Македонии с основанием из двух крупных комплексов, разделенных фазой тектогенеза, сопровождающейся метаморфизмом и внедрением гранитоидов, для которых в г. Прилеп получена датировка около 1000 млн. лет [29]. Верхний комплекс в свою очередь прорван кадомскими гранитоидами, возраст которых в районах Бабуна и Крушево составляет 580 млн. лет [38]. А. А. Белов [3], ссылаясь на данные Р. Арсовски, отметил в низах чехла массива ряд толщ, сходных с верхами рифея и вендом — кембрием Ирана, а также сделал заключение о том, что позднекембрийский этап развития закончился накоплением моласс и вулканитов орогенной стадии, постепенно сменившейся затем платформенным режимом. По-видимому, Пелагонийский массив является самым западным в пределах альпийского пояса перигондванским элементом, в котором сохранились первичные связи байкальского основания и орогенного чехла.

Положение к югу от офиолитового шва и кадомское время главного перелома в байкальском развитии свидетельствуют о принадлежности к периферии Гондваны и крупного *Родопского массива*, хотя байкальские молассовые комплексы в его пределах и не известны. Природа своеобразной пограничной области, включающей южнокарпатский *Данубикум* и *Сербско-Македонский массив*, освещена выше, а ближайšie типичные элементы Периференносарматской части Прототетиса сохранились в горах Северные Апусени и Восточных Карпатах. Эту часть Прототетиса удастся трассировать в сторону Большого Кавказа через Добруджу и погребенное Новоцарицынско-Симферопольское поднятие Степного Крыма [16], в которых развит комплекс зеленых филлитов верхнего рифея — нижнего кембрия, представляющий терригенную флишоидную формацию и дислоцированный на салаирском рубеже.

Что касается основания метаморфических массивов *Центральной Анатолии*, то имеющиеся Rb — Sr-датировки [23] позволили В. Е. Хаину наметить позднепротерозойский возраст пород, раннебайкальский метаморфизм и салаирское омоложение комплексов [17], т. е. черты, свойственные северной периферии Гондваны. А. Шёнгер и др. [34] подчеркнули проявление в Мендересском массиве панафриканского тектогенеза и принадлежность массива в кембрии к тому орогену, который возник на северо-востоке Африки и в Аравии. А. А. Белов [3] также отметил, что формирование чехла в Анатолии, как и на близлежащем Аравийско-Нубийском щите, началось, вероятно, с кембрия или инфракембрия (венда), отложения которых имеют здесь орогенный характер. Правда, такой древний чехол не был известен в пределах Центральной Анатолии, что могло свидетельствовать о господстве там эпикадомских поднятий, но не меняло вывода о принадлежности района в то время к краю Гондванского материка. Недавнее выявление на юге Мендересского массива слабометаморфизованного молассоидного чехла (группа Каваклидере), несогласно перекрывающего группу Чине в составе докембрийского гнейсового основания и отвечающего байкальской орогении [25], подтвердило более ранние построения. Соотношения комплексов оказались здесь такими же, как в Центрально-Иранском массиве, так что Центральная Анатолия может рассматриваться в качестве его западной окраины.

Кавказско-Иранское пересечение Средиземноморского подвижного

пояса также позволяет распознать среди реликтов байкальских зон элементы северной периферии Гондваны, находящиеся в близком соседстве с останцами зон Перифенносарматской части Прототетиса. Крупнейшим из перигондванских элементов определенно является *Центрально-Иранский массив*, обладающий докембрийским гнейсово-сланцевым основанием, содержащим серпентиниты, который был метаморфизован не позднее 660 млн. лет назад и перекрыт верхневендско-нижнекембрийским чехлом [15]. Чехол содержит красноцветную молассу, эвапориты, шельфовые карбонатные отложения, а также субщелочные кислые вулканиты. В окрестностях оз. Урмия с перерывом перед образованием чехла совпадает становление крупных интрузий гранитоидов. Отмеченные черты уверенно характеризуют Центрально-Иранский массив как перигондванский элемент, возможно, являвшийся непосредственным продолжением Аравийско-Нубийского щита [15]. Наиболее северные участки этого крупного элемента находятся на Малом Кавказе: в Зангезурском хребте, в Мисханском и Мегринском массивах.

В байкальском комплексе *Мисханского массива*, сходном с метаморфическими толщами Центрального Ирана, важно отметить наличие ортоамфиболитов и серпентинитов, а также гранито-гнейсов и альбититов, для которых получена Rb-Sr-изохрона, равная 620 млн. лет [1] и отражающая кадомский тектогенез. Логичным представляется заключение В. А. Агамаяна [1] о принадлежности этого байкальского, как и более древнего комплекса к фундаменту Гондваны. В. Е. Хаин [17] отметил аналогичию Мисханского массива с Мегринским и далее с Центрально-Иранским, а последний, как известно, обладает весьма характерным осадочным чехлом. Кроме того, А. А. Белов указал [3], что с этим чехлом по составу можно коррелировать метаморфическую серию, развитую в Зангезуре. Аналогичный чехол, низы которого датируются вендом, развит в Такабском районе северо-западного Ирана [3] и в различных частях складчатой системы Эльбруса [17]. Все перечисленные элементы определенно принадлежат к Перигондванской эпибайкальской платформе. При очень большой неопределенности возраста многих метаморфических комплексов Большого Кавказа в качестве ближайшего надежного реликта Перифенносарматской части Прототетиса на Кавказско-Иранском пересечении можно рассматривать метаморфиты Бечасынской зоны, палинологически датированные верхами протерозоя — низами палеозоя [19].

Кардинальное значение для расшифровки истории Прототетиса имеет выяснение соотношений во времени двух выделенных в его пределах крупных частей. Согласно одному возможному варианту, северная часть не существовала до орогенеза в южной части, т. е. до венда. В этом случае перед вендом произошло полное замыкание Прототетиса (Прототетиса I) и Гондвана сомкнулась с Евразией, после чего в венде произошел разрыв вдоль шва между будущей Перигондванской платформой и Евразийским континентом. Другой сценарий предусматривает, что северный бассейн зародился одновременно или лишь ненамного позже бассейна южной части и до венда составлял с ним одно целое, а со вступлением южного Прототетиса в венде в орогенный этап развития сохранился в виде остаточного бассейна и продолжал развиваться до середины кембрия включительно. В этом случае нижняя возрастная граница офиолитов обеих частей бассейна должна быть в общем синхронной, а верхняя находится на более высоком уровне в северной части пояса.

Возможен, наконец, третий, промежуточный вариант, напрашивающийся по аналогии с переходом от Палеотетиса к Мезотетису. На западе, в Центральной и Западной Европе, развитие могло идти по первому варианту с полным замыканием океанического бассейна в венде, тогда как на востоке, начиная с Западных Судет и Карпат и в Азии,— по второму варианту, т. е. с сохранением унаследованного остаточного бассейна и

его последующим расширением в венде — раннем кембрии. Пожалуй, этот третий вариант является на сегодня наиболее правдоподобным. В его пользу косвенно свидетельствует также асинхронность позднерифейских и вендских событий на северной окраине Гондваны, заключающаяся, в частности, в факте сохранения в то время обстановок островной дуги и открытого океана на востоке, в Аравийско-Нубийской области, при стабилизации ранее подвижных поясов вокруг Западно-Африканского кратона [8]. Та же асинхронность с опережающими событиями на западе северной периферии Гондваны заметна и в кембрии, когда наряду с эпиконтинентальными бассейнами в аравийской и центрально-африканской частях возникает вновь образованный Марокканский глубоководный бассейн. Эта закономерность подкрепляет сделанное предположение об аналогичной разновременности тектонических событий в разных частях европейского отрезка Прототетиса. Тем не менее окончательное решение обсуждавшегося вопроса возможно лишь после накопления новых данных; в первую очередь радиогеохронологических и палеомагнитных.

Список литературы

1. Агамаян В. А. Магматические и метаморфические формации метаморфических комплексов Армянской ССР // Происхождение и эволюция метаморфических формаций. Новосибирск: Наука, 1986. Т. 3. С. 89—91.
2. Балаа З. Доверхнекаменноугольные базиты и ультрабазиты Венгрии // Рифейско-раннепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 136—148.
3. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 211 с.
4. Белов А. А., Рудаков С. Г. Что такое сардская складчатость и ее соотношение с салаирской // Геотектоника. 1989. № 4. С. 21—32.
5. Бомчев Ек. Трибалльский геоконкомплекс в каледонском развитии Балканского полуострова // Geologica Balcanica. 1977. V. 7. № 3. P. 3—15.
6. Вернер К.-Д. Верхнерифейские офиолиты Саксонии (ГДР) // Рифейско-раннепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 106—119.
7. Говорка Д. Доальпийские офиолиты и ассоциирующие с ними комплексы Западных Карпат // Рифейско-раннепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 148—159.
8. Гондвана. Палеотектонические карты. Объяснительная записка. М.: Недра, 1987. 138 с.
9. Иванов Ж., Колчева Кр., Московски Ст., Димов Д. За особенностите и характера на «диабазово-филитондната формация» // Списан. на Българск. геол. друж. 1987. Т. 48. Ч. 2. С. 1—24.
10. Иванов Ж., Московски Ст., Колчева Кр., Димов Д., Клайн Л. Геологическое строение Централных Родоп. Литостратиграфическое расчленение и особенности разреза метаморфических пород в северных частях Централных Родоп // Geologica Balcanica. 1984. V. 14. № 1. P. 3—42.
11. Илич М. Положение офиолитов в геотектоническом развитии Динарид // Acta Geol. Acad. Scient. Hungar. 1967. Т. XI. F. 1—3. P. 77—93.
12. Калвачева Р. Палинология и стратиграфия диабазово-филитоидного комплекса Западной Стара-Планины // Списан. на Българск. геол. друж. 1982. Т. 43. Ч. 1. С. 8—24.
13. Лыдка К., Филатова Л. И. Обзор стратиграфии и некоторые закономерности строения докембрия юго-восточной части Польши // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 4. С. 53—66.
14. Рудаков С. Г. Салаирский (сардский) тектонический этап в эволюции Карпато-Балканской геосинклинали области // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1983. № 6. С. 26—34.
15. Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М.: Наука, 1978. 588 с.
16. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. М.: Наука, 1981. 244 с.
17. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
18. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
19. Abesadze M., Adamia Sh., Chkhotua T., Kekelia M., Shavishvili J., Somin M., Tsimakuridze G. Pre-Variscan and Variscan metamorphic complexes of the Caucasus // Newsletter. IGCP Project № 5. 1982. № 4. P. 5—12.
20. Chab J., Suk M. The metamorphic development of the Bohemian Massif on the Czechoslovak Territory // Sborn. Geol. Ved. Geologie. 1978. V. 31. P. 109—124.

21. *Chaloupsky J.* The basement of the Cretaceous and Permo-Carboniferous of northern Bohemia // *Geol. Rundschau*. 1973. B. 62. H. 2. S. 581—594.
22. *Cogné J., Wright A. E.* L'Orogène cadomien // *Geologie de L'Europe, du Precambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens*. Publications' du 26-e CGI. Paris, 1980. P. 29—55.
23. *Geologie des chaines alpines issues de la Tethys* // *Memoire du BRGM*. 1980. № 11. 355 p.
24. *Grocholski A.* Proterozoic and Palaeozoic of southwestern Poland in a light fo new data // *Biul. Inst. Geol.* 1986. V. 355. P. 7—29.
25. *Guide Book for the field excursion along Western Anatolia, Turkey*. IGCP Project № 5. 1987. 53 p.
26. *Haydoutov I.* Origin and evolution of the South Carpathian-Balkan Precambrian Ophiolite // *Structurny vyvoj Karpatsko-Balkanskeho orogenneho pasma*. Bratislava, 1987. P. 27.
27. *Jantsky B.* The Precambrian in Hungary: Latest Results of Research // *Anuar. Inst. Geol. Geofyz.* 1980. V. 57. P. 433—457.
28. *Neubauer F., Frisch W., Schmerold R., Schlöser H.* Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement of the Eastern Alps // *Tectonophysics*. 1989. V. 164. № 1. P. 49—62.
29. *Papanikolaou D. J., Stojanov R.* Geological correlations between the Greek and Yugoslav Parts of the Pelagonian Metamorphic belt // *Newsletter. IGCP Project № 5*. 1983. P. 146—152.
30. *Pavelescu L., Pop G. O., Ene J., Popescu G.* Some views on the isotopic age pattern of the Southern Carpathian metamorphic and magmatic complexes // *Anuar. Inst. Geol. Geofyz.* 1983. V. 61. P. 387—393.
31. *Pin C., Carme F.* A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 96. № 3. P. 406—413.
32. *Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean mountain belts* / Eds Flügel H. W., Sassi F. P., Greclula P. Bratislava, 1987. 487 p.
33. *Schmidt K., Söllner F.* Towards a Geodynamic Concept of the «Caledonian Event» in Central and SW-Europe // *Verhalt. Geol. B. A.* 1983. H. 3. S. 251—268.
34. *Sengör A. M. C., Satir M., Akkok R.* Timing of tectonic events in the Menderes Massif, Western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for pan-African basement in Turkey *Tectonics*. 1984. V. 3. № 7. P. 693—707.
35. *Stille P., Tatsumoto M.* Precambrian tholeiitic-dacitic rock-suites and Cambrian ultramafic rocks in the Pennine nappe system of the Alps: Evidence from Sm-Nd isotopes nad rare elements // *Contrib. Mineral. Pertol.* 1985. V. 89. № 2. P. 184—192.
36. *Szadeczky-Kardoss E.* Metamorphose in Ungarn // *Acta geol. Acad. Scien. Hungar.* 1967. T. XI. F. 1—3. P. 49—58.
37. *Wein Gy.* Tectonic Review of the Neogene-Covered Areas of Hungary // *Bul. of IX Congr. CBGA*. 1969. V. 1. P. 399—436.
38. *Yugoslavia. An Outline of Geology* // 26th Intern. Geol. Congress. Belgrad. 1980. 92 p.
39. *Zoubek V.* On the Recent State of Research of the Precambrian of the European Variscides // *Anuar. Inst. Geol. Geofyz.* 1980. V. 57. P. 57—99.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова,
Москва, 117234

Поступила в редакцию
3.X.1989.

УДК 551.243.4(477.6)

© 1991 г.

СОЛОВЬЕВ Г. А.

**К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ НАДВИГОВ
ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА**

Обобщение и анализ данных об особенностях строения надвигов Донецкого бассейна показывает, что образование этих деформаций вряд ли могло быть вызвано воздействием на его осадочную толщу внешних тектонических сил. Имеющийся фактический материал скорее свидетельствует о том, что возникновение надвигообразующих сил было связано здесь с какими-то процессами, протекавшими непосредственно в самой толще пород. Показывается, что такими процессами, вызвавшими спонтанное возникновение надвигообразующих сил, могли являться здесь процессы вторичного обводнения пород в результате их сининверсионных катагенетических преобразований. Дается принципиальная физико-геологическая модель механизма надвигообразования.

Вопрос о происхождении надвиговых деформаций в осадочной толще Донецкого бассейна всегда вызывал повышенный интерес у его исследователей. В определенной мере это обусловлено тем, что его решение имеет здесь не только теоретическое, но и большое практическое значение. Надвиговые структуры, получившие в Донбассе исключительно широкое развитие, очень часто осложняют горно-геологические условия разработки угольных месторождений [5 и др.]. Кроме того, к некоторым из этих структур северо-западной окраины бассейна приурочены промышленные скопления газа [17], а в осевой его части они контролируют положение месторождений ртути Никитовского и Дружковско-Константиновского рудных полей [10 и др.]. Вполне очевидно поэтому, что выяснение причин и механизма образования надвиговых деформаций в осадочной толще Донецкого бассейна не только повысит надежность прогнозирования глубинного строения этой толщи, но и будет способствовать более эффективному освоению сырьевого потенциала бассейна. Огромный фактический материал по строению и истории развития Донбасса является исключительно благоприятной основой для разработки вопроса о происхождении надвигов и создания физико-геологической модели процесса надвигообразования.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ НАДВИГОВ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Надвиговые структуры Донбасса изучались многими геологами. Достаточно детально вопросы строения и образования надвиговых деформаций осадочной толщи бассейна рассмотрены в работах В. С. Попова [5, 12 и др.], Ю. Н. Нагорного и В. Н. Нагорного [11, 17 и др.], Е. В. Терентьева [17, 18], И. А. Очеретенко [17 и др.], А. К. Михалева [17 и др.] и ряда других геологов. Благодаря этим исследованиям в настоящее время выявлены многие особенности строения надвигов. В частности, установлено, что подавляющее большинство из них является согласными разрывными нарушениями, падающими круче пластов и обычно пересекающими их под достаточно острым углом. Есть также надвиги, косо секущие пласты, как, например, многие надвиги Центрального района. Значительно реже встречаются надвиги, имеющие противоположное,

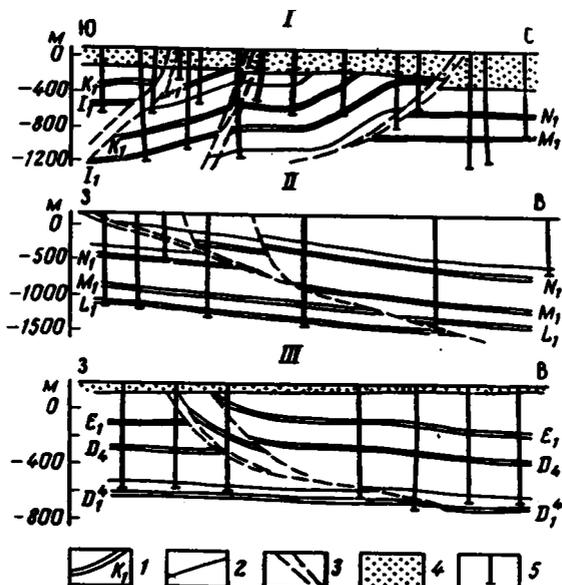


Рис. 1. Строение надвигов Донецкого бассейна в разрезе: I — Луганский и Глубокинский надвиги, по В. С. Попову [12]; II — Селидовский, III — Котлинский надвиги, по А. К. Михалеву, с некоторыми изменениями

1 — пласты известняков на границах свит карбона; 2 — пласты угля; 3 — надвиги; 4 — мезозойские отложения; 5 — углегазведочные скважины. Вертикальный масштаб равен горизонтальному

чем нарушаемые ими породы, падение. Размеры надвиговых деформаций пород Донецкого бассейна колеблются в очень широких пределах. Наиболее крупные из них имеют протяженность в многие десятки километров. Амплитуда их достигает сотен и даже первых тысяч метров (Северо-Донецкий, Марьевский, Каменский и др.). Самые мелкие надвиги могут не выходить за пределы одного маломощного пласта и иметь амплитуду, измеряемую первыми метрами. Интересно, что, несмотря на столь большие различия в величине, все эти разрывные структуры имеют сходные черты строения. Так, почти для всех надвигов бассейна характерно достаточно крутое падение в верхней их части ($50-70^\circ$) и постепенное выполаживание с глубиной (рис. 1). Исключение составляют лишь надвиги, развитые в районах со значительным эрозионным срезом каменноугольной толщи. Например, в восточной части Донбасса у этих разрывов устанавливаются пологие падения (вплоть до субгоризонтальных) уже у самой поверхности [5]. Наряду с изменением угла падения надвигов с глубиной происходит также уменьшение угла между их плоскостью сместителя и поверхностями напластования пород.

Амплитуда надвиговых нарушений Донбасса также испытывает закономерные изменения по их падению. При этом характер ее изменения в вертикальном разрезе зависит от глубины заложения надвигов и уровня эрозионного среза каменноугольной толщи [17 и др.]. У большей части надвигов начиная с глубин 250—2000 м от поверхности происходит уменьшение амплитуды смещения. У надвигов же, находящихся в районах со значительной глубиной денудации пород карбона, уменьшение амплитуды начинается непосредственно от самой поверхности [17]. В районах с относительно небольшим эрозионным срезом палеозойской

толщи (Ворошиловградский, Лисичанский, Краснодонский и др.) изменение амплитуды смещения по падению надвигов носит более сложный характер. У большинства надвигов здесь по мере погружения от дневной поверхности наблюдается некоторое увеличение амплитуды смещения, и лишь начиная с глубин от 300 до 2000 м они также начинают постепенно затухать [11].

Данные о глубинах, с которых начинают угасать надвиги Донбасса, и градиентах изменения их амплитуд с глубиной (от первых метров до первых десятков метров на каждые 100 м понижения по падению разрыва) позволяют с высокой точностью рассчитать глубину развития этих разрывных нарушений. Расчеты, проведенные разными геологами по большому числу надвигов из разных районов Донецкого бассейна, показывают, что почти все эти разрывные нарушения полностью угасают на глубинах 2,5—3 км и лишь наиболее крупные из них, вероятно, развиваются до глубин 5—7 км [11, 17, 18]. На основании этих данных, а также данных о мощности каменноугольных отложений, в среднем составляющих здесь примерно 8—10 км, ряд исследователей Донбасса пришли к выводу, что развитые в его пределах надвиговые структуры полностью угасают в палеозойской толще и не имеют непосредственной связи с возможными разломами в кристаллическом фундаменте бассейна [11, 17 и др.].

Амплитуда смещения по надвигам претерпевает направленные изменения также и вдоль линии их простираия. Максимальных значений она обычно достигает в их центральных частях. В направлении к флангам амплитуда их уменьшается вплоть до полного угасания. Однако на фоне этой общей тенденции имеют место также и незакономерные колебания амплитуд смещения пластов по надвигам. Так, судя по смещениям разновозрастных отложений перми и мезозоя, фиксирующим разновременные подвижки по надвигам, максимумы таких подвижек по одному и тому же разрыву в разное время приходились на различные его участки [17].

Надвиговые деформации каменноугольной толщи Донбасса редко бывают представлены единичными разрывными структурами. Чаще они развиваются целыми группами. В этом случае при затухании одного из надвигов на его окончании, кулисообразно с ним сочленяясь, развивается новый разрыв. В последние годы выяснилось, что самые крупные надвиги северной окраины бассейна, считавшиеся «региональными», представляют собой цепочки именно таких кулисообразно сочленяющихся обычных надвигов [17]. Часто имеет место также субпараллельное расположение надвигов, образующих в этом случае тектонические зоны чешуйчатого строения (рис. 2, см. рис. 1). В таких зонах один из разрывов обычно выделяется как главный, а остальные как бы оперяют его. Как правило, надвиги-спутники развиваются в висячем крыле основного надвига и на глубине причленяются к его сместителю, но не пересекают его и не переходят в поднадвиговое крыло [5, 12].

Обобщение и анализ данных по особенностям развития надвиговых деформаций в разрезе каменноугольной толщи Донецкого бассейна, а также непосредственное их изучение в пределах Никитовского рудного поля (Центральный Донбасс) привели автора к выводу, сходному с заключением ряда других геологов [11, 17], о том, что эти разрывные нарушения являются внутрiformационными деформациями и не имеют прямых связей со структурами кристаллического основания или обрамления бассейна. Как представляется, наиболее вероятной причиной образования таких структур могли быть латеральные перемещения отдельных горизонтов осадочной толщи по внутрiformационным поверхностям срыва. Но в таком случае происхождение надвигов Донецкого бассейна

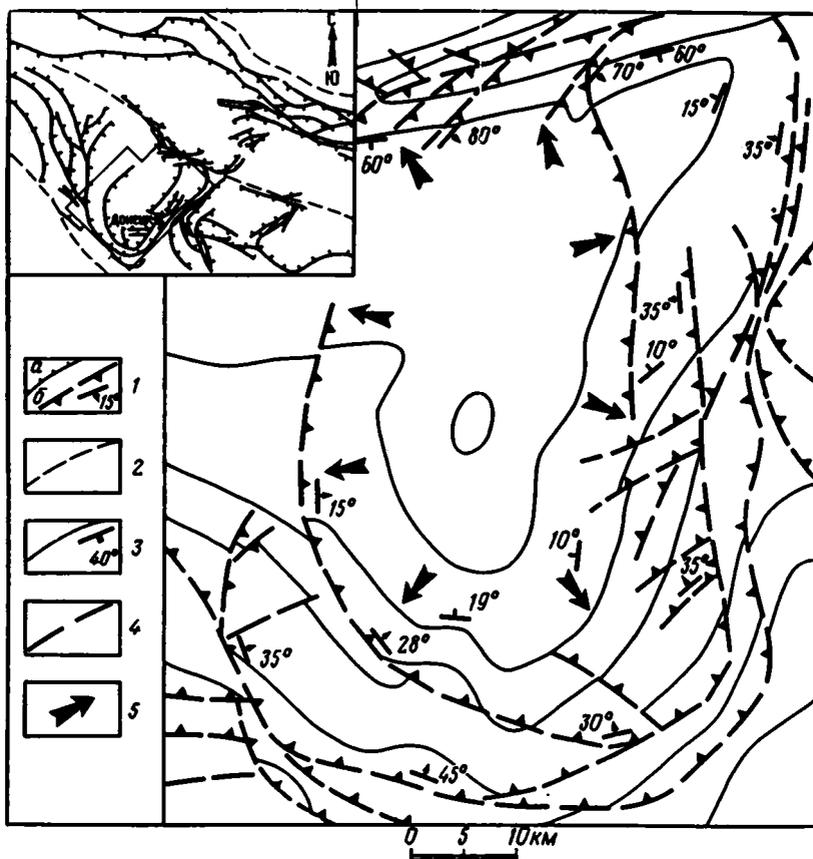


Рис. 2. Схемы: надвиговой тектоники западной части Донецкого бассейна (врезка) и тектонического строения участка Донецкого бассейна, околтуренного на врезке 1 — надвиги: а — на врезке, б — на схеме участка; 2 — границы и осевая линия Донбасса на врезке; 3 — границы ярусов отложений карбона и перми (свитные известняки) и элементы их залегания; 4 — прочие разрывные нарушения; 5 — направление движения надвигаемых горных масс

вряд ли можно связывать с внешними радиальными либо тангенциальными силами. Причины таких перемещений, по всей видимости, должны лежать непосредственно в самой толще нарушаемых пород, а не вне ее.

В пользу точки зрения о спонтанной природе надвигообразующих сил в Донбассе могут свидетельствовать также некоторые особенности строения его надвиговых деформаций в плане. В частности, на это может указывать дугообразная и кольцеобразная формы строения многих из них. Такую форму, например, имеют Селидовский, Французский, Центральный и другие надвиги, развивающиеся примерно по периметру Волчанской синклинали. Плавно изгибаясь, они почти сплошным кольцом опоясывают эту почти изометричную складку (см. рис. 2). Представить происхождение этой кольцеобразной структуры с позиций гипотезы внешнего тангенциального сжатия вряд ли возможно, поскольку для этого пришлось бы допустить, что сжимающие усилия были приложены к указанной части бассейна одновременно со всех сторон или постепенно мигрировали, обгибая ее по кругу. По всей видимости, как первое, так и второе маловероятно. С не меньшими противоречиями в дан-

ном случае сталкивается и гипотеза, в которой в качестве причины образования надвигов выдвигаются радиальные дифференциальные движения блоков фундамента бассейна.

Необходимо отметить, что приведенный пример развития надвиговых деформаций по периферии крупной синформы достаточно типичен для Донецкого бассейна. Создается впечатление, что направление движения надвигаемых масс определялось здесь именно ориентировкой и конфигурацией такого рода структур. Как представляется, данная особенность пространственного положения надвигов Донецкого бассейна наряду с дискордантностью многих из них к простиранию этой региональной тектонической структуры (см. рис. 2) указывает не только на их внутриформационный характер, но и свидетельствует о значительной автономности их формирования. Для объяснения генезиса таких деформаций с позиций гипотез внешнего источника тектонических сил нужно допустить дифференцированное приращение этих сил к различным стратиграфическим и структурным единицам осадочной толщи бассейна, что представляется маловероятным.

Таким образом, целый ряд особенностей строения надвиговых деформаций осадочной толщи Донецкого бассейна, на наш взгляд, не позволяет использовать здесь идею о внешнем источнике тектонических сил для объяснения механизма их образования. Попытки же некоторых исследователей (А. К. Михалев [16 и др.]) преодолеть эти противоречия путем привлечения для объяснения происхождения надвигов Донбасса совершенно различных механизмов тектогенеза вряд ли можно признать удачными. Схожесть строения всех надвигов бассейна, вне зависимости от их местоположения и размеров, безусловно, свидетельствует об их генетическом единстве.

ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА НАДВИГООБРАЗУЮЩИХ СИЛ

Если источник надвигообразующих сил действительно находился в самой осадочной толще Донбасса, то, очевидно, его возникновение могло быть связано только с какими-то процессами, протекавшими непосредственно в этой толще. Поскольку надвиги имеют здесь широкое распространение и образование почти всех их произошло в основном в сравнительно короткий промежуток геологического времени (конец палеозоя — начало мезозоя), то следует думать, что характер проявления этих процессов должен был быть столь же широкомасштабным (региональным) и относительно быстротечным. Анализ обширного материала по геологии Донбасса показывает, что таким условиям здесь удовлетворяют лишь процессы регионального сининверсионного эпигенеза. Следовательно, если сделанное выше заключение правомерно, то только с этими процессами можно связывать возникновение в осадочной толще Донбасса надвигообразующих сил. В связи с таким выводом следует отметить, что представления, в которых возникновение тектонических деформаций в отложениях геосинклинальных прогибов связывается с сининверсионным метаморфизмом этих отложений, получают в последнее время все более широкое распространение. Впервые такие представления наиболее обоснованно были изложены В. В. Белоусовым [1], и сейчас в тех или иных вариантах развиваются целым рядом геологов [4, 6, 21 и др.].

Сравнительно недавно выяснилось, что инверсионная стадия развития Донецкого бассейна ознаменовалась не только сменой нисходящих движений восходящими и деформацией его угленосной толщи, но и повсеместными наложенными катагенетическими преобразованиями пород этой толщи. Благодаря определениям калий-аргоновым методом абсолютного возраста аутигенных гидрослюд и смешанослойных минералов

из глинистых сланцев разных отделов карбона выяснилось, что образование указанных минералов произошло здесь 230—240 млн. лет назад [8], т. е. одновременно с указанными процессами инверсии и тектогенеза, и в частности с формированием надвиговых деформаций.

Необходимо подчеркнуть, что имеющиеся факты, позволяющие судить о соотношении указанных процессов, свидетельствуют о том, что эпигенетические преобразования пород не являются следствием их деформации [16]. По существу к аналогичному выводу ранее пришел и М. Л. Левенштейн [5]. Это заключение хорошо согласуется также с данными М. А. Гончарова [6], пришедшего на основании анализа разнообразных фактов о соотношении различных эндогенных процессов инверсионной стадии развития геосинклиналей к выводу о некотором опережении процессом прогрессивного метаморфизма других эндогенных процессов этой стадии. Можно также отметить, что Н. Прайс [19] на основании расчетов энергетического баланса указанных процессов показал, что процессы деформации горных пород просто не могут являться причиной их широкомасштабных прогрессивных преобразований.

Таким образом, данные о возрасте наложенных эпигенетических изменений пород Донецкого бассейна и соотношении этих изменений с деформацией пород позволяют воспользоваться здесь идеей о генетической связи процессов метаморфизма (эпигенеза) и тектогенеза для решения вопроса о происхождении надвигов.

Кратко рассмотрим некоторые особенности эпигенетических преобразований пород угленосной толщи Донбасса во время инверсионной стадии его развития. Естественно, для рассматриваемого здесь вопроса интерес могут представлять лишь те изменения минерального вещества пород, которые охватывали большие объемы каменноугольной толщи. Поскольку эта толща на 70% сложена глинистыми породами [5], то очевидно, что в основном преобразование ее вещества заключалось в изменении глинистых минералов. Эволюция глинистых минералов в процессе эпигенеза изучена в Донецком бассейне очень детально [9, 10, 13 и др.]. Установлено, что глинистые минералы по мере усиления катагенеза пород претерпевают последовательные трансформационные изменения. Возникший в результате этих изменений эволюционный ряд ассоциаций глинистых минералов позволяет достаточно легко и точно восстановить минеральный состав глинистых пород бассейна к моменту начала их сининверсионных преобразований [16], а также сделать вывод, что в ходе изменения каменноугольных пород происходило последовательное уменьшение в их глинистом веществе количества разбухающей фазы и вообще гидратированных минералов [9, 10, 13]. А это значит, что сининверсионные преобразования пород должны были сопровождаться практически непрерывным выделением из глинистых минералов адсорбционной и кристаллизационной воды [1, 2, 19, 20, 22]. Очевидная масштабность этого процесса позволяет предполагать наличие связи между ним и возникновением в осадочной толще бассейна надвигообразующих сил. Для обоснования этого предположения автор провел количественную оценку объемов воды, выделившейся на инверсионной стадии развития Донецкого бассейна в поровое пространство пород [16]. Расчеты показали, что на втором (сининверсионном) этапе катагенеза из 1 т глубоко преобразованных пород выделялось примерно 50 кг воды. На первый взгляд эта величина кажется незначительной. Однако, согласно расчетам, для того чтобы вместить эту новообразованную воду, поровое пространство пород должно было дополнительно увеличиться примерно на 10%. Было подсчитано также, что из 4-километрового столба пород с площадью основания 1 м², находящегося в интервале разреза каменноугольной толщи, в котором образовалось наибольшее количест-

во надвигов (примерно от 4 до 8 км от прединверсионной палеоповерхности), должно было выделиться ~150—170 т воды. Из всего же осадочного массива Донецкого бассейна, объем которого можно принять примерно равным $7,5 \cdot 10^5$ км³ ($15 \times 100 \times 500$ км), в этот период должно было выделиться $30 \cdot 10^{12}$ т вторичных вод, что сопоставимо с количеством воды в Каспийском море.

Таким образом, проведенные расчеты, а также оценки ряда других исследователей [19, 20 и др.] свидетельствуют о том, что вторая стадия эпигенетической дегидратации глинистых пород в таких крупных осадочных бассейнах, каким является Донбасс, действительно представляла по своим масштабам грандиозное гидрогеологическое явление. В дополнение к сказанному можно отметить, что в приведенных оценках учтена еще далеко не вся вода, выделяющаяся из различных минералов при их преобразовании в эпигенезе. Кроме того, в этих расчетах следовало бы также принять во внимание объемы различных газов, в огромных количествах выделявшихся тогда же в поровое пространство пород, например при дегазации углей и карбонатов, а также объемы внедрившихся в осадочную толщу глубинных флюидов.

Достаточно очевидно, что неизбежным следствием столь грандиозного вторичного обводнения пород угленосной толщи Донбасса, а также теплового расширения их первичной поровой воды должно было быть резкое и почти повсеместное возрастание в них пластовых и поровых давлений. В связи с низкой гидравлической проницаемостью глинистых толщ возникающие в них сверхдавления пластовых флюидов не могли быстро рассасываться посредством фильтрации этих флюидов к поверхности [1, 4, 6, 19]. По имеющимся оценкам, избыточная вода удалялась бы таким путем из глинистой толщи соответствующей мощности в течение 1 млрд. лет [6]. Трещины отдельностей, возникающие вследствие вторичного обводнения главным образом в песчаных разностях пород бассейна [15], безусловно, повышали проницаемость этих пород, но вряд ли значительно влияли на проницаемость осадочного массива в целом. Существенную роль в сохранении обводненности и сверхвысоких пластовых давлений должны были играть перекрывающие толщи (региональные экраны) слабоизмененных глинистых пород.

Попытаемся оценить возможную величину вторичных давлений, возникавших в породах Донецкого бассейна за счет дегидратации их глинистых минералов. Выше отмечалось, что для размещения вторичной воды поровое пространство пород должно было бы возрасти на 10%. При условии практической неизменности объема пор должна увеличиваться плотность воды. В условиях ограниченного пространства (при пористости пород, равной 5—10%), для того чтобы «загнать» выделившуюся из минералов воду в уже заполненные поры, плотность ее должна была бы возрасти примерно до 2 г/см³. Однако такое возрастание плотности воды если и возможно, то лишь при давлениях, совершенно не реальных для земной коры [6, 18], в частности в связи с ограничениями, накладываемыми прочностью пород.

Как видим, пласты осадочных пород Донецкого бассейна в результате вторичного обводнения должны были приобрести огромную дополнительную потенциальную (упругую) энергию. Вследствие этого состояние их неизбежно должно было стать неравновесным, неустойчивым. В условиях столь значительного и относительно быстрого возрастания пластовых давлений, вероятно, единственным путем восстановления утраченного горными массами равновесного состояния могла быть их дилатация, т. е. разуплотнение и увеличение объема [1, 4, 6]. Но для того чтобы процесс дилатации пород в недрах осадочного массива мог начаться, предварительно должно было произойти разрушение препятст-

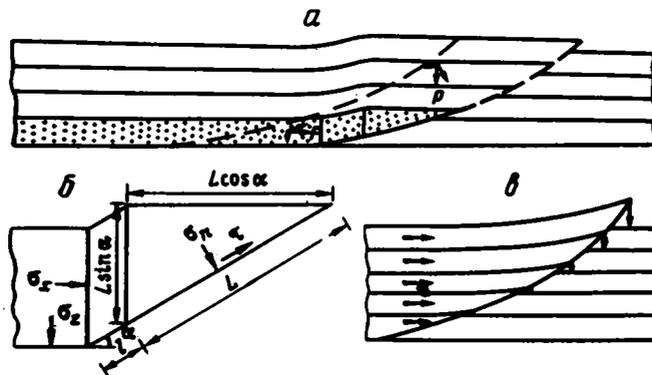


Рис. 3. Схема образования надвигов Донецкого бассейна. Пояснения см. в тексте

вующих их расширению перекрывающих толщ. Как говорилось выше, возникающие в каменноугольной толще сверхпластовые давления были для этого более чем достаточны.

Другим не менее важным следствием сининверсионной флюидизации осадочной толщи Донецкого бассейна должно было быть изменение деформационных свойств слагающих ее пород. Современные теоретические и экспериментальные исследования, а также натурные наблюдения показывают, что при насыщении пород водой, находящейся под большим давлением, происходит резкое снижение их прочности, вязкости и предела текучести [1, 4, 7, 18]. Изменение вязкопластичных свойств пород (особенно глинистого состава) при этом может быть настолько значительным, что они становятся текучими подобно твердообразным жидкостям. В таком состоянии, вероятно, находятся сейчас породы в недрах современных грязевых вулканов [4]. Помимо того, что такие «разжиженные» породы могут сравнительно легко деформироваться под действием относительно «небольших» усилий, они обладают способностью передавать эти усилия на расстояние. Это обусловлено тем, что давление в водонасыщенном пласте передается не только и даже не столько через твердый скелет породы, сколько через газовой-жидкую фазу [4, 7, 18]. Таким образом, сининверсионная флюидизация пород Донецкого бассейна могла в буквальном смысле приводить их во флюидное состояние (от латинского *fluidus* — текучий).

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ НАДВИГОВ

Итак, катагенное сининверсионное обводнение пород осадочной толщи Донецкого бассейна должно было обусловить возникновение в них «стрессовых» напряжений и в то же время понизить их сопротивляемость деформированию. Кроме того, в результате этого же процесса обводнения породы должны были приобрести способность передавать пластовые давления на расстояние. В соответствии с геометрией слоев, пачек (латеральные размеры многократно превышают вертикальные) максимальная сила давления в них при этом должна была развиваться в латеральном направлении, т. е. вдоль слоистости. По мере обводнения пород на каком-то участке пласта (слоя, пачки), находящемся под относительно низкой геостатической нагрузкой (например, на периферии синформы), пластовые давления могли достичь значений, превосходящих противодавление вышележащей толщи на величину ее прочности. В результате этого перекрывающая толща теряла способность противостоять направленному напору выдавливаемых пород. Как

только в каком-то месте осадочного массива наступало такое предельное состояние, неизбежно должно было начаться его разрушение. При указанном характере нагруженного состояния пластов (максимальная сила давления развивается вдоль слоистости) их разрушение должно было осуществляться по наклонному разрывному нарушению (рис. 3). Угол падения такого нарушения в глинистых породах должен был составлять примерно 30° [14, 19]. Простираение его определялось ориентировкой максимальных градиентов пластовых давлений и было перпендикулярно им. В результате разрушения пласта накопленная в нем катагенетическими процессами упругая энергия в той или иной мере разряжалась. Однако вследствие продолжающихся катагенетических преобразований пород в их поровое пространство выделялись новые порции воды и газов, что вновь приводило к возрастанию флюидных давлений в пласте. Но теперь эти давления могли достигнуть критических уровней значительно раньше, так как противодействие им оказывала только сила тяжести перекрывающей толщи. Поэтому, как только в висячем крыле разрыва внутреннее давление в толще пород начинало превышать внешнее, сразу же происходило их гидравлическое выдавливание: в тыльной части надвига — по латерали, вдоль послойных поверхностей скольжения, а во фронтальной — вверх, по наклонному разрывному нарушению. В итоге периодической разрядки пластовой энергии осуществлялся постепенный рост деформации и формирование надвиговой структуры, которая, таким образом, являлась как бы своеобразным клапаном, посредством смещения которого периодически сбрасывалась генерируемая за какое-то время катагенетическими процессами упругая энергия.

