

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1983

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА

№ 4, 1983

СОДЕРЖАНИЕ

20 лет Междуведомственному тектоническому комитету	3
Миллер Ю. В. Структурное развитие метаморфических комплексов: современные представления	6
Буш В. А. Трансконтинентальные линеаменты и проблемы мобилизма	14
Матвеев В. В. Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга	26
Семенов Б. Г., Ананьева Е. М., Екидина Н. Я., Берлянд Н. Г., Кассин Г. Г., Цветкова А. А. О глубинной структуре земной коры Урала и прилегающей к нему территории	37
Коптева В. В. Эволюция Восточно-Ирендыкского разлома (Магнитогорский прогиб)	48
Макарычев Г. И., Гесь М. Д., Пазилова В. И. Докембрийские офиолиты Улутау в свете стадийного развития земной коры	60
Суворов А. И. Рамповый пояс Западной Монголии	75
Энжин Г. Южно-Монгольская герцинская эвгеосинклинальная зона (хребет Дзолен — Мандал-Обо) в раннем девоне	87
Туманян Г. А. Новые данные о крупных надвигах Малого Кавказа (профиль Шоржа — Берд)	99
Горшков А. С. О морском продолжении Аджаро-Триалетской складчатой системы	111

Рецензии

Бирюлькин Г. В., Кудрявцев В. А., Нужнов С. В. Стоит ли решать альтернативу? (Рецензия на статью А. Ф. Грачева, В. С. Федоровского «Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги?» — Геотектоника, 1980, № 5)	121
--	-----

Хроника

Савельев А. А. Всесоюзное тектоническое совещание «Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии»	125
Решение Всесоюзного совещания «Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии» (Москва, 31 января — 3 февраля 1983 г.)	127

G E O T E C T O N I C S

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1983

CONTENTS

The 20-th Anniversary of the Interdepartmental Tectonic Committee	3
Miller Yu. V. Structural development of metamorphic complexes: presentday concepts	6
Bush V. A. Transcontinental lineaments and mobilism problems	14
Matveenkov V. V. Morphology of lavas and petrology of basalts of the mid-oceanic ridges with various spreading rates	26
Semenov B. G., Ananieva E. M., Ekidina N. Ya., Berlyand N. G., Kassin G. G., Tsvetkova A. A. On the Earth crust deep-seated structure of the Urals and the adjacent territory	37
Kopteva V. V. Evolution of the East-Irendyk fault (Magnitogorsk trough)	48
Makarychev G. I., Ges' M. D., Pazilova V. I. Precambrian ophiolites of the Ulutau in the light of the Earth's crust stage development	60
Suvorov A. I. The ramp belt of Western Mongolia	75
Enzhin G. South-Mongolian Hercynian eugeosynclinal zone (Dzolen, Mandal-Obo-ridge) in the early Devonian	87
Tumanyan G. A. New data on large overthrusts of the Lesser Caucasus (Shorzha-Berd profile)	99
Gorshkov A. S. On the sea part of the Adzharo-Trialet folded system	111

Review

Biryulkin G. V., Kudryavtzen V. A., Nuzhnov S. V. Is it worthwhile to solve the alternative? (Review of the paper by Grachev A. F., Fedorovsky V. S. «Precambrian greenstone belts: rift zones of island arcs?» — Geotektonika, 1980, No. 5)	121
---	-----

Chronicles

Saveliev A. A. All-Union tectonic conference «Problems of movements and structure formation in the crust and upper mantle»	125
Decision of the All-Union Conference «Problems of movements and structure formation in the crust and upper mantle» (Moscow, January 31 — February 3, 1983)	127

20 ЛЕТ МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОМУ ТЕКТЕНИЧЕСКОМУ КОМИТЕТУ

Тектонические исследования в Советском Союзе ведутся во многих институтах АН СССР и академий наук союзных республик, в организациях министерств геологии СССР, высшего образования, газовой промышленности, нефтяной промышленности, в ряде республиканских министерств. Тектоника всегда была популярной, поскольку именно с ней связана разработка основных представлений о строении и развитии земной коры и она имеет широчайшее применение в практике геологических работ, в делах, непосредственно касающихся развития минерально-сырьевых ресурсов.

Опыт показывает, что с течением времени объем и значение тектонических исследований возрастают. Ныне они должны реально охватывать уже не только сушу, но и океаны и моря, т. е. весь земной шар. Более того, при решении отдельных проблем тектоники приходится обращаться к планетологическим данным. В отношении связи с геологической практикой роль тектоники особенно возросла потому, что все в большей мере усилия направляются на поиски и освоение месторождений, залегающих на больших глубинах. Необходимо хорошее знание строения глубинных зон.

Общая координация исследований в стране, организация творческого обсуждения тектонических проблем возложена на Междуведомственный тектонический комитет, который в 1983 г. отмечает двойной юбилей: 20 лет тому назад был организован Тектонический комитет, а 10 лет назад на его основе образовался Междуведомственный тектонический комитет. Почти все это время работой руководил крупнейший советский геолог-тектонист, член-кор. АН СССР Михаил Владимирович Муратов.

Тектонический комитет был создан при Отделении наук о Земле АН СССР решением бюро Отделения 14 ноября 1963 г. С самого начала своей деятельности помимо прямой работы по координации исследований комитет организовывал широкие научные совещания, где обсуждались масштабные тектонические проблемы. Первоначально такие совещания носили характер пленарных заседаний комитета. Они всегда привлекали большой круг участников и были весьма представительными.

3 мая 1973 г. постановлением Президиума АН СССР в целях дальнейшего развития тектонических исследований, усиления связи научных и производственных организаций министерств и ведомств, улучшения координации работ Тектонический комитет был преобразован в Междуведомственный тектонический комитет. С этого времени практически ежегодно комитет созывает тектонические совещания всесоюзного значения. На таких совещаниях, проводимых в стенах Московского государственного университета, присутствуют многие сотни геологов. Совещания проводятся в течение нескольких дней. На них заслушивается и обсуждается около 25 докладов, проводится дискуссия и принимаются развернутые решения, оценивающие и направляющие исследования в той или иной области тектоники.

Нельзя не отметить, что тектонические взгляды и трактовки всегда отличались существенным элементом неоднозначности. Поэтому роль всесоюзных совещаний, на которых происходят подлинное творческое научное общение, обмен мыслями, дискуссии по актуальным тектоническим вопросам, трудно переоценить.

Состоялось 16 подобных совещаний. Три из них были посвящены рассмотрению тектоники и структурной эволюции Урало-Монгольского,

Тихоокеанского и Средиземноморского поясов. Четыре совещания касались тектоники древних и молодых платформ. Рассматривалась тектоника Восточно-Европейской платформы, обсуждалось строение фундамента древних и молодых платформ, специальное внимание было уделено тектонике молодых платформ в связи с их нефтегазоносностью. На Всесоюзном совещании в год 60-летия Великой Октябрьской социалистической революции рассматривались проблемы тектоники территории СССР в целом и тектонических закономерностей размещения в ее недрах полезных ископаемых. Многократно обсуждались на совещаниях вопросы общей тектоники. К их числу относятся: проблемы связи тектоники и магматизма, проблемы происхождения складчатости, глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии, разломы земной коры, тектоника срединных массивов, континентальный и океанский рифтогенез, проблемы движений и структурообразования в земной коре и верхней мантии.

Несомненно, прежде всего эта работа комитета принесла ему известность и авторитет.

Почти по всем упомянутым совещаниям изданы (или находятся в печати) научные труды; общее их число 14. Книги хорошо распространяются.

Бюро комитета неоднократно проводило и менее широкие научные заседания и совещания. На них обсуждались такие значительные работы, как: Международная тектоническая карта Европы (М 1:2 500 000); Тектоническая карта Украины и Молдавии (М 1:1 000 000), подготовленная УкрНИГРИ; Тектоническая карта Русской платформы и сопредельных регионов (М 1:1 500 000), составленная ВСЕГЕИ; Тектоническая карта фундамента складчатых областей СССР (М 1:5 000 000), созданная в Институте геологии докембрия АН СССР; Карта осадочных и вулканогенных формаций территории СССР (М 1:2 500 000), подготовленная ВСЕГЕИ. Был проведен также симпозиум, посвященный тектонике Северо-Востока СССР и проблеме Колымского массива.

Неоднократно бюро комитета рассматривало различные вопросы, касающиеся тектонических понятий и терминологии. Была создана специальная терминологическая комиссия, которая еще в 1965 г. опубликовала проект терминологии и определения понятий платформенных структур. В 1972 г. комиссия выработала и предложила для обсуждения широкой общественности тектоническую номенклатуру и классификацию основных структурных элементов земной коры материков, которая была опубликована в 1973 г. Практика показала, что внесенные предложения были весьма полезны.

Тектонический комитет основал еще одну тематическую комиссию — по геологическим формациям. Комиссия работает более или менее систематически: проводит совещания, публикует методические и научные труды (статьи и монографии).

Крупное достижение Тектонического комитета — это инициатива и организационные мероприятия по учреждению нового журнала «Геотектоника». Бюро Отделения наук о Земле АН СССР поддержало эту инициативу и с января 1965 г. согласно решению соответствующих инстанций журнал начал выходить в свет. Ежегодно публикуется 6 номеров. Всего выпущено 112 номеров, широко освещающих региональные и общие тектонические работы, выполненные в нашей стране, а в отдельных случаях и за рубежом. Журнал приобрел не только внутрисоюзный, но и международный авторитет. В течение многих лет его переводит и издает Американский геофизический союз совместно с Геологическим обществом Америки в США.

Основным содержанием работы Межведомственного тектонического комитета по координации тектонических исследований в последние годы явилось составление сводного координационного плана работ по АН СССР, академиям наук союзных республик и Министерству высшего и среднего специального образования СССР на 1981—1985 гг. В нем имеется пять основных разделов: строение и происхождение складчатых

областей и платформ, изучение структуры и процессов в глубинных зонах континентов, изучение внутреннего строения складчатых сооружений в различных регионах, сравнительное изучение тектоники океанов и континентов, построение глобальных тектонических моделей. В общей сложности план включает 29 тематических заданий.

Председатель и члены бюро комитета активно участвуют в подготовке и проведении очередных сессий Международного геологического конгресса. Это относится к программированию работы секций в области тектоники, публикации трудов, организации и проведению конгрессных заседаний.

При Межведомственном тектоническом комитете имеется 7 региональных подразделений. К их числу принадлежат: Научный совет по тектонике Сибири и Дальнего Востока; Комиссия по тектонике Белоруссии и Прибалтики, включающая 4 секции (по числу республик); Секция по тектонике Кавказа; Секция по тектонике Средней Азии; Секция по тектонике Урала; Секция по тектонике Украины и Молдавии; Секция по тектонике Казахстана. Многие из них ведут активную разностороннюю и полезную работу. Региональные подразделения проводят также научные совещания, в том числе и крупные научные сессии, главным содержанием которых является рассмотрение соответствующих регионально-тектонических проблем. В то же время в связи с существенно возросшим уровнем тектонических исследований на местах повесткой дня таких научных сессий начали предусматриваться и общетектонические проблемы. Большую ценность совещаниям придают обычно организуемые в таких случаях геологические экскурсии. В результате совещаний, как правило, публикуются научные труды.

Как можно видеть, за 20 лет своего существования Тектонический комитет сделал много полезного для развития советской тектоники. В то же время перед ним стоит немало важных задач. В ближайшем будущем предстоит составление планов научно-исследовательских работ на XII пятилетку, и комитету следует дать свои рекомендации по этому поводу. Нужно выбрать наиболее существенные направления в области региональной, общей, исторической и теоретической тектоники, постоянно помня о необходимости связи науки с практикой социалистического строительства. Комитет, включающий в свой состав компетентнейших ученых, должен способствовать развитию новаторских тектонических работ, обогащающих новыми идеями геологическое картирование страны и исследования по выяснению условий образования и закономерностей размещения в земной коре полезных ископаемых. Важная задача комитета — заботиться о продолжении традиции создания крупных отечественных тектонических обобщений и построений. В максимальной мере необходимо расширить и углубить координационную деятельность комитета.

Председатель Межведомственного
тектонического комитета
член-кор. АН СССР

Ю. М. Пуцаровский

УДК 551.243+551.25

МИЛЛЕР Ю. В.

**СТРУКТУРНОЕ РАЗВИТИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ:
СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ**

Современные представления о структурном развитии метаморфических комплексов основываются на механизме, который именуется по-разному: сдвигом, пластическим сдвигом, сдвиговым течением, просто течением. С этих позиций удается полнее объяснить всю совокупность фактов, наметить принципиальные структурные соотношения метаморфических и неметаморфизованных комплексов, вскрыть сложные возрастные соотношения структурных форм, далеко не всегда соответствующие канону строго последовательного проявления этапов деформации.

**1. «Классический» путь интерпретации пликативных
дислокаций и его альтернатива**

Новейшие взгляды на структурное развитие метаморфических комплексов определяются прежде всего коренным сдвигом понятий и представлений в области структурной геологии, свидетелями которого мы являемся. Если совсем еще недавно подавляющее большинство исследователей в качестве определяющего механизма пликативных дислокаций (даже на уровне проявления метаморфизма) рассматривало изгиб или расплющивание отдельных слоев, слагающих деформированную толщу, то в настоящее время большинство специалистов в основе дислокационного процесса (даже на уровнях, где метаморфизм не проявлен) видят локальное или региональное течение, захватывающее массу гетерогенных пород, в которых отдельные слои подчинены общему движению и деформации.

Чем же вызван отказ от «классических» путей интерпретации пликативных дислокаций и что представляет собой та система взглядов, которая теперь именуется «классической»? К началу 70-х годов окончательно оформилось представление о строго последовательном проявлении этапов деформации, а несколько позднее — для теоретического обоснования этого положения — был выдвинут тезис о скачкообразном изменении тектонического поля напряжений во времени. Предполагалось, а многими исследователями и теперь предполагается, что в результате тангенциального сжатия, продольного относительно горизонтально залегающих пород, возможно получить систему геосинклинальных складок, которая позднее в результате изменения ориентировки внешних действующих сил осложняется поперечными складками, расплющивается в горизонтальной плоскости, вновь сминается и т. д. Определяющим способом деформации при этом являются продольные изгиб и сплющивание. На уязвимость такой системы взглядов как в отношении механизма развития структурных форм, так и в отношении канона строго последовательного проявления этапов деформации указывалось неоднократно [4, 9, 18, 20]. Известно, что геосинклинальные складки зарождаются и развиваются сначала во внутренних зонах складчатых поясов и лишь позднее распространяются во внешние зоны. В итоге системы таких складок фактически объединяют разновозрастные пликативные формы. Разновозрастна, строго говоря, и сланцеватость деформационного генезиса, распространяющаяся вслед за подъемом фронта метаморфической перекристаллизации в процессе становления структурно-метаморфического ареала. Если применить к некоторой совокупности структурных форм принцип последовательного усложнения структуры [7], можно убедиться, что линейность, складки, сланцеватость, которые

мы относим к одному этапу деформации, в действительности далеко не строго синхронны или даже заведомо разновозрастны. Подобные примеры можно умножить. Таким образом, уже давно стало ясно, что структурные ряды, состоящие из множества этапов деформации, каждому из которых отведен строго ограниченный временной интервал, не перекрывающийся со смежными, всего лишь условность, некоторое приближение к действительности, в то время как действительность эта на самом деле гораздо сложнее.