Исходя из изложенной в самом общем виде принципиальной схемы механизма надвигообразования, рассмотрим основные детали этого механизма и оценим условия его функционирования. Идеализированная модель образования надвиговой деформации изображена на рис. 3. Для простоты дальнейших рассуждений размер осадочного массива в направлении, перпендикулярном рисунку, примем равным единице. В строении надвига будем выделять помимо собственно разрывного нарушения (взбросо-надвига) еще три элемента (показаны крапом): фронтальный блок, средний блок и тыловой блок (пластина) (см. рис. 3, а). Фронтальная часть надвига в данном сечении представляет собой клиновидный блок, ограниченный в основании наклонной плоскостью взбросо-надвига, а в кровле — поверхностью напластования. Средний элемент надвига имеет вид параллелограмма. В кровле и подошве он ограничен поверхностями напластования. Его продольные размеры определяются амплитудой смещения по надвигу. Наконец, тыльная часть надвига — это протяженная пластина (пласт, пачка, толща), длина которой (если считать, что ее задняя кромка совпадает с осевой линией находящейся в тылу надвига синклинали) для крупных надвиговых структур Донбасса, вероятно, достигает 5—25 км. Она, как и средний блок, сверху и снизу ограничена поверхностями, в общем случае совпадающими с плоскостями напластования. Согласно представленной выше схеме, данная часть надвига является активным элементом механизма надвигообразования. Именно в ней генерируется упругая энергия, обеспечивающая его действие.

Попытаемся оценить величину усилий, необходимых для образования в пласте разрывного нарушения и смещений по нему висячего крыла надвига на расстояние, равное длине среднего блока. Для удобства рассуждений расчеты будем производить для каждого блока отдельно. Из 3, а, б видно, что для образования в пласте наклонного нарушения к тыльной стороне фронтального блока необходимо приложить усилие, способное,

во-первых, произвести разрушение в потенциальной плоскости секущего разрыва и пластового срыва в кровле, во-вторых, преодолеть сопротивление действующих на этих плоскостях сил трения скольжения и, наконец, в-третьих, уравновесить направленную вниз вдоль наклонной плоскости разрыва составляющую веса клиновидного блока и лежащих над ним пород. Отсюда условие возникновения надвигового разрыва будет выглядеть так:

$$\sigma_x' \sin \alpha L \cos \alpha = \tau_0 L + \tau_0' L \cos^2 \alpha + \operatorname{tg} \varphi \sigma_n L + \operatorname{tg}' \varphi \sigma_z L \cos^2 \alpha + \sigma_z \sin \alpha L \cos \alpha, \quad (1)$$

где σ_x' — давление на тыльную сторону клиновидного блока; τ_0 — коэффициент сцепления пород (начальное сопротивление сдвигу); τ_0' — коэффициент сцепления пород на поверхностях напластования; $\operatorname{tg} \varphi$ — коэффициент трения скольжения в плоскости разрывного нарушения; $\operatorname{tg}' \varphi$ — коэффициент трения скольжения на поверхностях напластования, который примем примерно равным $0,5 \operatorname{tg} \varphi$; σ_n — нормальное напряжение к плоскости взбросо-надвига; σ_z — вертикальное нормальное напряжение (давление) к плоскости пластового срыва в кровле клина (для удобства вычислений σ_z будем брать по уровню нижнего пластового срыва надвига); α — угол падения разрыва; L — длина разрыва.

Соответственно для перемещения среднего блока вверх по плоскости возникшего разрыва к его тыльной стороне должно быть приложено усилие, необходимое для преодоления сил сцепления и трения, действующих на ограничивающих блок поверхностях напластования, и преодоления направленной вниз по разрыву составляющей силы тяжести, обусловленной весом блока и лежащих над ним пород. Условие движения среднего блока запишется следующим образом:

$$\sigma_x'' \sin \alpha L \cos \alpha = 2\tau_0' l + 2\operatorname{tg}' \varphi \sigma_n' l + \sigma_z \sin \alpha l \cos \alpha, \quad (2)$$

где σ_x'' — давление, приложенное к тыльной стороне среднего блока; l — длина среднего блока, равная амплитуде надвига; σ_n' — среднее арифметическое из величин двух нормальных, действующих на верхней и нижней поверхностях блока.

Складывая обе силы, найдем суммарное толкающее усилие, необходимое для образования надвига с амплитудой l

$$\sigma_x \sin \alpha L \cos \alpha = \tau_0 L + \tau_0' (L \cos^2 \alpha + l) + \operatorname{tg} \varphi \sigma_n L + \operatorname{tg}' \varphi \sigma_z L \cos^2 \alpha + 2\operatorname{tg}' \varphi \sigma_n' l + \sigma_z \sin \alpha \cos \alpha (L + l), \quad (3)$$

где σ_x — общее давление на тыльную сторону среднего блока, равное сумме σ_x' и σ_x'' . Заметим, что входящие в третий и пятый члены правой части уравнения (3) нормальные напряжения σ_n и σ_n' формируются вертикальной нагрузкой (σ_z) и латеральным давлением (σ_x). Выразив σ_n и σ_n' через σ_x и σ_x' , запишем уравнение (3) в новом виде

$$\sigma_x \sin \alpha L \cos \alpha = \tau_0 L + \tau_0' (L \cos^2 \alpha + l) + \operatorname{tg} \varphi L (\sigma_x \cos^2 \alpha + \sigma_x' \sin^2 \alpha) + \operatorname{tg}' \varphi \sigma_z L \cos^2 \alpha + 2\operatorname{tg}' \varphi (\sigma_x \cos^2 \alpha l + \sigma_x' L \sin^2 \alpha) + \sigma_z \sin \alpha \cos \alpha (L + l).$$

Далее, учитывая, что $\sigma_x = \sigma_x' + \sigma_x''$ и $\operatorname{tg} \varphi = 2 \operatorname{tg}' \varphi$, решим уравнение (3) относительно σ_x :

$$\sigma_x = \{\tau_0 L + \tau_0' (L \cos^2 \alpha + l) + \operatorname{tg} \varphi \sigma_z \cos^2 \alpha (L + 1,5l) + \sigma_z \sin \alpha \cos \alpha (L + l)\} / L (\cos \alpha \sin \alpha - \operatorname{tg} \varphi \sin^2 \alpha). \quad (4)$$

Однако полученное уравнение не является корректным решением поставленной задачи, так как отражает условие образования надвига в «сухих» породах. В рассматриваемом же случае деформация происходит в обстановке интенсивного обводнения пород, более того, именно в ре-

зультате этого обводнения. Как известно, разрушение пород в водонасыщенном состоянии протекает существенно иначе, чем в сухом состоянии [7, 14, 19, 21]. Впервые на важную роль находящейся под давлением поровой воды обратили внимание геологи М. Хабберт и В. Раби [23]. При решении проблемы образования крупных покровов эти исследователи ввели в геотектонику разработанное в инженерной геологии и получившее широкое применение в нефтяной геологии понятие (правило) эффективных напряжений. Эффективные напряжения — это реальные напряжения, которые действуют в обводненных горных породах. Они связаны с обычными (общими) нормальными напряжениями и давлением порового флюида следующей зависимостью: $\sigma_{\text{эф}} = \sigma - p$. Как можно видеть из этого равенства, действующие в водонасыщенных породах эффективные напряжения должны изменяться при изменении давления флюидов в порах этих пород. В частности, при возрастании поровых давлений сжимающие эффективные напряжения будут уменьшаться. Ниже будет показано, что именно это обстоятельство должно кардинальным образом влиять на характер разрушения пород в условиях природной деформации. Принимая во внимание вышесказанное, уравнение (4) преобразуем таким образом, чтобы в нем было учтено давление поровых флюидов. Для этого в слагаемом числителя правой части уравнения, отражающем сопротивление деформированию сил трения, общее нормальное напряжение (σ_z) заменим эффективным напряжением ($\sigma_z - p$). Обозначим, как это сделали М. Хабберт и В. Раби [23], отношение порового давления к общему вертикальному напряжению символом λ . Он будет показывать, какая часть геостатической нагрузки снимается на данной глубине с минерального скелета породы давлением порового флюида. Теперь, подставляя вместо общего напряжения (σ_z) эффективное ($\sigma_z - p$) и вынося при этом σ_z за скобку: $\sigma_z(1 - \lambda)$, окончательно получим

$$\sigma_x = [\tau_0 L + \tau_0 (L \cos^2 \alpha + l) + \text{tg} \varphi \sigma_z (1 - \lambda) \cos^2 \alpha (L + 1,5l) + \sigma_z \sin \alpha \cos \alpha (L + l)] / L \sin \alpha (\cos \alpha - \text{tg} \varphi \sin \alpha). \quad (5)$$

Обсудим, какие значения могли иметь входящие в уравнение (5) прочностные параметры пород бассейна в рассматриваемой обстановке деформации. Согласно правилу эффективных напряжений, поровая вода в зависимости от давления может в той или иной мере снижать действующие в породах общие нормальные напряжения. В частности, при возрастании поровых давлений до величины равной геостатической нагрузке общих напряжений последние будут устраняться. Вследствие этого прочность пород независимо от глубины их залегания окажется равной их прочности при одноосном сжатии [1, 24 и др.]. Этот эффект обусловлен тем, что при давлении поровой воды, равном общему напряжению, эффективные напряжения на любой поверхности, на которую действовали общие напряжения, оказываются равны нулю ($\sigma_{\text{эф}} = \sigma - p = 0$). В результате этого сила трения на этих поверхностях, и в том числе на потенциальной плоскости разрушения, устраняется [23].

Выше было показано, что давление поровых флюидов в осадочных породах Донецкого бассейна на инверсионной стадии его развития достигало и даже превосходило по величине геостатическое ($\lambda \geq 1$). Следовательно, действовавшие в них эффективные напряжения имели в это время значения, приближающиеся к нулю или даже отрицательные, и, значит, силы трения в потенциальных плоскостях надвиговых разрывов отсутствовали. Поэтому членом в числителе уравнения (5), учитывающим сопротивление надвигообразованию сил трения, можно пренебречь. Нетрудно видеть, что при приближении λ к единице весь этот член стремится к нулю.

Из других факторов, которые могли существенно влиять на сопротивляемость толщи разрушению, вероятно, прежде всего следует отметить фактор времени (скорости деформации). В рассматриваемом случае механизм разрушения пород должен был действовать длительное время, с постепенным ростом нагрузки и небольшой скоростью деформации. Согласно [14], длительная прочность пород составляет лишь 70—80% от условно мгновенной прочности на сжатие ($\sigma_{см}$), а для глинистых пород она опускается до значений, равных 50% от $\sigma_{см}$. Прочность горных пород зависит также от объема деформируемых горных масс. Известно, что прочность горных пород в массиве и массива в целом обычно ниже, чем их прочность в лабораторных образцах. Это связано с наличием в крупных массивах пород огромного количества различных микро- и макротрещин, неоднородностей и других дефектов строения. В горном деле, например, при расчете параметров горнотехнологических процессов, захватывающих большие объемы пород, вводятся коэффициенты структурного ослабления. Обычно принимается, что прочность массива равна $(0,3—0,35)\sigma_{см}$ образцов слагающих его пород [14].

Таким образом, из изложенного следует, что разрушение пород в предполагаемых условиях надвигообразования должно было происходить при значительно меньших усилиях, чем это можно было бы ожидать, исходя из лабораторных определений прочностных свойств горных пород. Принимая во внимание влияние на прочность горных пород факторов времени и объема, входящий в уравнение (5) коэффициент сцепления пород (τ_0) осадочной толщи Донбасса можно принять равным 10 МПа. В предполагаемых условиях разрушения такое его значение, по-видимому, не будет являться чрезмерно низким. При выборе вероятных значений коэффициента сцепления пород в плоскостях напластования следует иметь в виду, что в условиях рассматриваемого процесса надвигообразования деформация будет автоматически «выбирать» породы, обладающие наименьшим послойным сцеплением. Как известно, минимальным сцеплением и прочностью на отрыв (1—3 МПа) в направлении, перпендикулярном напластованию, обычно обладают аргиллиты и алевролиты [14, 19]. Поэтому вдоль напластования этих пород наиболее вероятно образование пластовых срывов в кровле и подошве надвиговых блоков, что обычно и имеет место в действительности. К сказанному следует добавить, что, возможно, еще раньше, чем касательные напряжения, действующие на потенциальных плоскостях срыва, достигали величины сцепления пород, это сцепление при существующих поровых давлениях ($\lambda \geq 1$) должно было полностью устраняться в результате послойного гидроразрыва пород [7, 19, 24]. Поэтому величиной сцепления в плоскостях напластования пород (потенциальных поверхностях послойного скольжения) в данном случае можно также пренебречь. В полной мере этот вывод распространяется и на тыльную пластину надвига.

Подставляя в уравнение (5) принятые значения усредненного коэффициента сцепления пород, а также наиболее вероятные значения остальных параметров ($\alpha = 30^\circ$, $\text{tg } \varphi = 0,5$) и решая его, найдем величину разрушающего пластового давления σ_x . Например, для возникновения надвигового разрыва в дилатирующейся толще мощностью 100 (или 1000) м, находящейся на глубине 3000 м, согласно уравнению (5), должны быть развиты давления $\sim 1300 \cdot 10^5$ Па. Это примерно на $600 \cdot 10^5$ Па больше геостатического давления на данной глубине. Данные значения предельных давлений согласуются с имеющимися оценками прочности земной коры других авторов [19 и др.]. Согласно произведенным выше расчетам, такие давления вполне могли возникать в пластах осадочной толщи Донбасса при ее метаморфогенном обводнении.

В рамках рассмотренной модели надвигообразования раскрывается природа многих особенностей строения надвигов Донбасса. В частности, становятся ясными причины возникновения надвиговых зон чешуйчатого строения (см. рис. 3, а), причины угасания амплитуды надвигов (см. рис. 3, б) и их выположивания с глубиной. Наконец, в рамках предложенной модели находят объяснение отмечавшиеся выше особенности пространственного развития надвигов Донбасса, связанные главным образом с тем, что эти деформации являлись здесь по существу саморазвивавшимися физико-механическими системами, автоматически выбиравшими наиболее оптимальные условия и пути развития. К сожалению, в объеме одной статьи не представляется возможным подробно рассмотреть происхождение этих, а также некоторых других особенностей строения надвигов. Остановимся лишь на возможных возражениях, которые могут быть высказаны в ее адрес.

В качестве одного из таких возражений, вероятно, могут быть приведены данные об активизации части надвигов северо-западной окраины Донбасса в ларамийскую и киммерийскую «фазы» тектогенеза [5]. В рамках изложенной гипотезы наиболее вероятной причиной омоложения этих надвигов может являться дополнительное прогревание в указанные эпохи пород этой части бассейна. Заметим, что возможность такого неоднократного прогрева пород бассейна допускают также и геологи, специально занимающиеся исследованиями палеотемпературных условий его недр [3]. Не исключена также роль импульсов внешних тектонических воздействий как спускового механизма высвобождения «законсервированной» в недрах упругой энергии сжатых флюидов.

В качестве возражения другого рода может быть высказано соображение о том, что предложенный механизм деформации перестал бы функционировать сразу же после возникновения надвигового разрыва, поскольку этот разрыв стал бы интенсивно дренировать обводненные породы, в результате чего в них не могли бы возникать достаточные усилия. В ответ на это замечание можно сказать, что в предлагаемой модели зона разрушения находится в обстановке огромного всестороннего и особенно латерального сжатия. Поэтому происходившее после возникновения разрыва или очередного смещения по нему резкое падение пластовых давлений должно было мгновенно приводить к плотному сжатию его боков, т. е. после каждого импульса деформации происходила герметизация разрыва. Продолжающие поступать в зону разрушения (со скоростью, большей скорости инфильтрации) метаморфогенные флюиды вновь обуславливали возрастание пластовых давлений. Когда эти давления снова достигали критических значений, происходило мгновенное расклинивание стенок разрыва, моментально сопровождавшееся новым импульсом деформации. Таким образом, истечение метаморфогенных флюидов из толщи пород контролировалось не столько возникшим в ней разрывом, сколько развитием деформации вдоль него, т. е. самим процессом надвигообразования. В дополнение к сказанному можно отметить, что полученные при разработке угольных месторождений Донбасса данные свидетельствуют, что «в абсолютном большинстве случаев в Донецком бассейне надвиги играют роль экранов для подземных вод и газов и очень редко служат каналами для миграции флюидов» [12, с. 52].

Итак, собственно надвиговые разрывы не могли являться каналами свободного истечения флюидов из обводненной толщи Донецкого бассейна. Тем не менее в результате возникновения и развития в этой толще многочисленных разрывных и складчатых деформаций и исчерпания привнесенной из недр тепловой энергии ее породы в конце концов были де-

флюидизированы. Под воздействием литостатического давления они испытали повторное уплотнение и консолидацию. Вследствие указанных вещественно-структурных преобразований породы пласты осадочной толщи бассейна неизбежно должны были изменить свои первоначальные размеры: испытать удлинение вдоль слоистости, в направлении, перпендикулярном слоистости. Установить такие изменения указанных параметров пластов в настоящее время крайне трудно, поэтому случаи выявления их представляют исключительный интерес. При детальном палеотектонических реконструкциях складчато-надвиговых структур северной окраины Донбасса Е. В. Терентьев [17] установил, что при их формировании имели место «существенные изменения длины слоев», достигающие 7—9% их первоначальной длины. По мнению этого исследователя, выявленные особенности могут свидетельствовать о раздавливании слоев и о внутрислоевых перемещениях вещества» [17, с. 205]. Многочисленные признаки внутрислоистого движения материала пород отмечались здесь и другими исследователями. Например, по данным В. С. Попова, «внутрислойные и послойные движения имеют большое развитие в Донецком бассейне» [5, с. 132].

Таким образом, предложенная здесь модель надвигообразования неплохо согласуется с фактическими данными. Она непротиворечиво и достаточно полно объясняет происхождение многих особенностей надвиговой тектоники Донбасса. Все это дает основание полагать, что эта модель близка природному процессу. Поэтому ее можно использовать при прогнозировании тех или иных деталей тектонического строения различных районов, осложненных надвиговыми структурами.

Список литературы

1. Белоусов В. В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 335 с.
2. Блох А. М. Об универсальной модели обезвоживания осадочных толщ Пауэрса и Берста//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 6. С. 119—124.
3. Богомолов Г. В., Панов В. В., Атрощенко П. П. О комплексном методе палеотемпературных исследований осадочного чехла//Геотермометры и палеотемпературные градиенты. М.: Наука, 1981. С. 38—42.
4. Вихерт А. В. Статистическое исследование складчатости. М.: Изд-во МГУ, 1977. 159 с.
5. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 1210 с.
6. Гончаров М. А. Складкообразование как результат избыточного обводнения геосинклинальных осадочных толщ до и во время их метаморфизма. Метаморфогенная инверсия плотности в толщах: Статья 2//Вестник МГУ. Сер. геол. 1983. № 4. С. 16—26.
7. Желтов Ю. П. Деформация горных пород. М.: Недра, 1966. 234 с.
8. Зайдис Б. Б., Кузнецов Ю. А. Применение гидрослюдистых минералов для датирования постседиментационных процессов//Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1975. С. 89—96.
9. Картова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. Л.: Недра, 1972. 172 с.
10. Лазаренко Е. К., Панов В. С., Груба В. И., Павлович В. И. Минералогия Донецкого бассейна. Ч. 1, 2. Киев: Наук. думка, 1975. 502 с.
11. Нагорный Ю. Н., Нагорный В. Н. О времени и глубине заложения региональных разрывов Донецкого бассейна//Геотектоника. 1972. № 2. С. 51—80.
12. Попов В. С. Тектоника/Методика разведки угольных месторождений Донецкого бассейна. М.: Недра, 1972. С. 34—71.
13. Рекийнская Л. Г. Изменение глинистых минералов в породах каменской свиты в эпигенезе//Минералог. сб. Львовск. ун-та. 1973. № 27. Вып. 2. С. 127—178.
14. Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. М.: Недра, 1984. 233 с.
15. Соловьев Г. А. К вопросу о происхождении трещин отдельностей в каменноугольных отложениях Донецкого бассейна//Геотектоника. 1965. № 5. С. 91—101.
16. Соловьев Г. А. Количественная оценка синдилювиального катгенного обводнения каменноугольной толщи Донецкого бассейна//Литоология и полез. ископаемые. 1968. № 4. С. 71—81.

17. Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР/Под ред. Погребнова Н. И., Цейслера В. М., Муратова М. В. и др. М.: Недра, 1975. 334 с.
18. Терентьев Е. В. Новые данные о тектонике северной окраины Донбасса и перспективы поисков газоносных структур//Сов. геология. 1967. № 5. С. 114—119.
19. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
20. Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 150 с.
21. Шолто В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
22. Burst J. F. Diagenesis of Gulf Coast. clayed sediments and its possible relation to petroleum migration//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1969. V. 53. № 1. P. 73—93.
23. Hubbert M. K., Rubey W. W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting//Bull. Geol. Soc. America. 1959. V. 70. P. 115—166.
24. Price N. J. Aspects of gravity tectonics and the development of listric faults//J. Geol. Soc. 1977. V. 133. P. 311—327.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов,
Москва, 117975

Поступила в редакцию
16.X.1986

УДК 551.326.6:550.838.5(574)

© 1991 г.

ТУРМАНИДЗЕ Т. Л., ГРИШИН Д. В., ПЕЧЕРСКИЙ Д. М.,
СТЕПАНЕЦ В. Г.**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ОРДОВИКСКИХ ОФИОЛИТОВ
ИЗ АЛЛОХТОННЫХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА**

Выполнено первое палеомагнитное изучение островодужных офиолитов трех аллохтонных массивов: Караулчеку, Толпак и Базарбай и двух соседних обособленных блоков. В результате ступенчатой термочистки, применения методов пересечения кругов перематничивания и кластеров, тестов обжига и длинных частиц обоснована надежность и определены палеомагнитные склонение и наклонение, близкие первичным: 160 и 29° (для Караулчеку), 152 и 31° (для Толпака), 194 и 19° (для Базарбая). Они согласуются с положением Центрального Казахстана в ордовике при глобальных реконструкциях. Островодужные офиолиты Караулчеку и Толпака находились на широте около 16° с. ш., Базарбая — на широте 10° с. ш.; в течение фанерозоя регион вместе с соседними Восточно-Европейской и Сибирской плитами повернулся по часовой стрелке в среднем на 160°. Отмечены локальные повороты мелких блоков региона.

Turmanidze T. L., Grishin D. V., Pechersky D. M., Stepanets V. G. Paleomagnetism of Ordovician ophiolites from allochthonous massives of Central Kazakhstan. *Geotectonics*, 1991 № 4. The first paleomagnetic study of island arc ophiolites has been carried out in three allochthonous massives: the Karaulcheku, Tolpak and Bazarbay massives and in two nearby isolated blocks. Step — wise thermal demagnetization, the application of the method of converging remagnetization circles and clusters, baked contact tests and long particles provided reliable information, enabled us to define paleomagnetic inclinations appeared to be close to initial values: 160 and 29° (for Karaulcheku), 152 and 31° (for Tolpak) and 194 and 19° (for Bazarbay). They agree with the position of Central Kazakhstan in the Ordovician during global reconstructions: island arc ophiolites of Karaulcheku and Tolpak were found at the latitude of about 16° N, of Bazarbay — at the latitude of 10° N; during the Phanerozoic the region together with the neighbouring East — European and Siberian plates has turned clockwise at the average by 160°. Local turns of small blocks in the region have been recorded.

Палеомагнитное изучение офиолитов — единственный способ получения количественных оценок при реконструкции участков палеоокеанской земной коры. Центральный Казахстан — благоприятный объект для подобных исследований как регион широкого развития палеозойских офиолитов. Наше внимание, во-первых, привлекло то обстоятельство, что, в отличие от ранее изученных офиолитов спредингового типа [4, 11, 12], по петрохимическим данным, в частности по низкому отношению титана и железа в породах (8,5—10,5), офиолиты Центрального Казахстана (известково-щелочные магматические серии), вероятнее всего, образовавшиеся в условиях окраинного моря [6, 9, 14, 18], ближе островодужным. Во-вторых, привлекало нас и отсутствие петромагнитной и палеомагнитной информации. С целью изучения офиолитов Центрального Казахстана петромагнитными и палеомагнитными (магнито-тектоническими) методами запланированы исследования на несколько лет. Настоящая статья посвящена результатам работ первого года (1988) — изуче-

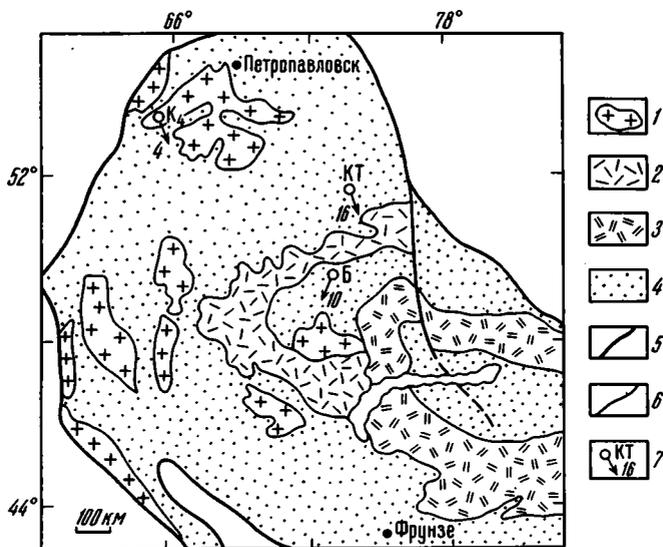


Рис. 1. Тектоническая схема Казахстано-Джунгарского геоблока

1 — срединные массивы с гранитно-метаморфическим фундаментом; 2, 3 — вулканоплутонические пояса; 2 — девонский, 3 — позднепалеозойский; 4 — палеозойские складчатые системы без расчленения; 5 — граница геоблока; 6 — разломы; 7 — среднее палеомагнитное склонение, цифра около стрелки — палеоширота. Буквами обозначены: офиолитовые аллохтоны (Б — Базарбайский, К — Караулчекинский, Т — Толпакский); Кочкетавский срединный массив — Кч (палеомагнитное направление по данным Свяжиной И. А.)

нию аллохтонных блоков Караулчеку, Толпак и Базарбай, в которых офиолитовый разрез сохранился наиболее полно.

Краткая геологическая характеристика районов исследований по [1, 6, 7, 14, 15, 18]. Офиолиты Центрального Казахстана обладают общими для офиолитов закономерностями строения разреза, часто группируются в протяженные пояса, простирающие которых подчинено общей покровно-складчатой структуре палеозойского Центрального Казахстана, где офиолиты обнажаются в составе сложно перемятых пластин, массивных блоков, будин или образуют «серпентинитовый меланж».

Караулчекинский аллохтон (рис. 1, 2, а) вытянут в широтном направлении на 16 км. Здесь обнажается тектонически слабо нарушенный фрагмент офиолитов, залегающих в основании непрерывного нижнепалеозойского разреза, надвинутого на дислоцированные флишоидные отложения ашгилла. В ядре аллохтона (см. рис. 2, а) вскрываются базит-гипербазиты, а на крыльях — вулканиты и кремнисто-вулканогенные отложения. Севернее выделяется Акозекская синклиналь, ядро которой сложено флишоидными отложениями, надстраиваемыми разрезом офиолитов. Породы на крыльях залегают под углом 60—70°, для южного крыла синклинали характерно запрокинутое залегание.

Разрез аллохтона начинается первично-расчлененным базит-гипербазитовым комплексом, выше залегают диабаз-кераитофировый и плагиогранитный комплексы (на долю диабазов приходится 92—94% объема). Тела диабазов и кераитофиров ориентированы согласно и субсогласно слоистости габброидов и элементам стратификации пиллоу-лав, т. е. это силлы. Обычно зоны закалки в диабазах фиксируются только с одной стороны и обращены к кровле офиолитового комплекса, что дает основание считать такие тела «полусиллами» в комплексе «силл в силле». Образование полусиллов происходило сверху вниз, т. е. первыми внедрялись и «наслаивались» тела, расположенные в верхах комплекса. Мощность отдельных полусиллов не превышает 3 м и чаще равна

0,1—0,4 м, общая мощность комплекса «силл в силле» 700—900 м. Наиболее поздние образования комплекса — кератофиры — сосредоточены в нижней части разреза, самые мощные тела кератофиров проникают в апогарцбургитовые серпентиниты.

Выше по разрезу находится толща островодужных толентовых пиллоу-базальтов караулчекинской свиты, ее мощность 500—1000 м. Свита не содержит прослоев осадков, поэтому нижняя возрастная граница ее не определена, верхняя устанавливается по среднеаренигским конодонтам, содержащимся в яшмах, которые перекрывают базальты. На пиллоу-базальтах согласно залегают кремнисто-вулканогенно-туфогенные образования акозекской свиты.

В разрезе свиты преобладают алевролиты, туфосилициты, пепловые туфы кислого и среднего состава с горизонтами алевропесчаников, полимиктовых песчаников, гравелитов, известняков. В верхах свиты появляются базальты, андезито-базальты, андезиты, их брекчии, и туфы. Мощность свиты 500—700 м. Возраст отложений определен по конодонтам и охватывает интервал от среднего аренига до карадока. Петрохимически вулканиты акозекской свиты отличаются от пиллоу-базальтов караулчекинской свиты повышенным содержанием калия и фосфора. При этом диабазы из нижней части комплекса «силл в силле» сходны по химическому составу с вулканитами акозекской свиты, а из верхней — с пиллоу-базальтами караулчекинской.

На образованиях акозекской свиты согласно залегают флишоиды кошиакозекской свиты, состоящая из часто переслаивающихся полимиктовых, вулканоимиктовых песчаников, алевролитов с редкими прослоями и линзами гравелитов и конгломератов, известняков. Мощность свиты 200—300 м. Время ее образования охватывает весь поздний ордовик. Отложения свиты согласно перекрываются нижнесилурийскими флишоидами саптаевской свиты.

На северном и южном крыльях Караулчекинской антиформы отобраны ориентированные образцы габброидов расслоенного комплекса (ЧГ) и диабазов силлового комплекса (ЧД). На крыльях Акозекской синклинали отобраны базальты караулчекинской свиты (ЧБ), туффиты, туфоалевролиты, песчаники, миндалекаменные базальты и андезиты акозекской свиты (ЧК). Алевролиты и песчаники кошиакозекской свиты (ЧА) отобраны из ядра синклинали (см. рис. 2, а).

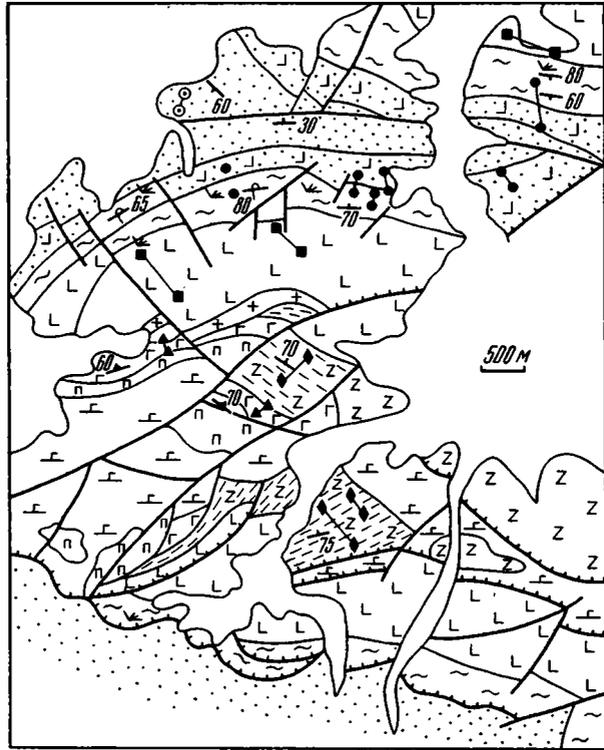
Толпакский покров (см. рис. 1) располагается в 10 км к западу от аллохтона Караулчеку и является частью сложно построенного Толпак-Агырекского пакета покровов. Толпакский покров сходен по строению с Караулчекинским аллохтоном, но первый интенсивнее редуцирован. Наиболее полно сохранился разрез расслоенного комплекса. Габброиды этого комплекса прорываются силлами диабазов и габбро-диабазов с верхними зонами закалки, которые, в свою очередь, прорваны единичными дайками тонкозернистых диабазов. На описанные комплексы с юго-запада через зону серпентинитового меланжа надвинута базальт-туффитовая толща нижнего ордовика, в основании которой открываются диабазовые брекчии. Вулканиты толщи представлены субщелочными базальтами, трахибазальтами с прослоями кремнистых туффитов, содержащих, по данным М. З. Новиковой (1988), конодонты позднего аренига. Для базальтов Толпака характерно повышенное содержание калия и фосфора.

Ориентированные образцы отобраны из габброидов расслоенного комплекса (ТГ) и диабазов силлового комплекса (ТД) на северных отрогах горы Толпак и из раннеордовикских базальтов на горе Толпак.

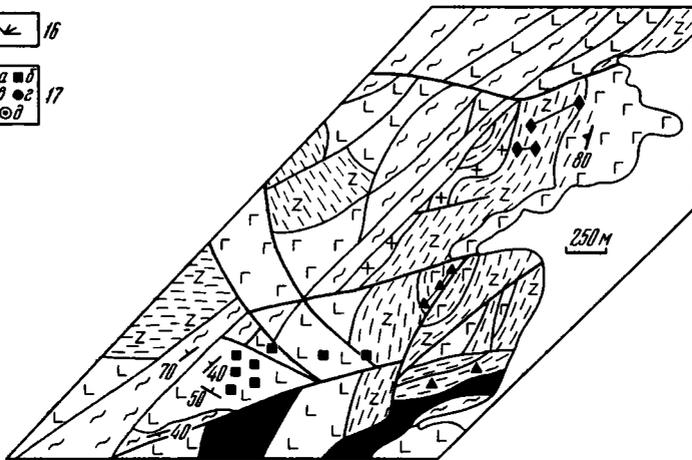
Базарбайский аллохтон (см. рис. 2, б) является частью Тектурмасского пояса, который находится на 100 км южнее г. Караганды. Это сложно деформированное покровно-складчатое сооружение, протягивающееся в восток-северо-восточном направлении более чем на 200 км. В пределах пояса выделяются две разновозрастные тектонически сближенные раннепалеозойские офиолитовые ассоциации: базарбайская и сарытау-тектурмасская. Последняя сохранилась лишь в виде серпентинитового меланжа в олистостроме. Ориенти-

a

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17



b



рованные образцы отобраны из блока расслоенных габбро-амфиболитов (БА), находящихся внутри меланжа, северо-западнее горы Тектурмас.

Базарбайская ассоциация представлена в более полном объеме. Базарбайский аллохтон слагает замок и подвернутое крыло антиформы северо-западного простирания (см. рис. 2, б). Породы залегают под углами 70—90°, часты опрокинутые залегания. Здесь разрез офиолитов начинается с кумулятивных габбро (200—500 м), выше сменяющихся диабаз-кератофировым комплексом «силл в силле». Выше лежат толеитовые базальты кузекской свиты с мало-мощными прослоями кремнистых алевротуффитов, содержащих конодонты раннего лландейла. Базальты кузекской свиты перекрываются отложениями базарбайской свиты. Силловый комплекс взломан и превращен в брекчию, но по отдельным слабо нарушенным фрагментам можно выявить последовательность внедрения тел. Они не всегда строго параллельны расслоенности офиолитов и составляют с ней углы до 25°. Тела кератофиров проникают в базальты кузекской свиты, а тела диабазов — в габбро и серпентиниты. Составы силлов близки караулчекинским. Встречаются силлы с зонами закалки с обеих сторон, но у большинства зоны закалки с одной стороны («полусиллы»), обращенные к подошве комплекса, что указывает на наращивание комплекса «силл в силле», в отличие от Караулчеку, снизу вверх.

Для базальтов кузекской свиты характерны низкие содержания титана, калия и фосфора.

Ориентированные образцы отобраны из расслоенного комплекса (БГ), из силлов диабазов, прорывающих габбро, и из комплекса «силл в силле» (БД), из базальтов кузекской свиты Базарбайского аллохтона (ББ) и обособленного блока, расположенного севернее горы Дуана-Карасы (ДБ).

Завершая геологическую характеристику объектов, подчеркнем их специфическую особенность — это наличие диабаз-кератофирового комплекса «силл в силле», формировавшегося позднее пластин пиллоу-базальтов и расслоенного комплекса, между которыми он в настоящее время расположен.

Методика отбора образцов и петромагнитных и палеомагнитных измерений.

В перечисленных выше геологических объектах для палеомагнитных исследований отбирались ориентированные образцы по разрезам и профилям, дабы охватить достаточный интервал времени для осреднения вековых вариаций геомагнитного поля и других случайных отклонений направлений естественной остаточной намагниченности. Из каждого объекта в зависимости от его размеров и обнаженности, наличия подходящего материала отбирались от 10 до 30 штучков, из которых в поле выпиливались 2—3 кубика с размером ребра 2 см, которые затем помещались в экран из пермаллоя.

Выбор мест отбора штучков помимо визуального осмотра обнажения предварялся измерением магнитной восприимчивости непосредственно в обнажении приборами ИМВ-2 и КТ-5. Такие измерения позволили выбрать наиболее подходящий для палеомагнитных измерений материал: достаточно, но не сильномагнитный, преимущественно из зон закалки (лавы, силлы, дайки), однородный вдоль одного слоя или стратиграфического уровня. Исключалась зона выветривания, а также другие заведомо вторичные неоднородности. Как

Рис. 2. Схематические геологические карты основных районов отбора ориентированных образцов: а — аллохтона Караулчеку и его обрамления (составил В. Г. Степанец), б — Базарбайского массива (Тектурмасская зона) по [18]

1 — четвертичные отложения; 2 — песчаники и алевролиты кошиакозекской свиты; 3 — песчаники, кремнистые алевролиты, туфы и лавы среднего и основного состава (верхняя часть акозекской свиты); 4 — яшмы, кремнисто-глинистые и песчано-алевролитовые породы (нижняя часть акозекской свиты на рис. 2, а, базарбайская свита на рис. 2, б); 5 — пиллоу-базальты караулчекинской на рис. 2, а, и кузекской на рис. 2, б свит; 6 — диабазы и кератофиры силлового комплекса; 7 — плагиограниты; 8 — расслоенные габброиды; 9 — кумулятивные оливиниты, верлиты, лерцолиты; 10 — серпентинизированные гарцбургиты и дуниты; 11 — серпентиниты; 12 — разломы (а), надвиги (б); 13 — геологические границы; 14, 15 — элементы залегания: 14 — слонности (нормальное — а, опрокинутое — б), 15 — расслоенности; 16 — места находок конодонтов; 17 — места отбора ориентированных образцов: а — ЧГ, б — ЧБ, в — ЧД, г — ЧК, д — ЧА на рис. 2,а; а — БГ, б — БВ, в — БД на рис. 2,б. Буквы ЧГ — БД — расшифрованы в тексте

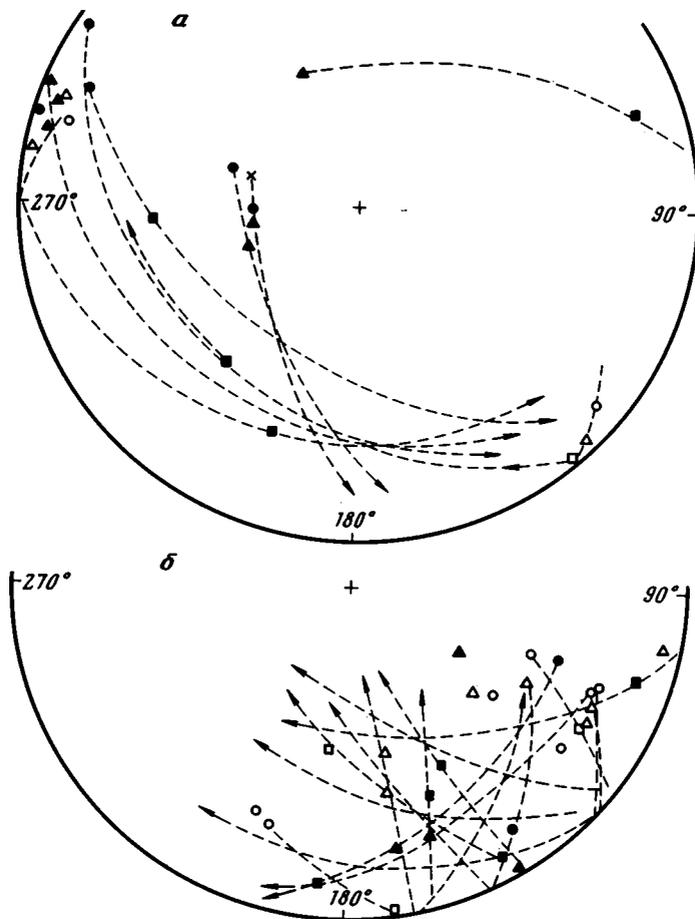


Рис. 3. Примеры поведения направления естественной остаточной намагниченности в ходе термочистки (*a* — БА, *б* — ЧА) и результаты применения метода пересечения кругов перемагничивания в ходе Т-чистки
 Кружок — Т-чистка до 300° С, треугольник — до 400 и квадрат — до 500° С; залитый знак — нижняя полусфера (прямая магнитная полярность), полый знак — верхняя полусфера (обратная магнитная полярность)

показали лабораторные исследования, несмотря на все ухищрения при отборе, породы оказались очень трудными для получения надежной палеомагнитной информации.

В лаборатории изучались магнитные свойства представительных образцов коллекции с целью оценки носителей магнетизма пород и природы стабильных компонент естественной остаточной намагниченности. Для этого измерялись намагниченность и остаточная намагниченность насыщения, остаточная коэрцитивная сила и их зависимости от нагрева. Измерения велись на установках, созданных в отделе геомагнетизма ИФЗ АН СССР. Параллельно для тех же образцов анализировались состав и состояние рудных зерен с помощью электронного микроскопа и микрозонда «Сатебах».

С учетом данных петромагнитных измерений велась массовая чистка образцов переменным магнитным полем до 200 Э на установке РУВ и ступенчатая термочистка при 300, 400, 500 и 540° С в печи, помещенной в пятислойный пермаллоевый экран. Измерения естественной остаточной намагниченности j в ходе чисток велись на магнитометре JR-4. Затем была выполнена стандартная статистическая обработка результатов палеомагнитных измерений (статистика

Данные электронного микрозондирования

Номер образца, порода	Минералы	Размер зерен, мкм	Число зерен	TiO ₂	FeO	Al ₂ O ₃	MgO	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	Примечание
ЧК-12, 16, 31, базальты	ТМ	15—30	7	8,2(10)	41,2	3,0	3,0	—	21,7	Разъединенные силикатами зерна
	ТМ, иглы	до 70×1—2	19	8,0 5—16	63,6	1,4	1,1	—	9,2	
	М	<2	7	2,6	77,7	1,2	2,5	—	5,9	Матрица в ТМ; много М с TiO ₂ <0,5%
	Сф	—	14	20	3	4,6	0,2	—	32,3	
ЧБ-6, 11, 15а, базальты	ТМ	10—70	13	18(19)	71,0	1,4	0,6	—	0,4	Однородные зерна, распад, разъедены (в 15а ТМ н. о., М+Сф), есть скелеты ТМ
	»	<10	24	12,4(14,3)	63,7	0,4	0,5	—	7,1	
	М	2—18	13	0,3	87,7	—	—	—	1,0	Обособленные зерна, чаще в Амф
	Ил	3	1	37,7	39,4	—	0,3	—	8,2	Единичные зерна в ЧБ-6
	Рутил	3—7	5	84,9	1,3	0,5	—	—	1,2	Много в ЧБ-6, в 11—единичные зерна, в 15а — н. о.
	Сф	—	9	28,5	4,6	4,2	0,1	—	31,2	Много в 15а, в 6— н. о.
ЧД-1, 13, диабазы	ТМ	15—45	13	4,5(4,5) 2,5—9,7	80	0,6	1,0	—	10,6	Распад (ламелли<0,5) разъедены
	М	<1	10	1,6	90,9	0,1	0,7	—	—	Матрица в ТМ
	»	10—30	10	0,3	86,6	0,06	0,9	—	—	Обособленные зерна, часто округлы, мартит по М
	Ил	30—40	2	42,3	44,1	0,1	0,4	—	3,0	Сростки, наименее изменены
	Сф	—	4	33,5	1,4	2,8	0,0	—	37,6	На контакте с М

Номер образца, порода	Минералы	Размер зерен, мкм	Число зерен	TiO ₂	FeO	Al ₂ O ₃	MgO	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	Примечание
ЧД-16, диабаз	ТМ	100—220	4	17,7 (24,1)	46,0	1,2	0,8	—	4,8	Распад, разъедены, много трещин, вынос Fe за пределы зерен ТМ
	М	—	4	2,6	90,0	0,4	1,1	—	3,0	Матрица в ТМ
	Ил + Сф + + Ру	< 1	8	50,2	15,6	1,0	0,8	—	6,8	Ламелли в ТМ, замещение Ил → Сф + Ру
	М	< 15	9	0,4	88,2	0,1	1,0	—	—	Обособленные зерна со Сф; много М
	Ил	50	1	21,0	22,6	1,1	0,6	—	7,5	Разъедено, много трещин
ЧГ-3, 5; ЧД-1, габбро	Тм	30—400	20	6,2 (6,8) 0,4—13,3	64,2	3,2	1,9	—	10,3	Относительно однородны, распад (крупные выделения), разъедание
	М	—	12	0,3	89,0	0,1	0,9	—	1,5	Матрица в ТМ
	Сф + Ил	—	22	30,4	2,9	2,4	0,03	—	31,7	Ламелли и другие включения в ТМ
	Ил	—	2	44,4	45,0	1,6	0,1	—	—	Единичные зерна, ламелли сохранившегося Ил
	»	—	8	47,5	37,6	0,2	0,4	—	2,1	Обособленные зерна, сростки с ТМ, Ил → Сф + Ру
ТБ-1, 4, 10, базальты	ТМ	10—50	8	4,9	82,5	0,2	0,8	—	5,8	Слабо измененные, тонкий распад, разъедание
	М	< 10	19	1,1	83,3	—	—	—	—	Обособленные зерна, каймы вокруг силикатов
	Сф	—	5	23,4	3,2	3,8	0,1	—	32,2	Обособленные зерна и «пятна» в ТМ (в 4 Сф н. о.)

Номер образца, порода	Минералы	Размер зерен, мкм	Число зерен	TiO ₂	FeO	Al ₂ O ₃	MgO	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	Примечание
ТД-4, 6	ТМ	70	1	20,4(21,9)	61,2	0,6	0,8	0,03	7,2	Единичные зерна, разъедены, сростки с Ил (+Сф)
	Ил (+Сф)	70—180	6	47,7	39,3	0,6	0,8	0,05	3,2	Сростки, обособленные зерна, много Ил (+Сф)
	М	—	10	2,6	76,1	0,6	0,9	0,02	5,8	Матрица в ТМ и сростки с Ил, много М
ТГ-6, габбро ББ-8, 12, 13, базальт	»	< 10	9	0,3	85,7	—	—	—	—	Много (зерна ТМ н. о.)
	Сф		3	25,8	8,5	6,2	—	—	31,9	Редко
	ТМ	20—200	19	4,8(5,6) 1,8—10,0	55,7	3,1	1,6	0,1	14,5	Распад, разъедены, псевдоморфозы, М, Сф
БД-6, 9а, 16, диабазы	»	10—50	23	3,7	56,9	6,4	1,8	0,08	25,7	Крупные зерна, распад, разъедены силикатами
	Ил + Сф + Ру	—	18	0,8—13,8 35,7	20,3	1,0	0,6	0,03	5—30,7	Ламелли, сростки, обособленные зерна
БГ-6, габбро	М	1—50	8	0,3	88,3	1,1	1,0	0,2	3,7	Много
	ТМ	60—300	11	6,8 3—14	80,7	0,8	0,9	0,12	4,0	Распад, разъеден; М в Амф
ЖБ-2, 9, 19, базальты	»	10—140	43	6,2(7,7) 2,8—20	56,6	0,6	0,8	0,5	11,2	Однородные, распад, разъедены силикатами, много мелких зерен М
	Ил + Сф	3—110	7	36,5 27—52,4	38,4	0,6	0,3	0,2	5,7	Ламелли, сростки, обособленные зерна, их много, есть Сф

Примечание. ТМ — титаномагнетит (измерен большим зондом), М — магнетит, Сф — сфен, Ил — ильменит, Ру — рутил; размер зерен в мкм; н. о. — не обнаружен. В графе «Размер зерен» — не измерен. В графе TiO₂ в случае большого разброса содержания титана помимо среднего указаны интервалы содержаний в различных зернах (нижняя строка); цифры в скобках означают содержание TiO₂ после приведения суммы окислов к ~95%.

Оценка температуры и летучести кислорода при образовании сосуществующих титаномагнетита и ильменита по [20]

Образец	Титаномагнетит $x(\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4)$	Ильменит $y(\text{Fe}_{2-y}\text{Ti}_y\text{O}_3)$	$T, ^\circ\text{C}$	$-\lg f_{\text{O}_2}$
ТД-4	0,42	0,905	850	13
	0,22	0,905?	720	15
ТД-6	0,58	0,88	1020	10,5
ТД-6	0,155	0,915	700	15,5
ТД-6	0,035	0,905	630	16,5
ЧД-16	0,07	0,875	670	15
ЧГ	0,01	0,935	550	19,5
ЧБ-6	0,22	0,922	710	16

Фишера). Как показали данные статистики, Т-чистка до 540°C оказалась недостаточной для надежного выделения доскладчатой компоненты естественной остаточной намагниченности, характерен большой разброс направлений, дальнейшей чистке мешает заметное подмагничивание части образцов, что выражается в росте величины J_n и резком изменении ее направления и соответственно увеличении разброса. Поэтому результаты термочистки обрабатывались методами пересечений кругов перемагничивания [16, 19] и кластеров [17]. Круги перемагничивания строились по результатам высокотемпературной термочистки (рис. 3) для каждого объекта, а среднее направление вычислялось по нормальям к плоскостям перемагничивания. В результате применения этих методов удалось получить сходящиеся в пределах аллохтонов доскладчатые палеомагнитные направления. Их надежность проконтролирована, во-первых, тестом длинных частиц [8] по серии ориентированных шлифов осадочных пород из акозекской и кошиакозекской свит и, во-вторых, тестом обжига. Надежная зона обжига обнаружена только на контакте отдельного потока базальтов Базарбая с осадками (кузекская свита). И тот, и другой тесты дали положительные результаты (см. табл. 4).

Результаты электронного микрондирования (табл. 1, 2). Просмотр многих образцов (23 шлифа) на электронном микроскопе в сочетании с анализом состава зерен показал, что во многих случаях, особенно в зонах закалки лав, обнаруживаются однозначные признаки кристаллизации первично-магматических титаномагнетитов — скелетные, осколочные формы зерен. Наряду с этим широко распространены, особенно в габбро, сглаженные зерна овальной, амебовидной формы явно немагматического происхождения. Зерна первичного титаномагнетита магматических пород существенно изменены. Это прежде всего гетерофазное изменение (распад) и разъедание силикатами, обычно начинающееся образованием сфена и других силикатов по границам ламелл ильменита в распавшемся титаномагнетите и в конечном счете захватывающее все зерно с образованием псевдоморфоз, агрегатов магнетита и минералов титана и т. п. Такие изменения типичны для изученных ранее палеозойских офиолитов Южных Мугоджар [10, 11], Алая [12] и других регионов. Это высокотемпературное автометаморфическое изменение на стадии длительного прогрева пород, сопровождающееся значительной переработкой первично-магматического титаномагнетита. На примере офиолитов Мугоджар наиболее убедительно показано [3], что в таких породах выделяется первичная компонента J_n , что подтверждается также тестом обжига [3]. Определены составы продуктов высокотемпературного изменения первичных титаномагнетитов — ламелл и матрицы, сростков магнетита и ильменита там, где они практически не затронуты последующими изменениями (см. табл. 2). Определенная по этим данным [19] температура варьирует от 1000 до 550°C , окислительные условия ниже линии сфен — титаномагнетит. Из приведенных оценок следует, что продукты гетерофазных изменений должны обладать термоостаточной намагниченностью. Однако последующие изменения создают очень сложный ансамбль: практически

Некоторые магнитные свойства офиолитов

Группа образцов	N	$f_n \cdot 10^4$	Q_n	f_{nt}/f_n	N	f_s	H_{cr}	T_c	f_{st}/f_s	f_{rst}/f_{rs}	H_{crt}/H_{cr}
ЧК	28	4,6	1,6	0,29	3	0,9	830	580	0,81	0,44	0,33
ЧБ	16	3,4	1,0	0,10	3	1,2	1010	595	0,49	—	—
ТБ	12	34,8	3,3	0,24	3	2,7	490	585	0,88	—	—
ББ	30	14,8	1,1	0,31	3	2,4	460	600	0,85	—	—
ДБ	9	3,6	1,1	0,20	2	1,1	730	575	0,80	0,35	0,40
ЧД (1—14)	4	4,7	0,3	0,20	2	3,8	300	580	1,0	—	—
ЧД (15—18)	22	1,0	0,7	0,18	2	1,0	510	560	0,99	—	—
ТД	10	4,0	3,0	0,29	2	0,45	650	600	0,52	0,35	0,60
БД	10	2,9	0,5	0,39	3	2,0	510	580	0,89	—	—
ЧГ	14	5,5	1,8	0,58	2	3,0	440	590	1,0	—	—
ТД	10	18,1	5,5	0,39	1	0,5	510	600	0,98	0,68	0,6
БГ	6	29,2	5,3	0,45	1	0,9	440	580	0,81	—	—
БА	9	0,3	1,4	0,89	2	0,06	650	560	1,20	—	—

Примечание. N — число измеренных образцов; J_n — средняя удельная естественная остаточная намагниченность, Гс·см³/г; $Q_n = J_n/0,5\kappa$ — отношение Кенигсбергера, κ — магнитная восприимчивость; J_s — удельная намагниченность насыщения, Гс·см³/г; H_{cr} — остаточная коэрцитивная сила; Ξ ; J_{rs} — удельная остаточная намагниченность насыщения; индекс « t » — величина соответствующего параметра после нагрева образца до 400° С; T_c — точка Кюри, °С.

везде присутствуют мелкие зерна вторичного магнетита, часто совместно с амфиболом; помимо высокотемпературного гетерофазного окисления с образованием крупных ламелл широко распространен тонкий распад как первичного титаномагнетита, так и матрицы между крупными ламеллами ильменита (матрешка). Размер ламелл тонкого распада заметно меньше 0,5 мкм. В образцах ЧБ-6,11, например, зерна титаномагнетита выглядят однородными при увеличении более чем в 10 000 раз, однако по данным термомагнитного анализа в этих образцах (как и в остальных) фиксируется только магнетит (табл. 3), следовательно, в этих образцах толщина ламелл меньше 0,05 мкм. Нередко наблюдается гетерофазное окисление зерен вторичного магнетита как в матрице распавшегося титаномагнетита, так и в обособленных зернах (мартинизация, образование ламелл, кайм гематита). Таким образом, зерна магнитных минералов образовывались в различных условиях, при разных температурах и, вполне вероятно, в разное время, что создает сложную картину направлений J_n и резко усложняет выделение ее стабильных компонент.

Состав первичных титаномагнетитов основных магм и его вариации представляют самостоятельный интерес, так как отражают главные генетические типы магматизма: 1) рифтовый, спрединговый (содержание $TiO_2 = 20—25\%$), 2) островодужный — характерны широкие вариации составов титаномагнетитов, TiO_2 — от более 20 до 5% и менее, преобладают низкотитановые титаномагнетиты, обычно закономерный спад содержания титана от более ранних к поздним этапам вулканизма [9].

Учитывая заметные изменения зерен первичных титаномагнетитов, мы попытались определить средние составы большим зондом, захватывающим достаточно большие для осреднения состава участки зерен. При этом, естественно; неоднородности, дефекты, попадающие в площадь зонда, искажают результат, в частности суммы занижены (см. табл. 1); кроме того, заметно занижено содержание железа в переработанных зернах титаномагнетита, так как процесс разъедания и замещения силикатами (прежде всего сфеном) сопровождается выносом железа за пределы зерен титаномагнетита и привносом таких элементов, как магний, алюминий, при этом содержание титана меняется незначительно. Поэтому, приводя содержания элементов к «правильной» сумме, близкой к 100% (в данном случае для $TiO_2 \sim 95\%$), мы получим оценку содержания, близкую первичной, только для титана. Приведенное в табл. 1 содержание кремния в титаномагнетите отражает степень его разъедания и замещения силикатами.

Широкие вариации среднего содержания титана (нормированного к сумме $\sim 95\%$) в титаномагнетитах (см. табл. 1), преобладание среди них низкотитановых разностей говорят о том, что изученные представители ордовикских офиолитов относятся к островодужному типу. Согласуется с этим выводом и закономерный спад среднего содержания титана в титаномагнетитах от ранних к более поздним образованиям одного комплекса. Так, в более ранних базальтах (ЧБ) содержание $TiO_2 = 19\%$, в более поздних (ЧК) — 10% ; в более ранних силлах (ЧД=16) $24\% TiO_2$, в более поздних — $4,5\%$ (см. табл. 1).

Наконец, еще одна важная закономерность: во всех изученных случаях основная масса вторичных магнетитов образовалась «на месте», за счет переработки первичного титаномагнетита и лишь незначительная часть образуется за счет силикатов. Сказанное подтверждают данные по образцам БА, ДБ и ТГ, которые по петромагнитным данным (см. табл. 3) практически немагнитны или слабомагнитны (исключение — обр. ДБ-4, в котором много вторичного магнетита). В этих образцах не обнаружены продукты разрушения первично-магматических рудных железо-титанистых минералов, т. е. перечисленные образцы представляют первично немагнитные породы.

Магнитные свойства офиолитов (см. табл. 3). По данным термомагнитного анализа во всех изученных образцах обнаружен только магнетит ($T_c = 580 - 585^\circ C$), частично однофазно окисленный ($T_c = 590 - 600^\circ C$). Наряду с магнетитом повсеместно присутствует маггемит. Ассоциация магнетит + маггемит характеризуется рядом специфических свойств [2], обнаруженных в наших образцах; а) напряженное состояние зерен, выражающееся в высокой магнитной жесткости ($H_{cr} = 300 - 1000$ Э), которая «снимается» нагревом выше $200^\circ C$, приводящем к спаду H_{cr} почти вдвое и росту J_s ; б) при нагреве до $400 - 500^\circ C$ заметно падает J_{rs} , в меньшей мере J_s , что связано с переходом маггемита в гематит; в) заметная магнитная вязкость, из-за которой образцы перемагничены в современном направлении; вязкая компонента J_n обычно уничтожается нагревом до $200 - 400^\circ C$, когда снимается напряженное состояние зерен магнетит + маггемит и уничтожается маггемит. Величина H после нагрева образцов до $400^\circ C$ довольно однородна ($300 - 400$ Э), отражая преобладание в них вторичного мелкозернистого магнетита, различные генерации которого по магнитным свойствам не различаются. Остается надежда на термочистку, когда, возможно, они разделятся по блокирующим температурам (более крупные зерна с блокирующими температурами, близкими точке Кюри магнетита, скорее относятся к продуктам распада первичного титаномагнетита, тогда как самые мелкие зерна магнетита с низкими блокирующими температурами относятся главным образом к наиболее поздним образованиям).

Результаты палеомагнитных измерений (табл. 4). Для устранения возможного случайного подмагничивания образцов (удары молний, влияние магнитного инструмента при отборе образцов и т. п.) проведена их H -чистка до 200 Э, в результате разрушилась компонента I , близкая по направлению современному геомагнитному полю, а распределение направлений единичных векторов стало близко хаотическому. После T -чистки до $400^\circ C$ разброс сохранился, последующая чистка до $500^\circ C$ несколько улучшила ситуацию, но разброс как единичных векторов, так и средних направлений между объектами одного блока был все еще велик (рис. 3, см. табл. 4). Картина изменилась в результате применения методов пересечения кругов перемагничивания в ходе чистки (см. рис. 3, табл. 4) и кластеров (см. табл. 4), заметно уменьшились средние радиусы овалов доверия внутри объектов и существенно улучшились статистические параметры средних палеомагнитных направлений по массивам (см. табл. 4).

Методом кластеров надежно выделены древние доскладчатые направления на уровне $1 - 5\%$ только для 7 объектов из 18 (см. табл. 4), в остальных случаях до- и послескладчатые компоненты не разделились из-за недостаточного

Средние палеомагнитные направления для объектов

Объект	Возраст	Азимут и угол падения, град.	Т-чистка, 500°C					Пересечение кругов			Ф _а	Метод кластеров			
			N	D	I	K	α ₉₅	D _а	I _а	α _{ср}		D _а	I _а	P	
Караулчеку ЧА	O ₃	220—245, 50—65	12	168 150	-12 28	7	16					13	161	31	5
ЧК	O ₁₋₃	198—330, 82—100	25	227 275	15 -12	1,2	25					18	—	—	—
ЧБ	O ₁	325—355, 60—100	16	181 184	-7 -5	4 3	25					16	172	16	1
ЧД	?	350—20, 70—75	9	188 177	-32 43	2,5 2,6	29					12	162	38	5
ЧГ	?	320, 14—55 120, 14—55	10	158 151	-8 43	3 2,8	29					13,7	146	34	5
Толпак ТБ	O ₁	185—213, 30—47	12	136 144	21 6	4	24					20	141	31	5
ТД	?	210, 30—80	6	87 94	7 22	9	25					15	—	—	—
ТГ	?	210, 20	4	106 144	19 23	3	28					11,3	—	—	—
Базарбай ББ	O ₂	325—20, 25—75	17	171 180 4	-6 17 19,9	4	17					10,3 9,8	199	36	1
Обожжен- ные осадки БД (1—14)	?	280, 90	15	155 240	44 25	2	25					6,6	—	—	—
БД (15—18), БГ	?	340, 40	9	46 20	47 25	2	43					6,6	—	—	—
ДБ	O ₁₋₂	210, 30—80	9	162 139	-5 -25	2	25					9,2	221	30	2
БА	O _{1-2?}	164—232, 21—80	8	313 205	78 79	2	26					18	—	—	—

Средние палеомагнитные направления для офиолитовых аллохтонов

Аллохтон, объекты	Возраст	φ	λ	n	D _а	I _а	K	α ₉₅	Ф _а	Метод определения палеомагнитных направ- лений для объектов
Караулчеку ЧА, ЧК, ЧБ, ЧД, ЧГ	O ₁₋₃	50,8	74,8							
ЧА, ЧБ, ЧД, ЧГ	»			5	160	28,6	165	2,8	15,2	Пересечения кругов кластеров
ЧА, ЧК	»			4	160	30	36	12	16	
Толпак ТБ, ТД, ТГ	O _{1-2?}	50,8	74,8	3	141	28	17	19,7	15	Пересечения кругов кластеров
ТБ, ТД	»			2	152	31	68	12	16,7	То же
Базарбай ББ, БД, БГ	O _{2-3?}	49,3	73,3	3	194	19	37	13,5	9,8	»

Примечание. Объекты — см. текст; φ, λ — широта и долгота места отбора образцов (объекта, аллохтона); D — склонение; I — наклонение; в графе Т-чистка верхняя строка — в современных координатах, нижняя — в древних (D_а, I_а); K, α₉₅ — параметр кучности и радиус доверия; пересечение кругов — определение методом пересечения кругов перемангничивания; α_{ср} — средний радиус овала, оцененный по нормальям к плоскостям перемангничивания (статистика Мардиа); Ф_а — палеоширота, определенная по I_а; P — уровень значимости определения методом кластеров в древних координатах; N, n — число определений; N — штук, n — объектов.

числа образцов при большом разбросе единичных направлений. Полученные двумя методами палеомагнитные направления довольно близки по объектам и в среднем совпадают по аллохтону Караулчеку (см. табл. 4).

Средние направления по объектам проверены тестами длинных частиц (ЧА и ЧК) и обжига (ББ). В первом случае замерена ориентировка двух групп удлиненных зерен: а) рудные зерна размером 10—20 мкм и б) нерудные зерна (силикаты), не ориентирующиеся по полю, для исключения пиков ориентировки рудных зерен, заведомо не связанных с геомагнитным полем. Всего измерено 12 шлифов, в каждом более 300 рудных зерен и не менее 100 сили-

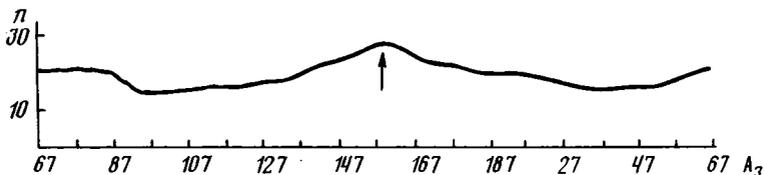


Рис. 4. Суммарная гистограмма направлений удлиненных рудных зерен и силикатов по 12 шлифам осадков ЧК и ЧА (метод длинных частиц). Буквы ЧК и ЧА расшифрованы в тексте

катов. Все они суммированы на одной гистограмме (рис. 4), ориентировки зерен силикатов на ней сгладились, тогда как четко выделилась мода ориентировки рудных зерен (160°), совпадающая со средним палеомагнитным склонением для аллохтона Караулчеку. Положителен эффект и теста обжига (аллохтон Базарбай): средние направления для аллохтона (194 и 19°) и для обожженных осадков (189 и 19°) практически совпадают.

Таким образом, выделенные палеомагнитные направления в пределах каждого из трех аллохтонов и блоков БА и ДБ — древние доскладчатые; в случае аллохтонов Караулчеку и Базарбай, судя по тестам длинных частиц и обжига, они близки первичным. Сходство всех офиолитов по характеру изменений пород и магнитных минералов, по магнитным свойствам последних позволяет сделать допущение о близких первичных палеомагнитных направлениях всех изученных объектов с точки зрения магнитотектонических задач.

В пределах каждого аллохтона палеомагнитные направления разных пластов значимо неразличимы, в том числе неотличимы от остальных направлений относительно более поздних комплексов «силл в силле», т. е. по времени формирования они близки к пиллоу-лавам и расслоенному комплексу данного разреза. Кроме того, палеомагнитные данные подтверждают первично-горизонтальное залегание тел диабазов комплекса, т. е. их силловую природу.

Предварительная магнитотектоническая интерпретация палеомагнитных данных (предварительная потому, что это первые результаты, работы в регионе продолжаются). Первичные средние палеосклонения и палеонаклонения (по двум методам обработки) составляют: для Караулчеку — 160 и 29° , Толпак — 152 и 31° (без ТГ), Базарбая — 194 и 19° , блока ДБ — 273 и 18° , блока БА — 189 и 32° . Склонения явно значимо различаются, отражая относительные развороты аллохтонов вокруг вертикальной оси. Относительно аллохтона Караулчеку аллохтон Толпак повернут на 10 — 20° против часовой стрелки, а Базарбай — на 30° по часовой стрелке. Аномально по отношению ко всем остальным повернут блок ДБ (на 80° по часовой стрелке относительно аллохтона Базарбай).

По средним наклонениям и соответственно палеоширотам объекты делятся на две группы, согласующиеся с их различием по возрасту (первые в среднем более ранние): 1) Караулчеку, Толпак, блок БА — палеоширота 15 — 18° ; Базарбай, блок ДБ — палеоширота 9 — 10° . Чтобы оценить знак палеошироты (севернее или южнее экватора), необходимо разобратся в палеомагнитной полярности. Возможны два варианта интерпретации полученных палеомагнит-

ных направлений: 1) обратная полярность, тогда изученные объекты располагались в ордовике в южных широтах и палеомагнитное склонение ($D = +180^\circ$) мало отличалось от современного; 2) прямая полярность, тогда все объекты располагались в северных широтах, а палеомагнитное склонение требует значительного поворота по часовой стрелке всего региона. Согласно всем известным глобальным палинспастическим реконструкциям, учитывающим комплекс геологических и палеомагнитных данных, в частности [5, 16], положение соседних с Казахстаном континентальных Восточно-Европейской и Сибирской плит в ордовике и их закономерный плавный поворот по часовой стрелке в течение фанерозоя явно соответствуют второй интерпретации. Не противоречит сказанному и ордовикское палеомагнитное направление Кокчетавского массива [13]; склонение (156°) практически совпадает со склонением аллохтонов Караулчеку и Толпак, тогда как по палеошироте ($4,5^\circ$) Кокчетавский массив располагался южнее массива Караулчеку — Толпак примерно на 10° , ныне же Кокчетавский массив находится севернее массива Караулчеку — Толпак на 3° , что согласуется с общим поворотом всего региона в фанерозое примерно на 160° по часовой стрелке.

Заключение. Выполнено первое палеомагнитное изучение островодужных офиолитов трех аллохтонных массивов: Караулчеку, Толпак и Базарбай. Данные микрозондирования подтвердили островодужный тип магматизма по составу первичных титаномагнетитов, их широким вариациям, изменению содержания титана от ранних к поздним образованиям. Показаны существенные изменения первичных титаномагнетитов, что отразилось в разбросе направлений, многокомпонентности естественной остаточной намагниченности. В результате термочистки, применения методов пересечения кругов перемагничивания и кластеров, тестов обжига и длинных частиц обоснована надежность палеомагнитных направлений. Определены палеомагнитные склонения и наклонения, близкие к первичным, для основных объектов исследований: 160 и 29° (для Караулчеку), 152 и 31° (для Толпака), 194 и 19° (для Базарбая). Они согласуются с положением территории Центрального Казахстана в ордовике при глобальных палинспастических реконструкциях. Островодужные офиолиты Караулчеку и Толпака формировались на средней палеошироте 16° с. ш., Базарбая — на 10° с. ш. В течение фанерозоя регион вместе с соседними Восточно-Европейской и Сибирской литосферными плитами повернулся по часовой стрелке в среднем на 160° . Отдельные мелкие блоки внутри массивов испытали локальные повороты по часовой стрелке и против нее на 10 — 80° .

Палеомагнитные данные подтвердили первично горизонтальное положение диабазовых тел, образующих комплекс «силл в силле».

В заключение авторы благодарят за помощь при отборе образцов, обсуждение результатов Диденко А. Н., Куренкова С. А., Сафонова В. А., Чмерева В. А., Шелестун Н. К.

Список литературы

1. Бесстрашнов В. М., Герасимова Н. А., Герман Л. Л., Новикова М. З., Курковская Л. А., Степанец В. Г., Якубчук А. С. Особенности строения нижнекаледонских комплексов Тектурмасского и Майкаин-Кызылтасского районов // Тез. докл. XVI Всесоюз. тектонического совещ. М.: Наука, 1988. С. 14—15.
2. Большаков В. А., Гапеев А. К., Яонов П. Г. Пьезохимическая остаточная намагниченность как результат изменений коэрцитивной силы образцов горных пород из зон гипергенеза // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 9. С. 55—63.
3. Бураков К. С., Диденко А. Н., Печерский Д. М. Оценка геомагнитного поля в среднем девоне по обожженным кремнистым породам и габбро (Южные Мугоджары) // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 8. С. 45—59.
4. Диденко А. Н., Печерский Д. М. Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитовых комплексов Алайского хребта // Геотектоника. 1988. № 4. С. 56—68.
5. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Наталов Л. М. Фанерозойские палинспастические реконструкции территории СССР // Геотектоника. 1987. № 6. С. 3—19.

6. Магматические комплексы Центрального Казахстана // Путеводитель экскурсии IV Казахстанского петрографического совещания. Тектурмасская экскурсия. Караганда: Ред.-издат. отдел «Газета», 1988. С. 15—20.
7. Объяснительная записка к геологической карте КазССР масштаба 1:500 000. Серия Центрально-казахстанская. Алма-Ата: Наука, 1981. 324 с.
8. Печерский Д. М. Основные идеи и экспериментальная проверка метода длинных частиц // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 3. С. 23—29.
9. Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю., Шаронова З. В. Магнетизм и условия образования изверженных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
10. Печерский Д. М., Бураков К. С., Диденко А. Н., Куренков С. А. Геолого-петромагнитные исследования комплекса параллельных даек Мугуджар // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 5. С. 83—99.
11. Печерский Д. М., Бураков К. С., Диденко А. Н., Куренков С. А., Перфильев А. С. Геолого-петромагнитная и палеомагнитная характеристика габбро Южных Мугуджар // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 9. С. 90—101.
12. Печерский Д. М., Тихонов Л. В. Петромагнитная характеристика палеозойских офиолитов Алайского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 46—62.
13. Свяжина И. А. Палеомагнитные данные и горизонтальные движения «блоков Казахского Урала» // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1988. С. 31—44.
14. Степанец В. Г. Два типа офиолитовых ассоциаций северо-востока Центрального Казахстана // Петрология и минералогия Казахстана: Тез. докл. IV Казахстан. петрографического совещ. Алма-Ата: Наука, 1988. С. 79—81.
15. Тектоника Казахстана: Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1:2 500 000. М.: Наука, 1982. 139 с.
16. Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др. // Под ред. Храмова А. Н. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
17. Шипунов С. В. Выделение компонент многокомпонентной естественной остаточной намагниченности при палеомагнитных исследованиях // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1988. С. 173—185.
18. Якубчук А. С., Степанец В. Г., Герман Л. Л. Рои пластинчатых даек, субпараллельных расчлененности в офиолитовых массивах — свидетели спрединга // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 5. С. 1193—1197.
19. Halls H. C. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization Circles // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1976. V. 45. P. 297—304.
20. Spencer K. J., Lindsley D. H. Solution model for coexisting iron-titanium oxides // Amer. Mineralogist. 1981. V. 66. P. 1189—1201.

Институт физики Земли АН СССР,
Москва, 123810

Поступила в редакцию
21.XII.1989

УДК 551.2:551.73(575.1)

© 1991 г.

САВЧУК Ю. С., МУХИН П. А., МЕЩЕРЯКОВА Л. В.

**ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ
И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ КЫЗЫЛКУМОВ С ПОЗИЦИИ
ТЕКТониКИ ПЛИТ**

Рассмотрены петрохимические особенности гранитоидных интрузивов Кызылкумов и их положение в структуре герцинской аккреционной призмы. На основе установленной зональности распределения окислов для обсуждения предложена гипотеза образования интрузивов в результате перемещения расплава из корневых зон аккреционной призмы по пологим швам наволоков в верхние части складчатого сооружения. В качестве источника магмы рассматривается плавление осадочного слоя субдуцирующей плиты.

Savchuk Yu. S., Mukhin P. A., Meshcheryakova L. V. Late Palaeozoic granitoid magmatism and the Kyzylkum ore formations from the plate tectonics viewpoint. *Geotectonics*. 1991. № 4. The paper is devoted to petrochemical features of the Kyzylkum granitoid intrusives and their position in the Hercynian accretionary prism. The established zonation of oxide distribution made possible to put forward for consideration a hypothesis suggesting that intrusives were formed as a result of the melt moving from the accretionary prism root zones through gradually ascending sutures to upper parts of the fold structure. Melting of the subducting plate sedimentary layer is believed to be the magma source.

Шарьяжное строение и эволюция структуры домезозойского складчатого основания Кызылкумов изучались неоднократно с позиции гипотезы тектоники плит [1, 3, 7, 10, 16 и др.]. Предшествующими исследованиями установлено, что домезозойское складчатое основание состоит из нескольких тектонических покровов (структурно-вещественных комплексов), разрез которых формировался в течение палеозоя в различных геодинамических обстановках от океанической до шельфовой на краю континента. Покровная структура региона возникла в течение карбона и перми путем последовательного поддвига в северном направлении, что привело к созданию пакета шарьяжей с южной моновергентной структурой [3, 16] (рис. 1). В качестве причины возникновения покровно-складчатого сооружения предполагается наличие зоны субдукции, наклоненной на север под Срединный Тянь-Шань и активно действовавшей в течение карбона — перми [16].

Принятие модели формирования континентальной коры Кызылкумов путем горизонтального скупивания (аккреции) имеет ряд важных следствий для понимания механизма формирования глубинной структуры региона. Поскольку произведенные различными способами расчеты показывают [1, 3, 7, 16], что при аккреционных процессах не менее 90% ранее существовавшей коры бесследно исчезло в результате переплавки на глубочайших уровнях, то исследование возможной связи между близкими по времени процессами покровообразования и процессами магматизма становится актуальной проблемой.

На протяжении нескольких десятилетий изучению гранитоидных интрузий уделялось самое пристальное внимание [1, 4, 5, 9, 12, 13]. Принятая в настоящее время схема расчленения гранитоидных массивов по геохими-

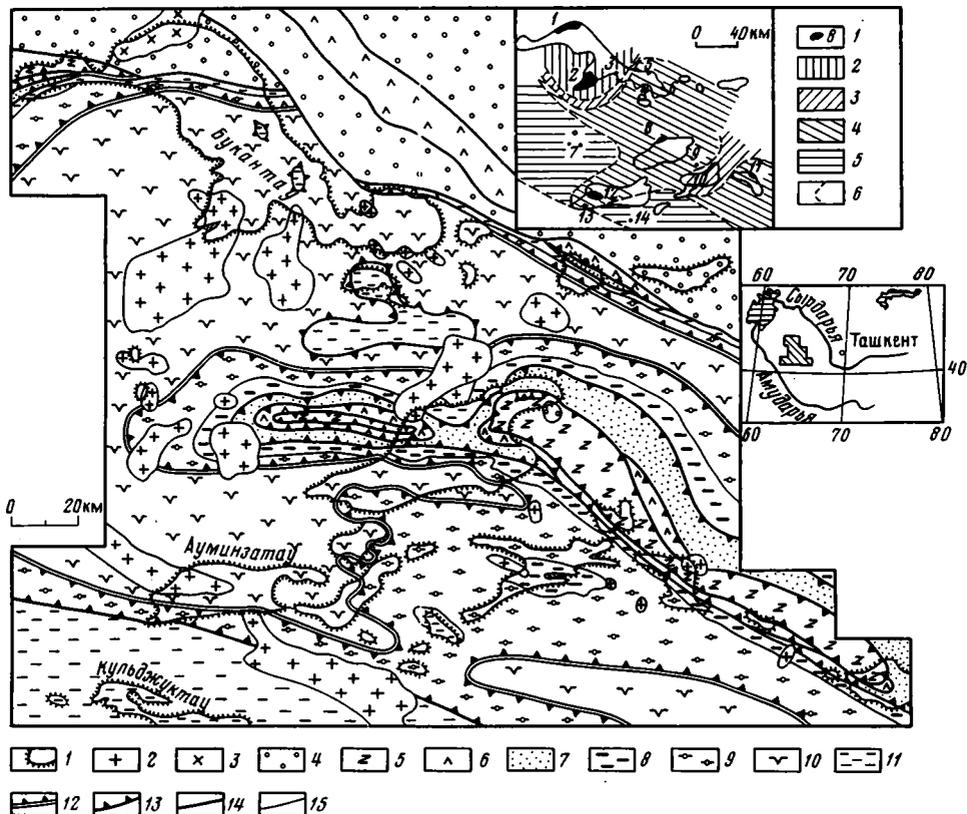


Рис. 1. Структурно-формационные схемы Кызылкумов со снятым мезозойско-кайнозойским чехлом

1 — контур выходов домезозойского складчатого основания; 2, 3 — гранитоидные массивы: 2 — нуратинской серии, 3 — бокалинской серии; 4 — молассовые отложения неоавоختона; 5 — метаморфические сланцы комплекса Тамды; 6 — офиолиты комплекса Кулкудук; 7 — терригенно-карбонатные отложения комплекса Букантау; 8 — карбонатно-терригенно-олисто-стромовые отложения герцинского структурного этажа комплекса Мурун; 9, 10 — каледонский структурный этаж комплекса Мурун: 9 — терригенные отложения верхнего покрова, 10 — кремнисто-вулканогенно-метатерригенные породы нижнего покрова; 11 — терригенно-карбонатные отложения комплекса Кокпатас; 12 — шов каледонского наволока; 13 — швы герцинских наволоков; 14 — крутопадающие позднегерцинские разломы; 15 — геологические границы.