В качестве реакции на «классическую» систему взглядов с начала 70-х годов в зарубежной литературе развивается представление о так называемой прогрессивной деформации, которая хотя и распадается на отдельные этапы или стадии, но, во-первых, они перекрываются во времени, во-вторых, вызваны единой причиной, в качестве которой чаще всего называется тангенциальное сжатие. Это представление, как мы сможем убедиться, ближе к действительности, но не оно нанесло решающий удар по «классической» концепции. Такой удар нанесли накопившиеся за многие годы количественные расчеты, показавшие, что прочностные свойства горных пород в условиях продольного изгиба не могут обеспечить передачу механических напряжений на расстояния, сопоставимые с шириной тектонических зон и складчатых поясов. Не менее важно и другое обстоятельство: с «классических» позиций оказалось невозможным объяснить широкий круг деформационных явлений и в первую очередь вертикальную и горизонтальную структурные зональности, закономерную связь между направлением вращения порифобласт, и рисунком асимметричных складок, чередование дислоцированных слоев и пачек с недислоцированными и мн. др.

Наиболее вероятная альтернатива продольному изгибу наметилась достаточно определенно. Действительно, прочностные свойства горных пород никоим образом не препятствуют им перемещаться с неодинаковой скоростью из областей повышенного давления в области пониженного давления при помощи механизма, который по своей сущности не имеет ничего общего с изгибом, разными исследователями представляется несколько по-разному и именуется сдвигом (Shear), пластическим сдвигом, сдвиговым течением или просто течением [5, 8—22].

Этот механизм снимает в определенной мере как проблему передачи механических напряжений на расстояния, так и проблему рассредоточения деформаций в пространстве [11, 12]. Течением горных пород оказалось возможным объяснить многие явления, которые с иных позиций вообще не находили удовлетворительной интерпретации, в том числе различные варианты структурной зональности. Конечно, не следует думать, что обращение к механике течения снимает все существующие проблемы. В этой области предстоит еще многое сделать. К тому же о течении горных пород можно говорить лишь как о механизме определяющем, но ни в коем случае не исчерпывающим дислокационный процесс.

2. Структурное развитие метаморфических комплексов с позиции концепции течения

С позиции течения геосинклиальная складчатость — структурное выражение крутоориентированных тектонических потоков [11, 12], а система покровов — выражение горизонтальных тектонических потоков¹ [8, 9]. Подвижные области, где в общем случае покровообразование и геосинклиальная складчатость проявляются неоднократно, являются ареной действия таких потоков. Подразделение тектонических потоков на горизонтальные (или субгоризонтальные) и крутоориентированные на первый взгляд может показаться формальным. Но это только на пер-

¹ Вкост тектонического потока течение всегда разноскоростное, чем определяется больший или меньший сдвиговый эффект. Несдвиговое течение (чистый сдвиг) — абстрактная математическая модель, к которой можно лишь приблизиться в той или иной степени. Отсюда в природе любое течение, строго говоря, сдвиговое.

вый взгляд. Поскольку, во-первых, по морфологии структурных форм в подавляющем большинстве случаев (но не всегда!) между геосинклинальной складчатостью и покровообразованием удастся провести вполне определенную грань. Во-вторых, при рассмотрении корреляции эндогенных процессов можно убедиться, что с горизонтальными и крутоориентированными тектоническими потоками в общем случае сопряжены неодинаковые эндогенные процессы [9]. В-третьих, судя по всему, геотектонический смысл этих потоков разный: горизонтальные потоки отражают горизонтальную тектоническую расслоенность литосферы, крутоориентированные — взламывают тектоническую расслоенность и отражают течение материала поперек этой расслоенности.

Метаморфизм может осуществляться как на фоне горизонтальных, так и на фоне вертикальных тектонических потоков. В подавляющем большинстве случаев метаморфические преобразования начинаются в условиях горизонтального течения материала и в большей или меньшей степени распространяются на стадию течения материала в вертикальной плоскости. Такое структурное развитие отвечает полному деформационному циклу (схема). Гораздо реже метаморфизм начинается и завершается в условиях одной динамической обстановки горизонтального или вертикального течения. Названные соотношения хорошо увязываются с представлениями о кратковременном — «взрывоподобном» характере метаморфизма. В то же время некоторые объекты отвечают ситуации, при которой метаморфизм, начавшийся во время горизонтального течения материала, продолжается в течение отрезка времени, за который динамические обстановки горизонтального и вертикального течения успевают сменить друг друга неоднократно. Деформационные циклы, отвечающие такому развитию, можно назвать сложными.

Последовательность структурообразования

	В метаморфическом ареале	В неметаморфизованном обрамлении
	Геосинклинальная складчатость (крутоориентированный тектонический поток)	
Полный деформационный цикл	} Одновременное с метаморфизмом покровообразование	} Покровообразование (горизонтальный тектонический поток)
	} Дометаморфическое покровообразование	

Итак, в подвижных областях главными структурными парагенезисами являются покровный и геосинклинальной складчатости. В метаморфических комплексах к ним присоединяется еще один, который предложено называть собственно метаморфическим [8, 9]. Он выражается в становлении послышной и субпослышной кристаллизационной сланцеватости деформационного генезиса, спорадическом развитии мелких лежачих складок, часто изоклиналиных, линейности, будинаже. Сланцеватость по-разному соотносится со складками: деформируется ими, отвечает осевым поверхностям или обнаруживает нечеткие, противоречивые соотношения. Этот парагенезис является характерной особенностью подавляющего большинства метаморфических комплексов, не выходит за пределы ареала метаморфизма и в ряде случаев дает постепенные переходы к парагенезису покровов течения. Таким образом, геологические (а также экспериментальные [8]) данные показывают, что структурные парагенезисы покровов течения и собственно метаморфический — различные формы проявления одного и того же процесса горизонтального, преимущественно послышного течения материала: первый реализуется в условиях умеренной пластичности и значительной гетерогенности, второй — в условиях аномально высоких пластичности, гомогенности и мобильности пород, обусловленных бурной метаморфической перекристаллизацией, синхронной с деформацией.

При переходе от неметаморфизованного обрамления к метаморфическому ареалу далеко не всегда происходит простая замена парагенезиса покровов течения собственно метаморфическим. Гораздо чаще устанавливаются оба парагенезиса, из которых первым проявляется собственно метаморфический, а парагенезис покровов течения (одновременное с метаморфизмом покровообразование) выступает в качестве наложенного (см. таблицу). В тех случаях, когда представляется возможным выйти за пределы метаморфического ареала, нередко удается убедиться, что метаморфизм наложен на предварительно сформированную систему покровов (дометаморфическое покровообразование), «перетасовавших» нормальный стратиграфический разрез. Такая последовательность структурообразования, по-видимому, весьма характерна для многих складчатых поясов докембрия и фанерозоя [1—3, 9], хотя и не может претендовать на универсальность.

3. Развитие пликативных деформаций в рамках однонаправленных тектонических потоков

В первом приближении можно принять, что в горизонтальных тектонических потоках осуществляется преимущественно послышное течение пород, в крутоориентированных — течение под большими углами к слоистости. В настоящее время в интересующих нас аспектах определенное осмысление с экспериментальных позиций получило главным образом послышное течение [8]. Однонаправленное изначально строго послышное течение накладывалось на горизонтально ориентированный многослой. При этом в разных частях потока возникли зоны с различной величиной градиентов скоростей течения (рис. 1, а). В зоне I с минимальным гра-

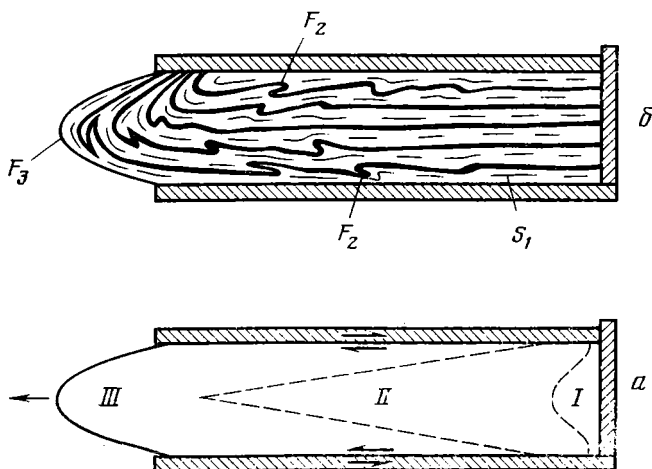


Рис. 1. Структурная зональность полученная экспериментально, в условиях однонаправленного изначально строго послышного сдвигового течения (принципиальная схема опыта автора [8]), а — зоны с низким (I), повышенным (II) и высоким (III) градиентами скоростей течения; б — распределение структурных форм

диентом скоростей течения никаких структурных элементов не возникло — только слоистость испытала некоторое продольное растяжение. В зоне II с повышенными градиентами развилась послышная плоскостная текстура (кливаж S_1). В зоне III с высоким градиентом сформировался послышный кливаж и складки F_2 послышного сдвигового течения, деформирующие кливаж S_1 . Рисунок складок зависит от направления сдвига, или, что то же самое, от знака вращательного момента. Кроме того, в крайней левой части модели развилась складка F_3 , обусловленная более быстрым течением пород в подошве многослоя, чем в кровле, т. е. вращательным моментом высокого порядка (рис. 1, б). Если мысленно про-

должить деформацию, то поля с повышенными и высокими градиентами скоростей течения будут расширяться и одновременно в одной части модели будут развиваться S_1 , в другой F_2 , в крайней левой части F_3 , а со временем могут возникнуть и другие вращательные моменты, что приведет к формированию складок F_4 , F_5 и т. д.

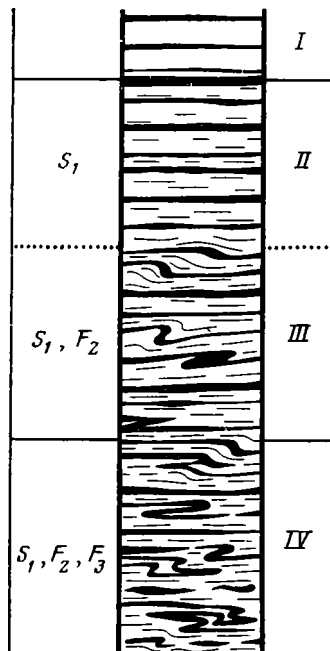
Таким образом, можно резюмировать следующее: 1. За один и тот же промежуток времени в пределах единого потока возникают зоны с принципиально различной структурной организацией, отличающиеся количеством проявленных этапов деформации, что является функцией различного градиента скоростей течения (пластической составляющей сдвигового эффекта). 2. Складки послойного течения развиваются там, где градиент скоростей течения превосходит некоторый предел (порог структурной реализации вращательных моментов). 3. Одновременно, или со смещением во времени, развиваются складки нескольких порядков и противоположных рисунков — отражение вращательных моментов разных порядков и разных знаков. 4. В условиях однонаправленных потоков теоретически можно получить любое количество этапов деформации.

С этих позиций удастся объяснить весьма широкий спектр деформационных явлений и в первую очередь структурно-метаморфическую зональность, выражающуюся в закономерном усложнении пликативной структуры с повышением метаморфизма (рис. 2). В области перехода от неметаморфизованных пород к метаморфизованным сначала появляется послойная сланцеватость деформационного генезиса (зона II), потом складки послойного сдвигового течения первой (зона III), потом второй генерации (зона IV), пигматитовые складки и т. д. Аналогичная зональность наблюдается также при приближении к зонам крупных разломов. И это естественно, поскольку такие зоны, так же как и ареалы метаморфической перекристаллизации, являются областями аномально низкой вязкости. На примере структурной зональности очень удобно продемонстрировать «классический» и «неклассический» пути интерпретации пликативных дислокаций. С «классических» позиций здесь следует выделить три этапа деформации, проявившиеся строго последовательно и приведшие к образованию S_1 , F_2 и F_3 . При этом не находит логического объяснения пространственное совмещение и закономерное сочетание зон с принципиально различной структурной организацией, морфология складок, чередование их с ненарушенной слоистостью и др. С позиции сдвигового течения рассматриваемая зональность — закономерная функция нарастания сдвигового эффекта по мере перехода к более глубоко метаморфизованным и соответственно более пластичным породам. При этом в зонах, отличающихся величиной градиента скоростей течения, одновременно происходит: в зоне II — новообразование S_1 , в зоне III — F_2 , в зоне IV — F_3 . На последующей стадии развития структурной зональности фронт развития S_1 переместится вверх и затронет сейчас еще нерассланцованные породы зоны I, в зоне II начнется новообразование F_2 , в зоне III — F_3 и т. д.

И еще один удар по «классическим» построениям: если исходить из модели изначального строго послойного течения материала и опираться на данные эксперимента, то следует признать, что складки, деформирующие сланцеватость, и складки, по осевым поверхностям которых развивается сланцеватость, в каких-то случаях могут отличаться друг от друга только тем, что в первом случае сланцеватость не успела приспособиться к новым условиям, а во втором — приспособилась и переориентировалась. Конечно, к таким заключениям следует относиться осторожно, тем более, что может быть ближе к действительности модель наложения горизонтального течения на предварительно дислоцированные образования. С другой стороны, первые выполненные автором эксперименты, отвечающие такой модели, показали, что только в самом начале процесса деформация существенно отличается от послойного течения. Позднее, в результате растяжения слоев и выполаживания ранних складок, включается все тот же механизм послойного течения, осложненный вращательными моментами разных знаков и порядков.

Несколько лет назад, когда ставились и анализировались опыты по послойному течению, казалось, что полученные выводы могут касаться только горизонтальных тектонических потоков. Сейчас, когда у нас в стране предложена модель дислокационного процесса [11, 12], за границей — концепция сдвиговых зон [14, 15, 21, 22 и др.], вопрос ставится по-другому: в какой степени полученные выводы касаются крутонаклонных тектонических потоков, т. е. потоков, ориентированных под большими углами к слоистости? На вдаваясь в подробности, можно констатировать, что механика однонаправленного сдвигового течения независимо от того, как это течение ориентировано относительно горизонта и

Рис. 2. Структурно-метаморфическая зональность, отражающая нарастание градиента скоростей течения по мере повышения метаморфизма (принципиальная схема) I—IV — зоны, отличающиеся различной величиной градиентов скоростей течения и количеством проявленных этапов деформации. Пунктирная линия — порог структурной реализации вращательных моментов



слоистости, не подчиняется принципу последовательного проявления этапов деформации, поскольку в данном случае смена одного этапа последующим определяется не скачкообразным изменением поля напряжений, но благоприятными условиями для структурной реализации вращательных моментов, которые в потенциале всегда имеют место в условиях течения пород. Отсюда, в частности, следует, что правильная структурная зональность типа рассмотренной (см. рис. 2) будет иметь место только в породах, примерно одинаковых по механическим свойствам. Так, если в пределах верхней зоны окажется горизонт, сложенный породами, особо благоприятными для структурной реализации вращательных моментов, например мраморами, то в них гораздо раньше, чем в подстилающих и перекрывающих породах, появятся складки послойного сдвигового течения. Таким образом, этапы деформации в рамках однонаправленных потоков не могут выполнять функции относительных временных реперов.

Отсюда не следует, что от выделения этапов деформации следует вообще отказаться. Во-первых, сказанное относится только к тем этапам, которые проявляются в пределах однонаправленных тектонических потоков, прочие этапы деформации, отражающие изменение направления течения в рамках одного потока и тем более самостоятельные потоки, пригодны для построения структурно-возрастных шкал. Во-вторых, любые этапы деформации можно использовать для выделения стадийности структурных и вещественных преобразований непосредственно для точки геологического пространства, где тот или иной этап зафиксирован. Поэтому ранее сформулированные принципы определения разновозра-

стности и последовательности развития структурных форм [7] остаются в силе. Трудности возникают лишь при возрастной корреляции пространственно разобщенных форм: здесь важно отличать этапы, которые могут использоваться как относительные временные реперы от этапов, которые в рамках однонаправленных потоков такую функцию выполнять не могут. В случае изучения структурной зональности рационально составленные и последующее сопоставление отдельных структурно-возрастных шкал для каждой зоны, характеризующейся своим уровнем пластической составляющей сдвигового эффекта.