На врезке показана зональность проявления фаз гранитоидного магматизма. 1 — гранитоидные массивы и их номера; 2—5 — площади развития различных фаз: 2 — 1-й и 2-й, 3 — 3-й, 4 — 4-й, 5 — 5-й; 6 — границы распространения фаз. Интрузивные массивы (в скобках указаны фазы): 1 — Бокалинский одноименной серии, 2 — Алтынтауский (1—5), 3 — Кокпатаский (2—4), 4 — Саутбайский (7), 5 — Сарытауский (4), 6 — Турбайский (4, 5), 7 — Тулянташский (5); 8 — Чарыктинский (4, 5), 9 — Сардаринский (4), 10 — Аристантауский (3), 11 — Казахтауский (4), 12 — Захкудукский (4—6), 13 — Шохетауский (5), 14 — Мингчукурский (5) нуратинской серии

ческим, петрологическим и геолого-структурным особенностям включает в себя бокалинскую и нуратинскую серии [4]. Возраст становления интрузивов этих серий по данным К—Аг-геохронологических датировок их начальных и завершающих фаз лежит в интервале 290—250 млн. лет (ранняя пермь), т. е. продолжительность становления составляет около 40 млн. лет.

В регионе известны один гранитоидный массив бокалинской серии и около 30 обнаженных и в различной степени перекрытых отложениями чехла гранитоидных интрузий, относящихся к нуратинской серии (см. рис. 1). Суммарная их площадь, включая перекрытые территории, состав-

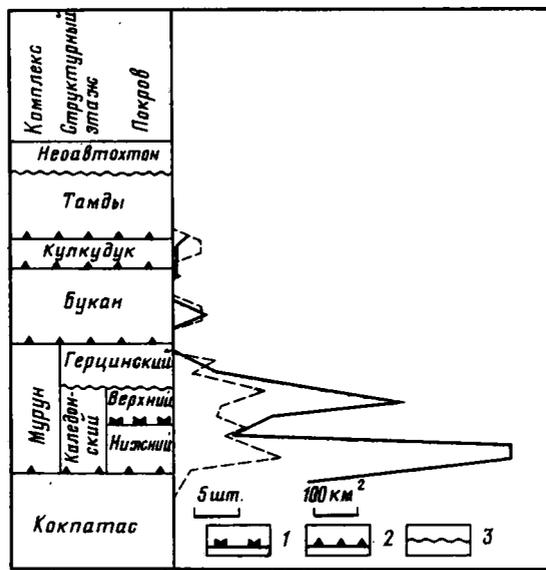


Рис. 2. Частота размещения гранитоидных массивов нуратинской серии в структуре аллохтонных комплексов Кызылкумов по количеству интрузивов (а) и по суммарной площади (б)
 1 — главные наволоки каледонские; 2 — главные наволоки герцинские; 3 — несогласное налегание

ляет 7—8% от общей площади Кызылкумов. Наиболее крупные массивы — Захкудукский, Мингчукурский (перекрытый), Чарыктинский, Алтынтауский и Кокпатаасский — вместе составляют ~83% всей площади интрузий. Остальные — это 25 сравнительно мелких штоко- и дайкообразных тел.

Геофизическими исследованиями установлено [4], что интрузивы нуратинской серии представляют собой уплощенные веретенообразные тела, сильно удлиненные в плане; образование большинства интрузивных тел происходило путем заполнения полостей отслоения окружающих пород, и, как следствие, они залегают согласно с ними; широко распространены пологие или слабонаклоненные интрузивные залежи. Для некоторых массивов — Кокпатаасского, Алтынтауского — характерно проявление гнейсированности, полосчатости, ориентированной параллельно контактам, а для Захкудукского — милонитизации вдоль контакта.

Анализ размещения гранитоидных образований на графиках частот встречаемости и суммарной площади интрузивных массивов среди различных геологических формаций Кызылкумов показал (рис. 2), что максимум магматических проявлений приурочен к основанию герцинского аллохтонного комплекса Мурун (тасказганская, чолчаратауская, кокпатаасская, ходжаахметская свиты и первая подсвита бесапанской свиты) на его границе с комплексом Кокпатас. В структурном отношении это означает, что при внедрении гранитоидные тела использовали шов пологозалегающего герцинского наволока между этими комплексами как наиболее ослабленную зону. Второй пик приурочен к четвертой подсвите бесапанской свиты («зеленый бесапан»), где широко распространены мелкие штоко- и дайкообразные тела, возможно, являющиеся апофизами нижежающих массивов.

Во всех интрузивах нуратинской серии развита пологая «пластовая» отдельность, причем вблизи контактов она проявлена вплоть до интенсивной рассланцовки мощностью первые сантиметры (восточный контакт Алтынтауского массива), а в центральных частях массивов мощность

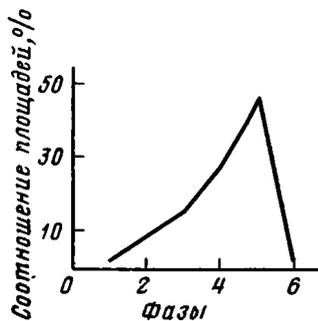


Рис. 3. Распределение площадей различных фаз гранитоидов по 12 главным массивам с учетом их перекрытых частей

вых тел; 4 — тоналиты краевых тел; 5 — тоналит-трондземиты главной фазы; 6 — трондземиты и плагιοграниты дополнительных интрузий. Среди массивов нуратинской серии различаются: 1 — амфибол-биотитовые, биотитовые кварцевые гнейсо-диориты и гнейсогранодиориты; 2 — биотитовые гранодиориты и биотит-амфиболовые кварцевые диориты; 3 — биотитовые и амфибол-биотитовые гранодиорит-адамеллиты; 4 — биотитовые, амфибол-биотитовые адамеллиты и гранит-адамеллиты; 5 — двуслюдяные, биотитовые граниты; 6 — биотитовые гранит-порфиры. В смене этих фаз отражается постепенная эволюция состава расплава от основного к среднему и от среднего к кислому. Отличаются от этой закономерности самые молодые [12] габбро-монцогаббро, кварцевые сиенит-диориты и амфибол-биотитовые граносиениты саутбайского комплекса, образующие 7-ю заключительную фазу.

График количественного распределения площадей различных фаз в интрузиях нуратинской серии показывает увеличение доли поздних фаз, кроме шестой (рис. 3). Это увеличение происходит со своеобразной зональностью: более молодые фазы магматизма развиваются главным образом в юго-западной части Кызылкумов, а более древние — на северо-востоке. Важно отметить также, что в самих интрузиях молодые фазы, как правило, занимают центральные части изометрических массивов, реже образуют кольцевые дайки по их периферии. Все эти данные свидетельствуют о зональном распределении фаз гранитоидов на территории Кызылкумов, и, забегая вперед, можно сказать, что поздние фазы образованы более «сухими» расплавами, чем объясняется их большая миграционная способность.

Петрохимические данные по интрузивам Кызылкумов свидетельствуют о закономерном изменении содержаний петрогенных окислов во времени от ранних фаз к поздним (табл. 1). Для нуратинской серии наблюдается постоянный рост SiO_2 и K_2O на фоне снижения содержаний Na_2O , TiO_2 , FeO , MgO , CaO , Al_2O_3 , P_2O_5 , более сложный характер распределения по фазам имеют Fe_2O_3 , MnO , H_2O , CO_2 , SO_3 (рис. 4). Для бокалинской серии постоянный рост для всех фаз сохраняет SiO_2 , а K_2O и Na_2O возрастают скачкообразно. Для большей части окислов — TiO_2 , FeO , MgO , CaO , Fe_2O_3 и MnO — характерно постепенное снижение содержаний. Значения H_2O , P_2O_5 , п.п.п. и CO_2 вначале резко падают, затем неравномерно уменьшаются. Остальные окислы (Al_2O_3 и SO_3) в ранних фазах увеличивают содержания, в поздних уменьшают.

В пределах Кызылкумов вариации содержаний петрогенных окислов по фазам также имеют определенные закономерности. Они устанавливаются

«пластов» достигает первых метров. Прослеживание этих поверхностей в массивах показывает, что они конформны зоне контролирующего наволока и во вмещающих породах опознаются как кливажные трещины. Это позволяет предполагать, что процессы деформации пород при шарьировании и внедрении гранитоидных интрузивов были каким-то образом связаны.

По составу петрографических разновидностей и возрастным соотношениям между ними в интрузивных массивах Кызылкумов выделяется несколько фаз [4, 12]. Для бокалинской серии выделяются: 1 — габбро (в ксенолитах); 2 — диориты, габбро-амфиболиты, габбро-диориты (в ксенолитах); 3 — кварцевые диориты из краевых тел; 4 — тоналиты краевых тел; 5 — тоналит-трондземиты главной фазы; 6 — трондземиты и плагιοграниты дополнительных интрузий.

Средние химические составы фаз гранитоидных массивов Кызылкумов

Фаза, интрузив (состав)	Количество анализов	SiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	П. п. п.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
<i>Бокалинская серия</i>																
1-я фаза (габбро из ксенолита)	1	47,01	1,11	3,81	2,14	6,60	6,93	8,21	15,54	2,08	0,13	0,34	0,44	1,87	0,03	5,42
2-я фаза (диориты, габбро-амфиболиты, габбро-диориты из ксенолитов)	9	55,08	1,39	4,40	0,94	4,51	4,97	7,18	17,63	1,58	0,09	0,20	0,27	0,49	0,06	1,42
3-я фаза (кварцевые диориты краевых тел)	3	60,09	1,03	4,93	0,50	2,72	2,75	6,51	18,12	1,29	0,08	0,10	0,12			1,55
4-я фаза (тоналиты, гранодиориты краевых тел)	20	64,19	1,78	4,44	0,44	2,52	2,22	5,17	17,03	0,91	0,05	0,11	0,14	0,55	0,10	0,99
5-я фаза (гранодиориты, трондjemиты, тоналит-трондjemиты главной фазы)	32	67,06	1,47	4,43	0,31	1,87	1,47	4,17	16,61	1,14	0,04	0,19	0,14	0,43	0,05	0,73
6-я фаза (трондjemиты и плагиограниты дополнительных интрузий)	10	69,11	1,64	4,90	0,27	1,24	0,87	3,73	16,52	0,59	0,02	0,14	0,12	0,20	0,02	0,67
<i>Нуратинская серия</i>																
1-я фаза (гнейсодиориты, гнейсогранодиориты) Алтынтауский	9	63,99	2,51	4,11	0,64	4,03	1,78	4,16	16,38	0,36	0,08	0,1	0,19	0,42	0,07	1,22
2-я фаза (гранодиориты, кварцевые диориты) Алтынтауский	27	68,27	2,84	4,09	0,42	2,68	1,12	3,01	15,53	0,50	0,05	0,19	0,13	0,18	0,18	0,80
Кокпатаасский	6	61,49	3,37	3,58	0,71	4,54	4,15	3,80	15,81	0,32	0,08	0,12	0,26	0,20	0,09	0,75
Турбайский	4	61,61	2,10	3,82	0,56	4,09	3,37	4,53	15,01	1,23	0,06	0,16	0,24	1,28	0,10	2,64
Средние из	37	66,45	2,85	3,97	0,48	3,13	1,86	3,30	15,52	0,55	0,06	0,18	0,16	0,30	0,16	0,99
3-я фаза (гранодиорит-адамеллиты) Алтынтауский	8	68,21	2,93	4,25	0,42	2,76	1,11	3,08	14,96	0,37	0,05	0,12	0,15	0,32	0,05	1,00
Кокпатаасский	11	67,55	2,61	3,47	0,46	2,71	1,37	3,24	15,64	0,30	0,06	1,00	0,10	0,85	0,11	1,70
Аристантауский	2	67,00	4,02	3,49	0,38	3,44	0,81	3,12	14,60	0,15	0,05	0,06	0,34	1,24	0,32	2,35
Средние из	21	67,75	2,87	3,78	0,45	2,80	1,22	3,17	15,28	0,31	0,05	0,57	0,14	0,59	0,10	1,40

Фаза, интрузив (состав)	Количество анализов	SiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	П. п. п.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
4-я фаза																
(гранит-адамеллиты, адамеллиты)																
Алтынтауский	33	70,90	3,42	4,05	0,30	1,90	0,81	2,27	14,75	0,28	0,04	0,13	0,13	0,23	0,01	0,68
Кокпатасский	12	71,47	3,55	3,50	0,34	1,81	0,99	1,73	14,20	0,64	0,04	0,10	0,09	0,68	0,15	2,06
Турбайский	29	69,28	3,45	3,82	0,34	2,11	1,25	1,95	14,40	0,86	0,04	0,11	0,14	0,57	0,10	1,99
Сарытауский	17	69,79	3,68	3,56	0,42	2,00	0,72	2,24	14,92	0,83	0,02	—	0,10	—	—	—
Чарыктинский	45	71,73	4,73	3,51	0,25	2,20	0,56	1,31	14,13	0,59	0,45	0,16	0,07	0,14	0,18	0,65
Казахтауский	2	68,49	4,36	3,59	0,41	2,25	1,20	2,71	15,13	0,66	0,05	—	0,11	—	—	—
Захкудукский	23	68,54	3,61	3,54	0,44	2,53	1,15	3,04	14,89	1,10	0,04	0,16	0,16	0,50	0,07	0,81
Сардаринский	9	68,13	3,61	3,56	0,39	2,75	1,51	3,27	14,88	0,39	0,04	0,14	0,13	0,43	0,12	0,56
Средние из	170	70,26	3,84	3,68	0,33	2,15	0,91	2,09	14,53	0,71	0,14	0,13	0,11	0,36	0,10	1,05
5-я фаза																
(лейкократовые граниты, граниты)																
Алтынтауский	64	73,26	4,01	3,74	0,18	1,28	0,53	1,48	14,09	0,54	0,05	0,17	0,10	0,26	0,05	0,68
Кокпатасский	1	78,99	4,79	3,58	0,20	1,80	0,50	1,05	14,27	—	0,05	0,16	0,13	0,20	0,03	0,40
Турбайский	5	76,58	4,06	3,58	0,12	1,04	0,40	0,86	12,05	0,54	0,02	0,09	0,05	0,10	0,10	0,49
Чарыктинский	30	74,34	4,50	2,83	0,14	1,29	0,50	0,94	13,14	0,44	0,28	1,25	0,11	0,20	0,05	0,52
Захкудукский	26	74,60	4,14	3,64	0,33	2,06	0,95	2,14	14,33	0,70	0,04	0,22	0,08	—	0,14	0,72
Шохетауский	4	73,52	4,14	3,65	0,13	1,39	0,64	1,23	13,65	1,09	0,04	—	0,10	—	—	—
Мингчукурский	12	71,31	4,31	3,01	0,40	1,72	1,02	1,79	15,33	0,26	0,04	0,15	0,34	0,08	0,08	0,69
Тулянташский	1	74,80	4,01	2,20	0,12	0,40	0,07	0,60	15,85	0,31	0,01	0,67	0,18	—	—	0,73
Средние из	143	73,74	4,18	3,45	0,22	1,46	0,63	1,48	13,96	0,53	0,09	0,41	0,11	0,21	0,07	0,64
6-я фаза																
(гранит-порфиры)																
Захкудукский	4	74,53	3,83	3,60	0,10	1,24	0,73	1,18	13,45	0,10	0,05	0,15	0,05	—	0,42	0,59
<i>Саутбайский комплекс</i>																
7-я фаза																
7а (габбро-монцогаббро)																
7а	21	50,19	2,25	2,70	0,94	5,80	8,07	6,64	14,34	1,33	0,11	0,23	0,28	1,51	0,58	4,60
7б (кварцевые сиенит-диориты)																
7б	21	55,69	2,37	3,28	0,80	4,94	6,22	5,02	15,14	0,94	0,09	0,24	0,28	1,17	0,12	3,90
7в (амфибол-биотитовые граносиениты)																
7в	8	63,03	3,49	3,61	0,63	2,99	3,63	2,63	14,85	0,98	0,08	0,29	0,23	0,57	0,11	3,10

Примечание. В таблице использованы химические анализы из работ И. Х. Хамрабаева, Э. П. Изоха, З. А. Юдалевича, М. М. Пуркина и др. [4, 9, 13].

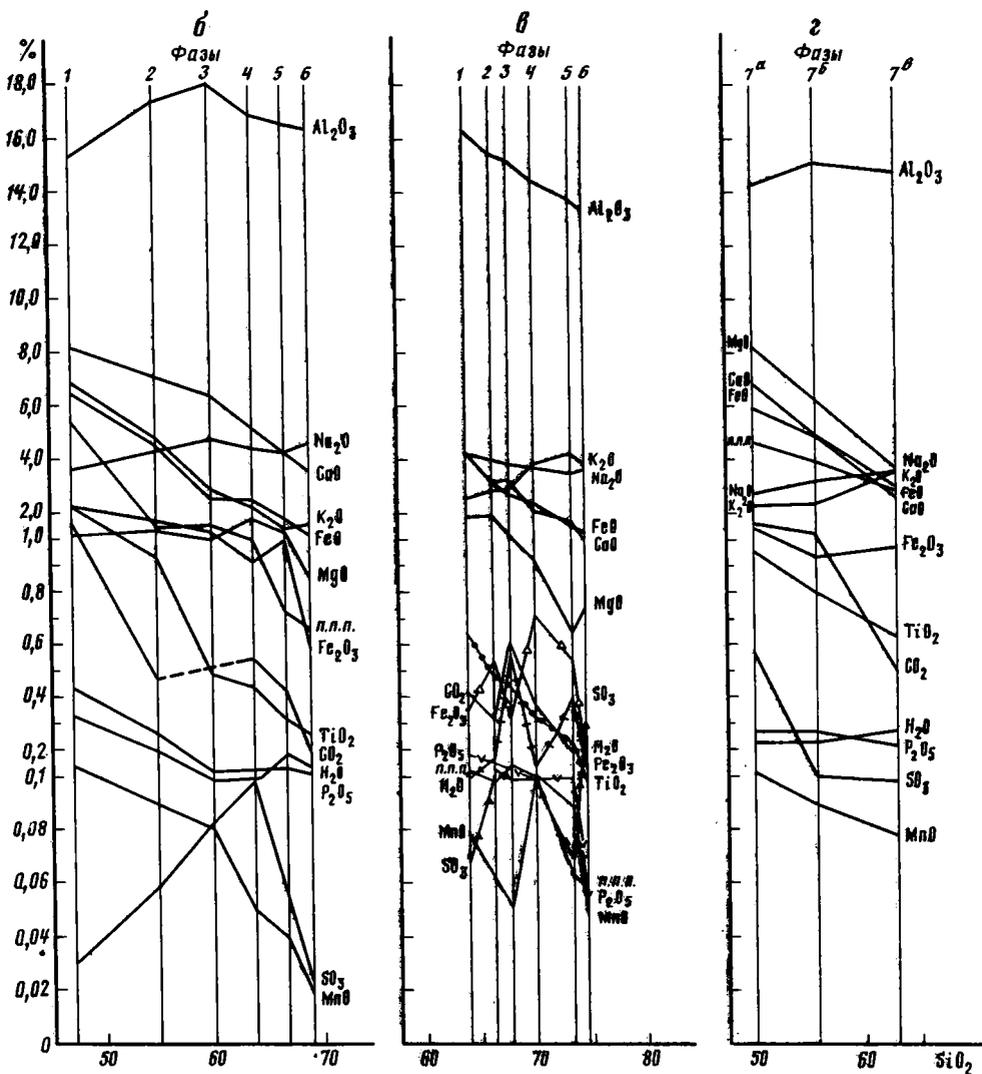
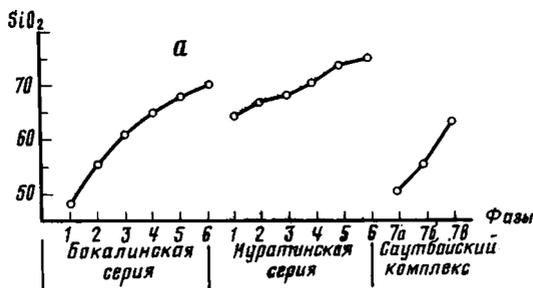


Рис. 4. Графики изменения средних содержаний петрогенных окислов в фазах гранитоидного магматизма Кызылкумов (а — изменение SiO₂, б — бокалинская серия, в — нуратинская серия, г — саутбайский комплекс)

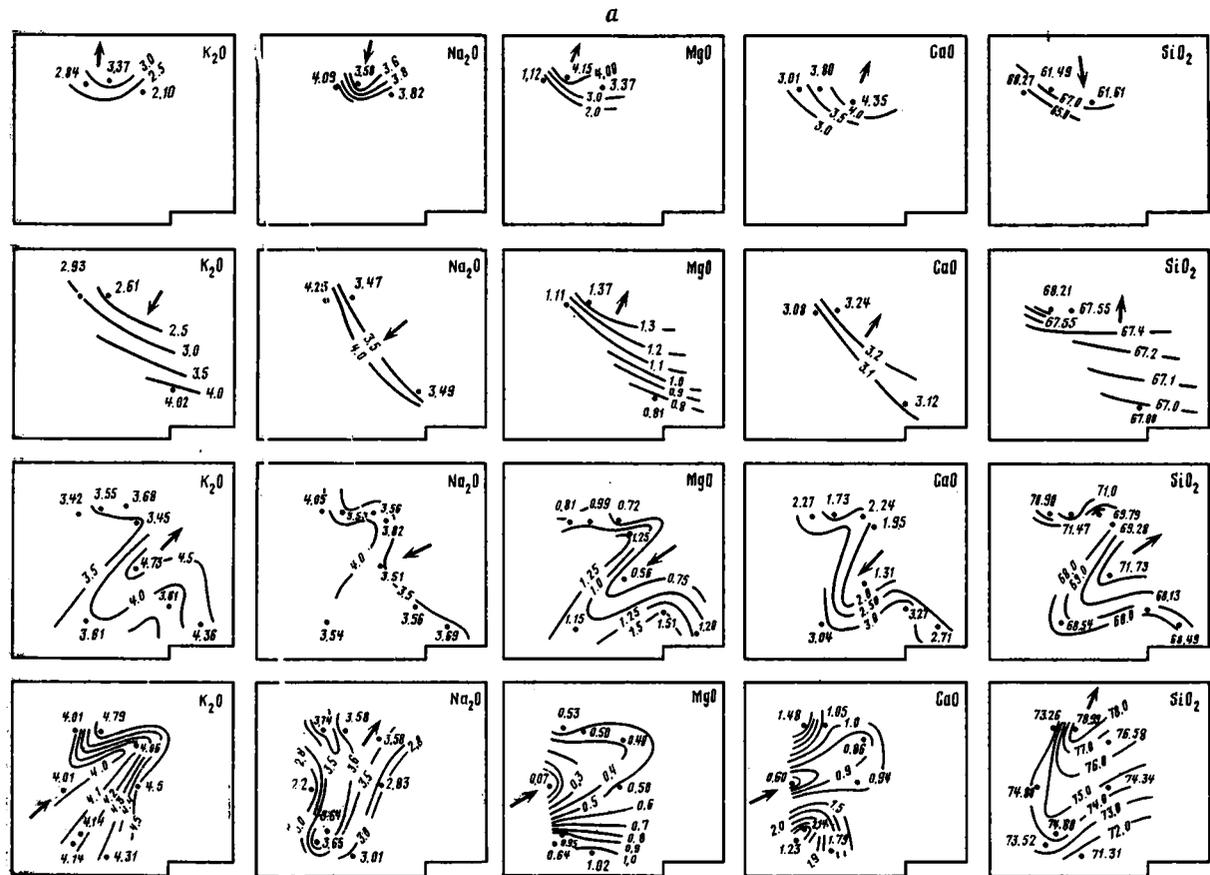


Рис. 5 а

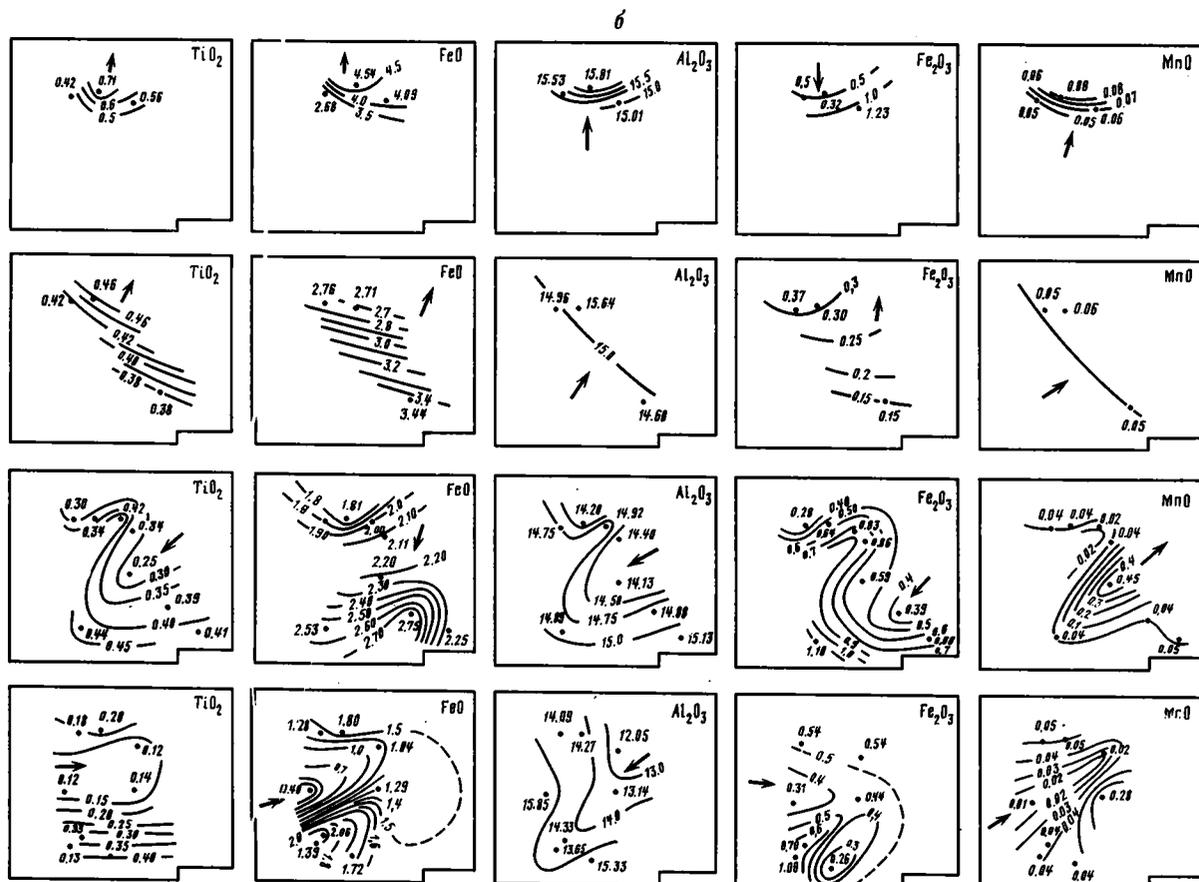


Рис. 56

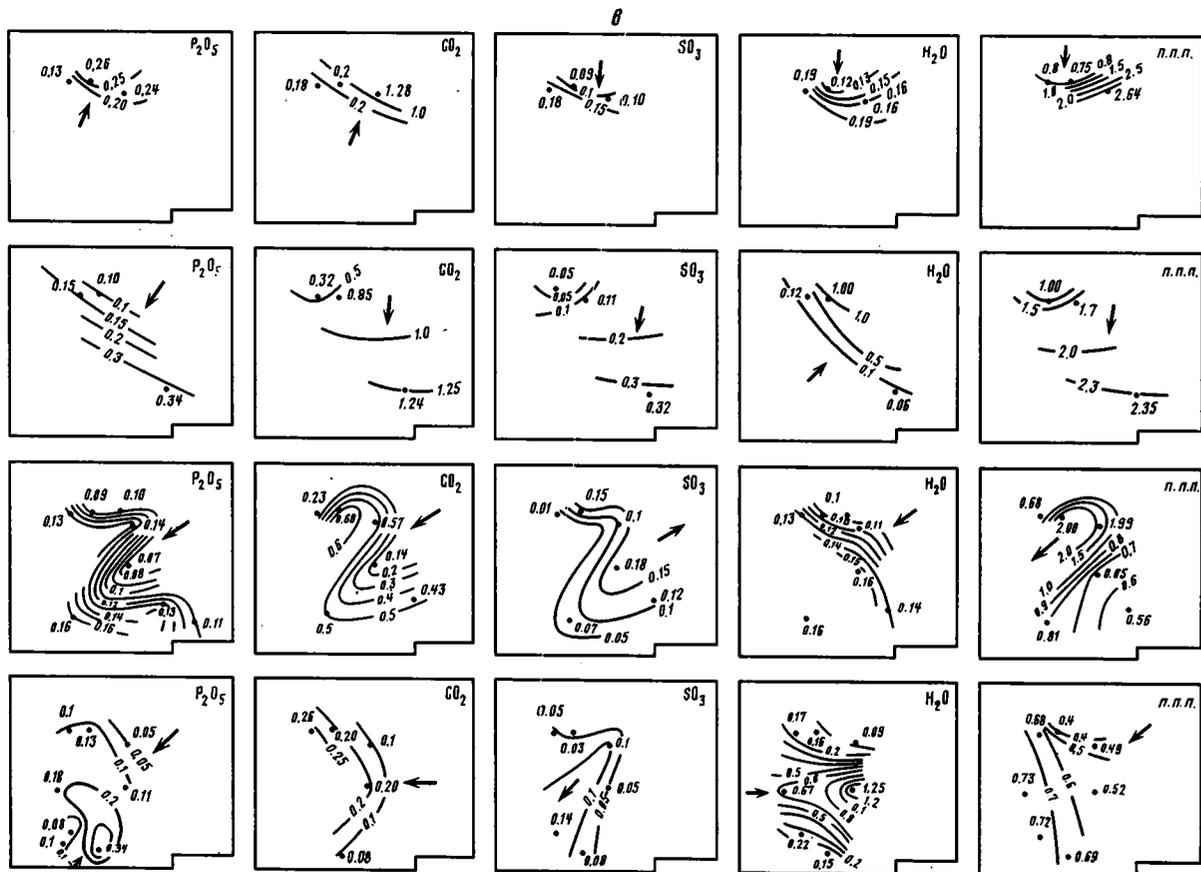


Рис. 5 в

Рис. 5. Схемы изоконцентраций породообразующих окислов по фазам гранитоидного магматизма нуратинской серии. Ряды в каждой группе схем (а—в) сверху вниз — 2—5-я фазы. Рамки схем соответствуют контурам врезки на рис. 1

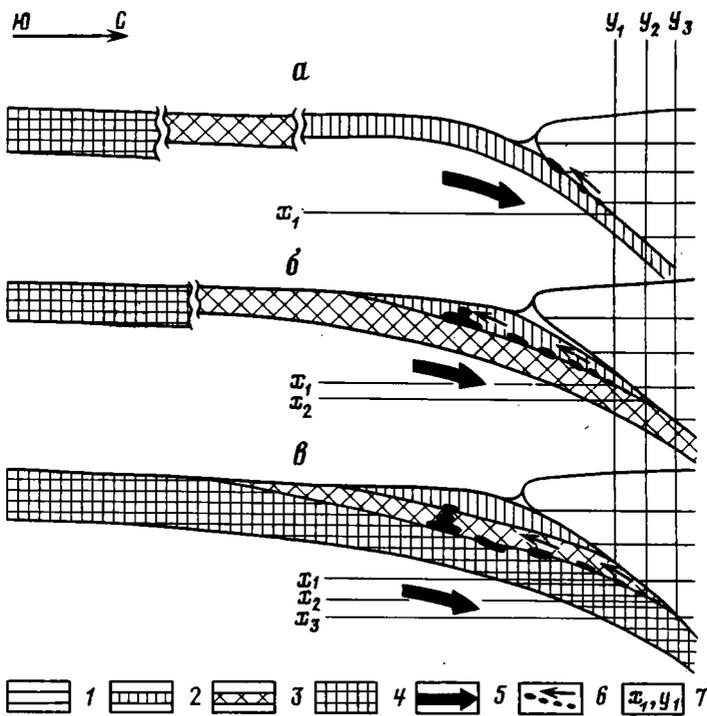


Рис. 6. Принципиальная схема образования магматических комплексов Кызылкумов и миграция очага плавления при субдукции океанической (а), переходной коры (б) и шельфа континентальной окраины (в)

1 — активная континентальная окраина; 2 — океаническая кора; 3 — кора переходного типа; 4 — континентальная кора в области шельфа; 5 — направление поддвижения; 6 — пути транспортировки и области становления продуктов плавления; 7 — условные координаты очагов плавления

ся при изучении распределения изоконцентраций окислов по 2—5-й фазам нуратинской серии по каждому массиву в отдельности (рис. 5). Распределение окислов обнаруживает сложную эволюцию во времени и пространстве, несмотря на близкую конфигурацию изолиний в пределах конкретных фаз. Для 2-й и 3-й фаз характерен довольно прямолинейный рисунок изолиний, а для 4-й фазы по значениям всех окислов выявляется резкий выступ с северо-востока на юго-запад в направлении от Чарыктинского интрузива к Захкудукскому. Сходное распределение устанавливается и для 5-й фазы.

Несмотря на однообразный рисунок распределения различных окислов в конкретных фазах, векторы их градиентов имеют разную направленность: для части наблюдается рост с севера на юг, а для других — наоборот (см. рис. 5). В то же время по всем фазам выявлены некоторые общие закономерности. Так, по поведению от фазы к фазе можно выделить три группы окислов — 1-я группа характеризуется однонаправленным вектором градиента во всех фазах. К этой группе относятся MnO с постоянным ростом значений в северных румбах и п.п.п. с противоположными тенденциями. Во 2-й группе направления векторов взаимосвязанно закономерно меняются. Здесь можно выделить одинаково ориентированные MgO , CaO , TiO_2 , FeO и находящийся в противофазе SO_3 , затем однонаправленные H_2O и Fe_2O_3 и, наконец, SiO_2 с противоположно ведущими себя P_2O_5 и CO_2 . В 3-й группе ориентировки векторов меняются незакономерно. Сюда отнесены K_2O , Na_2O , Al_2O_3 . Но в то же время поведение Al_2O_3 похо-

же на поведение FeO и других окислов второй группы во всех фазах, кроме 5-й.

Основываясь на результатах анализа геологических и петрохимических данных, мы считаем возможным предположить следующую модель образования гранитоидных массивов бокалинской и нуратинской серий (рис. 6). Герцинские аллохтонные комплексы, принимающие участие в строении Кызылкумов, образованы при аккреции чешуи различной коры перед активной континентальной окраиной (Срединный Тянь-Шань). Подвиг в это время происходил с юга на север, что однозначно доказывается структурными данными [3]. В процессе субдукции поглощается остальная, неизмеримо большая часть океанической, а затем и окраинно-континентальной коры. Нарастание структурно-метаморфических преобразований, обусловленных в первую очередь увеличением температуры на более глубоких горизонтах зоны субдукции, приводит сначала к частичному (селективному), а затем и полному переплавлению погружающейся плиты. Селективное плавление вначале охватывает наиболее легкоплавкие компоненты пород. В результате выделившаяся жидкая капельнопленочная фаза, отвечающая вариациям от диоритов до лейкогранитов и наследующая состав осадочного чехла погружающейся плиты, концентрируется в трещинах кливажа.

Возможность расплавленной фазы скапливаться в трещинах кливажа подробно рассмотрена П. Флемингом и А. Уайтом [18] на примере мигматитов Палмер в Южной Австралии. Детальными исследованиями характера соотношений между структурными формами и жилами мигматитов показано, что процесс мигматитообразования происходит длительно и является синдеформационным. К аналогичным выводам нас приводят наблюдения вдоль восточного контакта Алтынтауского интрузива, где среди кремнистых сланцев развиты маломощные (0,5—3 м) дайкообразные апофизы гранитоидного состава, кливажированные и рассланцованные (рис. 7). Апофизы имеют пологое залегание, согласное с кливажом вмещающих пород, т. е. образуют послойные мигматиты. Иногда они смяты в мелкие складки; в этих случаях в ядерных частях развит интенсивный секущий кливаж, делящий граниты на пластинки толщиной 0,5—1,5 см. Эти факты свидетельствуют о том, что образование и перемещение расплавленного материала происходило одновременно с динамометаморфическими процессами. Но образование расплава на этом месте невозможно, так как метаморфизм здесь достигает лишь зеленосланцевой фации; следовательно, необходимо признать перемещение расплава по тектоническим швам из более глубоких уровней.

Наиболее тектонически нарушенная зона при субдукции приурочена к контактовым частям взаимодействующих плит, и именно там аккумулируется максимальный объем расплава. Градиент давления и пульсирующий характер подвижек в сравнительно пологой (слабонаклонной) зоне контакта инициируют подъем жидкой фазы (механизм фильтр-прессинга, по [8]) вдоль нее на более высокие уровни, где отдельные капли сливаются в крупные скопления расплава. Продвижение расплава происходит, вероятно, неравномерно по всему фронту (иначе бы возникла полностью заплавленная зона) с использованием внутренних неоднородностей контакта, что должно приводить к возникновению магматических «струй» по восстанию зоны. Эти «струи» являются магмоводами и на верхних горизонтах зоны субдукции, где в благоприятных структурных и термодинамических условиях в швах главных наволоков образуются полого залегающие массивы гранитоидного состава. В Кызылкумах это уровень наволока Кокпатас—Мурун между чешуями окраинно-континентальной коры, слагающими основание герцинской аккреционной призмы. Продвижение магматического материала происходило с севера и северо-востока

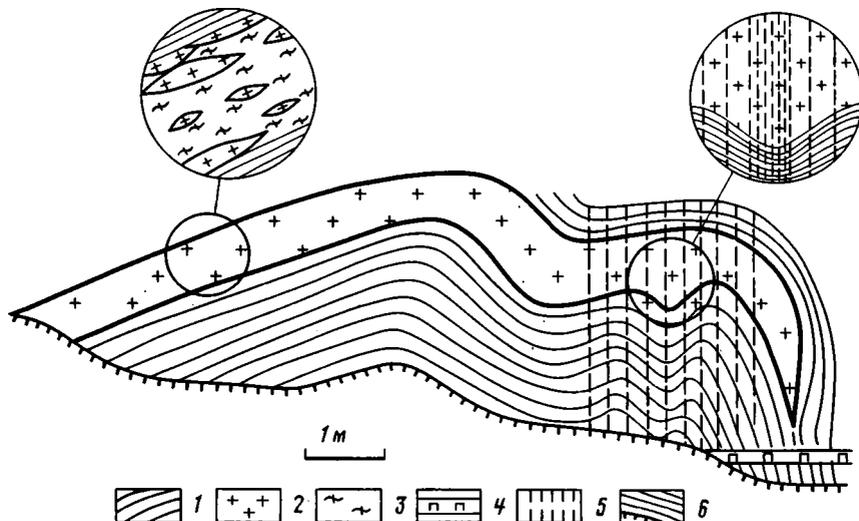


Рис. 7. Соотношение апофизы гранитов с деформационными текстурами вмещающих пород на восточном контакте Алтынтауского интрузива

1 — кремнистые сланцы; 2 — граниты; 3 — интенсивно рассланцованные и гнейсированные граниты; 4 — жила пегматитов; 5 — секущий кливаж; 6 — граница четвертичных отложений

на юг и юго-запад (см. рис. 6). Это направление соответствует вектору от корневой к фронтальной части зоны субдукции. Интрузивные тела на удалении от шва наволока образовались за счет проплавления окружающих и вышележащих пород.