4. Метаморфические ареалы как индикаторы тектонических потоков

На примере структурно-метаморфической зональности хорошо видно: чем выше метаморфизм, тем полнее представлены и интенсивнее выражены структурные формы, отражающие процессы течения. В то же время области проявления покровообразования и геосинклинальной складчатости, т. е. горизонтальных и крутоориентированных тектонических потоков, охватывают в подвижных областях фанерозоя гораздо большие пространства, чем ареалы метаморфизма. Отсюда видно, что ареалы метаморфизма в деформационном отношении — это в первую очередь части геологического пространства, где в силу аномально высоких пластичности и мобильности материала находят наиболее полное структурное выражение те процессы регионального течения, которые в иной, часто завуалированной форме свойственны обширным фрагментам земной коры, в пределах которых проявлен метаморфизм. Одновременно в пределах метаморфических ареалов получают развитие адвективные движения и обусловленные ими купольные структуры различных типов, в том числе термальные купола — заведомо составляющие специфику метаморфических комплексов. Однако купольные структуры обычно имеют локальное развитие, их влияние на региональную структуру нетрудно мысленно снять. Учитывая сказанное, метаморфические ареалы можно использовать в качестве индикаторов тектонических потоков. Именно в пределах этих ареалов гораздо легче, чем за их пределами, можно устанавливать сам факт регионального течения пород, получать информацию об ориентировке тектонического потока в пространстве, другие важные характеристики процесса сдвигового течения: направление сдвига или знак вращательного момента, траекторию, а в некоторых случаях и направление течения материала, а также судить об изменении этих параметров во времени и пространстве [9].

Поэтому метаморфические комплексы являются наиболее благоприятными объектами для решения многих специальных структурно-тектонических задач. К их числу в первую очередь относится выяснение роли и масштабов проявления горизонтальных и крутоориентированных тектонических потоков на разных уровнях, в областях с различным геотектоническим развитием, на разных, в том числе на ранних [6], стадиях развития земной коры. Одной из первоочередных задач является выяснение распространения на глубину горизонтальных тектонических потоков. Вертикальная структурно-метаморфическая зональность обусловлена закономерным нарастанием градиента скоростей течения материала. Очевидно, что такое нарастание с глубиной не может быть бесконечным. Логично предположить, что при переходе от насыщенной летучими амфиболитовой фации к «сухой» гранулитовой должно происходить падение пластичности и соответственно ослабление тектонического потока. Но это значило бы, что тектонический поток определяется термодинамическим режимом метаморфизма. Между тем характер и степень метаморфизма, обуславливающие механические свойства горных пород, скорее определяют форму структурного выражения процесса течения, чем сам процесс. Для обоснованного ответа на поставленный вопрос необходимо научиться получать оценку величины сдвигового эффекта гораздо точнее, чем мы это делаем в настоящее время, что связано с решением ряда

теоретических задач. На этом примере видно: дальнейшее развитие современных представлений в области структурной геологии вообще и структурной геологии метаморфических комплексов в частности в значительной степени упирается в необходимость разработки целого ряда теоретических и методических вопросов. Постановка и скорейшее их решение — актуальная задача генетической морфологической тектоники.

Литература

1. Белостоцкий И. И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: «Недра», 1978, 238 с.
2. Вознесенский В. Д. Изучение тектонических структур при крупномасштабной съемке метаморфических комплексов.— В кн.: *Метаморфизм и метаморфические комплексы Урала (информационные материалы)*. Свердловск, 1982, с. 25—27.
3. Глебовицкий В. А. и др. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа (Центральный Памир). Л.: Наука, 1981. 206 с.
4. Гончаров М. А. Необходимость критического использования достижений структурной геологии неметаморфизованных комплексов.— В кн.: *Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов*. Л.: Наука, 1978, с. 14—20.
5. Лукьянов А. В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы. М.: Наука, 1980, с. 105—146.
6. Марков М. С. Ранние этапы развития коры.— В кн.: *Проблемы тектоники земной коры*. М.: Наука, 1981, с. 104—112.
7. Миллер Ю. В. Основные принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм.— *Геотектоника*, 1976, № 6, с. 99—108.
8. Миллер Ю. В. Послойное и субпослойное течение пород и его роль в структурообразовании.— *Геотектоника*, 1982, № 6, с. 88—96.
9. Миллер Ю. В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 134 с.
10. Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата; Наука, 1970. 216 с.
11. Паталаха Е. И. Закон и модель дислокационного процесса.— *Изв. АН Каз. ССР, Сер. геол.*, 1978, № 5, с. 15—22.
12. Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата, Наука, 1981. 180 с.
13. Савельев А. А., Савельева Г. Н. Пластическое течение ультрабазитов и габбро альпийских массивов. М.: Наука, 1980, с. 147—171.
14. Berthe D., Brun J. P. Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France.— *J. Struct. Geol.*, 1980, v. 2, № 1—2, p. 127—133.
15. Gobbold P. R., Quinquis H. Development of sheath folds in shear regimes.— *J. Struct. Geol.*, 1980, v. 2, № 1—2, p. 119—126.
16. Ghosh S. K., Ramberg H. Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear.— *Tectonophysics*, 1976, v. 34, p. 1—70.
17. Grocott J., Watterson J. Strain profile of a boundary within a large ductile shear zone.— *J. Struct. Geol.*, 1980, v. 2, № 1—2, p. 111—117.
18. Helmstaedt H., Dixon J. H. Superposed crenulation cleavages resulting from progressive deformation.— *Tectonophysics*, 1980, v. 66, № 1—3, p. 115—126.
19. Mitra G. Ductile deformation zones and milonites; the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks.— *Amer. J. Sci.*, 1978, v. 278, № 8, p. 1057—1084.
20. Park R. G. Structural correlation in metamorphic belts.— *Tectonophysics*, 1969, v. 7, № 4, p. 323—338.
21. Ramsay J. G. Shear zone geometry: a review.— *J. Struct. Geol.*, 1980, v. 2, № 1—2, p. 83—99.
22. Skjervaa L. Rotation and deformation of randomly oriented planar and linear structures in progressive simple shear.— *J. Struct. Geol.*, 1980, v. 2, № 1—2, p. 101—109.

Институт геологии и геохронологии
докембрия АН СССР
Ленинград

Поступила в редакцию
14.VI.1982

УДК 551.243+8

БУШ В. А.

**ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ЛИНЕАМЕНТЫ И ПРОБЛЕМЫ
МОБИЛИЗМА**

Излагается методика и результаты структурно-палинспастических реконструкций западной части Средиземноморского альпийского пояса, проведенных с учетом крупных горизонтальных перемещений, дешифрируемых на космических снимках, и сети трансконтинентальных линейментов Евразии. Результаты реконструкций сопоставлены с данными палеомагнитных исследований, обнаружена удовлетворительная их сходимость. Установлено, что трансконтинентальные линейменты обуславливают расчленение альпийского пояса на области, на границах которых резко изменяется характер векторов горизонтальных перемещений. Кроме того, линейменты определяют положение границ литосферных плит и крупных блоков доальпийской континентальной коры как до начала латеральных перемещений, так и после столкновения блоков. Трансконтинентальные линейменты являются отражением внутримантийных зон линейных дислокаций, ограничивающих ячеи и отдельные струи внутримантийной конвекции. Такие зоны фиксированы внутри верхней мантии, жестко связаны с положением оси вращения планеты и, видимо, отчасти предопределены дислокациями, вызванными изменением фигуры Земли при вариациях ее ротационного режима. Существование планетарной сети внутримантийных структур отнюдь не противоречит проявлению крупномасштабных горизонтальных тектонических движений, но тесно и неразрывно связано с ними.

В предыдущей статье, посвященной этой теме [2], рассмотрена сеть трансконтинентальных линейментов Евразии — внутримантийных линейных структур, близких к глубинным разломам, жестко связанных с положением оси вращения Земли и периодически проявляющихся в ее верхних структурных комплексах в виде линейно ориентированных структур сжатия, растяжения, сдвига, вертикального перемещения. Существование такого рода структур традиционно объяснялось с позиций фиксизма и служило одним из аргументов против мобилистических построений. Однако совокупность структурно-тектонических, геофизических, палеомагнитных, палеоклиматических и палеонтологических данных, а также результаты океанического бурения свидетельствуют о крупномасштабных горизонтальных перемещениях крупных блоков литосферы и континентальной земной коры по отношению друг к другу и к оси вращения Земли. Следовательно, необходимо увязать два эти круга явлений в единой системе взглядов и выяснить влияние сети планетарных структур на горизонтальные тектонические движения.

С этой целью нами на примере западной части Средиземноморского альпийского пояса была осуществлена структурно-палинспастическая реконструкция. Она проведена независимо от имеющихся палинспастических построений на основе данных, полученных при дешифрировании космических снимков, и может быть сопоставлена с палеомагнитными данными и построениями тектоники плит.

Как было отмечено ранее [1, 6], на космических снимках во многих случаях уверенно опознаются крупные сдвиги и сдвиговые ассоциации структур типа «конский хвост», рубцовые зоны (сутуры) литосферных плит, микроплит (срединных массивов) и складчатых систем (в том числе и перекрытые тектоническими покровами или платформенными чехлами) и некоторые иные геолого-структурные особенности, необходимые для проведения палинспастических построений.

Наиболее существенные для палинспастических построений элементы структурно-геологического дешифрирования космических снимков запада Средиземноморского пояса вынесены на рис. 1. Здесь показаны крупные сдвиги с указанием направления горизонтального перемещения.

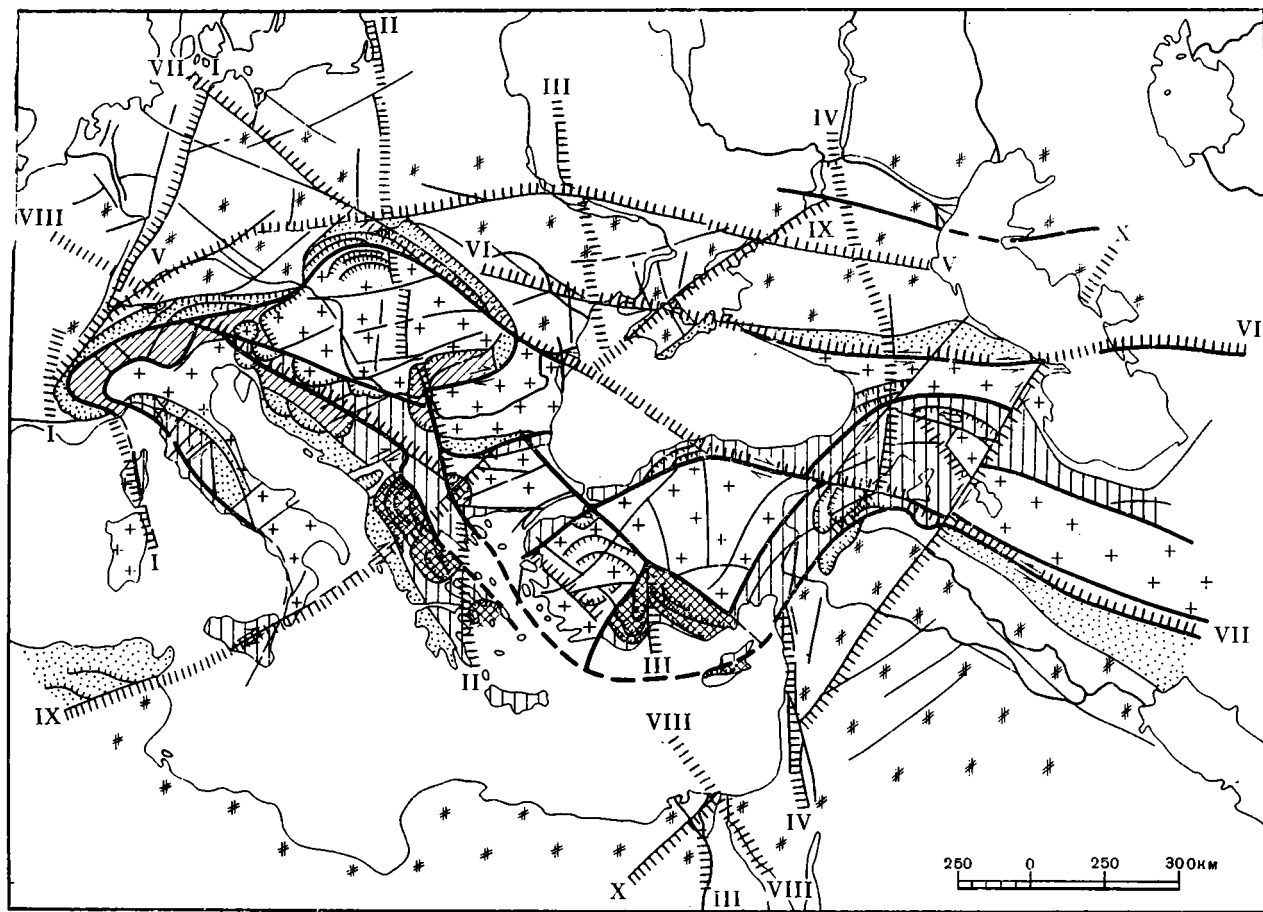


Рис. 1. Схема тектонического дешифрирования космических снимков западной части альпийского Средиземноморского пояса

1 — доальпийские платформы, 2 — фрагменты доальпийской континентальной коры в пределах альпийского пояса; 3 — флишевые и близкие к ним складчатые мезогеосинклинальные зоны (преимущественно на доальпийской континентальной коре), 4 — кристаллические складчатые зоны, 5 — офиолитовые пояса и «эвгеосинклинальные» складчатые зоны, 6 — многоярусные комплексы кристаллических и офиолитовых покровов, 7 — рубцовые зоны разломов, 8 — основные сдвиги, 9 — фронтальные части тектонических покровов, 10 — границы складчатых зон, 11 — трансконтинентальные линейменты: I — линия Штилле (Средиземное море — Мьёса), II — Шпицберген — Вардар, III — Лапландско-Нильский, IV — линия Шатского (Мертвое море — Транскавказский линеймент), V — линия Карпинского, VI — Кавказско-Копетдагский, VII — Эльбско-Загросский, VIII — Боденско-Красноморский, IX — Атласско-Азовский, X — Пальмиро-Апшеронский