Интересно отметить, что существуют определенные ограничения, при которых возможен вышеописанный механизм образования гранитоидных массивов. Они определяются, с одной стороны, минимальным количеством жидкой капельно-пленочной фазы, которое может перемещаться на значительное расстояние, а с другой — максимальным количеством расплава, при котором породы еще сохраняют сплошность и могут реагировать на деформации, и реальным действием механизма фильтр-прессинга. Экспериментами установлено [20], что в том случае, когда расплав составляет ~20% от объема породы, прочность последней теряется. Следовательно, можно сделать оценку общего количества гранитоидного материала, которое могло внедриться в аккреционную призму: оно должно было составлять от первых процентов до 20% объема верхнего (осадочного) слоя поглощенной коры. Таким образом, эти массивы можно интерпретировать как производные вылавившейся в зоне поддвига палингенной гранитоидной магмы, образовавшей автохтонные пластообразные батолиты [6].

С этих позиций впервые получают интерпретацию многие, в том числе и описанные выше, особенности гранитоидного магматизма в Кызылкумах. Так, размещение наиболее крупных массивов между горами Кульджуктау и Ауминзатау, в Южном Букантау (см. рис. 1), объясняется тем, что в этих местах наволок Кокпатас — Мурун или выходит на поверхность фундамента (в первом случае), или максимально приближен к поверхности (второй пример).

Но наибольший интерес представляет интерпретация петрохимических данных, поскольку эволюция состава выплавляющейся магмы от фазы к фазе должна отражать, с одной стороны, смену P — T -условий в очаге плавления, а с другой — латеральную изменчивость состава подплавливающейся плиты. Колебания же содержаний окислов в пределах фаз по интрузивам (петрохимическая зональность) обусловлены скорее всего градиентами давления и температуры вдоль поверхности наволока.

**Результаты петрохимического картирования по фазам гранитоидного магматизма
Кызылкумов для палеотектонических реконструкций**

Окисел	Изменчивость по фазам от ранних к поздним для бокалинской и нуратинской серий	Изменчивость внутри фаз с севера на юг для нуратинской серии
K ₂ O	Содержания неравномерно растут, т. е. во времени падает избыточное давление или область плавления перемещения, в тылы зоны субдукции где избыточное давление минимально (кроме 3-й и 5-й фаз бокалинской и 6-й фазы нуратинской серий)	Содержания падают во 2-й, 4-й и 5-й фазах, т. е. к югу растет избыточное давление; для 3-й фазы — наоборот
Na ₂ O	Для бокалинской серии содержания неравномерно возрастают, т. е. температура в области плавления падает (кроме 4- и 5-й фаз)	Для нуратинской серии содержания падают, т. е. температура в области плавления возрастает (кроме 6-й фазы)
FeO	Общая железистость падает, т. е. состав плавающего материала меняется в сторону более континентального (менее железистого)	Железистость уменьшается (кроме 4-й фазы)
F ₂ O ₃ H ₂ O	Общее количество флюидов падает, т. е. поздние фазы образованы более «сухими», перегретыми расплавами	Растут содержания CO ₂ (кроме 2-й фазы), п. п. п. и H ₂ O (кроме 3-й и 4-й фазы), т. е. к югу возрастает количество флюидов
CO ₂ П. п. п. MgO	Содержания уменьшаются, т. е. во времени в области плавления или температура возрастает, или достигается большая полнота плавления субстрата	Содержания растут (кроме 4-й фазы), т. е. к югу температура уменьшается
CaO TiO ₂	Содержания уменьшаются, что может быть следствием или роста обводненности, или снижения давления (поэтому меньше Ti переходит в расплав), или плавления материала с меньшим содержанием Ti (более континентального)	Содержания уменьшаются (кроме 4-й фазы), т. е. или обводненность растет, или давление растет (давление способствует переходу Ti в расплав)
Al ₂ O ₃	Для нуратинской серии содержания уменьшаются, хотя этот окисел должен вести себя полярно по отношению к титану (по [2]); для бокалинской серии содержания вначале растут, затем уменьшаются	Содержания увеличиваются во 2-й и в 3-й фазах

И. И. Абрамович и И. Г. Клушин [2], рекомендовавшие для палеотектонических реконструкций площадное петрохимическое картирование, описали поведение ряда элементов и окислов в зависимости от смены условий магмогенерации и становления интрузива. Результаты анализа петрохимических данных по Кызылкумам, в соответствии с разработками названных исследователей и учетом установленных закономерностей в поведении окислов, сведены в табл. 2.

Из таблицы можно сделать следующие основные выводы.

1. С течением времени в области плавления падает избыточное давление, возрастает температура для нуратинской серии, а для бокалинской — уменьшается (это можно объяснить выделением большого количества воды при дегидратации серпентинитов), плавлению подвергается более континентальный материал, флюидность уменьшается, и поздние фазы являются производными более «сухих» расплавов.

2. В области становления интрузивных массивов к югу растет избыточное давление, температура падает, возрастает количество флюидов.

Выделение по геологическим особенностям (состав, морфология, территориальная разобщенность, разное время проявления) бокалинской, нуратинской серий и саутбайского комплекса отражает дискретность магматического процесса, зафиксированную также взаимопрорыванием фаз, отличающихся по составу. Дискретность первого рода — это смена во времени составов магматических проявлений от тоналит-трондъемитов на диорит-граниты и затем монцогаббро-сиениты. Сравнение химических составов

Основные особенности субдуцирующих блоков коры и магмообразования при их селективном плавлении

Океаническая кора	Переходная кора	Шельф континентальной окраины
Характеристика эдукта		
Осадочный терригенный чехол незначительной мощности	Значительный объем «кислого» терригенного материала	Преобладают карбонатные осадки большой мощности
Обводненность значительная, при дегидратации серпентинитов выделяются большие объемы воды	Обводненность незначительная	Обводненность незначительная
Магмообразование		
Небольшой объем средних по составу магм	Значительные массы гранитоидной магмы	Может образоваться большое количество щелочных магм
Водонасыщенность высокая, расплав обводнен, что обуславливает его сравнительно низкую температуру плавления и слабую способность к перемещению	Водонасыщенность слабая, расплавы в поздних порциях «сухие» и перемещаются на значительные расстояния	Водонасыщенность незначительная, возрастает роль CO_2
Интрузивные массивы		
Небольшие по объему массивы, размещающиеся во фронтальной части зоны субдукции. Состав их тоналит-гранодиоритовый	Громадные пластовые гранитоидные массивы, размещающиеся в нижней части аккреционной призмы на значительном удалении от фронтальной части зоны субдукции	Мелкие интрузии, преимущественно ассоциирующие с нижними карбонатными аллохтонными пластинами. Состав габбро-монцит-сиенитовый

фаз, входящих в эти серии, свидетельствуют о резком изменении переплавляющегося эдукта, который сопоставляется нами с осадочным чехлом последовательно субдуцировавших океанической, переходной коры и шельфовой части континентального массива. Особенности этих блоков коры и продуктов их селективного плавления рассмотрены в табл. 3.

Особенности эдукта обеспечивали не только разный состав выплавов, но должны были вызывать миграцию очага плавления во времени. Анализ изменения содержаний петрогенных окислов от серии к серии (см. табл. 1) свидетельствует, что от бокалинской серии к нуратинской содержания K_2O возрастают, а Na_2O — уменьшаются. Это дает возможность сделать вывод [2] о падении избыточного давления и возрастании температуры в области плавления, что соответствует миграции очага плавления в тыловую часть зоны субдукции. От нуратинской серии к саутбайскому комплексу наблюдается падение содержания K_2O и Na_2O , что говорит о росте избыточного давления и температуры в области плавления. Очаг плавления переместился на более низкие структурные уровни и глубже по падению зоны субдукции. Таким образом, в пределах верхних уровней зоны субдукции намечаются последовательно сменяющие друг друга во времени три очага плавления, связанные с резкой сменой характеристик субдуцирующих блоков коры и объясняющие дискретность магматизма первого рода (см. рис. 6).

Дискретность магматизма второго рода — проявление фаз, вероятнее всего, объясняется неравномерным, «скачкообразным» характером тектонического процесса. Во время пододвигания существовали периоды замедления движения из-за заклинивания зоны субдукции аллохтонными пластинами и магматический материал не поступал. Можно предположить, что происходило накопление его в промежуточных камерах. Ускорение движения должно было вновь «запускать» механизм фильтр-прессинга с ин-

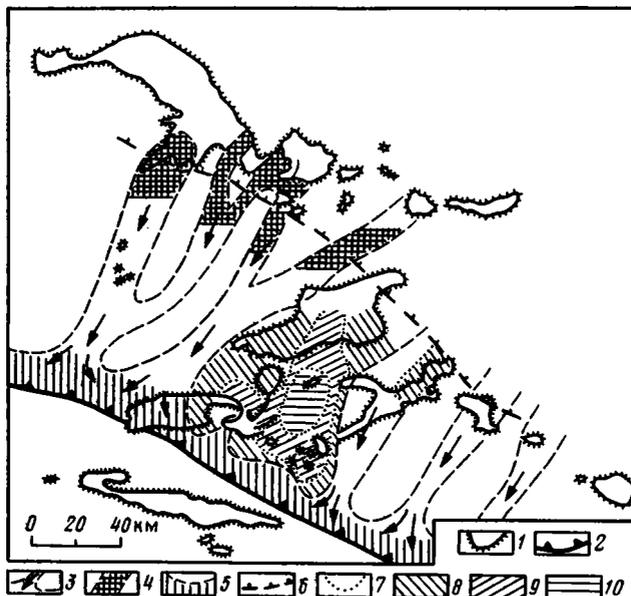


Рис. 8. Схема размещения магматических «струй» и зональность постмагматической минерализации в Кызылкумах

1 — границы выходов домезозойского складчатого основания; 2 — зона наволока между комплексами Муруи и Кокпатас, контролирующая размещение гранитоидных массивов; 3 — направление перемещения расплавленной фазы вдоль зоны наволока и границ магматических «струй»; 4 — участки наволока с магматическими «струями», максимально приближенные к дневной поверхности; 5 — часть наволока, благоприятная для концентрации расплавленной фазы и образования крупных гранитоидных массивов; 6 — граница развития постмагматических редкометальных проявлений; 7 — границы развития постмагматической золотой минерализации разных типов; 8 — жильно-прожилковая золото-сульфидно (арсенопирит)-кварцевая минерализация; 9 — прожилково-вкрапленная золото-пирит-арсенопиритовая минерализация; 10 — прожилково-вкрапленная золото-пиритовая минерализация

тенсивной подачей расплавленной фазы по восстанию зоны субдукции. Из такой модели следует интересный вывод: количество магматических фаз должно примерно соответствовать количеству аллохтонных чешуй.

По своим характеристикам различные фазы гранитоидного магматизма Кызылкумов соответствуют описанным в литературе типам *S* и *I* [17, 19], а часть гранитоидов несет признаки того и другого типа. Так, например, тоналит-трондjemиты бокалинской серии отвечают типу *I*. Сложные ситуации с нуратинской серией. Ранние фазы (1-я и 2-я) имеют петрографические признаки, приближающие их к *I*-гранитам: в составе темновесных минералов присутствует амфибол, среди аксессуариев — ортит. Поздние фазы (3-я и 4-я), наоборот, ближе всего к *S*-гранитам: они биотитовые, двуслюдяные, с аксессуарным монацитом. Особенности промежуточных фаз (3-я и 4-я) затрудняют их однозначную типизацию. Некоторые авторы [14] в качестве возможных причин появления таких смешанных, или «гибридных», серий *I*—*S*-гранитоидов выдвигают процессы ассимиляции и смешения магм. Однако В. С. Шкодзинский показал [15], что значительному влиянию процессов ассимиляции на состав магматических пород противостоят наперегретость большинства магм, резко ограничивающая масштабы расплавления ими вмещающих пород; низкие коэффициенты диффузии большинства компонентов в расплавах также препятствуют смешению новообразованного расплава с магмами и химическому взаимодействию последних с неравновесными вмещающими породами.

Кроме того, ряд геологических черт гранитоидов нуратинской серии: постепенное изменение состава фаз от диоритов до гранитов с количественным преобладанием последних и незначительными вариациями содержания SiO_2 , широкое развитие пегматитов, рудная специализация на олово и вольфрам и т. д., — несмотря на аллохтонный характер интрузивных массивов и с учетом их генетических особенностей, рассмотренных выше, позволяют отнести нуратинские гранитоиды целиком к S-типу. Таким образом, для гранитоидов, образованных при плавлении осадочного чехла пододвигающейся плиты на верхних уровнях зоны субдукции и локализующихся в пределах аккреционной призмы, выделение и противопоставление типов I и S лишено смысла, так как они образуют непрерывный ряд с промежуточными членами.

Исходя из предложенной авторами субдукционно-гидротермальной модели рудообразования [11], связь магматизма и оруденения представляется следующим образом. Рудоносные гидротермы продвигаются вдоль наволока и по сопутствующим разломам поднимаются в аккреционную призму вверх от поверхности главного наволока. При достижении определенных термодинамических уровней происходит отложение полезных компонентов и образуются минерализованные тела. Метаморфизирующая роль продвигавшегося по восстанию зоны субдукции расплавленного материала отразилась в зональном отложении рудной минерализации в термоградиентном поле магматических «струй» (рис. 8). Ближе всего к интрузивным массивам и расположенным в их тылу траекториям продвижения расплава размещаются золото-сульфидно (арсенопирит) - кварцевые, затем идут золото-пирит-арсенопиритовые и наиболее удалены золото-пиритовые проявления, образующие избирательно выраженные в породных разностях минерализованные залежи. В этом же направлении уменьшается дисперсия содержаний золота, происходит смена жильно-прожилкового оруденения на прожилково-вкрапленное и растут масштабы минерализации.

ВЫВОДЫ

1. В качестве механизма гранитоидного магмообразования предлагает перемещение в пределы аккреционной призмы на благоприятные термодинамические уровни по восстанию зоны субдукции расплава, образованного селективным плавлением осадочного слоя субдуцирующей плиты.

2. Гранитоидные массивы нуратинской серии в Кызылкумах приурочены к определенному структурному уровню — к пологой зоне наволока между герцинскими аллохтонными структурно-вещественными комплексами Кокпатас и Мурун, которая выступает в качестве магмораспределяющей поверхности.

3. Вдоль магмораспределяющей поверхности установлена магматическая зональность, во-первых, в распределении фаз — с северо-востока на юго-запад наблюдается постепенное омоложение проявленных фаз; во-вторых, в этом направлении закономерно меняются петрохимические составы конкретных фаз. Площади развития отдельных фаз образуют своеобразные «струи», вытянутые на десятки километров по направлению вергентности герцинских шарьяжей и фиксирующие траектории продвижения магматического материала.

4. По изменениям петрохимического состава от фазы к фазе и вариациям его в пределах фаз установлены тенденции смены во времени и пространстве ряда термодинамических и вещественных параметров зоны плавления (особенно плавление более «континентального» материала в позднее время) и уровня становления интрузивных массивов.

5. Постепенное изменение составов магматических фаз от основных и средних к кислым (гомодромный ряд) объясняется последовательной

сменной переплавляемого осадочного чехла субдуцирующей плиты — от океанической ее части через переходную кору к окраинно-континентальной. Вспышка на заключительных этапах щелочного магматизма (саутбайский комплекс) могла быть обусловлена значительной долей в плавящемся осадочном чехле карбонатного материала, преобладающего среди шельфовых фаций. Фазы магматизма отражают дискретность тектонического процесса.

6. Металлогеническая роль гранитоидных интрузий нуратинской серии в Кызылкумах определяется не только собственно магматическими и постмагматическими проявлениями, приуроченными в основном к основаниям «струй», но и «метаморфизующим» воздействием на золотоносные гидротермы, продвигающиеся впереди расплавленной фазы по восстанию зоны субдукции. При своей разгрузке они образуют зонально размещенные залежи золото-пиритовых, золото-пирит-арсенопиритовых и золото-сульфидно (арсенопирит)-кварцевых руд.

Список литературы

1. Абдуллаев Р. Н., Далимов Т. Н., Мухин П. А., Базарбаев Э. Р. Рифтогенез в развитии палеозойских складчатых областей. Ташкент: Фан, 1989. 124 с.
2. Абрамович И. И., Клушин И. Г. Геодинамика и металлогения складчатых областей. Л.: Недра, 1987. 248 с.
3. Буртман В. С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 103 с.
4. Изох Э. П., Юдалевич З. А., Пономарева А. П., Сухин М. В., Мушкин И. В., Шмулевич Г. Д., Пятков К. К., Пяновская И. Д., Сандомирский Г. Г. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск: Наука, 1975. 518 с.
5. Каталог интрузивных массивов Узбекистана. Ч. II. Ташкент: Фан, 1975. 432 с.
6. Ковалев А. А. Проблемы мобилнстской геотектоники и металлогении // Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 1973. 44 с.
7. Мухин П. А., Фадеичева Л. П. Некоторые аспекты металлогении золота Кызылкумов в связи с концепцией новой глобальной тектоники // Актуальные вопросы геологии, минералогии и геохимии золота и серебра в Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1983.
8. Паталах Е. И. О роли разломной тектоники в некоторых важнейших геологических процессах с тектонофизических позиций // Тектоника и формации Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971. С. 109—130.
9. Петрография Узбекистана. Кн. 2 / Под ред. Хамрабаева И. Х. Ташкент: Наука, 1965. 660 с.
10. Сабдошев Ш. Ш., Усманов Р. Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан) // Геотектоника. 1971. № 5. С. 27—37.
11. Савчук Ю. С. Субдукционно-гидротермальная модель рудообразования (на примере Кызылкумов) // Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тянь-Шанской складчатой системы. Информационные материалы. Свердловск: Уро АН СССР, 1989. С. 124—125.
12. Туллаганов Х. Т., Юдалевич З. А., Коржаев В. П., Ким О. И., Яскович Б. В., Козлов С. А., Поникленко И. А. Карта магматических комплексов Узбекской ССР. Ташкент: Фан, 1984. 345 с.
13. Юдалевич З. А., Диваев Ф. К., Козлов С. А., Логинова Н. В. Вертикальные и латеральные ряды гранитоидных (и гранитоидсодержащих) формаций западной части Южного Тянь-Шаня // Некоторые актуальные проблемы геологии и рудоносности складчатых поясов. Ташкент: САИГИМС, 1980. С. 48—54.
14. Ненахов В. М., Кузнецов Л. В. Позднепалеозойские гранитоидные комплексы Туркестано-Алая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 17—29.
15. Шкодзинский В. С. К проблеме генезиса и рудоносности магматических формаций // Проблема магматизма Восточной Якутии. Новосибирск, 1986. С. 5—29.
16. Шульц С. С. (мл.) Формирование континентальной коры палеозойских складчатых поясов и их современная структура (на примере Тянь-Шаня) // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 156—176.
17. Chappel В. М., White А. I. R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. № 8. P. 173—174.
18. Fleming P. D., White А. I. R. Relationships between deformation and partial melting in the Palmer migmatites, South Australia // Austral. J. Earth Sci. 1984. V. 3. P. 351—360.
19. Pitcher W. S. Granite type and Tectonic Environment // Mountain Building. 1983. P. 19—40.
20. Van Der Molen I., Paterson M. S. Experimental deformation of partially melted granite // Contr. Mineral. and Petrol. 1979. V. 70. P. 299—318.

УДК 552.321.6:551.24 (571.52)

© 1991 г.

ЩЕРБАКОВ С. А.

ОФИОЛИТЫ ЗАПАДНОЙ ТУВЫ И ИХ СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ

Габбро-ультрабазитовые массивы Западной Тувы представляют в большей или меньшей степени дезинтегрированную офиолитовую ассоциацию. Габброиды и ультрабазиты либо слагают офиолитовые аллохтоны, либо встречаются в виде олистолитов и горизонтов офиолитокластовых конгломератов в составе венд-нижнекембрийской олистостромы. В аллохтонных офиолитах первого типа реконструируется непрерывный стратифицированный разрез офиолитовой ассоциации от комплекса метаморфических перидотитов до комплекса параллельных диабазовых даек. Структурные данные свидетельствуют о перемещении офиолитовых аллохтонов в юго-восточном или южном направлении из Западно-Саянской палеоокеанической зоны и их обдукции на перекрытую мощными, преимущественно терригенными осадками северо-западную окраину Тувино-Монгольского микроконтинента. Происходившее в подводных условиях выведение офиолитовых покровов сопровождалось разрушением их фронтальных частей и дезинтеграцией офиолитовой ассоциации, что обусловило формирование мощной олистостромовой толщи. Время обдукции офиолитов определяется венд-раннекембрийским возрастом олистостром.

Shcherbakov S. A. Western Tuva ophiolites and their structural position. *Geotectonics*. 1991. N 4. Gabbro-ultramafic massifs in Western Tuva present a more or less disintegrated ophiolite assemblage. Gabbroids and ultramafics either make up ophiolitic allochthons or occur as olistoliths and horizons of ophioclastic conglomerates being part of the Vendian—Lower Cambrian olistostrome. A continuous stratified section of the ophiolite assemblage from the metamorphic peridotite assemblage to the complex of diabase sheeted dykes is reconstructed in the allochthonous ophiolites of the first type. Structural evidence suggest that ophiolite allochthons move in the south—east or in the south direction from the West Sayan palaeoceanic zone and obduct upon the Tuva—Mongolian microcontinent north—western margin overlapped by thick mostly terrigenous sediments. The exposure of ophiolite nappes in submarine conditions was accompanied by collapse of their frontal parts and disintegration of the ophiolite assemblage so leading to the formation of a thick olistostrome bed. The time of ophiolite obduction is determined by Vendian—Early Cambrian age of olistostromes.

Вопросы о формационной принадлежности, генезисе и структурной позиции габбро-ультрабазитовых комплексов складчатых областей не перестают быть актуальными вплоть до настоящего времени, несмотря на проводившиеся в последние десятилетия их всестороннее обсуждение и интенсивное изучение геологами самого разного профиля. По-видимому, это обусловлено тем, что исследования последних лет в подавляющем большинстве были сосредоточены на эталонных габбро-ультрабазитовых объектах, на которых вопросы генезиса и формационной принадлежности пород могли решаться практически однозначно. Как правило, это крупные слабонарушенные массивы линейных складчатых областей, структурная позиция которых достаточно ясна. Значительно менее изучены оказались ультрабазиты и габбро обширных складчатых областей мозаичного типа, где эти породы слагают относительно небольшие массивы, зачастую сильно метаморфизованные и нарушенные, структурное положение и генезис которых трактуются разными исследователями различно.

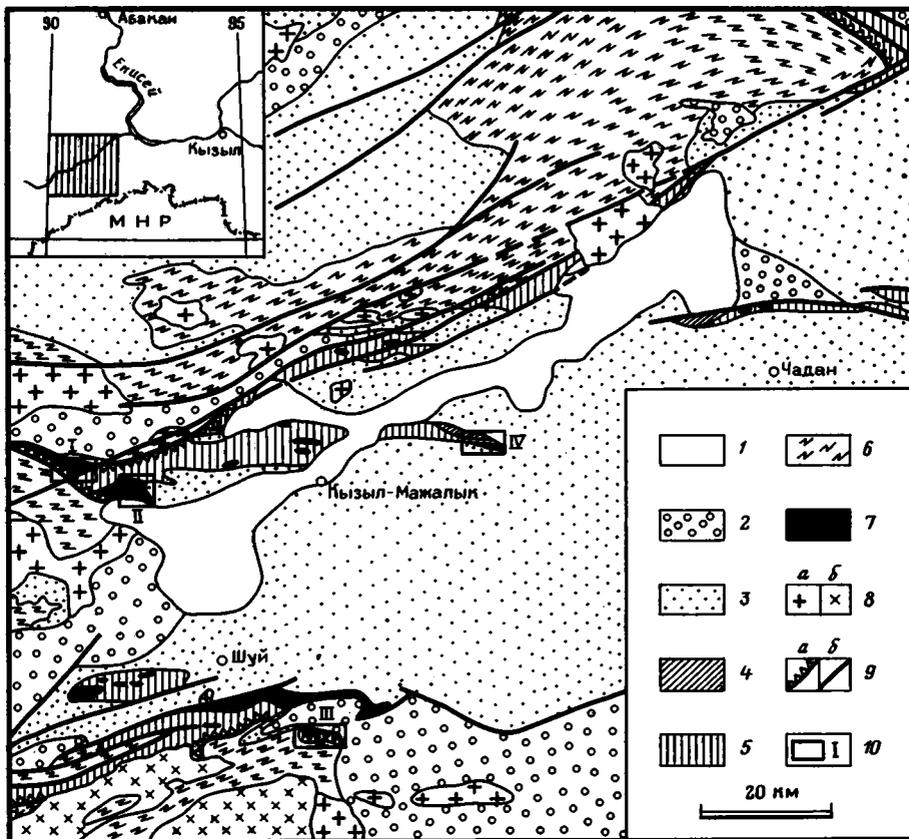


Рис. 1. Геологическая схема Западной Тувы

1 — четвертичные отложения; 2 — девонские образования; 3 — ордовикские и силурийские породы; 4 — акдургская свита нижнего кембрия; 5 — венд-нижнекембрийская олистострома; 6 — метаморфические породы устушкинской серии и ее аналогов (предположительно рифей — кембрий); 7 — ультрабазиты и габброиды; 8 — гранитоиды девонского (а) и среднепозднекембрийского (б) возраста; 9 — надвиги (а) и прочие разрывные нарушения (б); СТ — Саяно-Тувинский разлом; 10 — участки детальных исследований (1 — Копсекский, II — Шатский, III — Акхемский, IV — Отухаинский)

Габбро-ультрабазитовые комплексы Тувы изучаются с 30-х годов нашего столетия, что обусловлено открытием здесь одного из крупнейших в СССР Акдовуракского месторождения асбеста и перспективами обнаружения новых подобных месторождений. В связи с этим ультраосновным массивам Тувы посвящено относительно большое количество научных публикаций [1, 8, 11, 13, 17, 20—24 и др.], в которых достаточно детально описана петрография пород, особенность их вторичных изменений, подчеркнута пространственная приуроченность массивов к участкам распространения образований алтынбулакской и чингинской свит венда — нижнего кембрия. Подавляющее большинство этих публикаций, однако, принадлежит тому периоду, когда все габбро-ультрабазитовые массивы однозначно трактовались как интрузии, сформировавшиеся *in situ* в зонах глубинных разломов, и в значительной мере искусственно объединялись в линейные «ультрабазитовые пояса», маркирующие такие разломы. При этом, как будет показано ниже, в единые пояса часто включались массивы, ни структурно, ни генетически не связанные между собой.

Происходивший во всем мире начиная с 70-х годов пересмотр воззрений на генезис и структурное положение габбро-ультрабазитовых комплексов складчатых областей практически не коснулся Тувы, несмотря на широкое распространение таких комплексов на ее территории и чрезвычайно важную роль, которую они играют в расшифровке структуры и геологической истории региона. Попытки ревизии устаревших воззрений на природу и тектоническое положение габбро-ультрабазитовых комплексов Западной Тувы сделаны лишь в немногочисленных работах последних лет [1, 4, 5, 11, 15, 18, 22].

В пределах Западной Тувы венд-нижнекембрийские толщи, с которыми ассоциируют массивы ультрабазитов и габбро, не имеют широкого площадного развития (рис. 1). На большей части площади они перекрыты осадочными породами ордовикского, силурийского и девонского возраста, слагающими здесь западное замыкание Хемчикско-Систигхемского прогиба. Небольшие по площади выходы на поверхность венд-нижнекембрийских толщ известны в пределах Чингекатского выступа (на юго-западе участка, к югу от пос. Шуй), в ядрах широтных линейных антиклиналей, осложняющих Хемчикско-Систигхемский прогиб, а также вдоль его северного борта, совпадающего с зоной Саяно-Тувинского разлома, разделяющего Западно-Саянскую (на севере) и Тувинскую (на юге) складчатые зоны. В бассейне р. Шом-Шум (на северо-востоке участка) аналогичные тувинским венд-нижнекембрийские толщи развиты и во внутренних частях Западно-Саянской складчатой зоны значительно севернее граничного Саяно-Тувинского разлома.

Согласно данным, полученным в последние годы [4, 5, 18], венд-нижнекембрийские образования Западной Тувы, ассоциирующиеся с габбро-ультрабазитовыми комплексами и относившиеся ранее к алтынбулакской и чингинской свитам, представляют собой олистостромы, осадочный или вулканогенно-осадочный матрикс которых насыщены чужеродными блоками (олистолитами) эффузивов основного состава, кремнистых пород, известняков, ультрабазитов и габброидов. При этом предполагается широкое развитие олистостром в фундаменте Хемчикско-Систигхемского прогиба, который считается зоной аккреции, заложившейся с внешней стороны находящейся южнее Таннуольско-Хамсаринской островной дуги [5]. Ультрабазит-габбровые массивы рассматриваются как испытавшие перемещения в северном направлении тектонические пластины, входящие в состав единой меланжево-олистостромовой ассоциации.

Проведенные автором детальные исследования позволили в значительной мере уточнить тектоническую позицию, условия залегания и внутреннее строение габбро-ультрабазитовых массивов и установить, что все они представляют в большей или меньшей степени дезинтегрированную офиолитовую ассоциацию. Выявлено, что габброиды и ультрабазиты в рассматриваемом регионе либо слагают офиолитовые аллохтоны (1), либо встречаются в виде олистолитов (2) и горизонтов офиолитокластовых конгломератов (3) в составе венд-нижнекембрийской олистостромы.

1. Габбро-ультрабазитовые комплексы первого типа (аллохтонные офиолиты) представлены Копсекским, Шатским, Акхемским и Кодейским массивами. Аллохтонное положение офиолитов этого типа наиболее отчетливо проявляется в структурах Копсекского и Акхемского массивов.

Копсекский массив (рис. 2), образующий полого наклоненное на северо-восток линзовидное тело размером $4,5 \times 1,5$ км, практически целиком располагается в пределах Западно-Саянской складчатой зоны. На юго-востоке первичная структура массива нарушена системой секущих сбросов северо-восточного простирания, формирующих Саяно-Тувинский разлом. В разрезе массива представлены дунит-верлит-клинопироксенитовый, габбровый и диабазовый комплексы офиолитовой ассоциации. Его нижняя

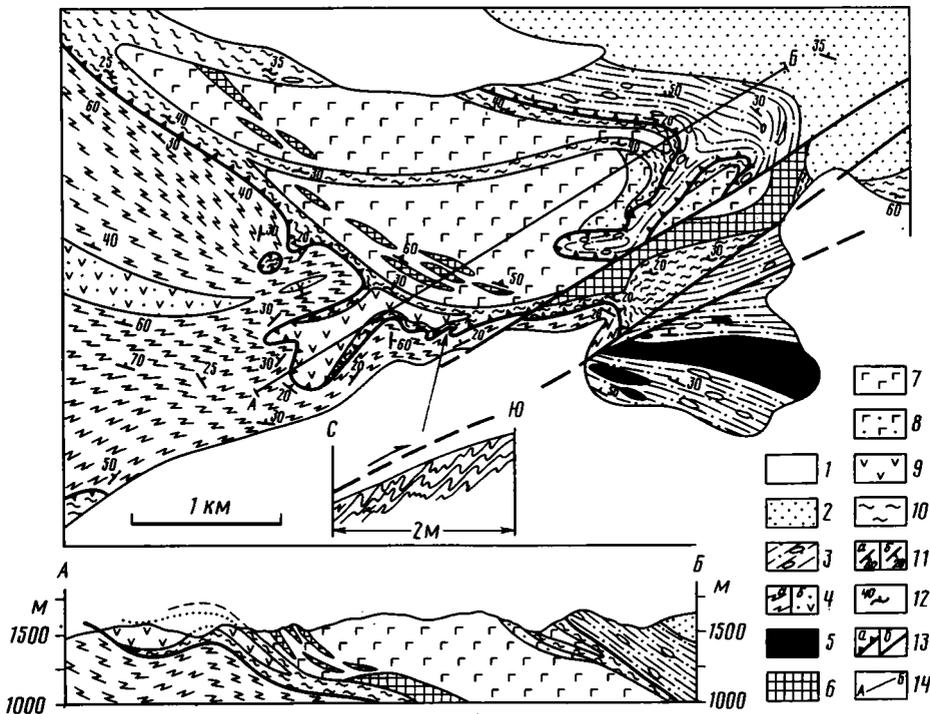


Рис. 2. Геологическая карта и разрез Копсекского офиолитового массива

1 — четвертичные отложения; 2 — силурийские породы; 3 — венд-нижнекембрийская олистострома: песчаники, алевролиты с блоками базальтов, кремнистых пород, ультрабазитов, известняков; 4 — образования устушкинской серии: метаморфические парасланцы (а), метаморфизованные подушечные лавы основного состава (б); 5 — серпентинизированные гарцбургиты; 6 — клинопироксениты, верлиты, дуниты; 7 — габбро и габбро-амфиболиты; 8 — диабазы, габбро; 9 — подушечные базальты с прослоями кремней; 10 — серпентинитовый меланж; 11 — элементы залегания полосчатости габброидов (а) и слоистости осадочных пород (б); 12 — элементы залегания сланцеватости серпентинитов в меланже; 13 — надвижки (а) и прочие разрывные нарушения (б)

часть мощностью ~ 200 м сложена линзовидно переслаивающимися клинопироксенитами, верлитами и дунитами. Наиболее распространены средне- и крупнозернистые клинопироксениты, состоящие из субидiomорфных зерен диопсида с небольшой примесью (менее 5%) серпентинизированного оливина. В верлитах, в которых количество серпентинизированного оливина варьирует от 30 до 70%, зерна клинопироксена, как правило, резко ксеноморфны по отношению к нему. Дуниты, содержащие иногда небольшую примесь клинопироксена (до 3%), полностью серпентинизированы, акцессорные хромшпинелиды превращены в магнетит.

Дуниты, верлиты и клинопироксениты сменяются вверх по разрезу мощным комплексом габброидов (около 1200 м), которые играют в строении Копсекского массива ведущую роль, слагая ~ 90% его площади (см. рис. 2). Комплекс сложен однообразными по минеральному составу, преимущественно мезократовыми измененными габбро и габбро-амфиболитами. В то же время породы весьма неоднородны по структурам (от мелкозернистых до пегматондных) и текстурам (массивные, такситовые, гнейсовидные, пятнистые). Основной плагиоклаз габброидов, как правило, полностью сосюртитизирован, а диопсид, мелкие реликты которого изредка отмечаются в породах, замещен уралитовой роговой обман-

кой. Местами габбро рассечены многочисленными зонами бластомилонитов плагноклаз-роговообманкового состава.

В нижней части разреза габброидов, примыкающей к дунит-верлит-клинопироксенитовому комплексу, выделяется переходная зона мощностью 200—300 м, в которой габбро насыщены маломощными (10—50 м) линзовидными телами ультрабазитов протяженностью до 500 м. Их строение характеризуется тонким переслаиванием полос и шширов, сложенных измененными дунитами, верлитами и клинопироксенитами, мощность которых обычно не превышает 1 м. На контактах линзовидных ультрабазитовых тел иногда наблюдается зональность (габбро-клинопироксенит-верлит-дунит), которая свидетельствует, можно полагать, о метасоматическом происхождении клинопироксенитов и верлитов под воздействием базитового расплава на дуниты. В переходной зоне чаще, чем в более высоких частях разреза, встречаются полосчатые и такситовые разности габбро. Элементы залегания полосчатости и минеральной сланцеватости габброидов совпадают здесь с залеганием линз ультрабазитов.

В верхней части разреза (150—200 м) в габбро появляются дайки диабазов, количество которых местами достигает 50% от общего объема пород. Появление столь большого количества даек маркирует переход от габбрового комплекса офиолитовой ассоциации к комплексу параллельных диабазовых даек.

Офиолиты Копсекского массива тектонически перекрывают метаморфизованные в зеленосланцевой фации автохтонные образования устуиш-кинской серии. В составе метаморфической толщи автохтона преобладают серо-зеленые кварц-серицит-хлоритовые и серицит-хлоритовые парасланцы, перемежающиеся метаморфизованными песчаниками и алевролитами. В виде прослоев встречаются филлитовидные сланцы, розовые тонкослоистые мраморизованные известняки, а также сильноизмененные базальты, с которыми ассоциируют кремнистые породы и фиолетовые апотуфитовые сланцы. Присутствие в парасланцах устуиш-кинской серии метаморфизованных вулканогенных пород ранее уже отмечалось и в пределах Аксугской структурно-формационной зоны Западного Саяна [12].

Вопрос о возрасте пород метаморфической толщи автохтона из-за отсутствия в них каких-либо органических остатков до сих пор является предметом острых дискуссий. Г. М. Владимирский, в 50-х годах расчленивший толщу на сюткольскую, ишкинскую и аласугскую свиты, которые впоследствии объединил в единую устуиш-кинскую серию, условно определил ее возраст как среднекембрийско-раннеордовикский. Сходной точки зрения о кембрийском возрасте большей части пород серии придерживаются многие геологи [5, 6, 9, 25 и др.]. Другая большая группа исследователей приводит доказательства докембрийского возраста метаморфических пород [2, 10, 15, 19, 26 и др.]. Имеется также точка зрения, которая более других импонирует автору настоящей статьи, о широком временном диапазоне — с рифея до кембрия — формирования пород устуиш-кинской метаморфической серии [12].

Контакт офиолитов Копсекского массива с метаморфическими образованиями автохтона имеет ярко выраженный тектонический характер (см. рис. 2). Он представляет собой полого наклоненную под габбро-ультрабазитовый массив зону тектонического меланжа, мощность которой местами превышает 150 м. Меланж сложен серпентинитовыми сланцами, содержащими линзовидные блоки массивных серпентинизированных ультрабазитов, габбро, подушечных базальтов и кремней. Обычно блоки невелики по размерам (1—5 м), реже встречаются более крупные, достигающие мощности 250 м. Один из таких блоков, сложенный подушечными базальтами с прослоями тонкослоистых кремней, представляет собой, по-видимому, фрагмент самого верхнего вулканогенного комплекса

офиолитовой ассоциации. Серпентинитовые сланцы тектонического меланжа, как правило, сильно карбонатизированы, часто превращены в листвениты.

Контакт серпентинитов зоны меланжа с породами устуишкинской серии имеет прихотливые сложноизвилистые очертания. Местами серпентиниты глубоко вдаются в область распространения метаморфических образований, что позволило предыдущим исследователям [5] сделать вывод о прослаивании метаморфических сланцев серпентинитами, свидетельствующем об их участии в покровных движениях и, следовательно, о более молодом сравнительно с ультрабазами возрасте. Возможность появления просечек серпентинитов в породах автохтона в непосредственной близости от подошвы аллохтона несомненна, но свидетельствует только о вполне естественном в подобной ситуации вовлечении этих пород в процесс тектонического перемещения и, по мнению автора, не может служить доказательством более позднего относительно офиолитов их возраста. По нашим данным, существование «затеков» серпентинитов обусловлено не столько прослаиванием, сколько их пологим залеганием на метаморфических породах. Как было установлено при детальном картировании, подобные «затеки» серпентинитов либо слагают положительные формы рельефа, либо связаны с синклинальными изгибами поверхности тектонического контакта. Правильность такой интерпретации подтверждается наличием изолированных, сложенных серпентинитами и лиственитами тектонических останцов, залегающих структурно выше метаморфических сланцев на некотором удалении от габбро-ультрабазитового массива (см. рис. 2). В тех местах, где наклон рельефа близок наклону тектонического контакта, коренные выходы метаморфических пород автохтона зачастую перемежаются с мелкими останцами вышележащих серпентинитов зоны меланжа, что и создает впечатление об их переслаивании.