Рис. 2а



Рис. 2б

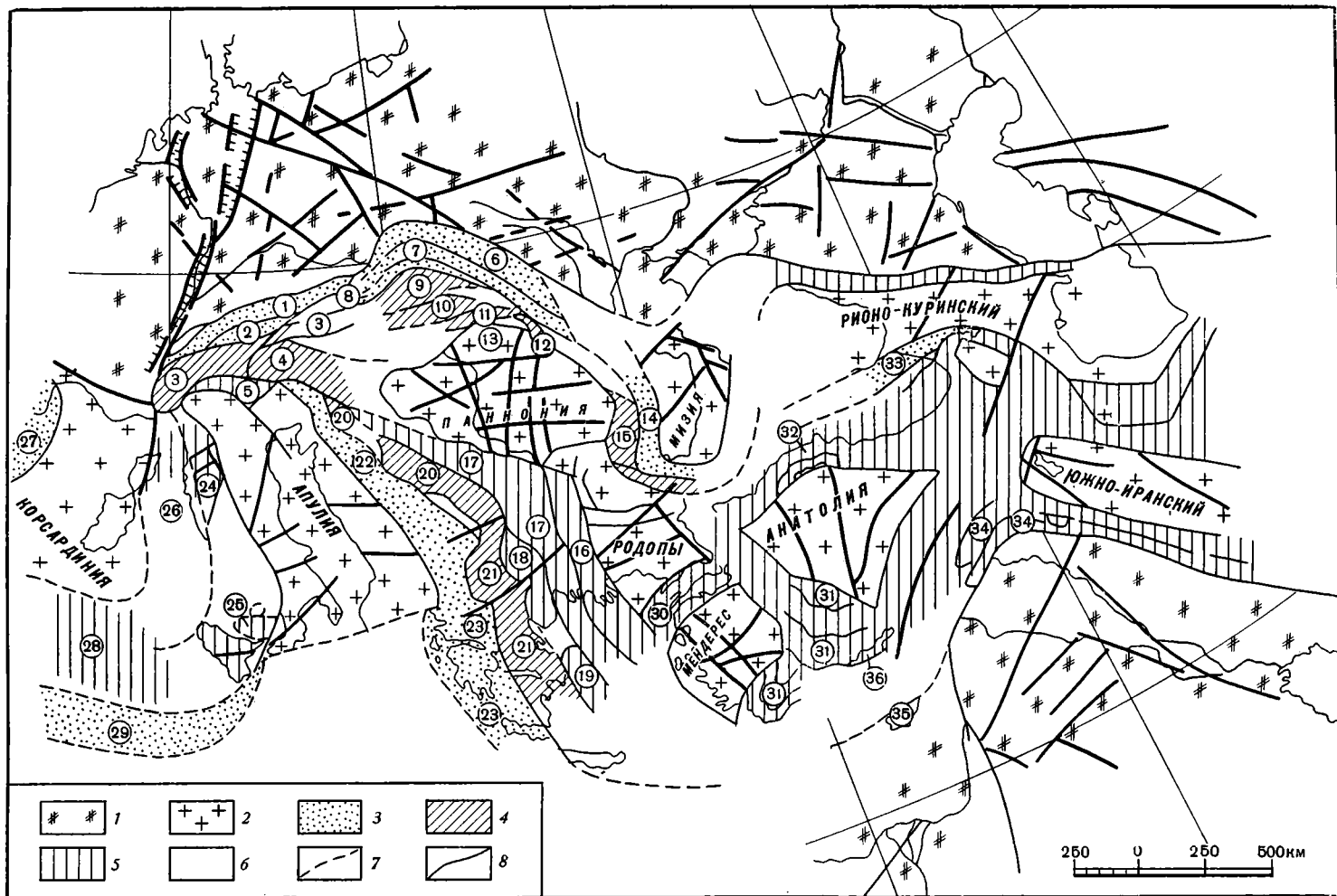
(величину его по обзорным космическим снимкам определить, как правило, не удастся); тектонические покровы и структурные зоны, сложенные преимущественно флишевыми толщами, кристаллическими породами, офиолитовые комплексы. Особым знаком показаны разрывные нарушения, ограничивающие как на поверхности, так и под тектоническими покровами литосферные плиты, микроплиты и блоки земной коры с различным ее возрастом, характером и особенностями тектонической структуры (такие, как древние платформы обрамления альпийского пояса, крупные срединные массивы внутри него и др.). Показаны также крупнейшие трансконтинентальные линейные элементы, формирующие структурный каркас этой территории [1—3, 6].

Методика восстановления первичного положения структурных элементов демонстрируется на примере Восточных Карпат. На космическом снимке (рис. 2, а) отдешифрованы контуры основных наложенных друг на друга тектонических покровов этой территории, которые отличаются по характеру фотоизображения и его тонкой структуре. Эти различия связаны с тем, что фациально-литологический набор толщ, образующих разные тектонические покровы, различен, что вызывает соответствующую разницу в характере мезо- и микрорельефа (густоте эрозионного расчленения, крутизне склонов, количестве скальных выходов и т. д.) и распределении лесной растительности, отраженную на космическом снимке в генерализованном виде, причем границы дешифрируемых единиц достаточно точно совпадают с границами основных покровных единиц Карпатского сооружения.

Для восстановления первичного расположения покровов и взаимного соотношения Восточно-Европейской платформы и Паннонского массива покровы следует расположить рядом друг с другом (рис. 2, б), стремясь к тому, чтобы площадь зияний между тыловой границей нижележащего и лобовой границей вышележащего покрова была минимальной. Полностью избавиться от зияний никогда не удастся в связи с тем, что лобовые части покровов, дешифрируемые на космоснимках, в той или иной степени эродированы. Ширина реконструированных таким способом складчатых зон является минимально возможной, поскольку не могут быть учтены эродированные части покровов, не учитывается дигитация покровов, а также сокращение их первичной ширины в связи с последующей складчатостью, поражающей весь пакет тектонических пластин. Кроме того, остается неизвестной ширина участков коры, поглощенной в зонах субдукции. Некоторое завышение амплитуд тектонических перемещений возможно лишь в случае полного отрыва покровов от своих корней и дальней их миграции, но этот случай, видимо, не столь уж частый.

Справедливость такого способа палинспастических реконструкций подтверждается данными глубокого бурения на территории Польских Карпат [11], которые показали, что внешние Флишевые Карпаты представляют собой аллохтонный пакет минимум трех крупных тектонических пластин мелового—палеогенового флиша, шарьированный на плат-

Рис. 2. а — космический снимок Карпатской складчатой зоны, полученный сканером малого разрешения со спутника «Метеор». Жирной линией показана рубцовая «Клипповая» зона разломов, линиями с зубчиками — отдешифрованные фронтальные части основных тектонических покровов, штриховыми линиями — крутопадающие разрывы. Галочками обозначен Закарпатский вулканический пояс. Видно, что разрывы северо-западного простирания, составляющие Эльбско-Загросский линеймент, отчетливо просвечивают из-под аллохтонного сооружения Флишевых Карпат. 1 — Предкарпатский автохтон Восточно-Европейской платформы, 2 — скольские покровы и их аналоги, 3 — силезские покровы и их аналоги, 4 — магурские покровы и их аналоги, 5 — Паннонский массив, 6 — покровы Татр. б — восстановление первичного расположения тектонических покровов Флишевых Карпат. 1 — Предкарпатский автохтон и перекрывающие его скольские, силезские и магурские покровы, 2 — скольские и перекрывающие их силезские и магурские покровы, 3 — силезские и перекрывающие их магурские покровы, 4 — магурские покровы, 5 — Паннонский массив с расположенными на нем татранскими покровами (крижнским, хочским, гемерским)



форменный чехол краевой части Русской плиты, сложенный карбонатными толщами девона, нижнего карбона, юры, мела, палеогена и терригенно-соленосными миоценовыми толщами Предкарпатского прогиба.

По описанной здесь методике были произведены структурно-палинспастические реконструкции западной части альпийского пояса, начиная от Альп, Корсики и Сардинии и кончая южным берегом Каспия и окончанием Персидского залива на востоке (рис. 3). Реконструкции осуществлялись на картах масштаба 1 : 5 000 000, но для настоящей публикации схематизированы.

В Альпах за рубцовую зону — сутурную линию, ограничивающую Европейскую плиту, был принят крупный крутопадающий разлом, дешифрируемый на космических снимках вдоль долин Верхней Роны — Верхнего Рейна — Инна — Зальца. От этой линии к югу были размещены флишевые покровы гельветид, дофинейские, затем ультрагельветские и ультрадофинейские, затем кристаллические пеннинские покровы и затем доломитовый покров Восточных Австрийских Альп. При этом между южным краем пеннинских и доломитовых покровов и тектоническими линиями Ивреа — Инсубрик — Юдикария — Гайльталъ, образующими южный край Альпийского сооружения, остается некоторое зияние, которое может отвечать полосе океанической коры, поглощенной в зоне субдукции Ивреа.

При реконструкции Карпатской дуги флишевые покровы Восточных Карпат были размещены так, как показано на рис. 2, б. За рубцовую зону принят «разлом клиппов» — фрагмент Эльбско-Загросского линеамента. К югу от него были расположены покровы Татр: Крижнянский, Хочский (вепориды) и Гемерский; на простирании последнего к юго-востоку — покровы «Раховского массива», а к югу — субтатранский автохтон, видимо, представляющий северную краевую часть Паннонского массива. При этом внешние флишевые зоны Альп и Карпат составили прямое продолжение друг друга; сомкнулись и пеннинские покровы. Таким образом, структурные реконструкции хорошо соответствуют фациально-тектоническим.

Паннонский массив на космических снимках выступает по отношению к окружающим его складчатым системам в виде единой «жесткой» глыбы: вероятно, расчленяющие его геосинклинальные прогибы являются наложенными и не обладают большой глубиной заложения. При палинспастических структурных построениях Паннонский массив значительно смещается к югу и востоку. Его ограничивают сутурные линии: «разлом клиппов», Южно-Карпатский шов, вдоль которого дешифрируются признаки правосторонних сдвиговых смещений, линия Дравы (фрагмент Красноморско-Боденского линеамента), где под молодым

Рис. 3. Палинспастическая реконструкция западной части альпийского Средиземноморского пояса, произведенная по данным дешифрирования космических снимков
1 — доальпийские платформы Лавразийского и Гондванского рядов, 2 — фрагменты доальпийской континентальной коры внутри альпийского пояса, 3 — флишевые и близкие к ним складчатые зоны на доальпийской континентальной коре, 4 — преимущественно кристаллические покровы в предполагаемом их автохтонном положении, 5 — палеоокеаническая кора офиолитовых зон, 6 — «зияния», соответствующие современной и поглощенной океанической коре, 7 — предполагаемые продолжения складчато-покровных структур, 8 — контуры отдельных покровов. Цифрами в кружках указаны: 1 — гельветские и дофинейские покровы, 2 — ультрагельветские и ультрадофинейские покровы, 3 — пеннинские покровы, 4 — восточно-альпийские покровы, 5 — зона Ивреа, 6 — скольские покровы, 7 — силезские покровы, 8 — магурские покровы, 9 — крижнянские покровы, 10 — хочский покров, 11 — покров гемерид, 12 — покровы Раховского «массива», 13 — «субтатрикум», 14 — южнокарпатский подфлишевый автохтон, 15 — кристаллические покровы Южных Карпат, 16 — Вардарская зона, 17 — внутренние зоны Динарид, 18 — пелагонийские покровы, 19 — Кикладский «массив», 20 — покровы Высокого Карста, 21 — покровы Пиндской зоны, 22 — автохтон Высокого Карста, 23 — покровы Ионической зоны, 24 — покровы Северных Апеннин, 25 — покровы Сицилии, 26 — зона Тирренского моря, 27 — Балеарско-Пиренейская дуга, 28 — автохтон Атласа, 29 — алжирские покровы, 30 — складчатая зона Мраморного моря, 31 — офиолитовые покровы Западного Тавра, 32 — покровы Западного Понта, 33 — покровы Восточного Понта и Аджарии, 34 — покровы Восточного Тавра, 35 — автохтон Кипра, 36 — аллохтон Кипра

чехлом дешифрируется некоторое надвигание Паннонского массива на структуры Динарид. Контакт Паннонского массива с Восточными Альпами, видимо, в значительной мере тектонический: здесь дешифрируется покров кристаллических пород фундамента Паннонского массива с лобовой частью, расположенной вдоль долин р. Лавант (левый приток Дравы) и р. Мур, от Книттерфельда до Брука. Изолированный останец этого покрова, видимо, располагается в междуречье Драва—Гурк.

Разворачивание покровной структуры Динарид приводит к значительному увеличению ширины этой складчатой системы. Особенно значительную роль здесь играют покровы Высокого Карста и внешних флишевых зон Динарид. Поэтому Апулийский массив должен быть значительно отодвинут к юго-западу и повернут по часовой стрелке на угол около $35\text{--}40^\circ$. Полюс поворота располагается где-то в районе Южных Альп, что подтверждается отсутствием горизонтального перекрытия вдоль линии Инсубрик — Гайльталь. Палеомагнитные построения [7, 14, 18] дают для Апулийского массива величину поворота от 45 до 50° , что с нашей точки зрения является очень хорошим совпадением.

В качестве границ Апулийского массива принята линия Инсубрик — Юдикария — Гайльталь, затем крупный разлом, дешифрирующийся между зоной Высокого Карста и Внутренне-Боснийской зоной Динарид (фрагмент Красноморско-Боденского линеамента), затем Калабрийский разлом, параллельный линии Шкодер—Печ и обнаруживающий признаки правостороннего сдвига (фрагмент Атласско-Азовского линеамента). Западной границей массива, очевидно является крупный погребенный разлом, тянущийся вдоль западного берега Апеннинского полуострова. Этот разлом дешифрируется в виде зоны рассеянной тектонической трещиноватости, над которой располагаются основные вулканы Италии: Больсена, Колли-Альбани, Роккамфорина, Везувий и др., а также цепочка кольцевых структур, видимо, вулкано-тектонического происхождения. Этот разлом перекрыт тектоническими покровами Северных Апеннин, надвинутыми с запада, из области, занятой ныне Тирренским морем. Оттуда же, вероятно, происходят и тектонические покровы Сицилии. Возвращение этих структурных элементов на место к западу от береговой линии приводит к смещению массива Корсики и Сардинии к западу и к повороту его по часовой стрелке на угол 35° (по палеомагнитным данным [15] — поворот на 50°).

Таким образом, при формировании структуры альпийского складчатого пояса в Западном Средиземноморье микроплиты доальпийской континентальной коры были перемещены по отношению к Европейской платформе с запада на восток и северо-восток и одновременно развернуты против часовой стрелки на угол до $40\text{--}45^\circ$. Эти смещения по направлению и величине хорошо увязываются с поворотом Пиренейского блока вследствие раскрытия Бискайского залива на 35° . Одновременно была тесно сжата Атласско-Апеннинско-Альпийско-Динарская дуга, имевшая до того менее напряженную конфигурацию. Примечательно, что палеомагнитные данные весьма удовлетворительно коррелируются со структурно-палинспастическими реконструкциями, что говорит о надежности обоих методов.

Складчатая система Эллинид испытала в ходе альпийской складчатости по меньшей мере двух-трехкратное сжатие. К этой цифре приводит размещение рядом друг с другом покровов Гавровской зоны, Пиндских и Пелагонийских с предполагаемыми корнями вдоль границы Пелагонийской и Вардарской зон. Кикладский «массив» трактуется при этом как аналог комплекса Пелагонийских покровов. Вардарская зона океанической коры на схеме условно показана вдвое шире ее современного поперечника.

Сложную проблему, не получившую пока полностью удовлетворительного решения, представляет взаимное расположение Родопского, Паннонского и Мизийского массивов в Южно-Карпатско-Балканской дуге. Мизийский и Паннонский массивы в настоящее время соприкасаются вдоль рубцовой зоны Южных Карпат, обнаруживающей к тому же

признаки правостороннего сдвига. Южно-Карпатское сооружение, вероятно, полностью выжато и лишено связи с корнями. Размещение кристаллических и почти полностью перекрытых ими флишевых покровов Южных Карпат в промежутке между Паннонским и Мизийским массивами и соединение их с Внешней и Внутренней частями Балканид (Старой Планины) позволяет реконструировать Южно-Карпатско-Балканскую дугу как непосредственное продолжение Восточно-Карпатской. При этом Мизийская плита неизбежно отодвигается к востоку в область западной части современного Черного моря и одновременно разворачивается против часовой стрелки на угол около 60° . Интересно, подтвердится ли это предположение палеомагнитными данными?

Достаточно сложно решается также вопрос о первичном соотношении Паннонского и Родопского массивов. Оба они с запада ограничены четко прослеживаемой полосой альпийской океанической коры Внутренне-Боснийской (Златиборской) и Вардарской зон. Данные о существовании палеоокеанической коры в Карпатско-Балканской дуге значительно менее надежны. Поэтому полное разделение Паннонского и Родопского массивов палеорифтом с океанической корой пока представляется мало обоснованным. На палинспастической схеме принят условный вариант, при котором оба эти массива соединены перешейком, фрагменты которого сохранились в виде «Сербско-Македонского массива» и кристаллических покровов Железных ворот.

Противоположное решение принято относительно взаимоотношений Родопского и Мендересского массивов. Между ними пролегает складчатая зона Мраморного моря, испытавшая существенное сжатие, судя по тектоническим покровам, выдавленным из нее на северный край Мендересского массива. Многоярусная система ликийских офиолитовых покровов Западного Тавра, офиолитовые покровы Кипра позволяют реконструировать здесь полосу океанической коры шириной не менее первых сотен километров. Эта полоса сопровождалась с юга достаточно широкой полосой граувакково-сланцевых толщ (видимо, отложения континентального склона Аравийской плиты), прослеживающихся в Загрос и нагорножденных в виде системы тектонических покровов на Сирийский выступ Аравийской платформы в районе Восточного Тавра.

Восточно-Анатолийский массив, видимо, отделялся от Мендересского полосой океанической коры, из которой образованы многоярусные офиолитовые покровы Западного Тавра. Ныне эта полоса полностью закрыта, и оба массива соприкасаются по фрагменту Лапландско-Нильского линеамента. Четко дешифрируемые покровы Западного Тавра с одной стороны Анатолийского массива и правосдвиговые ассоциации структур Восточного Понта с другой стороны этого массива свидетельствуют о его перемещении в северо-западном направлении.

Значительные трудности представляет реконструкция первичного расположения литосферных блоков Причерноморья и Ирано-Армянского нагорья в связи с тем, что интересующие нас структуры здесь скрыты от наблюдения водами Черного моря и широким плащом неоген-четвертичных вулканитов. Обращают внимание четко дешифрируемые надвиги флиша Аджаро-Триалетской зоны на север, на Рионо-Куринскую массу доальпийской континентальной коры. Эти надвиги свидетельствуют о значительном сокращении поперечника Средиземноморского пояса и в пределах Кавказского его сечения.

В этом сегменте существенную роль начинают приобретать продольные сдвиговые дислокации [4]. Таковы разломы Восточного Понта — Загроса (фрагмент Эльбско-Загросского линеамента), по которым отмечаются правосторонние перемещения; Кавказско-Копетдагский граничный разлом, имеющий некоторые признаки левосторонних смещений на Большом Кавказе и правосторонних — на Копетдаге (взаимодействие встречных движений должно вызвать надвигание западных и восточных обрамлений Южно-Каспийской впадины к ее центру). Существенную роль играют в этом сегменте и поперечные сдвиги — Пальмиро-Апшеронский линеамент и параллельный ему Сейхано-Эрзерумский разлом, видимо, оба правосторонние.

Представленная на рис. 3 палинспастическая реконструкция запада альпийского Средиземноморского пояса дает общий размер поперечного сокращения его ширины порядка 750 км, что, как это явствует из особенностей методики, является минимальной цифрой, но достаточно хорошо совпадает с цифрами порядка 1000 км, которые получены иными методами [5, 8—10, 12, 13].

Определение абсолютных величин смещений блоков является очень трудной и по принятой методике в строгом виде не решаемой задачей. Попытка получить хотя бы порядок величин все же была проделана. При этом принято предположение, что покровная структура Альп обусловлена всецело пододвиганием Европейской плиты в южном направлении.

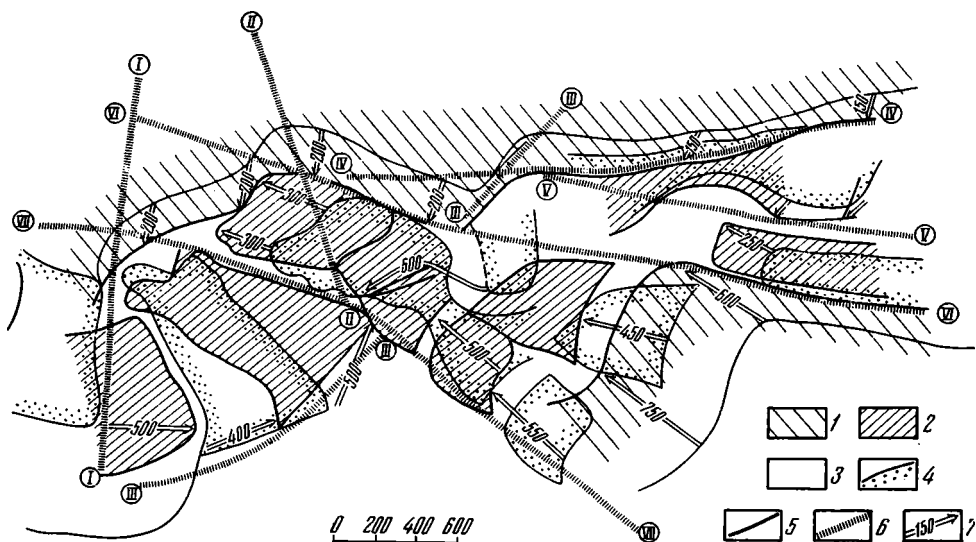


Рис. 4. Векторы горизонтальных перемещений микроплит в западной части Средиземноморского пояса

1 — доальпийская континентальная кора платформ Лавразийского и Гондванского рядов в современном положении, 2 — фрагменты доальпийской континентальной коры внутри альпийского пояса в современном положении, 3 — новообразованная в альпийскую эпоху кора континентального и промежуточного типов в современном положении, 4 — положение блоков доальпийской континентальной коры внутри пояса Тетис до начала горизонтальных перемещений, 5 — современное положение краев плит и микроплит доальпийской континентальной коры, 6 — трансконтинентальные линеаменты, ограничивающие области пояса Тетис с различными векторами горизонтальных перемещений, 7 — векторы горизонтальных перемещений опорных точек краев плит и микроплит континентальной коры (величина перемещений в км указана цифрой). Римские цифры в кружках указывают названия основных трансконтинентальных линеаментов: I — линия Штилле (Средиземное море — Мьёса), II — Шницберген — Вардар, III — Атласко-Азовский, IV — Кавказско-Копетдагский, V — Черноморско-Эльбурсский, VI — Эльбско-Загорский, VII — Красноморско-Боденский

нии и компенсирует его целиком, так как на контакте Альп с Апулийским массивом шарьяжей не отмечено и зона субдукции, наклоненная к северу, еще только зарождается [9]. Векторы относительных перемещений массивов доальпийской континентальной коры были графически перераспределены с учетом полученного вектора смещений Европейской плиты, что и привело к построению рис. 4, который отражает положение микроплит и их опорных точек в альпийском складчатом поясе как до начала горизонтального его сжатия, так и к настоящему времени.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ взаимоотношения сверхглубинных трансконтинентальных линеаментов планетарной сети и латеральных перемещений различных структурных элементов запада Средиземноморского пояса приводит к заключениям, представляющим как частный, так и общий интерес.

Во-первых, обращает внимание особая структура относительных сужений пояса Тетис — его синтаксисов: Памиро-Пенджабского и Сирийского (Аравийского). Оба они обрамляются с востока правосдвиговыми и с запада — левосдвиговыми трансконтинентальными линеаментами, предопределившими их формирование. Отдельные блоки земной коры внутри Средиземноморского пояса «расталкиваются» в разные стороны под влиянием вдвигающихся выступов литосферных плит Гондванского ряда, о чем писали П. Мольнар и П. Тапонье [17] и В. Г. Трифонов [7]. Так, блоки Тибета и Тарима выталкиваются к востоку, а Южно-Афганский и Южно-Иранский блоки — к западу. В Сирийском синтаксисе Мендересский и Анатолийский блоки также выталкиваются к западу. Корсардинский и Апулийский блоки выталкиваются, напротив, к востоку под влиянием сближения Пиренейского блока и Африки в Гибралтарском синтаксисе.

Во-вторых, трансконтинентальные линеаменты западной части Средиземноморского пояса обуславливают его расчленение на области, внутри которых сохраняется более или менее выдержанный характер векторов латеральных перемещений (см. рис. 4). Так, между Атласско-Азовским и Красноморско-Боденским линеаментами располагается Иберийско-Апеннинская область с перемещением блоков на восток на расстояние 300—500 км с одновременным поворотом их против часовой стрелки. Для Паннонско-Анатолийской области, лежащей между Красноморско-Боденским и Эльбско-Загросским линеаментами, характерно смещение блоков к северо-западу с постепенно затухающей амплитудой от 750 до 300 км. Армяно-Иранской области, лежащей между Эльбско-Загросским трансконтинентальным и Черноморско-Эльбурсским трансрегиональными линеаментами, свойственны перемещения на северо-запад на 200—250 км; Кавказско-Копетдагской области между одноименным граничным и Черноморско-Эльбурсским линеаментами свойственны перемещения на юго-запад на 100—150 км.

В-третьих, многие из трансконтинентальных линеаментов определяют положение краев литосферных плит и крупных блоков континентальной коры как до начала латеральных перемещений блоков, так и после их столкновения. Так, линия Штилле (зона Средиземное море — Мьёса) в доальпийской структуре, видимо, диктовала положение восточного края Корсардинского блока; Красноморско-Боденский и Эльбско-Загросский линеаменты представляют собой «рельсы», вдоль которых происходит дрейф микроплит к северо-западу. Красноморско-Боденский линеамент определил место раскрытия рифта Красного моря и столкновения Апулийской и Паннонской микроплит. Эльбско-Загросский линеамент обусловил зону коллизии Аравийской плиты и Южно-Иранской микроплиты и т. д. Любопытно, что линеамент Шпицберген—Вардар, пересекающий как прежнее, так и современное положение Паннонской микроплиты, видимо, породил две зоны тектонических трещин и разломов в ее теле: до начала латеральных перемещений над ним сформировался Дунайский линеамент, а после поворота и столкновения плит — зона разломов непосредственно к западу от гор Апусени.

ВЫВОДЫ

Изложенные выше данные, а также материалы, приведенные ранее [2], позволяют прийти к следующим выводам:

1. Глубинные внутримантийные зоны линейных дислокаций, проявляющиеся на дневной поверхности в виде трансконтинентальных линеаментов, играют важную роль в формировании ячей внутримантийной конвекции и обусловленных ими перемещений литосферных плит. Такие зоны образуют своеобразные «рельсы», вдоль которых движутся литосферные плиты, или же род «шлагбаумов», определяющих столкновение плит с разным направлением движения. Таким образом, горизонтальные тектонические перемещения не могут осуществляться совершенно свободно, но предопределены и регулируются системой глубинных плане-

тарных структур. Такие линейные структуры устойчиво существуют внутри верхней мантии, жестко связаны с положением оси вращения планеты [2] и, видимо, отчасти предопределены дислокациями, возникающими внутри тела планеты под влиянием изменений фигуры Земли при вариациях ее ротационного режима.

2. Линеаменты планетарной сети сохраняют свое фиксированное в верхней мантии положение и часто «просвечивают» из-под надвинувшихся на них плит и блоков. Так, линеамент Шпицберген — Вардар просвечивает из-под Паннонской микроплиты, занявшей к настоящему времени новое положение. Точно так же линеаменты, проходящие в Индостан с Евразийской плиты с севера и запада и заложенные в той области мантии, на которую ныне надвинулась Индостанская плита, обнаруживаются только на космических снимках и не имеют пока сколько-нибудь значительного геологического выражения [3]. К настоящему времени эти линеаменты успели лишь пробить литосферу снизу вверх системами тектонической трещиноватости, которые еще не оказали заметного влияния на распределение фаций и мощностей осадочного чехла плиты и его структуру. С другой стороны, хорошо выраженный во внутреннем строении Индостана линеамент Нармада—Сон ныне срезан и подобно шляпке гриба оторван от своих корней в мантии и поэтому не имеет продолжения ни к западу в область океанической коры, ни к востоку, в складчатые цепи юго-востока Азии.

3. Строение многих сложнопостроенных линеаментов (линеаментных зон) может быть правдоподобно объяснено лишь с помощью автономных по отношению к ним горизонтальных перемещений литосферных плит. Так, Баренцевоморско-Тайваньский линеамент, описанный ранее [2], выражен относительно узкой зоной линейных структур на Китайской платформе, но к северу от нее, в Урало-Монгольском поясе, эта зона резко расширяется и состоит из ряда субпараллельных разломов, занимающих полосу шириной во много сотен километров. Можно полагать, что эти структуры сформированы при разнонаправленных латеральных перемещениях литосферных плит этой части Урало-Монгольского пояса над одной и той же «горячей линией» внутри мантии (своеобразным аналогом «горячей точки») и, таким образом, узкая активная зона в мантии может порождать широкую зону обусловленных ею дислокаций в плитах земной коры, периодически смещающихся по отношению к ней.

4. Наконец, данные о длительном развитии глубинных разломов и линеаментов, с нашей точки зрения, не могут служить основанием для отрицания горизонтальных перемещений. Сторонниками фиксизма недооценивается активность и длительность перемещений по разломам, отрезанным от своих корней в мантии. Многочисленные примеры палеозойских островных дуг и континентальных подножий, описанных в Урало-Монгольском поясе, показывают, что с прекращением их жизни в этих качествах указанные разломы продолжают активно развиваться на орогенном этапе, контролируя распределение гранитоидов, континентальных субсеквентных эффузивов и красноцветных моласс, сопровождаются крупными сдвиговыми дислокациями. Эти же разломы сохраняют свою активность и далее на платформенном и неотектоническом этапах, сопутствуемые вертикальными тектоническими перемещениями уже относительно небольшой амплитуды. Как видно, однажды сформированные плотностные и вещественные неоднородности в литосфере и земной коре могут служить причиной постумных дифференцированных тектонических движений на протяжении сотен миллионов лет. С другой стороны, старые ослабленные зоны в земной коре многократно используются и в новых структурно-кинематических условиях.

Таким образом, существование планетарной сети внутримантийных структур, проявляющихся в виде трансконтинентальных линеаментов, не противоречит проявлению крупномасштабных горизонтальных тектонических движений, но неразрывно связано с ними. Палинспастические реконструкции и глобальные тектонические построения непременно тре-

буют внимательного и детального изучения сети планетарных линейных элементов земного шара как на континентах, так и в океанах и немыслимы без полного учета этих данных. Возможно, что их следует проводить не на сетке современных географических координат, но на сетке планетарных глубинных структур.

Автор считает своим приятным долгом выразить глубокую благодарность за обсуждение изложенных здесь результатов и доброжелательную критику П. Н. Кропоткину, В. Е. Хаину и В. Г. Трифонову.