Породы автохтона вблизи тектонической зоны более обычного расланцованы, брекчированы, милонитизированы и смяты в изоклинальные складки, формирование которых связано с покровными перемещениями вышележащих офиолитов. Эти складки как по морфологии, так и по ориентировке их структурных элементов (шарниров, осевых поверхностей) резко отличаются от более ранних складок, развитых в породах устуишкинской серии, для которых характерны симметричное строение и крутое ($60-90^\circ$) залегание шарниров и осевых плоскостей. Складки, развитые в приконтактной зоне, являются типичными складками волочения (см. врезку на рис. 2), характеризующимися небольшими размерами, асимметричным строением и пологим залеганием осевых поверхностей под углами $20-40^\circ$ к северо-западу. Шарниры складок, простираясь по азимутам $50-100^\circ$, субгоризонтальны или полого ($5-20^\circ$) наклонены к северо-востоку. Таким образом, вергентность приконтактных складок волочения свидетельствует о юго-восточном или южном направлении шарьирования офиолитового покрова. На такое направление тектонического перемещения указывают и выявленные автором факты задираня слоистости метаморфических пород вблизи тектонического контакта в южных направлениях.

Офиолиты Копсекского массива структурно перекрываются олистостромой, вдоль нижнего контакта которой также прослеживается маломощная прерывистая зона серпентинитового меланжа. Олистострома, расположенная здесь в пределах Западно-Саянской складчатой зоны, неотличима от подобных образований Тувинской зоны и сложена песчано-алевритовым матриксом, содержащим блоки базальтов, кремнистых пород, ультрабазитов.

Аллохтонное положение офиолитов не менее ярко проявляется в структуре *Акхемского ультраосновного массива*, расположенного в пределах

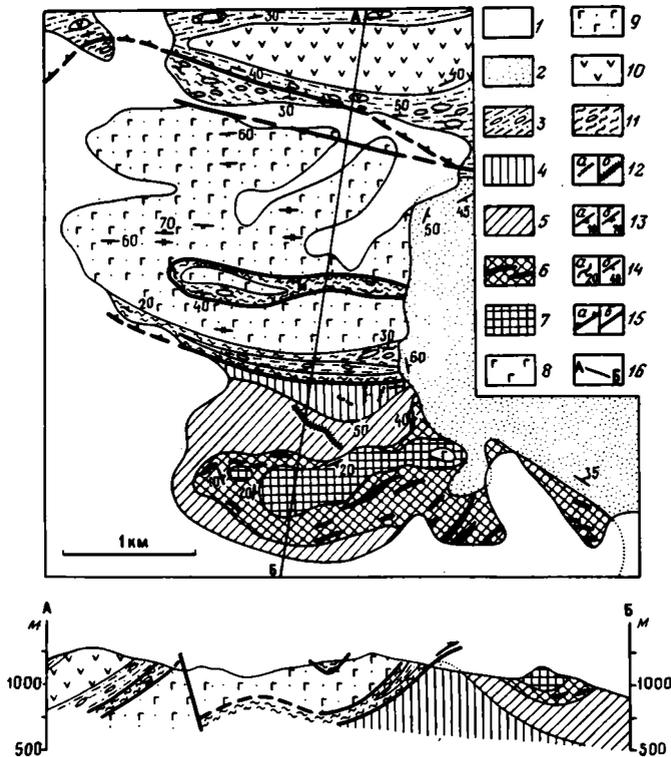


Рис. 3. Геологическая карта и разрез Шатского офиолитового массива
 1 — четвертичные отложения; 2 — среднеордовикские породы; 3 — венд-нижнекембрийская олистострома; 4 — гарцбургиты с жилами дунитов; 5 — дуниты; 6 — верлиты, дуниты с линзами клинопироксенитов; 7 — клинопироксениты; 8 — габбро; 9 — диабазы комплекса параллельных даек; 10 — подушечные базальты; 11 — серпентинитовый меланж; 12 — жилы ортопироксенитов (а) и секущие дайки габбро-диабазов (б); 13—14 — элементы залегания: полосчатости ультрабазитов (13а), даек диабазового комплекса (13б), сланцеватости серпентинитов (14а), слоистости осадочных пород (14б); 15 — надвиги (а) и прочие разрывные нарушения (б)

Чингекатского выступа (см. рис. 1). Массив, сложенный сильно серпентинизированными породами дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса офиолитовой ассоциации, представляет собой тектонический останец синформного строения, северо-восточная часть которого стратиграфически перекрыта образованиями силурийского и девонского возраста, а на дневной поверхности обнажено лишь его юго-западное центриклинальное замыкание. Метаморфические породы автохтона, выделяемые здесь в малоакхемскую свиту предположительно докембрийского возраста [12, 15], представлены зеленосланцевыми метапелитами, сходными с подобными образованиями устуишкинской серии более северных районов Тувы. Зона контакта ультрабазитов и метаморфических пород сложена серпентинитовым меланжем, насыщенным блоками ультрабазитов, габбро, диабазов и базальтов. Элементы залегания сланцеватости серпентинитов зоны меланжа указывают на ее пологое падение (20—40°) под ультрабазиты. На западе массива к ультрабазитам примыкает линзовидный горизонт олистостромы мощностью менее 300 м. Это метаморфизованные алевролиты с блоками ультрабазитов, габброидов, базальтов, кремней и известняков; в отличие от других районов Западной Тувы, здесь олистострома подстилает ультрабазитовую пластину.

Акхемский массив по набору слагающих его пород и их петрографическим особенностям сходен с расположенным в 5 км севернее *Кодейским массивом* [15], в пределах которого, в отличие от Акхемского, кроме образований дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса отмечаются и породы дунит-гарцбургитового комплекса офиолитовой ассоциации.

Шатский офиолитовый массив как по своим размерам, так и по разнообразию петрографических типов пород является наиболее представительным среди массивов первой группы. Он расположен в 5—7 км юго-западнее Копсекского массива и занимает сходное с ним структурное положение между метаморфитами устушкинской серии и олистостромовой толщей (см. рис. 1). Картировочное бурение, проведенное местными геологами южнее и западнее границ массива, показало, что его породы прослеживаются под четвертичными отложениями на значительное расстояние в западном направлении, где они контактируют с метаморфическими образованиями. Кроме того, западнее массива имеются и коренные выходы ультрабазитов.

Шатский массив представляет собой сложно построенный офиолитовый покров (рис. 3), структурно перекрытый мощной толщей олистостромы, в песчано-алевритовом матриксе которой содержатся линзовидные блоки базальтов, кремней, в разной степени измененных ультрабазитов, габброидов и известняков. Олистолиты, как правило, имеют небольшие размеры (от первых метров до десятков метров), но некоторые из блоков достигают по протяженности 2 км при мощности ~ 500 м. Вдоль контакта пород массива с олистостромой прослеживается выклинивающаяся к востоку зона полимиктового серпентинитового меланжа мощностью до 100 м. На востоке породы Шатского массива и олистостромы с резким несогласием перекрыты ордовикскими осадочными образованиями.

Изучение внутренней структуры массива показало, что офиолитовый покров состоит из трех тектонических пластин, разделенных зонами серпентинитового меланжа мощностью до 150 м. Нижняя пластина, подошва которой в пределах массива не вскрыта, сложена породами дунит-гарцбургитового, дунит-верлит-клинопироксенитового и низов габбрового комплексов офиолитовой ассоциации. Структурно выше залегает пластина, представленная диабазами комплекса параллельных даек, в междяковых пространствах которых местами (преимущественно в южной части пластины) отмечается большое количество габбро. Небольшие фрагменты верхней пластины, образованной также диабазами и габбро, сохранились от эрозии лишь в пределах узкой широкой синформы в центральной части массива, которая главным образом выполнена серпентинитовым меланжем, слагающим основание этой пластины (см. рис. 3).

Несмотря на то что аллохтонные офиолиты Западной Тувы в целом сильно нарушены и «тектонически перемешаны», в пределах Шатского и Копсекского габбро-ультрабазитовых массивов все же сохранились относительно ненарушенные фрагменты офиолитовой ассоциации, сопоставление которых позволяет восстановить ее полный и практически непрерывный стратифицированный разрез (рис. 4). Нижняя часть этого разреза, включающая дунит-гарцбургитовый (I) и дунит-верлит-клинопироксенитовый (II) комплексы офиолитов, лучше представлена в Шатском массиве и в ряде более мелких выходов ультрабазитов западнее него.

Среди пород дунит-гарцбургитового комплекса, видимая мощность которого превышает 500 м, наиболее распространены серпентинизированные гарцбургиты, составляющие > 90% от общего объема пород. Преобладают гомогенные породы, но местами в гарцбургитах отмечается полосчатость, обусловленная появлением тонких (0,5—2 см) прослоев дунитового состава. В породах часто наблюдаются деформационно-мета-

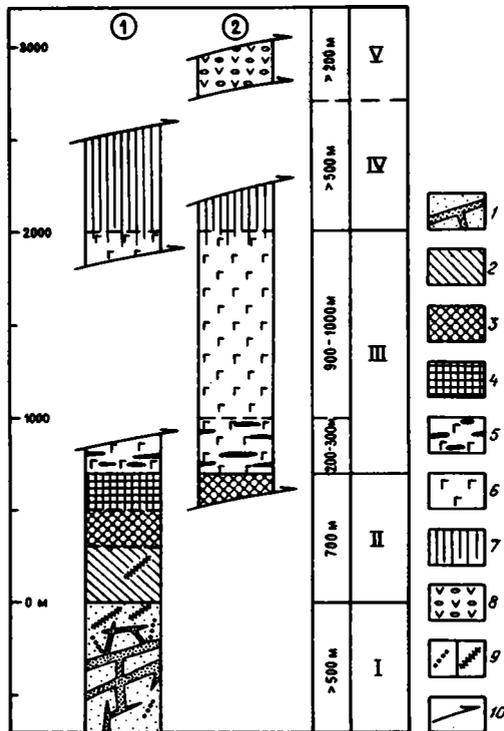


Рис. 4. Схема корреляции разрезов Шатского (1) и Колпекского (2) офиолитовых массивов

1 — гарцбургиты с жилами дунитов; 2 — дуниты; 3 — переслаивание дунитов, верлитов, клинопироксенитов; 4 — клинопироксениты; 5 — габбро с линзами клинопироксенитов, верлитов, дунитов; 6 — габбро; 7 — диабазы; 8 — подушечные базальты с прослоями кремней; 9 — жилы ортопироксенитов (а), дайки габбро-диабазов (б); 10 — тектонические срывы.

I—V — комплексы офиолитовой ассоциации: I — метаморфических тектонизированных перидотитов, II — дунит-верлит-клинопироксенитовый, III — габбровый, IV — параллельных диабазовых даек, V — пиллоу-лав

морфические линейно-плоскостные минеральные структуры, образованные агрегатами зерен хромшпинелида и серпентинизированного энстатита размерами $2 \times 5 \times 15-20$ мм. В гарцбургитах встречаются разноориентированные жилы дунитов мощностью до 10 м. Несколько реже отмечаются жильные ортопироксениты и секущие дайки габбро-диабазов. В целом породы дунит-гарцбургитового комплекса Западной Тувы по всем признакам аналогичны комплексам метаморфических тектонизированных перидотитов типичных офиолитовых ассоциаций [14].

Дунит-гарцбургитовый комплекс надстраивается породами дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса (700 м), разрез которого в Шатском массиве разделяется на три горизонта. Нижний горизонт мощностью 200—300 м сложен сильно серпентинизированными и карбонатизированными дунитами с шлирами хромититов. Выше располагается горизонт (100—200 м), в пределах которого серпентинизированные дуниты переслаиваются с линзовидными прослоями верлитов и клинопироксенитов мощностью 10—50 м. В линзах иногда отмечается тонкая полосчатость, обусловленная чередованием диопсидитов с верлитами. Венчается разрез горизонтом мелко- и среднезернистых массивных клинопироксенитов мощностью ~ 200 м.

Габбровый комплекс (III) в пределах Шатского массива представлен лишь его нижней частью, которая сохранилась от эрозии в небольшой изометричной синформе на юго-востоке массива (см. рис. 3). Полосчатое такситовое мезократовое габбро с линзами и прослоями ультрабазитов залегает здесь непосредственно на клинопироксенитах. Полный разрез габбрового комплекса офиолитов, уже охарактеризованный выше, наблюдается в пределах Копсекского массива, где его общая мощность составляет 1100—1300 м (см. рис. 2, 4).

Комплекс параллельных диабазовых даек (IV), породы которого в Копсекском массиве отмечаются спорадически в верхах габбровой пластины, хорошо представлен в северной части Шатского массива, где его мощность превышает 500 м. Строение дайкового комплекса и петрография слагающих его пород были ранее детально изучены А. С. Перфильевым с соавторами [22]. Ими было показано, что характерной чертой строения комплекса является наличие субширотных пакетов полудаек долеритов мощностью от 1 до 20 м с односторонними закатками. В междайковых промежутках (скринах) встречаются амфиболизированное габбро и габбро-долериты.

Итак, выявленная при детальном картировании габбро-ультрабазитовых массивов отчетливая стратификация в положении перечисленных выше комплексов, наличие между ними постепенных переходов позволяют реконструировать в Западной Туве непрерывный разрез офиолитовой ассоциации от метаморфических перидотитов до параллельных даек (см. рис. 4). Выделение здесь самого верхнего горизонта офиолитов — комплекса пиллоу-лав основного состава (V) — не столь однозначно и достаточно дискуссионно из-за отсутствия разрезов, где наблюдались бы его первичные соотношения с комплексом параллельных диабазовых даек. Ранее за верхний вулканогенный комплекс офиолитов принимались образования алтынбулакской свиты [22], представляющие собой олистострому, в которой среди прочих присутствуют и олистолиты пиллоулав. Более вероятно, по мнению автора, принадлежность к офиолитовой ассоциации подушечных базальтов с прослоями кремней, которыми сложен крупный блок в меланже, подстилающем Копсекский массив (см. рис. 2).

2. Дезинтегрированные офиолиты второго типа играют немаловажную роль в строении венд-раннекембрийской олистостромовой толщи, в которой они образуют многочисленные олистолиты относительно небольших размеров. Значительно реже отмечаются крупные блоки офиолитов, размер которых превышает 500 м. По нашим данным, такими блоками являются Акдовуракский, Эдегейские и другие массивы, описанные предыдущими исследователями как ультраосновные интрузии [8, 23, 24 и др.]. Олистолиты и олистоплаки, сложенные породами офиолитовой ассоциации, редко бывают одиночными. Их скопления в пределах прослеживающихся на значительные расстояния горизонтов олистостромы, обычно разделенных промежутками, где офиолитовые блоки редки или отсутствуют. Олистолиты в таких горизонтах, как правило, группируются в цепи; на простирании относительно крупных блоков часто отмечаются «шлейфы» более мелких обломков, образовавшихся при их разрушении. Около 80% офиолитовых олистолитов сложено породами дунит-гарцбургитового комплекса. Другие петрографические разности ультрабазитов и габброиды составляют не более 20% от общего объема габбро-ультрабазитовых блоков.

Наиболее крупным олистолитом ультрабазитов в венд-нижнекембрийской олистостроме Западной Тувы является Акдовуракский ультраосновной массив, широко известный благодаря приуроченному к нему месторождению хризотил-асбеста [1, 8, 13, 21, 24 и др.]. Массив представляет собой согласное с напластованием вмещающей олистостромы линзовид-

ное тело длиной 3,5 км и мощностью до 450 м, сложенное преимущественно серпентинитами. Среди исходных пород преобладают гарцбургиты, менее распространены дуниты, встречаются жильные энстатиты и дайки родинитов. В центральных частях массива сохранились относительно слабо-серпентинизированные гарцбургиты, первичный минеральный состав которых — оливин $Fe_{0,8-0,91}$ (75—90%), энстатит En_{90-94} (10—25%), а также представленные единичными зернами диопсид и хромшпинелид. В гарцбургитах отмечаются полосчатость, обусловленная присутствием в породе обогащенных оливином прослоев, и минеральная сланцеватость, выраженная параллельным расположением уплощенных зерен энстатита. Как известно, подобные структуры характерны для комплекса метаморфических перидотитов офиолитовой ассоциации [14]. Дуниты, с которыми ассоциируются небольшие тела хромититов, образуют в гарцбургитах линзовидные тела с резкими контактами протяженностью до 500 м. Внутренняя структура Акдовурацкого массива, выявленная А. И. Гончаренко [7] путем картирования полосчатости и минеральной сланцеватости ультрабазитов, резко дискордантна по отношению к его контактам и структуре вмещающей олистостромы. Закономерное расположение в массиве асбестоносных площадей, проявляющееся в смене полей асбестоносности разного типа в направлении от периферии массива к его центру, свидетельствует о том, что образование асбеста происходило уже после попадания блока ультрабазитов в олистострому и было связано, по-видимому, с внедрением девонских гранитоидов.

3. Встречающиеся в Западной Туве габбро-ультрабазитовые образования третьего типа представляют собой продукты полной дезинтеграции офиолитов и также теснейшим образом ассоциируют с олистостромами. Ультрабазиты и габбро в венд-раннекембрийской олистостроме слагают не только олистолиты и олистоплаки, но и встречаются в виде весьма своеобразных офиолитокластовых конгломератов, образующих линзовидные прослои в разрезе олистостромы и генетически тесно связанных с ее формированием. Подобные образования ранее отмечались Н. А. Берзиным [4] вблизи Акдовурацкого ультраосновного массива. Нами они закартированы в 6 км восточнее горы Отук-Хая в зоне периклинального замыкания субширотной линейной антиклинали, крылья которой сложены молассами ордовикско-силурийского возраста (см. рис. 1, участок IV).

В разрезе, вскрываемом в ядре антиклинали, выделяются три горизонта (снизу вверх): 1) офиолитокластовые конгломераты; 2) олистострома венда — раннего кембрия (песчаники, алевролиты, конгломераты с блоками основных эффузивов, известняков, кремней и ультрабазитов); 3) известняки и мергели с прослоями тонкослоистых туффилов, содержащие камешковско-санаштыкгольскую фауну [16] (акдуругская свита нижнего кембрия). Офиолитокластовые конгломераты, слагающие видимые низы разреза, вскрываются в замковой части складки, откуда прослеживаются вдоль ее южного крыла на расстояние до 4 км в виде неровной полосы шириной до 600 м. Подошва горизонта конгломератов не вскрыта, его видимая мощность ~ 400 м. Ведущую роль в разрезе горизонта играют крупногалечные (5—20 см) и глыбовые (до 5 м в диаметре) конгломераты. Обломки, как правило, хорошо окатаны и представлены исключительно породами офиолитовой ассоциации: серпентинизированными гарцбургитами, верлитами и дунитами, амфиболизированными клинопироксенитами, габбро и габбро-диабазам, измененными базальтами. Цементированы они песчанником, состоящим из угловатых или слабоокатанных мелких обломков тех же пород, а также из отдельных зерен слагающих эти породы минералов.

В гальке резко преобладают серпентинизированные гарцбургиты, со-

составляющие до 85% от общего объема конгломератов. По петрографическому составу, микроструктурным особенностям и отмечаемым в породах признакам высокотемпературных пластических деформаций гарцбургиты неотличимы от подобных образований дунит-гарцбургитового комплекса офиолитов, развитых в пределах Шатского, Акдувуракского и других массивов.

В преимущественно ультрабазитовых конгломератах, в которых обломки базитов составляют не более 10%, встречаются линзы протяженностью до 400 м и мощностью ~150 м обломочных пород существенно базитового состава. До 90% объема базитовых конгломератов составляют обломки амфиболизированных габбро, габбро-норитов, диабазов и базальтов в то время как ультраосновные породы как в обломках, так и в цементе встречаются в весьма небольшом количестве.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные автором исследования показали, что габбро-ультрабазитовые массивы Западной Тувы представляют в большей или меньшей степени дезинтегрированную офиолитовую ассоциацию. Габброиды и ультрабазиты в рассматриваемом регионе либо слагают офиолитовые аллохтоны (1), либо встречаются в виде олистолитов (2) и горизонтов олиолитокластовых конгломератов (3) в составе венд-нижнекембрийской олистостромы. Несмотря на то что аллохтонные офиолиты в целом сильно нарушены и тектонически «перемешаны», в пределах отдельных офиолитовых массивов сохранились относительно ненарушенные фрагменты ассоциации, сопоставление которых позволило реконструировать ее непрерывный стратифицированный разрез от комплекса метаморфических перидотитов до комплекса параллельных диабазовых даек.

Распространение габбро-ультрабазитовых массивов в Западной Туве не контролируется разломной тектоникой, а их генетическая связь с разрывными нарушениями отсутствует. Объединение массивов в линейные «ультрабазитовые пояса», маркирующие зоны глубинных разломов, искусственно, поскольку их размещение здесь скорее ареальное, чем линейное (см. рис. 1). Отмечаемое местами линейное расположение офиолитовых тел обусловлено либо цепочечным залеганием блоков-олистолитов в стратифицированной олистостроме, либо линейным характером складчатости. В тех редких случаях, когда наблюдается пространственная сближенность офиолитовых массивов с крупными разрывными нарушениями, всегда выявляются более поздний возраст и секущее положение последних. Это в полной мере относится и к Саяно-Тувинскому разлому, который многие исследователи склонны считать офиолитовой сутурой, разделяющей резко различные по геологической истории тектонические зоны. По данным автора, столь кардинальные отличия в доордовикской истории областей, примыкающих к зоне Саяно-Тувинского разлома с севера и с юга, отсутствуют, а сам разлом имеет секущий наложенный характер по отношению к доордовикской структуре (см. рис. 1, 2).

Нарушенные, дезинтегрированные офиолиты Западной Тувы находятся в перемещенном состоянии, причем это перемещение происходило с северо-запада или с севера, со стороны Западно-Саянской зоны, где можно предполагать существование палеобассейна с корой океанического типа. Тектоническое перемешивание и дезинтеграция палеоокеанической коры происходили, судя по всему, в процессе ее обдукции на перекрытую мощными терригенными осадками северо-западную окраину Тувинно-Монгольского микроконтинента. Обдукция осуществлялась в подводных условиях, что обусловило формирование олистостромовой толщи: выведение офиолитового покрова сопровождалось разрушением его фронтальной части, гравитационным соскальзыванием блоков базальтов, габбро и

ультрабазитов на более низкий гипсометрический уровень и их захоронением в бассейне с фоновым терригенным (местами терригенно-туфогенным) осадконакоплением. Присутствие в разрезе олистостромы горизонтов офиолитокластовых конгломератов с хорошо окатанной галькой свидетельствует о том, что фронтальная часть покрова местами (видимо, в наиболее мелководных участках бассейна) выводилась на уровень денудации, подвергалась размыву и переотложению. Спорадическое распространение подобных образований в толще олистостромы и их небольшая мощность позволяют предполагать, что формирование конгломератов происходило в моменты наиболее интенсивных тектонических подвижек.

Необходимо отметить, что, за исключением редких случаев, олистострома, содержащая габбро-ультрабазитовые олистолиты, залегают структурно выше — «на спине» офиолитовых аллохтонов. Это указывает на тектоническое выведение покровов с относительно низкого на более высокий гипсометрический уровень и захоронение отрывавшихся от них блоков в тыловой приокеанической их зоне. Признаки гравитационного перемещения офиолитовых аллохтонов отмечаются лишь в пределах Акхемского массива, где олистостромовый горизонт формировался перед фронтом покрова и впоследствии в ходе продолжавшихся шарьяжных движений был структурно перекрыт ультрабазитами.

Время выведения офиолитового аллохтона и его обдукции на окраину Тувино-Монгольского микроконтинента определяется венд-раннекембрийским (досанаштыкгольским) возрастом олистостромовой толщи Западной Тувы, однако в более восточных районах Тувы выведение тектонических покровов и накопление олистостром продолжалось, вероятно, и в санаштыкгольское время раннего кембрия. Что касается возраста самой офиолитовой ассоциации, слагавшей краевой аллохтон, то его необходимо признать по крайней мере докембрийским или даже довендским.

Список литературы

1. Алиева О. Э. Тектоническое скупивание, метаморфизм и асбестонность ультрабазитов (на примере месторождений Сибири) // Геотектоника. 1988. № 2. С. 52—63.
2. Безруков О. А. Стратиграфия доордовикских отложений бассейна р. Барлык в Юго-Западной Туве // Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М.: Наука, 1970. С. 46—51.
3. Безруков О. А. О структурном положении и возврате усту-ишкинской серии Западной Тувы // Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск: Красноярск. кн. изд-во, 1971. С. 141—143.
4. Берзин Н. А. Меланжево-олистостромовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1979. С. 104—129.
5. Берзин Н. А. Структурное положение и тектонические условия формирования аллохтонных гипербазитов Алтае-Саянской области // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 184—199.
6. Владимирский Г. М., Черноморский М. А. Новые данные по стратиграфии палеозоя левобережья р. Хемчик в Западной Туве // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1959. № 21. С. 55—63.
7. Гончаренко А. И., Чернышов А. И., Каячев Н. Ф., Захаров Н. Д. Деформационная структура Актоврацкого гипербазитового массива и ее роль в распределении асбеста // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 59—75.
8. Еремеев В. П. Петрография и генезис Актоврацкого месторождения хризотил-асбеста // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1959. Вып. 31. С. 68—111.
9. Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 111 с.
10. Иванова Т. Н. Структурно-фациальное районирование Тувы для эпохи раннего и начала среднего кембрия // Тр. ВСЕГЕИ. 1961. Т. 58. С. 21—31.
11. Ильин А. В., Кудрявцев Г. А. Возраст, характер размещения и вероятная тектоническая интерпретация гипербазитов юга Сибири — севера Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48. Вып. 5. С. 83—96.
12. Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М.: Наука, 1970. 158 с.
13. Колбанцев Р. В. Зональность Актоврацкого месторождения хризотил-асбеста и оценка асбестонности ультраосновных массивов Западной Сибири и Тувы // Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Наука, 1971. С. 112—121.
14. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 263 с.

15. *Коробейников В. П.* Структура и модель развития Барлыкского офиолитового комплекса Тувы // Геология и геофизика. 1981. № 2. С. 62—71.
16. *Коробейникова Т. В.* О возрасте акдуругской свиты нижнего кембрия Западной Тувы // Тр. СНИИГГиМС. 1969. Вып. 84. С. 45—48.
17. *Кузнецов В. А.* Новые данные по геологии Западного Саяна (серпентинитовый пояс Саяна) // Вестн. ЗСГГТ. 1934. Вып. 2. С. 26—36.
18. *Меляховецкий А. А., Скляров Е. В.* Офиолиты и олистостромы Западного Саяна и Тувы // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 58—71.
19. *Науменко А. И.* К проблеме возраста флишоидных толщ Западного Саяна и восточных районов Горного Алтая // Геология и геофизика. 1985. № 12. С. 18—25.
20. *Немцович В. М.* Тектоническая позиция гипербазитов Алтае-Саянской области // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48. Вып. 5. С. 97—101.
21. *Никитчин П. А.* Положение Ак-Довуракского гипербазитового массива в общей структуре Саяно-Тувинской складчатой области и некоторые особенности его строения // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 4. Кызыл: Тувинск. кн. изд-во, 1979. С. 53—63.
22. *Перфильев А. С., Симонов В. А., Куренков С. А., Херасков Н. Н., Батанова В. Г.* Геологическое строение Шатского офиолитового массива // Комплексные геологические исследования Сангилены (Юго-Восточная Тува). Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 97—107.
23. *Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М.* Гипербазиты Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 135 с.
24. *Татаринов П. М., Кузнецов В. А., Филатов К. С.* Геологические исследования в районе Актоврацкого месторождения асбеста в верховьях р. Енисей // Тр. ЦНИГРИ. 1934. Вып. 13. 56 с.
25. *Херасков Н. Н.* Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 117 с.
26. *Щеглов А. П.* Магматизм и метаморфизм Западного Саяна // Геология СССР. Т. 15. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 255—280.

Геологический институт
АН СССР, Москва, 109017

Поступила в редакцию
11.XI.1990

Рецензент А. С. Перфильев

УДК 551.262 (571.1)

© 1991 г.

СУРОВЦЕВ Б. П., ПОТАПЬЕВ С. В.
О ПОЯСАХ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

По комплексу геологических и геофизических данных в пределах Сибирской платформы выделены пояса тектономагматической активности (ТМА), создающие многоячеистую сеть блоков земной коры и верхней мантии. Установлены две ранговые системы: каркасные и секущие пояса ТМА, имега-блоки и блоки земной коры. Показана приуроченность большинства месторождений полезных ископаемых к поясам тектономагматической активности платформ.

Surovtsev B. P., Potapyev S. V. Belts of tectono-magmatic activity in Siberian platform. *Geotectonics*. 1991. N 4. The combination of geological and geophysical data enabled us to identify belts of tectono-magmatic activity (TMA) within the Siberian platform. They make up a multicellular net of the Earth and upper mantle blocks. Two rank systems are distinguished: frame and cutting belts of tectonomagmatic activity, megablocks and Earth crust blocks. It is indicated that most mineral deposits are assigned to belts of the platform tectono-magmatic activity.

С середины 70-х годов в Восточной Сибири проводятся региональные геологические и геофизические исследования по изучению структуры и строения земной коры Сибирской платформы. Важной частью этих исследований являются опорные профили глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) общей протяженностью свыше 30 тыс. пог. км, пересекающие платформу и сопредельные районы в разных направлениях [1]. С их помощью изучаются рельеф поверхности кристаллического фундамента, внутреннее строение консолидированной коры, рельеф подошвы коры (поверхность Мохоровичича и примыкающие к ней горизонты верхней мантии).

Интерпретация материалов ГСЗ и других методов, в которой авторы принимали участие, позволила им выдвинуть концепцию структуры и строения консолидированной коры Сибирской платформы. Согласно этой концепции, кора разбита системой мантийных и коровых трещиншвов на многоячеистую структуру блоков [2, 5, 10]. В зависимости от размеров выделяются мегаблоки и блоки, которые сочленяются между собой соответственно каркасными и секущими трещинами-швами. Мегаблоки и блоки имеют форму, близкую к изометричной. Трещины-швы — это линейные структуры протяженностью от первых сотен до первых тысяч километров с поперечными размерами 30—80 км. Они возникли на геосинклинальной стадии формирования коры в виде узких и глубоких авлакогенов-трогов. В процессе перехода к платформенной стадии развития авлакогены были заполнены мощной толщей протерозойских осадков, образовав спящую в единое целое консолидированную кору. Последующее развитие коры сопровождалось периодическими повышениями тектонической активности за счет приближения к поверхности нагретых потоков мантийных масс. Это приводило к растяжению коры, которое сопровождалось активизацией старых и образованием новых трещин-

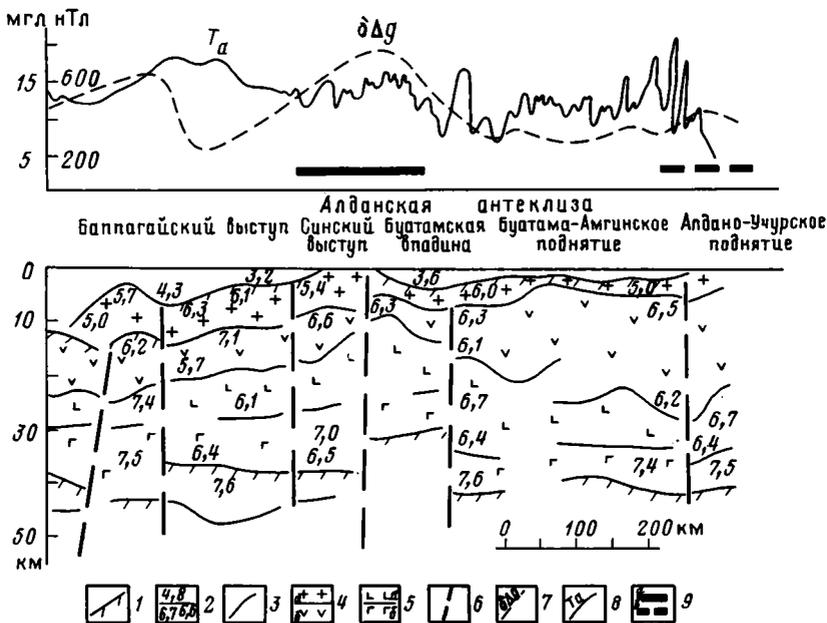


Рис. 1. Пример выделения поясов ТМА на разрезе ГСЗ, фрагмент профиля Джелинда — Муна

1 — поверхность кристаллического фундамента и М; 2 — скорости (средние и эффективные — над границей, граничные — под границей, пластовые — между границами); 3 — прочие границы раздела в земной коре и мантии; 4 — гранитно-метаморфический слой; а — верхний, б — нижний; 5 — базальтовый слой; а — верхний, б — нижний, б — разломы; 7 — график изменения аномалий силы тяжести $\delta\Delta g$; 8 — график изменения аномалий T_a ; 9 — пояса ТМА: а — каркасный, б — секущий

швов. В результате современная консолидированная кора представляет собой сложную многоячеистую систему блоков разного порядка, разделенных узкими линейно вытянутыми структурами залеченных трещин-швов. Для этих структур характерны повышенная дислоцированность слоев и широкое развитие основного магматизма. По комплексу геолого-геофизических признаков они названы нами поясами тектономагматической активности (ТМА).

На большей части Сибирской платформы консолидированная кора перекрыта палеозойско-мезозойским осадочным чехлом, мощность которого колеблется от первых сотен метров до 11—12 км. В этих условиях источниками информации о поясах ТМА помимо ГСЗ являются данные об аномалиях гравитационного и магнитного полей, а также данные о строении осадочного чехла. Признаками выделения поясов по сейсмическим данным являются: нарушение корреляции прослеживания волн от границ раздела в земной коре и вертикальное смещение самих границ на сейсмическом разрезе; резкое затухание или появление новых групп волн, в частности дифрагированных; изменение характера волнового поля, в том числе количества прослеживаемых горизонтов; перепад глубин залегания кровли и подошвы земной коры; изменение мощности и значений пластовой скорости в слоях земной коры, превышающие средние значения. В гравитационном поле [4] поясам ТМА отвечает линейно вытянутые зоны повышенного горизонтального градиента Δg . На карте остаточных аномалий с исключенным глубинным региональным фоном $\delta\Delta g$ [6] им отвечают цепочки линейно вытянутых положительных аномалий с поперечными размерами от 40 до 100 км и средней интен-

сивностью 15—20 мГл. В магнитном поле T_a [9] пояса выделяются цепочками линейно вытянутых положительных и отрицательных аномалий с поперечными размерами от 30 до 80 км и интенсивностью от первых сотен до первых тысяч нТл (рис. 1).

Влияние поясов ТМА в той или иной степени сказывается на строении вышележащего осадочного чехла. Из анализа карты осадочного покрова Сибирской платформы [9] следует, что в пределах поясов ТМА преобладают линейные дислокации осадочного чехла разных порядков, особенно в нижней его части. Они представлены различными сводами, валами, чередованием асимметричных поднятий и прогибов. На карте нижней поверхности осадочного чехла [3] к поясам ТМА тяготеют выходы эффузивных и интрузивных магматогенных пород преимущественно основного состава.

Интересны результаты сравнительного статистического анализа, проведенного в пределах профилей ГСЗ, между параметрами структур поясов ТМА и консолидированных блоков (рис. 2). Они сводятся к следующему.

1. По конфигурации контуров структуры поясов ТМА имеют ярко выраженный линейный характер с преобладанием размеров 400—600 и 1900—2100 км по длине и 50—60 км по ширине. Консолидированные блоки имеют контуры, близкие к изометричным, с преобладающими размерами 300—400 на 100—300 км. Кристаллический фундамент по глубине залегания характеризуется одним максимумом на 7 км в пределах поясов ТМА и двумя максимумами распределения — на 3 и 6 км — в пределах консолидированных блоков. При этом спектр перепадов глубин внутри поясов ТМА чрезвычайно узок и составляет всего 1—2 км по максимуму распределения, в то время как внутри блоков эти значения равны 2—4 км. Следовательно, пояса составляют жесткую систему, или скелет основания платформы, залегающий в целом глубже блоков земной коры с отличным от последних тектоническим режимом. Скоростная характеристика пород фундамента в поясах мало отличается от окружающих блоков. Внутри поясов ТМА скорости имеют преимущественное значение 6,3 км/с против 6,2 км/с в консолидированных блоках.

2. Структуры поясов ТМА существенно отличаются от консолидированных блоков по характеристике подошвы консолидированной коры (поверхности М). Так, максимумы распределения подошвы для них смещены в сторону больших значений на 4 км, а граничных скоростей продольных волн — на 3 км/с. В то же время графики распределения перепадов глубин подошвы коры в поясах и блоках близки между собой. Связав повышенные значения скорости с более основным составом пород, увеличение глубины залегания подошвы коры можно объяснить явлением изостатической уравновешенности. В то же время одинаковый вид кривых распределения колебаний глубин залегания подошвы коры указывает на единую природу этой границы для всей платформы. Выявляемая по распределению повышенная мощность протерозойского комплекса в пределах ПТМА в сочетании с характерным увеличением глубины залегания границы, отождествляемой с древним архейским протофундаментом, подтверждает положение о том, что пояса ТМА — это древние рифтовые структуры (авлакогены).

По результатам совместной интерпретации профилей ГСЗ и данных других методов составлена карта-схема строения консолидированной коры Сибирской платформы с нанесенными на нее известными месторождениями нефти, газа и твердых полезных ископаемых [8]. На рис. 3 видно, что консолидированная кора разграничена системой каркасных поясов ТМА на крупные мегаблоки, которые согласуются со структурным планом тектонических элементов платформы. Каркасные пояса ТМА

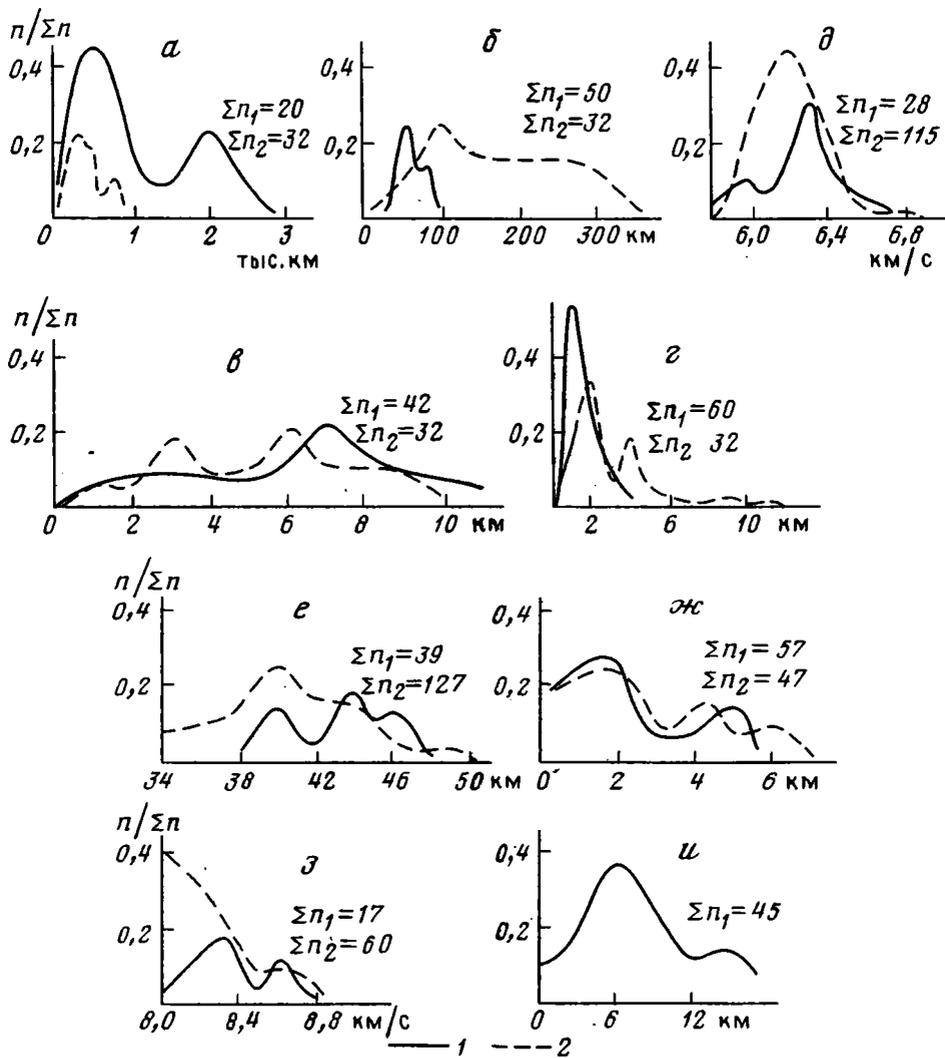


Рис. 2. Гистограммы параметров земной коры Сибирской платформы а, б, — продольные и поперечные размеры поясов и блоков; в, г — глубина залегания кровли и подошвы консолидированной коры; д, ж — колебания глубин залегания кровли и подошвы консолидированной коры; з — границная скорость в кровле консолидированной коры; и — границная и пластовая скорости в верхней мантии; и — предполагаемая мощность протерозойского комплекса внутри поясов ТМА. 1, 2 — графики значений параметров: 1 — поясов ТМА, 2 — блоков земной коры вне поясов ТМА

обрамляют наиболее крупные морфоструктуры в кровле и подошве консолидированной коры и являются тектоническими ограничениями выделенных в ней мегаблоков.

Мегаблоки различаются по глубинному строению. В частности, в пределах Тунгусского, Енисей-Хатангского и Вилюйского мегаблоков поверхность фундамента погружена до 10—14 км. Наоборот, в пределах Анабарского, Непско-Ботуобинского, Оленекского и Алданского мегаблоков фундамент выходит на поверхность или залегает на сравнительно небольшой (до 1—2 км) глубине.

В пределах каждого мегаблока развита сеть секущих поясов ТМА, которые делят его в свою очередь на отдельные блоки меньшего порядка.

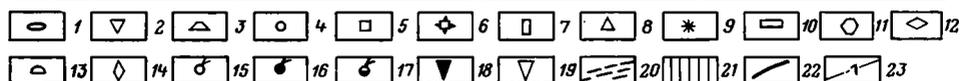
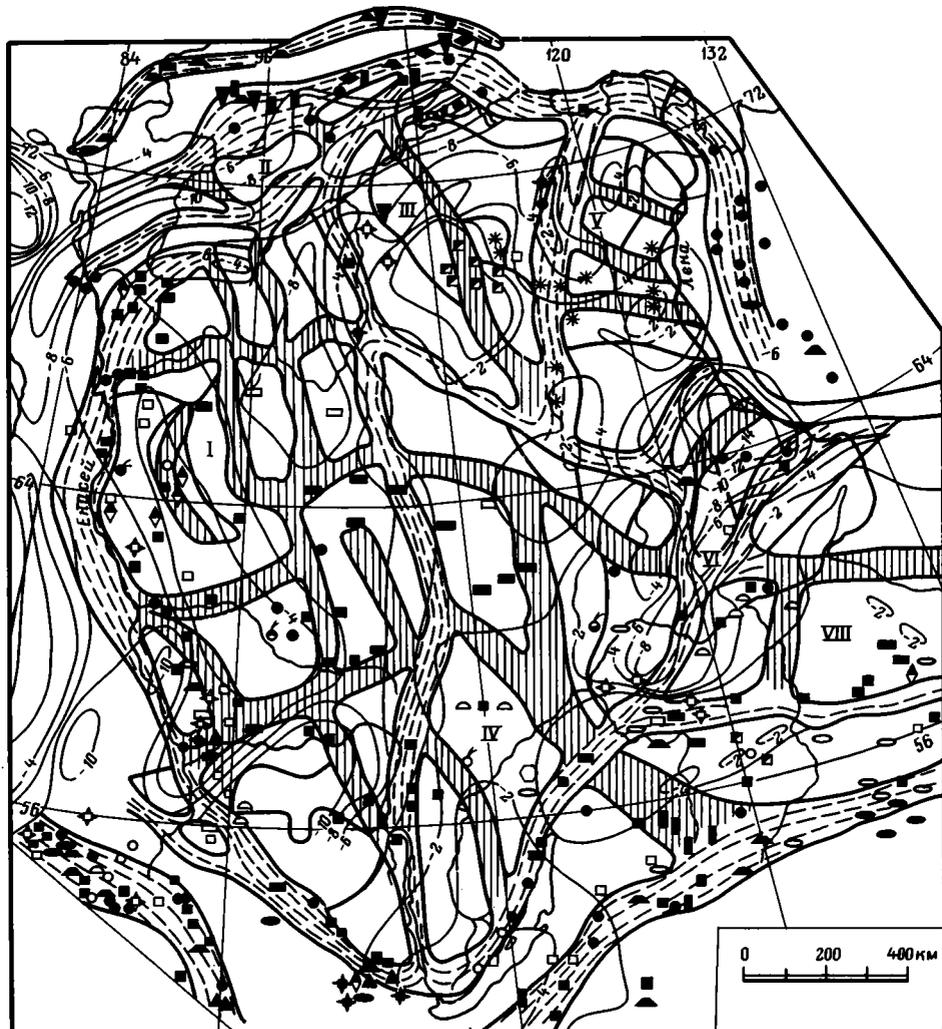


Рис. 3. Карта-схема поясов ТМА и блоков земной коры Сибирской платформы, 1, 19 — полезные ископаемые (залитые знаки — магматогенные: магматические, контактово-метасоматические, гидротермальные, залитые наполовину — метаморфогенные, незалитые осадочные месторождения): 1 — золото; 2 — ртуть, сурьма, мышьяк; 3 — молибден, олово, вольфрам; 4 — свинец, цинк, медь; 5 — кобальт, никель, железо, титан, хром, платина, ванадий, марганец; 6 — алюминий; 7 — магнетит, флюорит, барит; 8 — асбест, тальк; 9 — алмазы; 10 — слюда, исландский шпат; 11 — фосфор; 12 — пирит, сера; 13 — соль калийная; 14 — графит; 15 — нефть; 16 — газ; 17 — нефть и газ; 18 — каменный уголь; 19 — бурый уголь; 20, 21 — пояса ТМА: 20 — каркасные, 21 — секущие; 22 — глубинные разломы; 23 — изогипсы кристаллического фундамента. Мегаблоки консолидированной коры: I — Тунгусский, II — Енисей-Хатангский, III — Анабарский, IV — Непско-Ботуобинский, V — Оленекский, VI — Вилюйский, VII — Алданский

В рельефе кристаллического фундамента им соответствуют ступени, поднятия, прогибы, выступы и впадины с перепадом глубин порядка первых километров. Блоки являются относительно стабильными участками коры, как бы впаянными в пояса ТМА. В их пределах почти не встречаются глубинные мантийные разрывы и очаги повышенной магматической дея-

тельности, строение кристаллического фундамента и вышележащего осадочного чехла сравнительно простое. Ниже дается краткая характеристика выделенных мегаблоков.

Тунгусский мегаблок занимает всю западную половину Сибирской платформы. Его естественными границами являются два каркасных пояса, вытянувшихся с севера на юг на 2500 км. Южнее в районе Иркутска они смыкаются. На фоне каркасных поясов выделяется система секущих субмеридиональных и субширотных поясов ТМА, разделяющих Тунгусский мегаблок на блоки меньшего порядка.

Енисей-Хатангский мегаблок занимает северо-западную часть платформы. Его строение определяется двумя каркасными поясами, вытянутыми с юго-запада на северо-восток на 1500 км. Система каркасных и секущих поясов делит Енисей-Хатангский мегаблок на отдельные блоки.

Анабарский мегаблок расположен в северной части платформы. Он отделен от сопредельных мегаблоков каркасными поясами. В центральной части мегаблока расположен секущий пояс, который делит его примерно на две равные части.

Непско-Ботуобинский мегаблок расположен в центральной и южной частях платформы. С запада он отделен от Тунгусского мегаблока каркасным субмеридиональным поясом ТМА. На востоке его ограничивает другой пояс, вытянутый с юго-запада на северо-восток и отделяющий Непско-Ботуобинский мегаблок от Алданского и Вилюйского мегаблоков. На юге в районе озера Байкал оба пояса смыкаются. Непско-Ботуобинский мегаблок системой секущих поясов разбит на отдельные блоки второго порядка.

Оленекский мегаблок находится на северо-востоке платформы. Его ограничением с востока служит Предверхоанский краевой прогиб. С запада, севера и юга каркасным поясом он отделен от Анабарского и Вилюйского мегаблоков. Внутри Оленекского мегаблока развита система секущих поясов ТМА.

Вилюйский мегаблок занимает самую малую площадь из вышеперечисленных геоблоков. На востоке он ограничен Предверхоанским прогибом. На западе и на юге каркасные пояса отделяют его от Непско-Ботуобинского и Алданского мегаблоков. Два секущих пояса делят Вилюйский мегаблок на блоки меньшего порядка.

Алданский мегаблок системой каркасных поясов ТМА отделен от Вилюйского и Непско-Ботуобинского мегаблоков. На рис. 3 показана его западная часть. На юге Алданский мегаблок граничит с Монголо-Охотской складчатой областью, на востоке — с Предверхоанским краевым прогибом. Системой секущих поясов Алданский мегаблок подразделяется на отдельные блоки.

Анализ распределения известных месторождений нефти, газа и твердых полезных ископаемых относительно поясов ТМА и консолидированных блоков позволяет сказать следующее.

В процентном отношении большая часть известных месторождений расположена в пределах и на границе с поясами ТМА. В частности, большинство месторождений нефти и газа расположено в окрестностях границ между поясами ТМА и блоками коры. Твердые полезные ископаемые магматической минерализации концентрируются в пределах каркасных поясов, а полезные ископаемые метаморфогенной минерализации образуют ареалы в области влияния как каркасных, так и секущих поясов ТМА. Месторождения осадочной минерализации локализируются преимущественно в пределах межпоясового пространства. По нашим подсчетам, в пределах поясов ТМА сосредоточено 64,4% всех месторождений. Из общего числа месторождений на долю полезных ископаемых магматогенного генезиса приходится 54%, осадочного — 7,4%, метаморфи-

ческого — 3%. В пределах консолидированных блоков коры выявлено 35,6% месторождений, из которых 13% составляют залежи магматической минерализации, 18,5 — осадочной и 4,1% — метаморфогенной.

ВЫВОДЫ

1. В результате комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов на Сибирской платформе в консолидированной коре выделена система относительно мобильных каркасных и секущих поясов тектономагматической активности и заключенных внутри них консолидированных блоков.

2. Системой каркасных поясов консолидированная кора разделена на тектонические элементы первого порядка — мегаблоки. В свою очередь мегаблоки системой секущих поясов разделены на тектонические элементы второго порядка — блоки.

3. Мегаблоки и блоки консолидированной коры находят четкое отображение в морфоструктурах кровли и подошвы коры, а каркасные и секущие пояса ТМА — в региональных разломах, устанавливаемых по данным геофизических, космических и геологических наблюдений.

4. К поясам ТМА приурочено 64,4% известных месторождений полезных ископаемых, к консолидированным блокам — 35,6%.

Список литературы

1. Атлас глубинного строения земной коры и верхней мантии территории СССР. М.: НПО «Нефтегеофизика», 1989.
2. Гаврилов В. П. Феноменальные структуры Земли. М.: Наука, 1978. 143 с.
3. Геологическая карта нижней поверхности осадочного чехла территории СССР. Масштаб 1:2 500 000 / Гл. ред. Козловский Е. А., М.: ВСЕГЕИ, 1984.
4. Гравиметрическая карта СССР в редукции Буге. Масштаб 1:2 500 000 ($\sigma=2,67$ г/см³). М.: ВСЕГЕИ, 1969.
5. Дашкевич Н. Н. и др. Глубинное геологическое строение Сибирской платформы по геофизическим данным // Сб. тр. СНИИГГиМС. Новосибирск, 1969. № 5. С. 24—36.
6. Карта крупных остаточных аномалий $\delta\Delta g$ Сибирской платформы. Масштаб 1:2 500 000. Красноярск: Красноярскнефтегеофизика, 1975.
7. Карта магнитных аномалий T_a на территории СССР. Масштаб 1:2 500 000. М.: ВСЕГЕИ, 1972.
8. Металлогеническая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000. М.: ВСЕГЕИ, 1971.
9. Тектоническая карта осадочного покрова Сибирской платформы. Масштаб 1:2 500 000 / Гл. ред. Трофимук А. А. Новосибирск: СО АН СССР, 1968.
10. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 244 с.

Центральная геофизическая
экспедиция, Москва, 123298

Поступила в редакцию
5.1.1989

УДК 551.243(571.56)

© 1991 г.

И МАЕВ В. С.

**ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ НАДВИГИ, ВЗБРОСЫ
И СКЛАДЧАТЫЕ ДИСЛОКАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА
ЧЕРСКОГО (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)**

Получены новые данные о широком распространении наряду со сдвигами позднекайнозойских надвигов, взбросов и складчатых дислокаций на территории сейсмического пояса Черского. Это согласуется с фокальными механизмами землетрясений, которые указывают на обстановку сжатия, доминирующую на большей части Восточной Якутии, начиная со среднего плейстоцена вплоть до настоящего времени.

Imayev V. S. Late Cenozoic overthrusts, upthrows and fold dislocations within the Chersky seismic belt area (Eastern Yakutia). *Geotectonics*. 1991. N 4. New data have been obtained suggesting that in addition to strike-slip faults the Chersky seismic belt is characterized by widespread Late Cenozoic overthrusts, upthrows and fold dislocations. This agrees with earthquake focal mechanisms which are indicative of a compression setting dominated over the major part of Eastern Yakutia beginning with the Middle Pleistocene and lasting up to now.

Принято считать, что позднекайнозойская тектоника Северо-Востока СССР определяется развитием Момской рифтовой зоны [1, 3]. В состав рифтовой зоны, протягивающейся в северо-западном — юго-восточном направлении более чем на 800 км, включают цепочку кайнозойских впадин — Уяндинскую, Верхнеселенняхскую, Кыринскую, Нижнемомскую, Сеймчано-Буюндинскую и др., ограниченных поднятиями хребтов Черского и Момского (рис. 1). Момский хребет на северо-востоке обрамляется Индигиро-Зырянским предгорным прогибом, выполненным мощными (до 2000 м) толщами палеогена и неогена. Вдоль юго-западного подножия хр. Черского выделяется ряд впадин с миоцен-плиоценовыми отложениями небольшой — первые сотни метров — мощности (Туостяхская, Верхнеадычанская, Верхненерская и другие впадины).

Убедительными и неоспоримыми, на наш взгляд, фактами для выделения Момской рифтовой зоны [1, 3, 9, 10] являются прежде всего морфологические особенности строения этих впадин — их линейность (длина превышает ширину), значительные мощности осадков, асимметрия самих впадин и обрамляющих их горных хребтов, — а также базальтоидный щелочной магматизм и наличие осевой зоны, вдоль которой вытянуты все впадины, закономерно смещаясь от нее в виде отдельных кулис. Предполагается, что позднекайнозойские разломы представлены лишь сбросами [3, 10] или сбросами и ортогонально расположенными к ним сдвигами, которые рассматриваются в качестве аналогов трансформных разломов рифтовых долин [9]. Сейсмологические данные, которые особенно пополнились за последние годы, свидетельствуют о том, что впадины Момской зоны являются практически асейсмичными. Низкий уровень сейсмич-

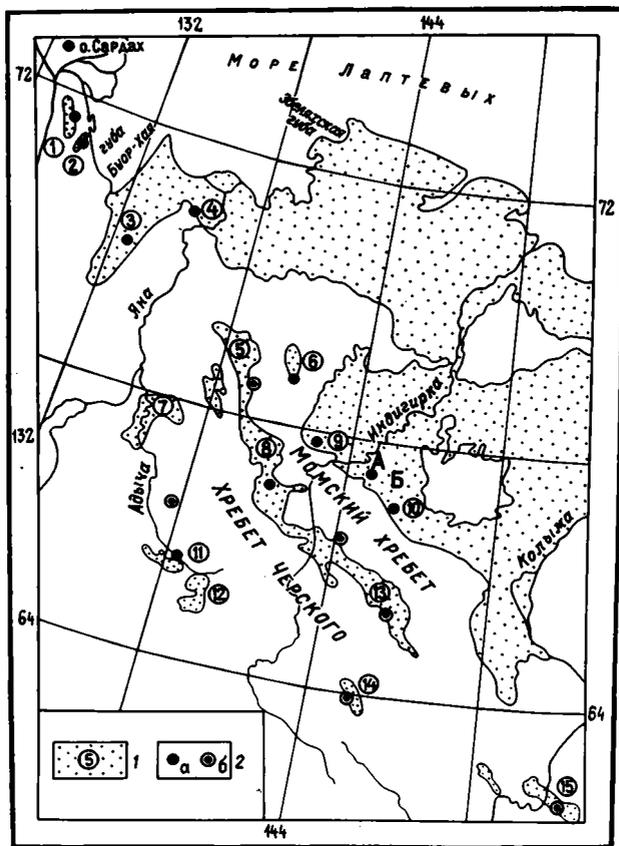


Рис. 1. Схема распространения кайнозойских структур сейсмического пояса Черского

1 — впадины и предгорные прогибы: 1 — Кенгдейская, 2 — Согинская, 3 — Омолойская, 4 — Усть-Янский, 5 — Верхнеселенняхская, 6 — Уядинская, 7 — Туостяхская, 8 — Кыринская (бассейн р. Сюрюктех), 9 — Селенняхская (бассейн рек Сорочкалаха, Томптор, Б. Сисиктех, Никондья), 10 — Индигиро-Зырянский (бассейн рек Кыллаха, Элгандья, Мятись), 11 — Ченкеленьянская, 12 — Верхнеадычанская, 13 — Верхнемомская, 14 — Верхненерская, 15 — Сеймчано-Буйунднская; 2 — геологические разрезы, в которых автором (а) и другими исследователями (б) наблюдались позднекайнозойские надвижки, взбросы и приразломные складки.

А, Б — местоположение разрезов на рис. 2 и 3 соответственно

ности фиксируется в системе впадин, примыкающих с северо-востока к горной области хребта Черского. Здесь известны лишь два сильных землетрясения, происшедших на флангах этой системы: Селенняхское землетрясение 1976 г. ($M=5,2$) на северо-западе и Сеймчанское землетрясение 1974 г. ($M=4,9$) на юго-востоке. Центральная же часть весьма малосейсмична — число землетрясений не превышает 30 событий. Для сравнения следует указать, что уровень сейсмической активности в типично рифтовых впадинах, например в системе Байкальских впадин, выше, чем в Момской зоне, примерно в 100 раз [8].

Сейсмичность территории приурочена преимущественно к хребту Черского. При этом эпицентры землетрясений образуют широкую (до 300 км) полосу, названную сейсмическим поясом Черского, которая протягивается далеко за пределы Момского рифта — до дельты р. Лена на северо-западе и до Командорских островов на юго-востоке. В очагах землетрясений устанавливаются лишь взбросовые и сдвиговые смещения, указывающие

сейчас скорее на обстановку сжатия, чем растяжения. В связи с этим было высказано предположение об изменении геодинамической обстановки в Момской рифтовой зоне в начале среднего плейстоцена и о преобладании здесь начиная с этого времени обстановки сжатия, определяемого сближением Евразийской и Северо-Американской плит в субширотном направлении [13].

Автор считает, что обстановка сжатия, сменившая горизонтальное растяжение, которое господствовало в пределах Момской рифтовой зоны на протяжении большей части кайнозоя (от палеогена до плейстоцена), обязана местоположению полюса вращения этих плит, переместившемуся в плейстоцене из районов отрогов хребта Сунтар-Хаята на побережье моря Лаптевых [15]. В данной статье приводятся лишь некоторые новые фактические данные, которые определенно указывают на правомерность утверждения о преобладании здесь в новейшее время горизонтального сжатия.

При полевых исследованиях 1985—1989 гг. позднекайнозойские надвиги, взбросы и складчатые дислокации кайнозойских отложений были прослежены автором вместе с О. В. Гриненко в пределах значительной части сейсмического пояса Черского — от побережья моря Лаптевых до бассейна р. Индигирка. В пределах исследуемой территории известны также широко распространенные молодые сдвиги северо-западного простирания (Улахан, Чабгалахский, Дарпир, Чай-Юреинский), пересекающие осевые части горных хребтов Черского и Момского, но они в данной статье не рассматриваются.

В палеоценовых отложениях Согинской впадины вблизи губы Буор-Хая (см. рис. 1) фиксируются крупные, амплитудой в несколько метров, синусоидальные складки долготного простирания с наклоном крыльев в 40—60°. Они располагаются в автохтоне надвига с углом наклона плоскости сместителя 10—12°, по которому каменноугольные породы надвинуты на палеоценовые. В эоценовых отложениях Кенгдейского грабена вблизи устья р. Лена нами был закартирован надвиг с амплитудой горизонтального перемещения не менее нескольких десятков метров. Он перекрыт практически недеформированными галечниками среднего (?) — верхнего плейстоцена [4].

Кайнозойские отложения, обнажающиеся вдоль горного обрамления Индигиро-Зырянского прогиба, также смяты в складки и нарушены надвигами. Олигоцен-миоценовые отложения на р. Никондья вдоль хребта Андрей-Тас образуют складки шириной в несколько сот метров и углами падения в 10—45° на юго-запад и северо-восток. В бассейнах рек Томптор и Сорочкалах отложения эоценового возраста интенсивно дислоцированы. В бассейне р. Большой Сисиктех углы падения слоев достигают 75—80°. На реках Мятись, Элгандя и Кыллах, берущих начало в Момском хребте, отложения эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцена [13] залегают круто с падением на северо-восток под углами 70—80°. Они срезаются надвигом, по которому нижнемеловые породы надвинуты на палеоген-неогеновые толщи.

Геологический разрез вдоль р. Кыллах хорошо иллюстрирует это положение (рис. 2). В левой части рисунка видно, как нижнемеловая пачка песчаников (А) несогласно перекрывает по разному песчано-глинистую пачку тоже мелового возраста ожогинской свиты (Б), причем при общих азимутах падения (220°) у этих двух пачек разные углы падения: А — 45°, Б — 25—30°. Нижнемеловая толща надвинута на глинистую пачку буоркемюссской свиты нижнего мела (В), в пределах которой дешифрируются фрагменты складки с крутыми (65—70°) углами падения. Далее на север породы эоцена, олигоцена и миоцена (Г) неоднократно нарушены многочисленными мелкими разрывами, падающими примерно параллельно основному надвигу (аз. пад. 220°, угол пад. 30°), которые хорошо читают-

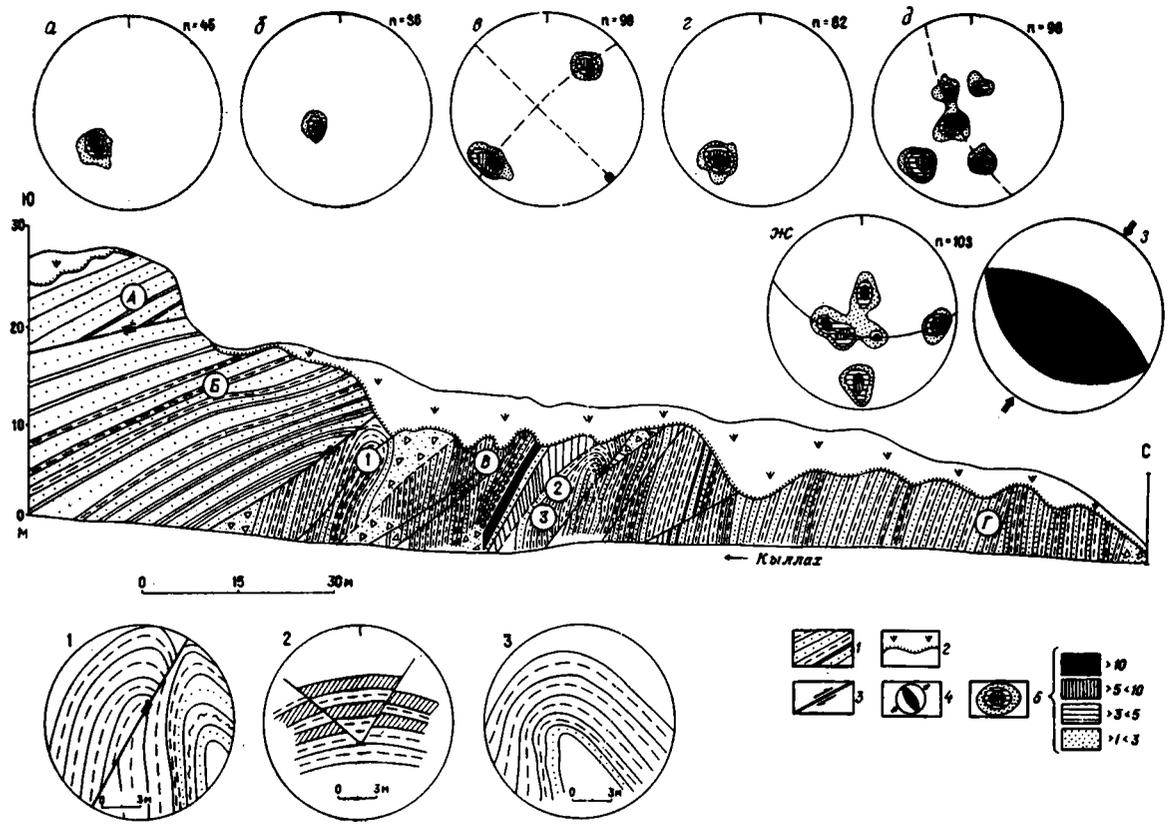


Рис. 2. Характер деформаций нижнемеловых и эоцен-миоценовых отложений вдоль р. Кыллаз
 1 — чередование песчаников; глин и углей; 2 — задернованные участки; 3 — надвиги; 4 — реконструированное положение областей сжатия (белые поля) и растяжения (черное поле); 5 — плотность в процентах слоистости (а—г) и трещиноватости (д, ж) горных пород (все построения выполнены на верхней полусфере) 1—3 — отдельные фрагменты обнажения; А—Г см. в тексте

ся по отдельным пропластам глин и углей, служащим надежными маркерами в более песчанистой восточной части разреза.

Статистический анализ трещиноватости, выполненный нами различными методами [6, 11, 12], показывает, что формирование тектонических трещин происходило здесь одновременно с образованием надвига и связано с горизонтальным сжатием, действовавшим с запада на восток и фиксирующим перемещение материала ортогонально Индигино-Зырянскому прогибу. Положение поясов трещиноватости в нижнемеловых и кайнозойских породах показывает их некоторое пространственное смещение друг относительно друга. Для нижнемеловых пород устанавливаются более восточные румбы положения вектора оси сжатия (см. рис. 2, д), чем для кайнозойских (рис. 2, ж), для которых характерны северо-восточные (20—30°) простирания. Это может быть объяснено тем, что движение нижнемеловой пластины подчинено действию более глобального (генерального) поля тектонических напряжений, а положение осей эллипсоида деформаций в кайнозойских породах обязано уже движению вышележащей пластины, несколько исказившей силовое поле.

Геологический разрез по р. Мятись — один из самых протяженных (~ 2 км) непрерывных разрезов кайнозоя в Индигино-Зырянском районе, в пределах которого можно наблюдать как складчатые, так и дизъюнктивные дислокации (рис. 3). В зоне контакта нижнемеловых песчаников ожогиной свиты с буоркемюсскими глинами в обнажении прослеживаются многочисленные зеркала скольжения, приуроченные к плоскости надвига, по которому отложения ожогиной свиты (В) надвинуты на породы буоркемюсской свиты. Глинистая пачка буоркемюсской свиты (Б) в свою очередь надвинута на образования элгандинской свиты эоценового возраста (А). Далее вниз по реке разрез кайнозоя представлен даркылахой и кылахой свитами миоценового и раннеплиоценового возрастов [2]. Примечательно, что элементы залегания нижнемеловых и кайнозойских пород практически одинаковы: породы смяты в простые подобные антиклинали, у которых южные крылья имеют несколько более пологие углы падения, чем северные, обрезанные надвигами. Исключение представляет довольно крупная складка 150 м шириной, которая прослеживается в буоркемюсских глинах. Она имеет более крутые крылья (55—75°), и ее осевая плоскость несколько развернута к северо-западу в отличие от складки в отложениях ожогиной свиты.

То же можно сказать о трещиноватости горных пород, характерной чертой которой является наличие пояса трещин, ориентированного параллельно плоскости главного надвигового смещения; этот пояс в кайнозойских породах (см. рис. 3, з) также несколько развернут (на 15—20°) на северо-запад по отношению к замерам трещин в нижнемеловых толщах (рис. 3, д). Появление систем крутопадающих трещин с горизонтальными бороздами и штрихами на поверхности зеркал скольжения указывает на определенную роль в строении кайнозойской толщи сдвиговых деформаций, которые подтверждаются также и наличием в северной части разреза, флористически датированного миоценом, складок с вертикальными шарнирами.

Складчатые дислокации и надвиги отмечаются также в пределах горного хребта Черского, обрамляющего Момскую систему впадин с юго-запада. К ним относятся прежде всего дислокации отложений Бугчанской впадины, обнаруженные В. Б. Спектором. Здесь в отрогах хребта Улахан-Чистай, относящегося к системе хребта Черского, им установлены довольно крупные покровы верхнеюрских флишевых отложений, которые вместе с осадками гарбыньинской свиты нижнего миоцена надвинуты на верхнемиоценовые образования тирехтяхской свиты. Следует отметить, что ранее эти рыхлые валунно-галечные образования выделялись в качестве четвертичных ледниковых отложений. В основании покрова отмечаются

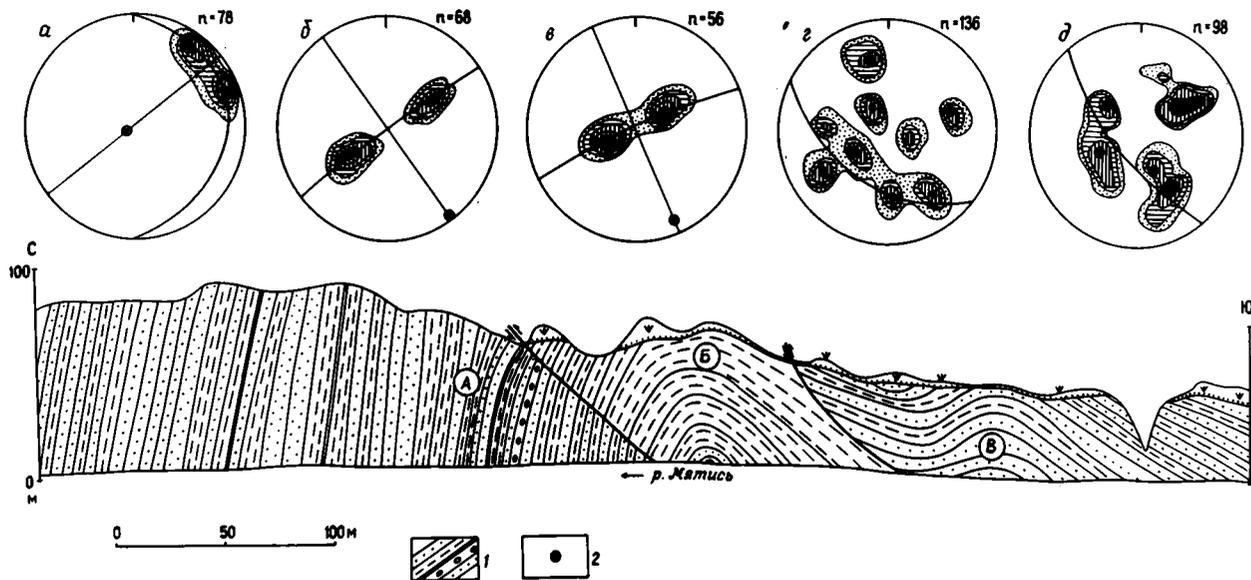


Рис. 3. Деформации нижнемеловых и эоцен-олигоценовых отложений по р. Мятись —
 1 — песчано-алевролитовые толщи с прослоями конгломератов и углей; 2 — рассчитанные шарниры складок. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

А — отложения эоцена — олигоцена; Б — буоркемюсская свита нижнего мела; В — ожогинская свита нижнего мела. На сферограммы а—в нанесены полюса слонистости соответствующих толщ. На сферограммы г и д нанесены полюса трещиноватости в кайнозойских (г) и нижнемеловых (д) отложениях. Все построения выполнены на верхней полусфере

асимметричные складки, запрокинутые на юго-восток. Мощность покрова оценивается в 150—200 м [14].

Известны дислокации в пределах Верхнеренской впадины (см. рис. 1). Нижнемиоценовые угленосные отложения Сеймчано-Буюндинской впадины осложнены складками с углами падения от 20—25 до 50°. Отмечается большое количество сдвигов со сбросовой компонентой движения с амплитудами от первых метров до 80—100 м. Складки имеют северо-восточное простирание, а мелкие разрывы или параллельны сдвигу Улахан северо-западной ориентации, или сопрягаются с ним под углом 20—25° [8]. Нижне-, среднемиоценовые угленосные отложения впадин побережья Охотского моря деформированы. Углы падения на крыльях складок достигают 20—30°, но местами (Кавинско-Тауйская впадина) достигают 50—60° [7].

В результате среднемасштабной геологической съемки в междуречье Чаркы (правый приток р. Адыча) — Чибагалах (левый приток р. Индигирка) В. И. Приходько были закартированы и описаны дислокации валуно-галечниковых и песчаных отложений позднечетвертичного возраста мощностью до 25 м. В складки с углами падения крыльев 25—35° смяты нижние части толщи, тогда как вышележащие пески и галечники мощностью примерно 10 м не деформированы, но имеют большое количество зеркал скольжения и трещин, которые указывают на горизонтальное перемещение верхних частей разреза относительно нижних. В верхнем течении р. Адыча, в пределах Верхнеадычанской впадины, в зоне Адыча-Тарынского разрыва, С. А. Булатов в 1985 г. закартировал надвиг триасовых песчаников на позднеплейстоценовую или даже голоценовую террасу. В среднем течении р. Адыча А. В. Вишневым также установлены надвиги триасовых пород на среднеплейстоценовые толщи. Морфологически это пологие, падающие под углами 30—40° разрывы, выполненные перетертыми, развальцованными породами с тектонической глиной трения. В одной из канав наблюдалось надвигание песчаников на среднечетвертичные галечники с амплитудой до первых десятков метров. В Ченкельнинской впадине (верховья р. Адыча) О. В. Гриненко зафиксирован взброс, по которому триасовые породы перекрывают миоценовую россыпь.

Надвиги и взбросы установлены и в кайнозойских отложениях собственно Момской системы впадин. Так, в левом борту р. Окогочут (приток р. Сирюктех) в олигоценых осадках Кыринской впадины фиксируется пологий (5—7°) срыв с падением по азимуту 50—60°, по которому слой лигнитов мощностью 1,0—1,5 м интенсивно раздроблен, растащен и превращен в отдельные будины. Амплитуды горизонтального перемещения составляют в каждом конкретном случае от 0,5 до 1,5 м, а по всем фрагментам этого первоначально моноклинально залегавшего пласта суммарное перемещение достигает первых десятков метров. Массовые замеры трещиноватости горных пород, обработанные по стандартным методикам, позволили диагностировать кинематический тип разрыва как надвиг. Перемещение материала происходило со стороны Момского хребта на впадину.

Отложения миоцена и плиоцена, слагающие отчетливо выраженную в рельефе троговую долину Уяндинской впадины, интенсивно деформированы надвигами и связанными с ними складками. Здесь, в бассейне р. Инач (правый приток р. Уянди́на), прослеживаются коренные выходы лигнитов, песков, глин и галечников, деформированных пологими надвигами и принадвиговыми антиклинальными складками. В обнажении хорошо виден резкий подворот лигнитовой (алевроитовой) толщи, слагающей лежачее крыло надвига и образующей 100-метровую лобовую антиклинальную складку. По кровле этой толщи происходит надвиг, в плоскости которого углистое вещество интенсивно преобразовано и приполировано, развиты многочисленные зеркала скольжения. Галечниковая толща, развитая в висячем крыле этого разлома, также дислоцирована и образует открытую антиклиналь.

Дислоцированные палеоген-неогеновые отложения, развитые в Индигиро-Зырянском прогибе, Кыринской и Уяндинской впадинах перекрыты практически недеформированными породами среднего (?) — верхнего плейстоцена. Возраст рассмотренных надвигов, взбросов и складчатых дислокаций определяется, таким образом, как начало среднего плейстоцена. Это доказывается интенсивными тектоническими деформациями плиоценовых осадков, наблюдавшимися нами в дельте р. Лена (о-в Сардах) и известными в бассейне р. Никондья. Перекрывающие их отложения среднего (?) — верхнего плейстоцена в большинстве случаев не нарушены и залегают плащеобразно, как бы запечатывая дислоцированные кайнозойские толщи.

В некоторых случаях перекрывающие эти дислокации слабосцементированные породы среднего — верхнего плейстоцена также дислоцированы, хотя морфология и интенсивность деформаций среди них резко отличаются от того, что мы наблюдаем в миоцен-плиоценовых образованиях Момской рифтовой зоны. Как правило, в силу слабой связанности плейстоценовых галечников и плохой их цементации деформации проявляются в виде отдельных трещин с зеркалами скольжения. Доказательством того, что в пределах сейсмического пояса Черского горизонтальное сжатие в среднем — позднем плейстоцене проявилось не импульсивно и эпизодически, предшествуя растяжению земной коры, а скорее всего продолжалось непрерывно весь этот период, включая и голоцен, могут служить выявленные нами дислокации сжатия, затрагивающие самые молодые геологические образования, вплоть до современных. Дислокации связаны с проявлениями палеосейсмичности территории и относятся к сейсмодислокациям.

Новые данные о широком распространении наряду со сдвигами надвигов, взбросов и складчатых дислокаций позднекайнозойского возраста, согласующиеся с определениями напряжений в очагах землетрясений, указывают на обстановку сжатия, доминирующую на большей части Восточной Якутии, начиная со среднего плейстоцена до настоящего времени.

Список литературы

1. Артемов А. В., Иванов И. Ю. Геологическое строение Момского континентального рифта // Геотектоника. 1988. № 2. С. 102—107.
2. Гайдук В. В., Сюндюков И. Ш., Гриненко О. В., Имаев В. С. Строение и нефтегазоносность кайнозойского Индигиро-Зырянского прогиба // Тектоника и нефтегазоносность Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. С. 75—87.
3. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 248 с.
4. Гриненко О. В., Имаев В. С. Кайнозойские надвиги Северного Хараулаха // Геология и геофизика. 1989. № 5. С. 121—123.
5. Гусев Г. С., Петров А. Ф., Фрадкин Г. С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 245 с.
6. Данилович В. Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: Изд-во ИГУ, 1961. 47 с.
7. Кистерова И. Б., Анкудинов Л. А. Новые данные по стратиграфии кайнозойских отложений Кавинско-Тауйской впадины // Третичные континентальные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 100—109.
8. Козьмин Б. М. Сейсмические пояса Якутии и механизм очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 127 с.
9. Натанов Л. М., Сурмилова Е. П. Тектоника // Геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000. Новая серия. Лист Q-54,55. Объяснительная записка. Л., 1986. С. 84—92.
10. Наймарк А. А. Момская рифтовая область (Северо-Восток СССР) // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. 1980. № 7. С. 3—51.
11. Николаев П. Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкций полей тектонических напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 12. С. 103—115.
12. Парфенов В. Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60—72.
13. Парфенов Л. М., Козьмин Б. М., Гриненко О. В., Имаев В. С., Имаева Л. П. Геодинамические модели сейсмических поясов Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1987. 46 с.
14. Спектор В. Б. Неогеновые тектоно-гравитационные микститы хребта Улахан-Чистай (Северо-Восток СССР) // Неотектонические исследования при геологическом картировании. М.: Изд-во ГИА АН СССР, 1988. С. 18—21.
15. Gook D., Fujita K., McMullen C. A. Present day plate interactions in northeast Asia: North American, Eurasian and Okhotak plates // J. Geodynamics. 1986. V. 6. № 6. P. 33—51.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.242.4 (285.2)

© 1991 г.

ВОНГ Х. К., НИКОЛАЕВ В. Г.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ОСАДОЧНОГО
ЧЕХЛА БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

В августе — сентябре 1989 г. состоялась первая советско-западногерманская геолого-геофизическая экспедиция на оз. Байкал. Она является составной частью крупной международной программы «Экология, палеолимнология и геодинамика Байкала». Исследования осуществлялись коллективом ученых, представляющих разные научные учреждения: Лимнологический институт СО АН СССР (Иркутск), Гамбургский университет (ФРГ), Геологический институт АН СССР (Москва). Работы на акватории озера проводились на теплоходах «Балхаш» и «Г. Ю. Верещагин».