Литература

1. Афанасьева Н. С., Буш В. А., Кац Я. Г., Кирюхин Л. Г., Махин Г. В., Рябухин А. Г., Сборщиков И. М., Трофимов Д. М., Фараджев В. А. Особенности структуры Средиземноморского пояса по данным дешифрирования космических снимков.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 123—132.
2. Буш В. А. Системы трансконтинентальных линейных элементов Евразии.— Геотектоника, 1983, № 3, с. 15—31.
3. Кац Я. Г., Скарятин В. Д., Трофимов Д. М. О суперлинеаментах Средиземноморского пояса и сопредельных платформ, выявленных при дешифрировании космических снимков.— XXVI сессия МГК. Докл. сов. геологов. Четвертичная геология и геоморфология, дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с. 143—150.
4. Кропоткин П. Н., Ларионов Л. В. Глубинные сейсмические разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит.— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 2, с. 390—395.
5. Кропоткин П. Н. Тектоническое развитие Средиземноморья в свете геофизических данных.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 99—104.
6. Скарятин В. Д., Атанасян С. В. Линейные и кольцевые структуры некоторых районов Евразии.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1976, № 11, с. 135—148.
7. Трифонов В. Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1976, № 11, с. 54—64.
8. Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X. La genese de la Mediterranee.— Recherche, 1977, v. 71, p. 811—822.
9. Cloos H. Crosstektonische Prozesse der Ozeane und Kontinente. «Prozesstektonik».— Nova Acta Leopoldina, 1980, v. 51, № 237, S. 75—105.
10. Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan W. B. F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, № 10, p. 3137—3180.
11. Karnkowsky P. Wglène podloze Karpat.— Prtz. geol., 1977, № 6, p. 13—14.
12. Laubscher H. P. Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys.— Geol. Rundschau, 1971, v. 60, S. 813—833.
13. Laubscher H. P. The large scale kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its palinspastic implications.— Amer. J. Sci., 1972, v. 271, p. 193—226.
14. Lowrie W., Alvarez W. Paleomagnetic Evidence for Rotation of the Italian Peninsula.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, № 11, p. 1579—1592.
15. Marton E., Marton P. Tectonic implication of a new paleomagnetic results from the Transdanubian Central Mountains.— Tectonophysics, 1978, v. 45, № 2/3, p. 71—76.
16. Mc Kenzie A. Plate tectonics of the Mediterranean Region.— Nature, 1970, v. 226, p. 239—243.
17. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic Tectonics of Asia. Effect of a Continental Collision.— Science, 1975, v. 189, № 4201, p. 419—426.
18. Van der Voo P. Paleomagnetic studies of Mediterranean microplates.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1977, v. 58, № 12, p. 1126—1128.

Объединение «Аэрогеология»

Поступила в редакцию
18.1.1982

УДК 551.26.037 + 551.46.0

МАТВЕЕНКОВ В. В.

МОРФОЛОГИЯ ЛАВ И ПЕТРОЛОГИЯ БАЗАЛЬТОВ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ С РАЗНЫМИ СКОРОСТЯМИ СПРЕДИНГА

Изучение особенностей морфологии и состава современных базальтов из Красного моря, Атлантики и Тихого океана показало, что существует связь между изученными параметрами и скоростью спрединга в срединно-океаническом хребте. Для хребтов с низкими скоростями спрединга (< 3 см/год), типа Красного моря и Срединно-Атлантического хребта в районе работ экспедиции «Famous» типично развитие только подушечных лав, довольно глубокая дифференцированность толеитового расплава и низкие содержания TiO_2 , P_2O_5 . В хребтах с высокими скоростями спрединга (> 5 см/год) типа Восточно-Тихоокеанского поднятия наряду с подушечными лавами отмечаются покровные потоки и лавовые озера. Для базальтов этого типа рифтовых зон характерны афировые текстуры, значительная однородность химических составов пород и довольно высокие содержания TiO_2 . Приведенные данные могут служить критерием при реконструкциях геодинамической обстановки древних срединно-океанических рифтов.

ВВЕДЕНИЕ

Самые первые сведения о составе базальтов, драгированных с океанического ложа, сразу же показали их значительную однородность и отличия базальтов, формирующихся в других геодинамических условиях — базальтов внутриплитового вулканизма океанов, островных дуг и континентальных рифтов [10, 11]. Толеитовые базальты срединно-океанических хребтов отличаются низкими содержаниями K_2O , Rb, Ba и низкими величинами Sr^{87}/Sr^{86} -отношения, не превышающими 0,7025. Бурение дна океана и работы, проводимые с помощью глубоководных обитаемых аппаратов, резко увеличили в последнее время количество представительного каменного материала. Его изучение показало, что несмотря на значительную однородность базальтов срединно-океанических хребтов среди них можно выделить группы пород, несколько различающиеся по составу, в особенности по содержанию алюминия, титана, щелочей и железомagneйного отношения [3], а также в степени порфировости пород и дифференцированности расплава.

Изменения составов океанических толеитов объясняются некоторыми авторами вариациями термодинамических условий, существующих под океаническими рифтовыми зонами с различными скоростями раздвижения литосферных плит [12, 18]. Анализ этих условий, проведенный Слипом [19], показывает, что под осями срединно-океанических хребтов с низкими скоростями спрединга (> 3 см/год) температурная кривая имеет сложный вид (рис. 1): температуры, превышающие ликвидус толеитового базальта при данном давлении, достигаются только в двух интервалах глубин — от 5 до 8 и от 20 до 30 км. Под хребтами с высокими скоростями спрединга (< 5 см/год) температуры, превышающие ликвидусные для базальтов, достигаются уже на глубинах менее 1 км. Естественно, столь резкие различия в термодинамических условиях рифтовых зон с различными скоростями спрединга должны сказываться и на составах формирующихся там расплавов. Для выяснения связи состава и морфологии океанических толеитов со скоростью спрединга были использованы данные по петрологии трех детально изученных с помощью обитаемых подводных аппаратов районов: 21° с. ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия — результаты работ по программе «Суатех» [17], 37° с. ш. Срединно-Атлантического хребта — данные ра-

бот, выполненных по программе «Famous» [8, 9], и 18° с. ш. рифтовой зоны Красного моря, изученного в экспедиции Института океанологии АН СССР [1, 2, 4]. В Красном море изученный район характеризуется базальтами типичной океанической коры в отличие от его юго-восточной окраины [15]. Все три района имеют различные скорости раздвижения литосферных плит. На Восточно-Тихоокеанском поднятии эта скорость составляет 6 см/год, на Срединно-Атлантическом хребте 2,5 и в Красном море 1,6 см/год.

РАЗЛИЧИЯ В МОРФОЛОГИИ БАЗАЛЬТОВЫХ ПОТОКОВ

В рифтовых зонах с низкими скоростями спрединга (1,5—3 см/год), примером которых могут служить рифтовые зоны Атлантического океана и Красного моря, наблюдаются небольшие (не более сотен метров) вулканические аппараты центрального типа с крутыми склонами (до 30—40°), сложенные подушечными лавами. Они формируются трубообразными потоками базальтов [1, 7], форма и размер которых в значительной мере зависят от крутизны склона: на более крутых участках это могут быть потоки лав типа слоновых хоботов, представляющих собой вытекающие одна из другой сильно удлиненные капли. В плане поток такого типа наблюдается как удлиненная, несколько извивающаяся труба с многочисленными пережимами. Диаметр труб не превышает 1,5—2 м. Их поверхность сложена закаленным базальтовым стеклом с многочисленными глубокими продольными, а в местах пережимов и поперечными трещинами. На более пологих участках склонов образуются подушечно- и шарообразные потоки лав. Детали морфологии подушечных лав, как правило, довольно сильно варьируют, но в любом случае в низкоскоростных центрах спрединга отсутствуют массивные, не подушечные формы.

В хребтах с высокими скоростями спрединга (>5 см/год), примером которых может служить Восточно-Тихоокеанское поднятие, при подводных исследованиях наблюдались два типа лав [13]: подушечные лава, подобные изученным в хребтах с низкими скоростями спрединга, а также плоские покровы массивных лав и остатки лавовых озер. Подушечные лава слагают невысокие вулканические холмы с пологими склонами, а покровы массивных лав и лавовые озера заполняют вытянутые вдоль оси рифта депрессии. В отличие от трещиноватой поверхности подушечных лав поверхность массивных потоков гладкая со следами течения. Остатки лавовых озер возникли в результате постепенного стекания расплава из лавового озера, размером до 200 м, и обрушения его стекловатой корки. Внутри такого опустевшего лавового озера остаются базальтовые колонны диаметром 0,5—2 м. Дно такого озера покрыто слоем обломков обрушенной кровли [13].

Подобные различия в морфологии основных форм вулканов в хребтах с различными скоростями раздвижения литосферных плит объясняются различной интенсивностью поступления расплава на поверхность. В хребтах с высокими скоростями спрединга при раскрытии трещины на поверхность поступает большое количество расплава, успевающее

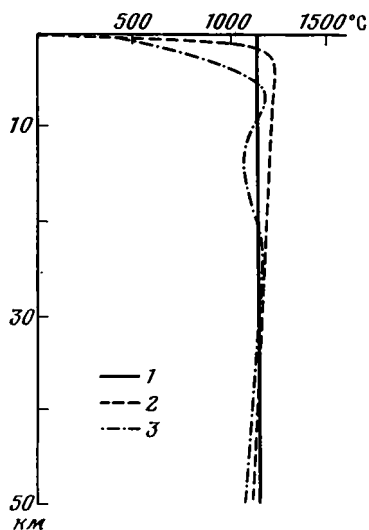


Рис. 1. Температурные кривые под срединно-океаническими хребтами

1 — кривая ликвидуса толеитового базальта; 2 — температурная кривая рифтов с высокими скоростями спрединга (>5 см/год); 3 — температурная кривая рифтов с низкими скоростями спрединга (<1 см/год)

растечься вокруг трещины в виде массивных потоков и лавовых озер. Затухание эпизода извержения приводит к более медленному поступлению магмы в отдельных точках и формированию небольших вулканов, сложенных подушечными лавами. В хребтах с низкими скоростями спрединга поступление магмы на поверхность менее активно и здесь формируются только подушечные лавы.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ТОЛЕИТОВОГО РАСПЛАВА В МЕЛКОГЛУБИННЫХ КАМЕРАХ

Для хребтов с низкими скоростями спрединга (<3 см/год), типа Красного моря и Срединно-Атлантического хребта, характерно присутствие большого количества крупнопорфировых базальтов. В хребтах с высокими скоростями спрединга (>5 см/год), типа Восточно-Тихоокеанского поднятия преобладают афировые базальты. Крайне редко встречаются порфировые разности с интрателлурическими вкраплениями оливина, отвечающие по составу пикритовым базальтам.

Эти различия свидетельствуют, что под хребтами с низкими скоростями спрединга в магматических камерах идет кристаллизационная дифференциация толеитового расплава, в то время как в хребтах с высокими скоростями спрединга кристаллизации толеитового расплава не происходит.

Действительно, анализ валовых химических составов базальтов Срединно-Атлантического хребта показывает четко проявленные тренды фракционирования и аккумуляции минеральных фаз. Наиболее хорошо направленность явлений дифференциации прослеживается на диаграмме $Al_2O_3-FeO^*/MgO$ (рис. 2), на которой видно, что афировые толеиты Восточно-Тихоокеанского хребта (район работ по программе «СУАМЕХ») занимают довольно узкую область, отвечающую составу среднего толеита. Точки составов базальтов Атлантического океана (район работ экспедиции «FAMOUS») распределяются от точки среднего состава по трем основным трендам: I тренд, идущий с увеличением содержания Al_2O_3 в породе и некоторым уменьшением железомagneйного отношения, отражает аккумуляцию плагиоклаза; наиболее крайние точки тренда отвечают порфировым базальтам, содержащим 30% фенокристаллов плагиоклаза, II тренд отражает аккумуляцию оливина и характеризуется резким уменьшением содержания Al_2O_3 и уменьшением отношения FeO^*/MgO , крайние точки этого тренда обозначены составами кумулятивных пикрит-базальтов, III тренд — часть точек располагается вдоль линии, направленной в сторону резкого увеличения отношения FeO^*/MgO в породе и некоторого уменьшения содержания Al_2O_3 в ней; эта тенденция отражает изменение состава остаточного расплава при фракционировании плагиоклаза и оливина.

Составы базальтов Красного моря, отличающегося наиболее низкими скоростями спрединга, распределяются в основном вдоль тренда III, что свидетельствует о высокой степени фракционирования базальтов, изливающихся в рифтовой зоне с крайне низкой скоростью спрединга. Этот вывод подтверждает и положение точек составов красноморских базальтов на диаграмме AFM, где они занимают наиболее крайнее, верхнее положение. Они отличаются максимальным содержанием суммарного железа, накопленного в остаточном расплаве в результате фракционирования оливина. Наряду с четко выраженной тенденцией фракционирования в красноморских базальтах фиксируется также тенденция аккумуляции кристаллов плагиоклаза (тренд I). Наиболее крайние точки составов базальтов, обогащенных глиноземом, содержат до 15% крупных фенокристаллов плагиоклаза [4]. Тренд II, отражающий аккумуляцию фенокристаллов оливина, в красноморских базальтах отсутствует. Действительно, в образцах базальтов Красного моря содержание фенокристаллов оливина не превышает 1,5% объема породы. Можно предположить, что вследствие продолжительного отстоя расплава в мелкоглубинном очаге под осевой частью Красного моря в нем

произошло полное осаждение фенокристаллов оливина и частичное фракционирование плагиоклаза. В результате на поверхность поступал в основном остаточный расплав, содержащий лишь фенокристаллы плагиоклаза.

Составы базальтов из хребтов с высокими скоростями спрединга, примером которых может служить Восточно-Тихоокеанское поднятие в районе работ экспедиции «СУАМЕХ», отличаются значительной однородностью [17], что свидетельствует о крайне слабом проявлении процессов дифференциации толеитовых лав в магматической камере. Судя по геофизическим данным, эта камера, представляющая собой сплошной

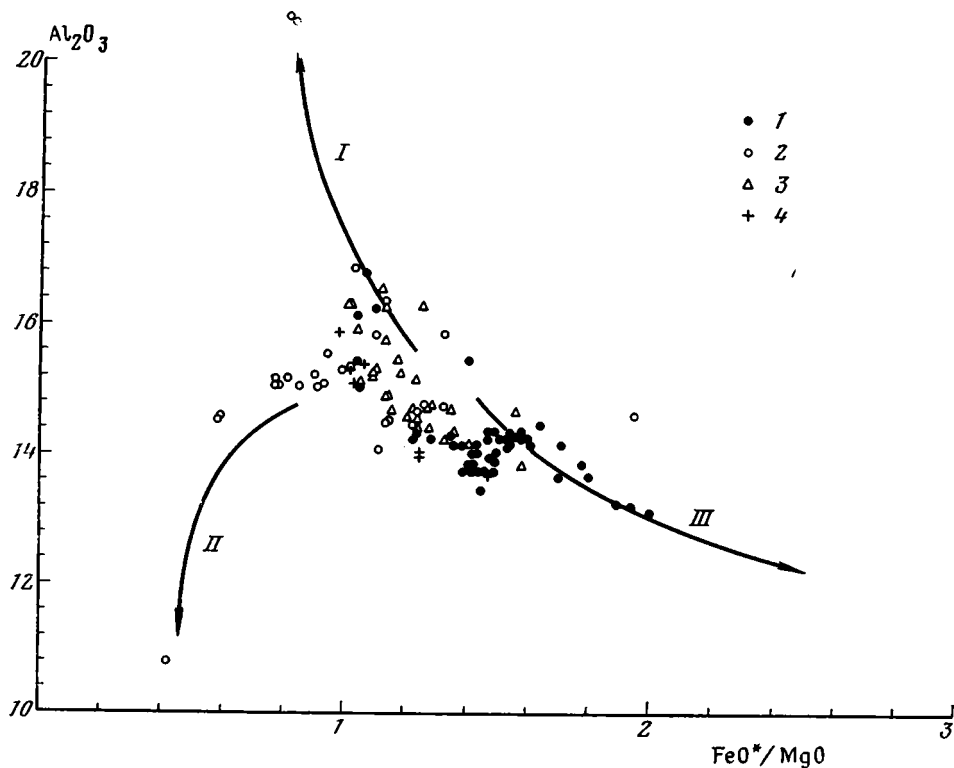


Рис. 2. Зависимость содержания Al_2O_3 от FeO^*/MgO -отношения в толеитах

1 — точки составов толеитов Красного моря; 2 — точки составов толеитов Атлантического океана «FAMOUS»; 3 — точки составов толеитов Восточно-Тихоокеанского поднятия, «СУАМЕХ»; 4 — точки составов толеитов Восточно-Тихоокеанского поднятия, скв. 422; I, II, III — основные тренды

низкоскоростной слой, находится на глубине 1—5 км [14]. Под хребтами с низкими скоростями спрединга, типа Срединно-Атлантического хребта, такого рода зон или магматических камер геофизическими методами не фиксируется, вероятно, из-за их малого размера. Однако анализ парагенезиса вкрапленников, состоящих из плагиоклаза и оливина, указывает, что камеры находятся примерно на тех же глубинах.