За время экспедиционных работ получено около 1300 км профилей методом отраженных волн, проведено опробование осадков в 30 точках, на 13 станциях замерен тепловой поток, на некоторых полигонах производилось опробование драгами (рис. 1). На мелководных участках проводилась запись с помощью узколучевого эхолота *Pinger sistem*, позволившая осветить тонкую структуру современных осадков.

Предварительное рассмотрение полученных материалов с использованием данных предыдущих исследований [2, 4, 5] позволяет оценить структуру осадочного выполнения Байкальской впадины. Максимально изученная мощность осадков составляет около 2—2,5 км. По разрезу получены хорошие отражения и выделено несколько угловых несогласий. В Малом море весь разрез кайнозойских отложений начиная с эоцена (?) имеет мощность примерно 200—250 м.

На сейсмических профилях четко выделяется комплекс отложений, практически повсеместно залегающих горизонтально и выполняющих наиболее погруженные части впадин (рис. 2). Скорее всего этот комплекс имеет средне- и позднеплейстоценовый возраст. Мощность осадков комплекса не превышает первых сотен метров. Ниже залегает комплекс отложений с более разнообразной волновой картиной. Комплекс предположительно датируется ранним плейстоценом — эоплейстоценом, т. е. примерно от 0,8 до 2,0 млн. лет. Иногда слои этого комплекса залегают горизонтально, что характерно для центральных участков впадины, а по мере приближения к ее бортовым частям появляются отчетливые дислокации с углами падения в первые градусы. Они четко прослежены в южной котловине озера, где изгибы наблюдаются как на продольных, так и на поперечных профилях. Таким образом, можно предполагать систему изометричных поднятий, перекрытых более поздними осадками. В отдельных каньонах отложения рассматриваемого комплекса выходят на поверхность дна. В бортовых зонах их структура по характеру записи сильно осложнена оползневыми явлениями. Нижележащие комплексы отложений видны на единичных

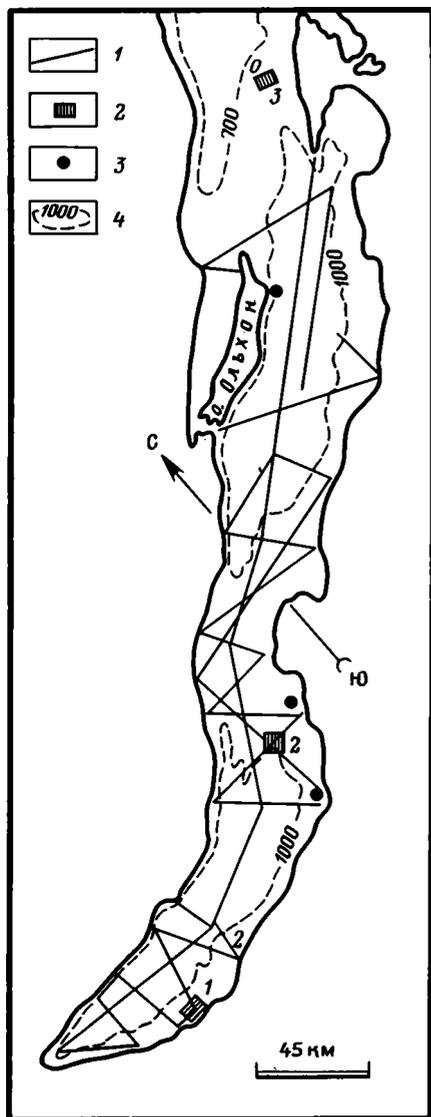


Рис. 1. Схема района работ на оз. Байкал
 1 — сейсмопрофили 1989 г. (профиль 2 показан на рис. 2); 2 — полигоны драгирования: 1 — Муринская и 2 — Посольская банки, 3 — Академический хребет; 3 — точки драгирования; 4 — изобаты, в м

щей, серой, буровато-серой с пропластками угля и железненными слоями. По литологии эта толща напоминает отложения танхойской свиты (миоцен — нижний плиоцен). На поверхности кайнозойских отложений располагаются марганцево-железистые корки, характерные для Байкала [1, 6].

В районах Муринской и Посольской банок подняты глины, алевроиты, пески, песчаники с углями и вивианитом, отнесенные к миоцену — плиоцену. Спорово-пыльцевые комплексы, полученные из песчаников и глин нижней части разреза Посольской банки, позволяют датировать вмещающие отложения эоценом — палеоценом.

С помощью многоканальной телеметрической аппаратуры «ГЕОС-2» получено 13 новых измерений теплового потока в южной котловине Байкала. Отмечается нелинейность геотермического градиента в верхнем слое донных осадков, что в первом приближении может свидетельствовать о вертикальной фильтрации придонных вод. Значения теплового потока совпадают с ранее изу-

профилях. Они отличаются сложной формой записи, что характерно для фациально изменчивых осадков. В них наиболее часты дислокации, скорее всего тектонического происхождения. По восточному борту Южно-Байкальской впадины на отдельных профилях прослежен горизонт, резко погружающийся в сторону осевой части. Предположительно он является кровлей отложений палеогенового возраста.

Весь осадочный чехол Байкальской впадины разбит системой разломов, преимущественно сбросов, разной амплитуды, от первых десятков метров до 2—3 км. Наиболее крупные сбросы расположены по бортам впадины, а по мере приближения к ее центральной части амплитуда смещения уменьшается. Простирание разломов на акватории Байкала удастся установить только после детального анализа профилей и составления карты. Разломы в основном сосредоточены в нижних частях разреза. Самый верхний комплекс осадков практически не затронут разломной тектоникой.

Драгирование проводилось на трех полигонах и в нескольких отдельных точках. Пробы отбирались почти точно (в силу слабой привязки) с линий сейсмических профилей, что дает возможность достаточно уверенно стратифицировать выделенные сейсмокомплексы. Для драгирования выбирались объекты, лишенные покрова современных осадков.

Одним из интересных объектов является юго-восточный склон Академического хребта в 5—7 км к юго-западу от Большого Ушканьего острова (рис. 3). Здесь из нижней части подняты неизменные лейкократовые граниты, а из более высокой — те же граниты, подвергшиеся разрушению и каолинизации. На них залегают каолиновая кора выветривания, сопоставимая с аналогичными образованиями, описанными в береговых обнажениях [3, 6 и др.]. Выше, предположительно, расположен базальный горизонт кайнозойских отложений с многочисленными хорошо окатанными гальками кристаллических пород докембрия и единичными менее окатанными плоскими гальками серых кварцитов и зеленых милонитов (?). На этом горизонте залегают песчаный прослой, перекрытый мощной глинисто-алевролитовой тол-

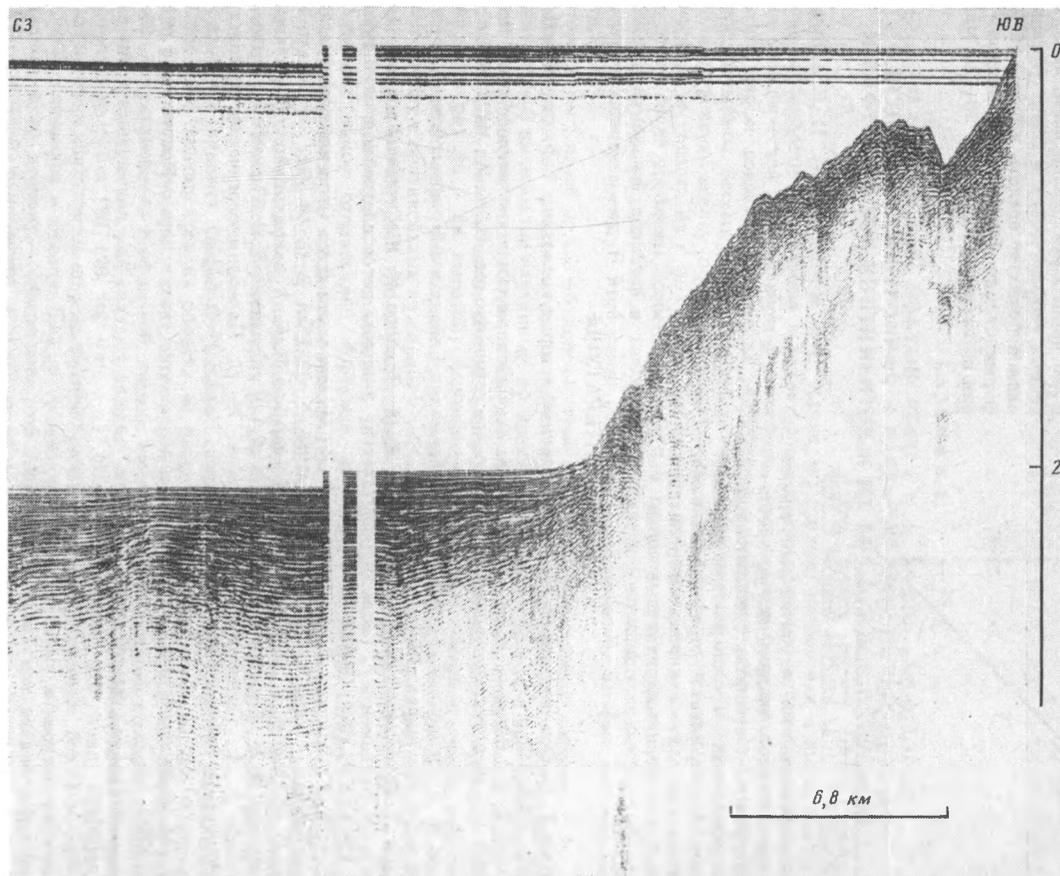


Рис. 2. Фрагмент временного сейсмического разреза 2 через Южную котловину оз. Байкал (местоположение см. на рис. 1)

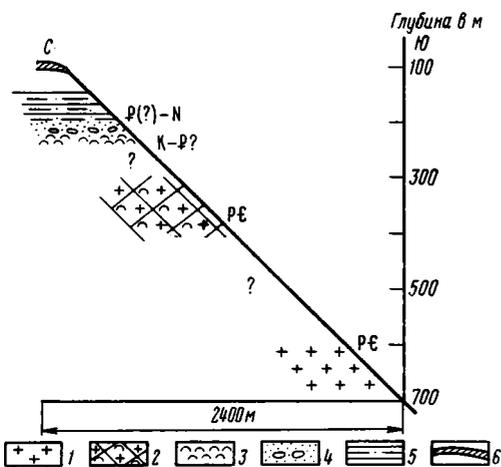


Рис. 3. Предполагаемый геологический разрез через южный склон Академического хребта

1 — граниты; 2 — граниты, трещиноватые и каолинизированные; 3 — каолиновая кора выветривания; 4 — базальный горизонт кайнозойских отложений; 5 — глинисто-алевролитовая толща; 6 — железо-марганцевые корки

ченными. Исключение составляет одна станция в дельте р. Селенги, где получено anomalously низкое значение (28 мВт/м^2), возможно, связанное с быстрым осадконакоплением, т. е. с «экраным эффектом».

Комплексные исследования Байкальской впадины 1989 г. показали, что она является сложной структурой, при образовании которой сочетались вертикальные и горизонтальные движения, осложнявшиеся седиментационными процессами. Дальнейший анализ полученных геофизических и геологических материалов позволит сделать выводы об истории формирования Байкальской впадины начиная примерно с возраста 20—25 млн. лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Голдырев Г. С.* Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 182 с.
2. *Калинин В. В., Ванякин Л. А., Сальман А. Г.* Сейсмоакустические исследования на озере Байкал // Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМ. М.: МГУ, 1980. С. 128—135.
3. *Логачев Н. А.* Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 72—101.
4. *Мерклин Л. Р., Милановский В. Е., Галкин В. И., Захаров М. В.* Строение осадочной толщи и рельеф фундамента // Геолого-геофизические и подводные исследования оз. Байкал. М.: ИО АН СССР, 1979. С. 104—110.
5. *Николаев В. Г., Ванякин Л. А., Калинин В. В., Милановский В. Е.* Строение осадочного чехла озера Байкал // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 2. С. 48—58.
6. *Полова С. М., Мац В. Д., Черняева Г. П., Шимараева М. К., Кульчицкий А. А., Воробьева Г. А., Климанова В. М., Кононов Е. Е., Кравчинский А. Я., Кулагина Н. В., Лазо Ф. И., Орлова Л. А., Паньчев В. А., Сизиков А. М., Шибанова И. В.* Палеолимнологические реконструкции (Байкальская рифтовая зона). Новосибирск: Наука, 1989. 111 с.

Гамбургский университет,
Гамбург, ФРГ;

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
27.X.1989

Дискуссии

УДК 551.242.2

© 1991 г.

КАЗЬМИН В. Г.

О СТАТЬЕ Л. И. ЛОБКОВСКОГО И В. Е. ХАИНА «НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПАССИВНЫХ ОКРАИН И РИФТОВЫХ ЗОН КОНТИНЕНТОВ И ИХ ВОЗМОЖНОЕ ОБЪЯСНЕНИЕ»

В статье Л. И. Лобковского и В. Е. Хаина [4] сделана интересная попытка связать некоторые особенности рифтогенеза и развития пассивных окраин с процессами, обусловленными реологической расслоенностью литосферы. Этот подход, безусловно, правомерен, более того, многие современные модели рифтогенеза подобную расслоенность в той или иной мере учитывают. Весьма важно и то, что авторы пытаются дать не только качественную, но и количественную оценку предполагаемым процессам течения вещества в литосфере и астеносфере и увязать их с развитием конкретных рифтовых зон и пассивных окраин. Именно этот аспект проблемы особенно важен для геологов: любая модель такого рода должна с максимальной полнотой и точностью учитывать имеющийся геологический материал, соответствовать ему. В этой связи возникает ряд вопросов, которые хотелось бы обсудить.

Авторы ставят своей целью объяснение трех особенностей пассивных окраин.

1. На многих пассивных окраинах параллельно краям континентов протягиваются приподнятые 2—3 км зоны, не связанные, по мнению авторов, «с обычным при рифтогенезе подъемом плечей рифтового грабена», а возникающие «на неотектоническом этапе намного позднее вступления прилегающих океанов в зрелую стадию». Сами авторы признают, что поднятия (как раз до 3 км высотой) формируются в бортах континентальных рифтов. Естественно предполагать, что с началом спрединга такие поднятия не исчезают, а отодвигаются вместе с континентами на окраины молодого океана. Если образование поднятий связано с низкоплотностными неоднородностями в мантийной части литосферы, то они могут сохраняться десятки и сотни млн. лет.

Фактически такое отодвигание бортовых рифтовых поднятий можно прекрасно наблюдать в Красном море и Аденском заливе. Вряд ли можно сомневаться, что при дальнейшем раскрытии этих молодых океанов сохранятся и поднятия. Таково, по-видимому, происхождение поднятых окраин континентов, обрамляющих Атлантический и Индийский океаны, вне зависимости от того, испытали ли эти поднятия последующее подновление или нет.

Образование краевых поднятий связывается авторами с «подтеканием аномальной мантии под край континента» из области ее развития под срединно-океанским хребтом. Не говоря уже о том, что присутствие аномальной мантии под окраинами континентов как будто пока не установлено геофизикой, трудно понять, почему такое подтекание вызвало недавнее (неотектоническое, как считают авторы) поднятие на пассивных окраинах совершенно разного возраста (80, 120, 160 млн. лет)? Известно, наконец, что наряду с приподнятыми окраинами континентов широко распространены пологие, низменные, без каких-либо уступов, обрывающихся к океану. Так, в Атлантике к первому типу относится окраина юго-западной, а ко второму — северо-западной Африки. В Индийском океане западная окраина Индии резко приподнята, а кенийско-сомалийское побережье представляет собой полого наклоненную в сторону океана равнину. Если поднятие окраин континентов связано с «подтеканием» под них аномальной мантии, то, казалось бы, все окраины, по крайней мере в пределах одного океана, должны быть приподняты, а это не так. В то же время известно, что рифтогенез может идти и без образования поднятий и эта особенность находит убедительное объяснение [19, 18]. Одним словом, трудно принять версию, по которой образование краевых поднятий на пассивных окраинах молодых океанов связывается не с рифтогенезом, а с неким оторванным от него во времени гипотетическим процессом.

2. Вторая особенность пассивных окраин заключается, согласно авторам, в том, что «в тылу краевых поднятий параллельно им... простираются протяженные рифтовые системы». На рис. 2 показаны четыре такие системы — Северо-Американская, Западно-Европейская, Восточно-Африканская и Восточно-Азиатская. Выбор этих объектов вызывает ряд вопросов.

Так, Восточно-Азиатская система рифтов расположена не на пассивной, но на активной окраине. Это признают и авторы, отмечая, что эта окраина «содержит в своем тылу доста-

точно широкий пассивный элемент, представленный шельфами Охотского, Желтого, Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей». По данным китайских геологов, рифты Восточно-Азиатской системы образовались в раннем эоцене, т. е. до раскрытия соответствующих окраинных морей с их «пассивным элементом». Важную роль в формировании этих структур играли смещения по сдвигам, параллельным активной окраине [15, 20]. Таким образом, развитие Восточно-Азиатской системы рифтов не связано с эволюцией пассивной окраины, но является прямым результатом процессов на активной окраине.

Вряд ли обосновано отнесение к рассматриваемой группе и Западно-Европейской рифтовой системы. Не говоря уже о том, что она не параллельна ни одной из пассивных окраин, проходит в центре Европы и не отделена от океана краевыми поднятиями, установлена связь ее образования с коллизией Европы и Апулийского выступа Африки. Кайнозойская внутриплитовая деформация в Западной Европе, включая раскрытие грабенов, обусловлена этим столкновением, что подтверждается детальными структурными исследованиями, включающими анализ полей современных и палеонапряжений [6, 9, 21]. Образование африканского продолжения этой системы, по мнению самих авторов, не имеет отношения к пассивной окраине.

Не все ясно и с трактовкой Восточно-Африканской рифтовой системы. Авторы не включили в ее состав Эфиопский, Красноморский и Аденский рифты (см. рис. 2 в [4]), очевидно, вполне справедливо полагая, что развитие этих рифтов не имеет ничего общего с эволюцией пассивных окраин. Тогда непонятно, почему Кенийский рифт, являющийся продолжением и аналогом Эфиопского, попал в иную категорию структур, а именно в категорию «тыловых рифтовых систем», связанных с развитием пассивной окраины. Сомневаться в единстве механизма образования обоих рифтов (каков бы он ни был) нет никаких оснований. Можно отметить также, что рифты Восточно-Африканской системы не располагаются в тылу «краевых поднятий» и, следовательно, не принадлежат к числу «тыловых рифтовых систем».

Четвертая рифтовая система — Северо-Американская — протягивается, по мнению авторов, от залива Св. Лаврентия до Миссисипского залива параллельно Аппалачам, которые рассматриваются как краевое поднятие. Наряду с остальными эта система охарактеризована как одна из «главных молодых рифтовых систем континентов» (см. рис. 2 в [4]). Существование непрерывной цепи рифтов к западу от Аппалачей предполагалось лет 30 тому назад, а затем, по мере накопления данных, эта идея была оставлена. Но и тогда речь шла о системе отнюдь не молодых, а позднедокембрийских — раннепалеозойских рифтов. Сейчас известно, что подобный погребенный рифт существует в низовьях р. Миссисипи [10, 13] и что он был активизирован в позднем триасе — ранней юре, т. е. в эпоху начального рифтогенеза на месте будущей Центральной Атлантики [8]. Лаврентьевская система рифтов прослеживается от залива Св. Лаврентия примерно до оз. Онтарио. Южнее никаких рифтов перед фронтом Аппалачей нет, так что она никак не связана с Миссисипским рифтом [5, 10]. По возрасту Лаврентьевская система — позднедокембрийская — раннепалеозойская. Ее разломы, по-видимому, неоднократно подновлялись, о чем свидетельствуют разновозрастные (от 580 до 90 млн. лет) внедрения щелочных и карбонатитовых интрузий, приуроченных в основном к поперечным нарушениям [3]. Главная фаза такого подновления имела место в эпоху 150—90 млн. лет [3], но существенного раздвижения в древних рифтах при этом не произошло, о чем говорят структурные данные и полное отсутствие мезозойских осадочных или вулканогенных внутририфтовых толщ. Сказанное делает понятным, почему в работах, специально посвященных рифтам Северной Америки, нет упоминаний о «молодой Северо-Американской рифтовой системе» [10].

Современная сейсмическая активность в Лаврентьевском и Миссисипском рифтах говорит о недавней фазе подновления этих древних структур. Однако вовсе не обязательно такое подновление сопровождается дополнительным расширением грабенов. Так, механизмы в очагах землетрясений указывают на современную обстановку сжатия в Миссисипском грабене [10].

Отмеченные детали важны в связи с оценкой нового механизма рифтогенеза, предложенного в рассматриваемой статье. Сущность его заключается в том, что нижний пластичный слой коры под нагрузкой вышележащих слоев начинает течь из-под края континента в сторону океана за счет «резко нескомпенсированных горизонтальных нагрузок». Этот процесс начинается на «спрединговой стадии эволюции пассивной окраины» и приводит к «выдавливанию пластичного языка нижней коры» на ложе океана. Течение пластического материала нижней части коры создает силы волочения, деформирующие и разрывающие верхний хрупкий слой с образованием грабенов-рифтов.

Очевидно, предложенный механизм образования не применим ни к одной из упомянутых в статье рифтовых систем. Как было показано выше, они либо образовались в результате действия иных процессов (растяжение на активной окраине — Восточно-Азиатская система, коллизия — Западно-Европейская система, глубинные механизмы — Восточно-Африканская система, либо, как в случае с Северо-Американской системой, возникли задолго до образования соответствующих океанов.

Весьма важно, что на пассивных окраинах Атлантики вообще нет грабенов, образовавшихся на океанской стадии развития. Отсутствуют и какие-либо иные структурные признаки «выползания на поверхность нижнекорового языка». Осадки, накапливающиеся у континентальных подножий на океанской стадии, не деформированы, и это трудно увязать

с предполагаемым горизонтальным перемещением пород фундамента на 100 км и более. В статье указано, что «формирование листрических сбросов в верхней хрупкой части коры во многом обусловлено выползанием из-под нее пластичного нижнекорового языка в сторону океана». Очевидно, авторы полагают, что листрические сбросы пассивной окраины образуются и живут и после того, как континентальный рифт превращается в океанский, ведь именно тогда начинается процесс выползания. К сожалению, это важное утверждение ничем не обосновано в статье. Между тем до сих пор считалось установленным, что с момента раскола и начала спрединга движения по листрическим сбросам прекращаются и структура наклонных блоков перекрывается с резким несогласием осадками океанской стадии.

Последующие деформации на пассивной окраине, в том числе и образование сбросов, связаны с движением солевых масс и неравномерным уплотнением осадков [11]. Следовательно, если выползание корового языка и происходит, оно не приводит к каким-либо деформациям на пассивной окраине. Отсутствие каких-либо структурных признаков выползания ставит предложенную гипотезу под сомнение.

Не убеждают и сейсмические разрезы пассивных окраин, заимствованные авторами из работы [16]. Действительно, на некоторых окраинах под осадками прослеживается слой с нижнекоровыми скоростями сейсмических волн, как бы выходящий из-под континента в океан. Однако для объяснения этого явления вовсе не нужно привлекать экзотическую гипотезу выползания. В последние годы показано, что раскрытие континентальных рифтов сопровождается смещением верхних горизонтов коры по поверхности пологого срыва [12, 17]. При этом на дне рифта вскрываются породы нижних уровней коры, а, возможно, и мантии [7]. Очевидно, именно эти породы, перекрытые недеформированными осадками, мы наблюдаем на некоторых пассивных окраинах. Границу континент — океан в этом случае надо проводить там, где заканчивается высокоскоростной коровый слой.

3. Третье положение статьи касается развития пассивной окраины Гондваны. Известно, что в результате рифтогенеза от нее периодически отчленились более или менее крупные континентальные массы, перемещавшиеся затем к активной окраине Евразии. Эта закономерность была отмечена не В. Г. Казьминим и А. Л. Книппером, как указано в статье, а Ц. Шенгёром [14] и А. А. Беловым [1]. Не берусь судить, играл ли процесс выползания нижнекорового языка какую-либо роль в рифтогенезе гондванской окраины океана Тетис, как предполагают авторы. В своей недавней публикации в «Геотектонике» [2] я пытался показать, что рифтогенез на пассивной окраине был тесно связан с коллизиями и блокировками зон субдукции на активной окраине палеоокеана. А это, в свою очередь, предполагает действие какого-то общего механизма, управлявшего движением плит. Думаю, таким механизмом могла быть мантийная конвекция, но весьма вероятен и вклад другой силы — гравитационной тяги субдуцируемых плит. Как бы там ни было, существование дополнительного механизма «выползания» в этом случае не может быть непосредственно доказано. Доказательства следует искать на современных пассивных окраинах, но там подобные доказательства, как мне кажется, полностью отсутствуют.

Список литературы

1. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1979. 36 с.
2. Казьмин В. Г. Коллизии и рифтогенез в истории океана Тетис // Геотектоника. 1989. № 5. С. 14—23.
3. Кумарпели П. С. Палеорифтовая система Святого Лаврентия: сравнительное исследование // Континентальные рифты/Ред. Рамберг И. Б., Нейман Э.-Р. М.: Мир, 1981. С. 431—446.
4. Лобковский Л. И., Хаин В. Е. Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение // Геотектоника. 1989. № 6. С. 28—39.
5. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
6. Bergerat F. Stress fields in the European Platform at the time of Africa — Eurasia collision // Tectonics. 1987. V. 6. № 5. P. 99—132.
7. Boillot G., Recq M., Winterer E. L. et al. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margin: a model on drilling results (ODP leg 103, Western Galicia margin, Spain) // Tectonophysics. 1987. V. 132. P. 335—342.
8. Burke K. Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean // Tectonophysics. 1976. V. 36. P. 93—112.
9. Illies J. H. Intra-plate rifting and the Alpine system // Afar depression of Ethiopia/Eds Pilger A., Rosler A. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlag, 1975. P. 1—10.
10. Keller G. R., Ludiak E. G., Hinze W. J., Braile L. W. The role of rifting in the tectonic development of the midcontinent, USA // Tectonophysics. 1983. V. 94. P. 391—412.
11. Klitgord K. D., Hutchinson D. R., Schouten H. U. S. Atlantic continental margin: Structural and tectonic framework. // The Atlantic continental margin, US. The geology of North America/Eds Sheridan R. E., Grow J. A. 1988. V. 1, 2. P. 19—55.
12. Lister G. S., Etheridge M. A., Symonds P. A. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins // Geology. 1986. V. 14. P. 246—250.

13. *Mooney W. D., Andrews M. C., Ginzburg A., Peters D. A., Hamilton H. M.* Crustal structure of the Northern Mississippi Embayment and comparison with other continental rift zones // *Tectonophysics*. 1983. V. 94. P. 327—348.
14. *Sengor A. M. C.* Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications // *Nature*. 1979. V. 279. P. 590—593.
15. *Tian Zaiyi, Du Yonglin.* Formation and evolution of the Yilan — Yitong graben // *Tectonophysics*. 1987. V. 133. P. 165—174.
16. *Uchupi E., Emery K. O.* The geology of the Atlantic Ocean. Springer-Verlag, 1984. 1050 p.
17. *Wernicke B.* Theory of large-scale, uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canad. J. Earth. Sci.* 1985. V. 22. P. 108—125.
18. *White R. S., McKenzie D. P.* Volcanism at rifts // *Scient. Amer.* 1989. V. 5. № 3. P. 74—83.
19. *White R. S., Spence G. D., Fowler S. R., McKenzie D. P., Westbrook C. N., Bowen A. N.* Magmatism at rifted continental margins // *Nature*. 1987. V. 330. P. 439—444.
20. *Ye Hong, Zhang Botao, Mao Funyung.* The Cenozoic tectonic evolution of the Great North China: two types of rifting and crustal necking in the Great North China and their tectonic implications // *Tectonophysics*. 1987. V. 133. P. 217—227.
21. *Ziegler P. A.* Late Cretaceous and Cenozoic intraplate compressional deformation in the Alpine foreland — a geodynamic model // *Tectonophysics*. 1987. V. 137. P. 389—420.

Институт океанологии
АН СССР, Москва, 117218

Поступила в редакцию
13.IV.1990

УДК 551.3.051(571.66)

© 1991 г.

ШАПИРО М. Н.

К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКАХ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ПАЛЕОГЕНОВЫХ ТОЛЩАХ О-ВА КАРАГИНСКОГО (ЗАМЕЧАНИЕ К КНИГЕ «ГЕОЛОГИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВОМОРЬЯ»)

Книга В. Д. Чеховича с соавторами [1] посвящена общим вопросам тектоники западного обрамления Командорской котловины Берингова моря, и эта короткая заметка не должна рассматриваться как рецензия на всю монографию. Но среди других проблем авторы книги коснулись важного для понимания истории региона вопроса о происхождении терригенных обломков кислых эффузивов и гранитов в палеогеновых толщах о-ва Карагинского. Данный вопрос ранее уже рассматривался [2], и соответствующий небольшой раздел книги В. Д. Чеховича и др. имеет характер полемики с этой моей публикацией.

Приходится напомнить, что в моей статье рассматривались состав и происхождение **хорошо окатанной гальки** в аргиллитовых, флишоидных и олистостромовых пачках на юго-востоке острова. Сообщалось, что **среди этой категории обломков** преобладают кислые вулканы, в том числе разнообразных лавы, автомагматические брекчии и игнимбриты, и часто встречаются граниты с нормальным для континентов содержанием K_2O . Эти обломки равномерно рассеяны в аргиллитовых пачках, образуют ступчатые скопления в олистостромах и слагают небольшие линзы в основании крупных флишевых ритмов. Подчеркивалось, что в составе песчаников из флишевых пачек преобладают обломки кислых и средних эффузивов, плагиоклаз и кварц из эффузивных пород, что указывает на единый источник материала песчаников и связанных с ними гравелитов. Состав доминирующих в олистостромах неокатанных обломков специально не рассматривался, но указывалось на преобладание среди них туфов, кремней, базальтов, известняков и известковых конкреций [2, с. 25].

В своей книге В. Д. Чехович и его соавторы приписывают мне существенно иные утверждения. В разделе, посвященном выделенному ими «флишоидному комплексу» [1, с. 68], они описывают в нем олистостромовые горизонты с обломками и глыбами базальтов, перидотитов, туфов и кремней. Следом утверждается, что в 1984 г. М. Н. Шапиро опубликовал статью, «в которой детально рассматривается состав обломочного материала в одном из обнажений подобного горизонта». Начнем с того, что при сравнении карт в обеих публикациях легко установить, что упомянутое обнажение вообще не имеет отношения к «флишоидному комплексу» В. Д. Чеховича и др., а расположено в поле их «осадочного меланжа». Далее, в своей статье [2, с. 25] я недвусмысленно писал, что в этом обнажении охарактеризован состав **крупного скопления галек и валунов** в олистостромовом горизонте, а вовсе не состав всех его обломков. Наконец, нигде в статье не утверждается, что обломки в других олистостромовых горизонтах имеют состав, аналогичный составу галек этого скопления, как это представлено в книге В. Д. Чеховича и его соавторов. Говорится лишь о том, что аналогичен состав **галек**, которые в большинстве горизонтов содержатся в виде единичных

рассеянных включений [2, с. 27]. Поэтому приведенная в книге краткая характеристика состава некоторых олистостромовых горизонтов не противоречит моим данным. Но следует обратить внимание на то, что ни в этих, ни в других приведенных в книге описаниях аргиллитовых, флишевых и олистостромовых пачек нет упоминаний о хорошо окатанных гальках, конгломератах и гравелитах. По-видимому, собственных полевых наблюдений такого рода у авторов книги нет. В результате обломки кислых эффузивов и гранитов признаются ими если и существующим, то уж во всяком случае несущественным элементом комплекса, что позволяет им фактически не рассматривать вопроса об их источнике. Поэтому никаких предположений о положении такого источника в книге не высказано.

Если же не закрывать глаза на присутствие кислого терригенного материала в палеогеновых толщах о-ва Карагинского, то проблема, конечно, остается. Нельзя же всерьез связывать происхождение этого материала с «Говенско-Карагинской дугой», которая, по В. Д. Чеховичу и др., ограничивала бассейн осадконакопления с северо-запада. В этой зоне граниты и вообще породы кислее андезитов отсутствуют, а преобладают базальты и их туфы. Следовательно, обломки кислых пород могли поступать в палеогеновые толщи острова только из районов, расположенных к юго-востоку от этой дуги, т. е. со стороны современной акватории Берингова моря. Такой вывод, достаточно подробно обоснованный в моей статье [2], коренным образом противоречит палеотектоническим построениям авторов книги, и очень жаль, что вместо всестороннего рассмотрения имеющихся данных они не только их по существу игнорируют, но и представляют в совершенно ложном свете.

Список литературы

1. Чехович В. Д., Богданов Н. А., Кравченко-Бережной И. Р. и др. Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука, 1990. 159 с.
2. Шапиро М. Н. Обломки липаритов и гранитов в мел-палеогеновых толщах острова Карагинского (состав и проблема источников) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 5. С. 23—33.

Институт физики Земли,
Москва, 123810

Поступила в редакцию
1.X.1990



УДК 551.24(092)

**НИКИТА АЛЕКСЕЕВИЧ БОГДАНОВ
(К 60-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)**

23 июля 1991 г. исполняется 60 лет талантливому ученому, специалисту в области тектоники, региональной и морской геологии Никите Алексеевичу Богданову. Он родился в г. Астрахани в семье профессора Алексея Алексеевича Богданова и с ранних лет был приобщен к полевым работам.

В 1954 г. после окончания Московского геологоразведочного института Никита Алексеевич был распределен в Геологический институт АН СССР, где непрерывно проработал в должности младшего и старшего научного сотрудника до 1978 г. За этот период Никита Алексеевич исследовал различные районы обрамления Тихого океана и внес существенный вклад в познание их строения и истории развития. Первые публикации посвящены стратиграфии и тектонике хребтов Джагды и Тукурингра, а затем его внимание было сосредоточено на изучении докембрия и палеозоя обрамления Колымского массива, Восточной Арктики и Северной Аляски. Собранный материал лег в основу кандидатской диссертации, защищенной в 1963 г. В ней сформулированы положения о латеральной тектонической зональности горной системы Черского и хребта Брукса, высказаны идеи относительно общей палеозойской истории мнгогеосинклинальных систем и срединных массивов по обе стороны Берингова моря, расшифрованы возраст и стратиграфическая последовательность отложений.

Дальнейшие разработки Н. А. Богданова посвящены тектонике палеозойской Тихоокеанской области Земли. Он исследовал соответствующие структуры на Аляске, в Австралии и Новой Зеландии, в Калифорнии, Южной Америке и т. д. Он изучал также палеозой Сахалина, Камчатки и Японии. Вся эта обширная информация подверглась детальному анализу, следствием чего явился научный труд «Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана», представленный к защите на соискание степени доктора геолого-минералогических наук. В изданной в 1975 г. на эту тему монографии обосновывается идея о талассогеосинклиналях, заложение которых пришлось на начало позднего палеозоя. Их современными аналогами являются глубоководные желоба, а также впадины краевых морей с корой океанического типа. Н. А. Богданов уже тогда сформулировал положения о сущности строения активных окраин.

В 1978 г. Никита Алексеевич был приглашен во вновь организованный Институт литосферы АН СССР, где он создал и возглавил лабораторию литосферы океанов. Вместе со своими коллегами и учениками он принимает активное участие в разработке модели строения океанической коры Мирового океана, занимается разработкой теоретических вопросов тектоники глубоководных впадин окраинных и внутренних морей, чему посвящена монография, изданная в 1988 г. В ней сформулирована оригинальная идея о том, что образование малых океанических бассейнов синхронизируется с глобальными эпохами складчатости, а офиолитовые покровы формируются в начальные стадии развития впадин.

Ряд полевых сезонов Никита Алексеевич проводит на севере Камчатки с тем, чтобы выявить природу вулканических образований, установить возраст и изучить вещественный состав кремнисто-вулканогенных формаций, наконец, объяснить происхождение Командорской котловины Берингова моря и обрамляющих ее структурно-формационных зон. Резуль-

таты исследований нашли отражение в ряде коллективных монографий и статей, в которых обосновывается с позиций мобилизма существование аккреционных и коллизионных систем, а также блоков с континентальной корой.

Н. А. Богданов является автором и соавтором почти 200 работ, в том числе 10 монографий, тектонических карт Евразии, Тихоокеанского региона, Австралии и Меланезии, Арктики, Антарктиды и Северо-Востока СССР. Его научная деятельность широко известна за рубежом. Многие работы изданы на английском и французском языках. Он избран почетным членом Геологического общества Австралии. На протяжении многих лет является председателем Международного проекта «Офиолиты», членом Тихоокеанского совета по энергетическим и минеральным ресурсам, председателем советской рабочей группы «Проекта глубоководного бурения в океанах», заместителем председателя советского комитета по МПГК, а также членом ряда комитетов и комиссий АН СССР и нескольких ученых советов. Н. А. Богданов был избран генеральным секретарем XXVII сессии Международного геологического конгресса. За большую научную и научно-организационную деятельность ему присуждена международная премия им. Л. А. Спендиарова. Под руководством Н. А. Богданова защищен ряд кандидатских диссертаций. В начале 1989 г. он стал директором Института литосферы АН СССР, а в 1990 г. избран членом-корреспондентом АН СССР. Свое 60-летие он встречает полный энергии, с новыми проектами, идеями и замыслами.

От всей души желаем Никите Алексевичу Богданову здоровья, бодрости и дальнейших творческих успехов.

Бюро Междуведомственного тектонического комитета ОГГГН АН СССР

Технический редактор *Л. В. Кожина*

Сдано в набор 08.05.91. Подписано к печати 24.06.91. Формат бумаги 70×100^{1/16}
Офсетная печать Усл. печ. л. 10,1 Усл. кр.-отт. тыс. 12,0 Уч.-изд. л. 13,0 Бум. л. 4,0
Тираж экз. 1153 Зак. 1415 Цена 2 р. 10 к.

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

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Редакция просит соблюдать следующие правила представления статей.

1. Работа должна быть представлена на русском языке в окончательном виде. В конце статьи приводится полное название учреждения, где работа была выполнена, его почтовый адрес, а также адрес и номер телефона автора.
2. Объем статей не должен превышать 24 страниц и кратких сообщений — 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.
3. К статье необходимо приложить аннотацию (не более 100 слов), в которой должны быть изложены главные выводы.
4. Текст рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
5. Требования к тексту рукописи.
 - а). Рукопись необходимо печатать на машинке с нормальным шрифтом через 2 интервала, оставляя слева чистые поля шириной 4 см. Обязательно представление первого экземпляра машинописи.
 - б). Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, страницы; для книг — название работы, издательство, место и год издания, количество страниц.
 - в). Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.
 - г). Формулы вписываются черными чернилами или тушью. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху; делать четкое различие между 0 (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.
 - д). Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.
6. Требования к рисункам.
 - а). Первый экземпляр рисунков необходимо представить вычерченным черной тушью на чертежной бумаге, пригодным к непосредственному типографскому воспроизведению. Рисунки нельзя перегибать, при пересылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации. Редакция имеет возможность изготовить издательские оригиналы рисунков за счет организации, представляющей статью. В случае необходимости такой работы, следует приложить гарантийное письмо об оплате изготовления рисунков.
 - б). Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий.
 - в). Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть отпечатаны на глянцевой бумаге.
 - г). На рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны масштаб и ориентировка. Сейсмические профили должны иметь масштаб в км. На обзорной схеме или карте необходимо отметить положение других рисунков.
 - д). Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.
 - е). Максимальный размер рисунка в журнале 12×23 см. Можно предоставить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении, размер шрифта и нагрузка на рисунках должны допускать уменьшение до указанного выше размера.
 - ж). На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.
 - з). Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места уменьшения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи, в тексте обязательны ссылки на все рисунки.
7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией, которая оставляет за собой право при необходимости проводить незначительное сокращение текста.
8. После выхода статьи в свет автор получает 25 оттисков.

В 485

ВОЛГИНА 13 КВ 72

КУРЧАВОВУ

70228

2 р. 10 к.

Индекс 70228