Как уже говорилось, под осевыми частями рифтов с высокими скоростями спрединга уже на глубинах более 1 км температуры в коре выше, чем ликвидусные для толеитового базальта [8]. Кристаллизация толеита в рифтовых зонах такого типа происходит только после падения температур в коре в апикальных частях гигантских магматических камер, а в эруптивной деятельности участвует в основном центральная ее часть, свободная от кристаллических фаз.

В хребтах с низкими скоростями спрединга термоградиент гораздо ниже и имеет довольно сложное строение (см. рис. 1). Температуры, превышающие температуру ликвидуса толеита, в осевых зонах хребтов такого типа достигаются только на глубинах более 5 км. Относительно

низкие температуры в магматических камерах приводят к активной кристаллизации расплава. В хребтах со скоростями спрединга 2—3 см/год, типа Атлантики, время отстоя магмы в мелкоглубинной камере незначительно и на поверхность вместе с расплавом поступают также кумулятивные фазы плагиоклаза и оливина, не успевшие отделиться от расплава. В рифтах с крайне низкими скоростями спрединга, типа Красного моря, тяжелые кристаллы оливина почти целиком успевают отделиться от расплава и осесть на стенках магматической камеры. Более легкий по удельному весу основной плагиоклаз фракционирует только частично. В связи с этим возникающие здесь базальты могут содержать только небольшое количество кумулятивного плагиоклаза, а в основной массе представляют собой обогащенный железом остаточный расплав. Наиболее хорошо это видно на треугольной диаграмме AFM (рис. 3), где

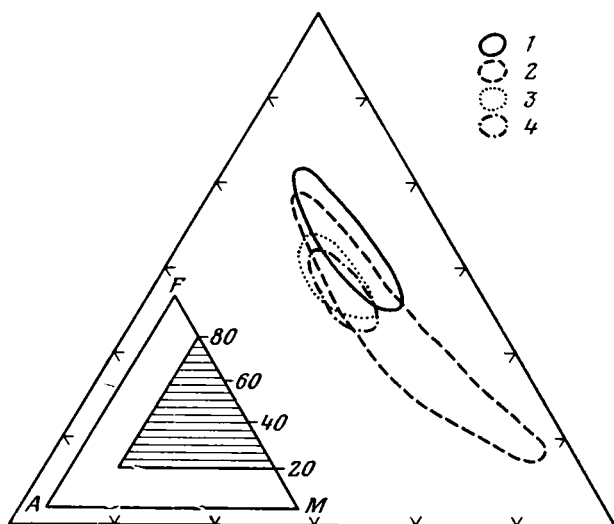


Рис. 3. Диаграмма AFM

1 — поле составов толеитов Красного моря; 2 — поле составов толеитов Атлантического океана «FAMOUS»; 3 — поле составов толеитов Восточно-Тихоокеанского поднятия «CYAMEX»; 4 — поле составов толеитов Восточно-Тихоокеанского поднятия, скв. 422

составы базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия располагаются в узкой области среднего состава толеита, в то время как точки составов пород Атлантики протягиваются вдоль линии дифференциации океанического толеита — от пикрита до железистого базальта. Составы толеитов Красного моря лежат в основном в области составов крайних дифференциатов океанических толеитов.

Можно предположить, что базальты, формирующиеся в хребтах с промежуточными скоростями спрединга (3—5 см/год), будут обладать не сильно проявленной дифференцированностью первичного расплава. Среди разных типов базальтов можно ожидать присутствие крупнопорфировых, в основном оливин-порфировых, разностей пород.

РАЗЛИЧИЯ В ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ

Выявление различий первичного химического состава толеитовых расплавов из разных спрединговых зон довольно сложно, так как первичные составы расплавов сильно изменены в результате более поздних процессов дифференциации расплавов в мелкоглубинных магматических очагах. Особенно сильно процессы дифференциации в мелкоглубинных очагах, как это уже было сказано, изменяют первичные составы лав в

низкоскоростных спрединговых центрах, где аккумуляция плагиоклаза приводит к резкому увеличению Al_2O_3 , а аккумуляция оливина — к увеличению MgO . В какой-то мере эта задача решается путем использования составов базальтовых стекол [3] или стекол и афировых разностей пород [18]. Однако и при таком подходе изучаемые составы не отвечают первичным составам толеитовых расплавов под хребтами, а являются остаточным расплавом после фракционирования части оливина и плагиоклаза.

Содержание TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , P_2O_5 и FeO^*/MgO -отношение в толеитовых базальтах, вес. %

Элементы	Красное море			Срединно-Атлантический хребет, «FAMOUS»			Восточно-Тихоокеанское поднятие, «CYAMEX»		
	мин.	сред.	макс.	мин.	сред.	макс.	мин.	сред.	макс.
TiO_2	0,75	1,14	1,62	0,55	1,16	1,58	1,11	1,52	1,65
Al_2O_3	13,05	14,23	16,75	14,05	18,34	20,65	14,13	16,64	17,49
Na_2O	1,59	2,01	2,35	1,10	2,06	2,71	2,16	2,65	2,72
P_2O_5	—	0,08	0,17	—	0,10	0,17	0,10	0,19	0,22
FeO^*/MgO	1,04	1,45	1,94	0,42	1,00	1,95	1,02	1,25	1,56

Использование большого количества каменного материала, полученного при подводных исследованиях, позволило, опираясь на валовые составы современных базальтов, выявить основные закономерности отличий первичных химических составов толеитовых магм из рифтовых зон с различными скоростями спрединга. Несмотря на значительный разброс содержаний элементов в базальтах (таблица), довольно четко выявляется зависимость между содержанием в базальтах титана, величиной железомagneйного отношения и скоростью спрединга (рис. 4). Подобные зависимости были выявлены ранее Моррелом и Хекинианом [16, 18] по результатам изучения стекол и афировых разностей базальтов. Ими было показано, что базальтовые стекла в рифтах с высокими скоростями спрединга отличаются более высокими содержаниями TiO_2 (до 3%), постоянными, довольно высокими величинами отношений FeO^*/MgO (до 2,5). В стеклах базальтов, изливающихся в рифтах с низкими скоростями спрединга (<3 см/год), содержание TiO_2 не превышает 1,2%, а железомagneйное отношение в недифференцированных разностях базальтов не превышает 0,55. В базальтовых стеклах, отобранных в срединно-океанических хребтах с промежуточными скоростями спрединга, наблюдаются промежуточные содержания титана и величины железомagneйного отношения.

Мы сопоставили между собой валовые составы базальтов из разных зон спрединга. Они выявляют кроме TiO_2 и FeO^*/MgO зависимость между скоростью спрединга и содержанием в породах фосфора, натрия (рис. 4, 5) и очень слабо проявленную зависимость между скоростью спрединга и содержанием Al_2O_3 (последняя величина очень сильно зависит от степени дифференциации плагиоклаза в мелкоглубинном очаге). Наиболее хорошо эта тенденция видна на графиках, отражающих отношение титана и фосфора к железомagneйному отношению (рис. 4), где, несмотря на довольно широкий разброс точек, четко вырисовываются поля составов базальтов. В каждом отдельном поле наблюдается увеличение содержания титана и фосфора по мере увеличения степени дифференциации расплава, но в каждой группе образцов процесс этот происходит на разных уровнях относительного содержания этих элементов. Группа базальтов с наиболее низким содержанием титана при равном FeO^*/MgO -отношении в них — породы, поднятые в рифтовой зоне Красного моря (см. таблицу). Несколько выше относительное содержание титана и фосфора в базальтах Атлантического океана, и еще более высокими содержаниями титана отличаются базальты, отобранные в экспедиции «CYAMEX» на Восточно-Тихоокеанском поднятии. Наиболее высоко-

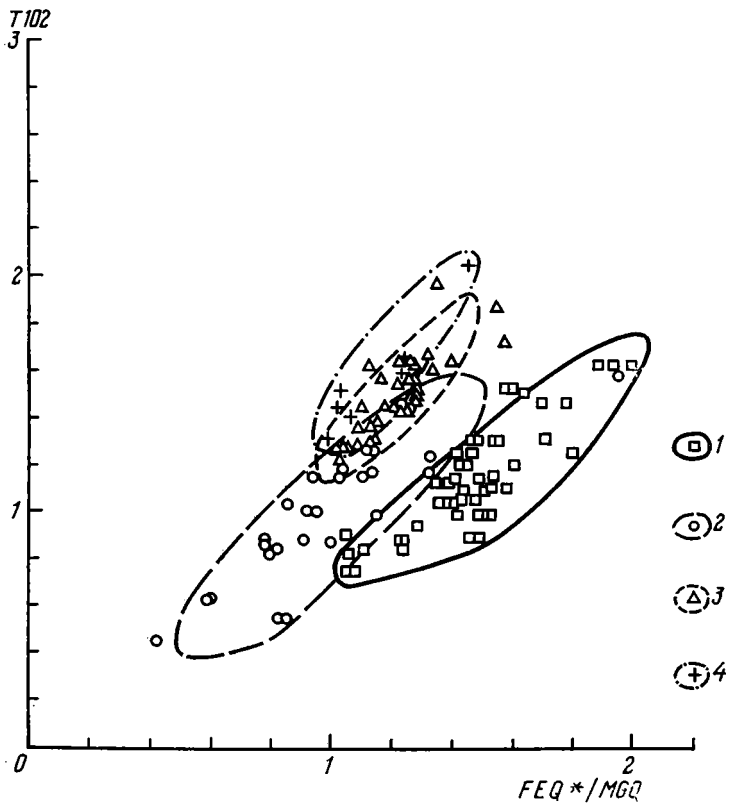
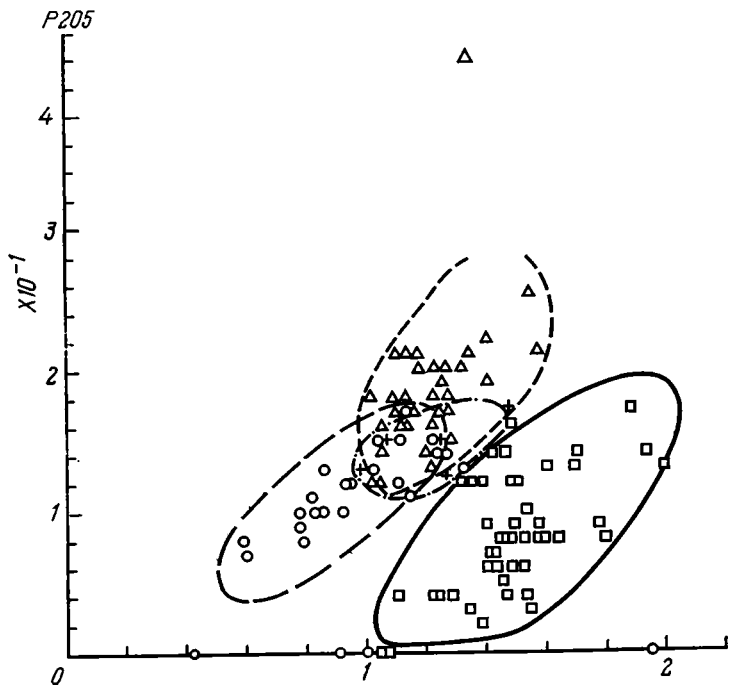


Рис. 4. Зависимость содержания TiO_2 и P_2O_5 от FeO^*/MgO -отношения в океанических толитах (условные обозначения см. на рис. 2, 3)

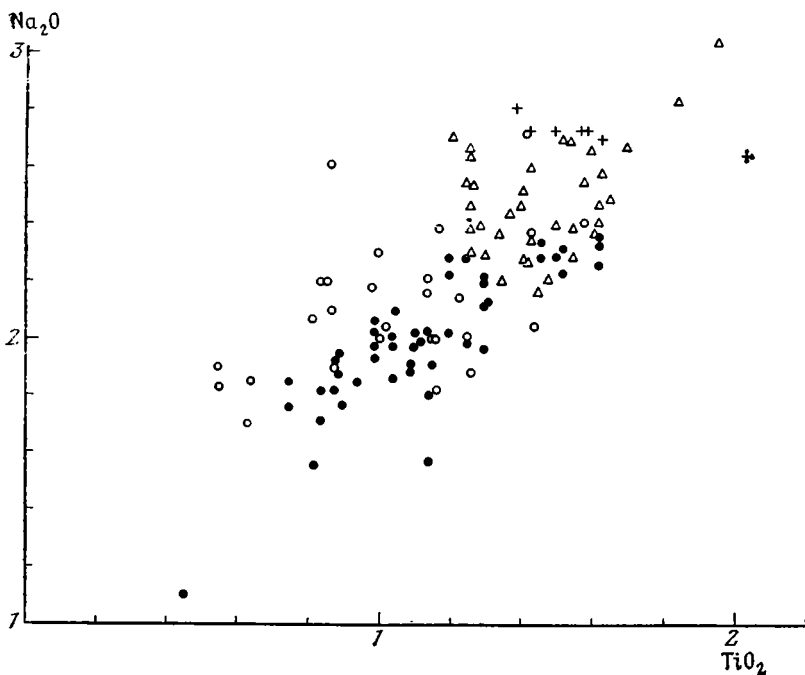


Рис. 5. Диаграмма Na_2O — TiO_2 в океанических толитах (условные обозначения см. на рис. 2, 3)

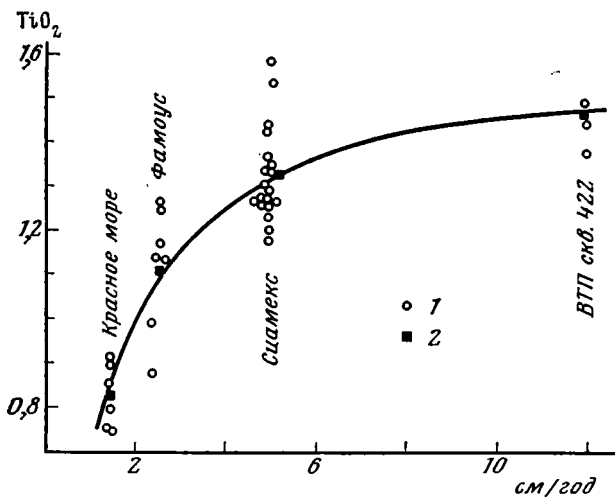


Рис. 6. Содержание TiO_2 в базальтах с FeO^*/MgO -отношением 1 — 1, 2 из рифтовых зон с различными скоростями спрединга: 1 — частные анализы; 2 — среднее по группе

кие содержания титана, достигающие 2,68%, имеют базальты, полученные в 54-м рейсе «Гломар Челленджера» при бурении осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия на 8° с. ш. [16]. В этом районе зафиксированы самые высокие скорости спрединга, порядка 12 см/год.

Как видно, на графике TiO_2 — FeO^*/MgO (см. рис. 4) существует четкая корреляция между величиной железомagneйного отношения и содержанием титана в каждой группе базальтов. Это вполне объяснимо, так как при фракционировании расплава при относительно невысоких давлениях в сухих условиях титан будет накапливаться в остаточном расплаве. Поэтому использование только одного параметра для определения вероятной скорости спрединга в палеорифте, особенно в дифференцированных сериях пород, крайне затруднено. Этого осложнения

можно избежать, сопоставляя содержание титана в базальтах с одной и той же величиной железомagneйного отношения. Наиболее рационально, на наш взгляд, сопоставление содержания TiO_2 в породах с величиной FeO^*/MgO -отношения 1—1,2, близкой величине этого отношения в первичных толеитовых расплавах. Для данной величины FeO^*/MgO -отношения можно построить график зависимости содержания окиси титана от скорости спрединга (рис. 6). На графике видно, что по мере увеличения скорости спрединга в базальтах возрастает содержание TiO_2 . Эта величина изменяется от 0,1—0,9 TiO_2 при скорости спрединга 1,6 см/год (Красное море), через 0,9—2,25 TiO_2 при скорости 2,5 см/год (Атлантика), 1,25—1,4 TiO_2 при скорости 6 см/год (Восточно-Тихоокеанское поднятие, 21° с. ш.), до 1,55—1,8 TiO_2 при скорости спрединга 12 см/год (Восточно-Тихоокеанское поднятие, 8° с. ш.).

Чем можно объяснить наблюдаемые статистические различия в составе базальтов из разных рифтовых зон? Согласно геофизическим и экспериментальным данным, материнские расплавы возникают в низкоскоростном слое астеносферы на глубинах 60—100 км [6]. Расчеты составов реально сосуществующих в этих условиях минеральных фаз показывают, что уменьшение степени плавления вещества мантии или давления должно приводить к резкому увеличению содержания Al_2O_3 в расплаве [5]. Вместе с тем это не приводит к изменению содержания TiO_2 в расплаве. Данные по базальтам срединных хребтов, напротив, указывают на изменение содержания TiO_2 . Это свидетельствует о том, что изменение P — T -условий в астеносфере не может объяснить петрохимических различий между базальтами из рифтовых зон с различными скоростями спрединга.

Экспериментальные исследования и расчеты плавления вещества мантии при давлении 30—40 кбар показывают, что возникающие здесь расплавы должны иметь пикритовый состав [5, 11]. На рис. 1 видно, что непосредственно выше зоны пониженных скоростей, на глубинах 60—30 км под хребтами располагается слой, где температуры ниже ликвидусных для толеитов [8]. Можно предположить, что слой является твердым и через него материнский расплав по системе трещин поступает в верхние горизонты мантии на глубины 20—30 км. В этой зоне происходит кристаллизация и фильтрация материнского пикритового расплава, приводящая к появлению толеитовых и оливин-толеитовых магм. Среди кристаллических фаз, выделяющихся из пикрита при давлении 10 кбар, присутствует клинопироксен, содержащий около 0,46% TiO_2 и 0,39% Na_2O [8]. На еще более высоких горизонтах, уже при давлениях около 8 кбар, клинопироксен среди кристаллизующихся из пикрита фаз отсутствует [6].

Так как клинопироксен — единственная кристаллическая фаза, способная при данных физико-химических параметрах захватывать TiO_2 из расплава, становится ясно, что содержание этого элемента в формирующемся толите будет зависеть от степени фракционирования клинопироксена в области 10—8 кбар. В хребтах с высокими скоростями спрединга, отличающимися более активным вулканизмом, можно предположить более быструю подачу материнского расплава, фракционирование которого происходит уже в основном выше зоны кристаллизации клинопироксена, и остаточный расплав в этом случае не теряет TiO_2 . В хребтах с низкими скоростями спрединга поступающий материнский расплав продолжительное время находится в области повышенных давлений, где фракционирование идет с участием клинопироксена. Возникающие в этом случае толеитовые магмы относительно обедняются TiO_2 и Na_2O , а также частично Al_2O_3 . Поскольку FeO^*/MgO -отношение в клинопироксене значительно ниже по сравнению с таковым в сосуществующих оливине и ортопироксене, в расплаве величина FeO^*/MgO -отношения после частичной осадки моноклинного пироксена понижается.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, изучение морфологических и петрохимических особенностей современных базальтов срединно-океанических хребтов с различными скоростями спрединга, проведенное на примере трех районов, изученных с помощью подводных аппаратов, позволило выявить основные различия между ними.

1. Изучение морфологии базальтовых потоков в рифтах с низкими (< 3 см/год) скоростями спрединга показало, что для них характерно наличие только различных форм трубообразных подушечных лав, слагающих вулканические аппараты центрального типа с довольно крутыми склонами. Для хребтов с высокими скоростями раздвижения плит (> 5 см/год) типично присутствие наряду с подушечными базальтами потоков массивных базальтов и остатков лавовых озер.

2. Базальты, излившиеся в хребтах с высокими скоростями спрединга, отличаются афировыми структурами и крайне низкой степенью дифференциации расплава, в то время как для хребтов с низкими скоростями спрединга типично наличие порфировых разностей базальтов. Они отличаются значительной дифференцированностью расплава и наличием кумулятивных фаз плагиоклаза или оливина и плагиоклаза вместе, четко фиксируемых в химических составах этих пород. Комплексы базальтов, возникающих в хребтах со скоростями спрединга 1—2 см/год, отличаются хорошо развитым трендом фракционирования оливина и плагиоклаза и менее четко выраженным трендом аккумуляции плагиоклаза. Базальты из рифтовых зон со скоростями спрединга 2—3 см/год отличаются хорошо развитыми трендами аккумуляции плагиоклаза и оливина и менее четко развитым трендом фракционирования этих минералов. Породы рифтовых зон с высокими скоростями раздвижения литосферных плит (> 5 см/год) выделяются своей однородностью.

3. Выявляется прямая корреляция между скоростью спрединга и относительным содержанием титана в базальтах, связанная, вероятно, с различной скоростью поступления расплава к поверхности и соответственно различной степенью фракционирования из материнского расплава моноклинного пироксена. Чем выше скорость спрединга, тем выше содержание окиси титана в базальтах, формирующихся в рифтовой зоне. Использование базальтов с определенной степенью фракционирования, определяемой постоянной величиной железомagneйного отношения, позволяет построить график зависимости скорости спрединга и содержания титана в формирующихся в них породах.

Все эти закономерности могут быть с успехом использованы для определения скорости спрединга в геологическом прошлом, опираясь на наблюдения над морфологией базальтовых потоков в офиолитовых комплексах, на изучение структуры базальтов и на данные об их химическом составе. Такого рода работа выполняется сейчас для силурийских океанических базальтов Мугоджар (о. Шулдук); согласно предварительным результатам, скорость спрединга была высокой, превышающей 5 см/год.

В заключение автору хочется принести благодарность за активное содействие и помощь в работе Л. П. Зоненшайну и Г. Б. Руднику.

Литература

1. Альмухамедов А. И., Зоненшайн Л. П., Кашинцев Г. Л., Матвеенков В. В., Сборщиков И. М. Подводные вулканы Красноморского рифта.— Океанология, 1981, т. XXI, № 3, с. 495—498.
2. Альмухамедов А. И., Матвеенков В. В., Кашинцев Г. Л. Химический состав базальтов осевой зоны Красноморского рифта в районе 18° с. ш.— Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 3, с. 744—747.
3. Дмитриев А. В., Соболев А. В., Суцневская Н. М. Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава.— Геохимия, 1979, № 2, с. 163—178.
4. Матвеенков В. В., Альмухамедов А. И., Кашинцев Г. Л. Петрографическая характеристика толеитовых базальтов центральной зоны Красноморского рифта.— Океанология, 1982, т. 22, № 2, с. 254—260.

5. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Наука, 1981. 583 с.
6. Рябчиков И. Д., Богатилов О. А., Пилюян Г. О., Бабанский А. Д. Первичные магмы океанических толеитов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 8, с. 5—20.
7. Ballard R. D., Francheteau J., Juteau T., Rangan C., Normark W. East Pacific Rise at 21° N: The volcanic, tectonic and hydrothermal processes of the central axis.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, v. 55, p. 1—10.
8. Bender J. F., Hodges F. N., Benc A. E. Petrogenesis of basalts from the project Famous area: experimental study from 0 to 15 kbars.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, v. 41, p. 277—302.
9. Bryan W. B., Morr J. G. Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic Ridge rift valley near lat. 36° 49' N.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, № 4, p. 487—503.
10. Condie K. C. Composition of Basalts and Andesites.— In: Plate Tectonic Crustal Evolution. Perg. press, 1976. p. 203—210.
11. Duncan R. A., Green D. H. Roll of multis tage melting in the formation of oceanic crust.— Geology, 1980, v. 8, № 1, p. 22—26.
12. Flower M. F. J. Accumulation of calcic plagioclase in ocean-ridge tholeiite: on indication of spreading rate?— Nature, 1980, v. 287, № 5782, p. 530—532.
13. Francheteau J., Juteau T., Rangan C. Basaltic pillars in collapsed lava pools on the deep ocean-floor.— Nature, 1979, v. 281, № 5728, p. 209—211.
14. Francis T. J. G. Seismicity of Mid-oceanic ridges and its relation to properties of the upper mantle and crust.— Nature, 1968, v. 220, № 5170, p. 399—901.
15. Gass I. G., Mallick D. I. J., Cox K. G. Volcanic Islands of the Red sea.— J. Geol. Soc. L., 1973, v. 129, p. 275—310.
16. Hekinian R., Morel M. J. Basement rocks from the East Pacific rise near 9° N compared with other ocean-floor volcanic provinces.— Rep. D. S. D. P., 1981. v. LIV, p. 819—832.
17. Juteau T., Eissen J. P., Francheteau J., Needham D., Choukroune P., Rangin C., Seguret M., Ballard R. D., Fox P. J., Normark W. R., Carranza A., Cordoba D., Guerrero J. Homogeneous basalts from the East Pacific Rise at 21° N: steady state magma reservoirs at moderately fast spreading centers.— Oceanol. acta, 1980, v. 3, № 4, p. 487—503.
18. Morel M. J., Hekinian R. Compositional variations of volcanics along Segments of Recent Spreading Ridges.— Contr. Mineral. Petrol., 1980, v. 72, № 4, p. 425—436.
19. Sleep N. H. Thermal structure and kinematics of mid-ocean ridge axes: some implications to basaltic volcanism.— Geophys. Res. Lett., 1980, v. 5, p. 426—428.

Институт океанологии
АН СССР им. П. П. Ширшова

Поступила в редакцию
12.III.1982

УДК 551.241 : 550.834 : 550.831 (470.5)

СЕМЕНОВ Б. Г., АНАНЬЕВА Е. М., ЕКИДИНА Н. Я.,
БЕРЛЯНД Н. Г., КАССИН Г. Г., ЦВЕТКОВА А. А.

О ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ К НЕМУ ТЕРРИТОРИИ

На основе корреляционных зависимостей между составляющими гравитационного поля и характеристиками геолого-геофизических разрезов земной коры, установленными по опорным профилям ГСЗ, составлены уточненные схемы рельефа подошвы земной коры и кровли «базальтового» слоя Урала и прилегающих к нему платформенных окраин. Описывается продольная и поперечная зональность глубинной структуры земной коры, затронут вопрос связи с нею особенностей геологического строения верхней части гранитно-метаморфического слоя и металлогенической специализации Урала.

Представления о глубинном строении земной коры Урала и прилегающих к нему территорий базируются на материалах глубинных сейсмических зондирований по Свердловскому [4], Красноуральскому [5] и Темиртау-Куйбышевскому [8] профилям, а также сейсморазведки МОВ с длинными годографами по Асбестовскому профилю [7]. Основные закономерности глубинного строения, устанавливаемые по данным сейсморазведки вдоль названных профилей, экстраполируются по площади с использованием гравиметрических и частично топографических карт. Экстраполяция выполняется на основе корреляционных зависимостей между осредненными значениями аномалий силы тяжести (или осредненным рельефом) и основными параметрами сейсмогеологического разреза земной коры вдоль сейсмических профилей. Эмпирически, путем перебора многих вариантов, установлено, что достаточно надежная (с коэффициентами корреляции более 0,7) линейная корреляция существует между осредненными (в радиусе 30—35 км) значениями аномалий Буге (Δg) и мощностью «базальтового» слоя (h_b); для восточного склона Урала и Зауралья — между осредненными (в радиусе 35 км) значениями высот дневной поверхности ($\bar{H}_{\text{поф}}$) и мощностью земной коры (H_m); между h_b и H_m (рис. 1). Эти зависимости позволили построить карты изоглубин поверхности «базальтового» слоя и поверхности Моховичича (рис. 2).

Установлено [4, 5], что земная кора Урала и прилегающих к нему территорий характеризуется сложным блоково-многослойным строением и на разных уровнях содержит слои с относительно пониженными скоростями распространения сейсмических волн, но при этом выдерживается устойчивая тенденция общего повышения скоростной характеристики с глубиной. Это дает полное основание, несмотря на сложный вертикальный разрез земной коры, выделять ее нижнюю часть как «базальтовый» слой, в понимании В. В. Белоусова [1]. Кровля этого слоя отождествляется нами с сейсмической поверхностью, ограничивающей сверху мощный высокоскоростной интервал ($V_n=6,7-7,15$ км/с) по Красноуральскому профилю [5]; по Свердловскому и Асбестовскому профилям [4, 7] — с сейсмической границей d_i^* , характеризующейся $V_2=6,9-7,5$ км/с; по профилю Темиртау — Куйбышев [8] — с изолиниями равных скоростей 6,6 км/с. Основание земной коры (граница Моховичича) отождествляется с четкой, регионально выдержанной сейсмической границей, характеризующейся под осевой зоной Урала $V_2=7,8-8,0$ км/с; в сторону Русской и Западно-Сибирской плит намечается увеличение скорости на этой границе до 8,2—8,3 км/с [4, 5].

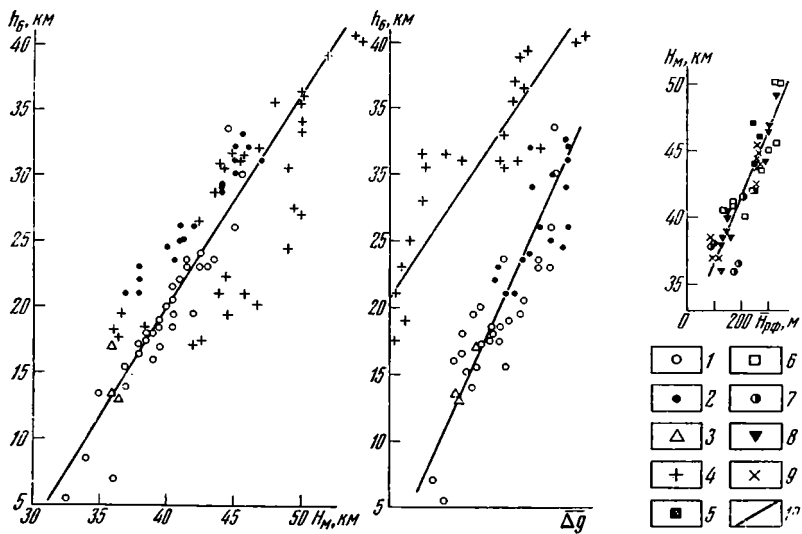


Рис. 1. Графики корреляционной зависимости мощности «гранулито-базитового» слоя (h_b) от общей мощности земной коры (H_m), мощности «гранулито-базитового» слоя от осредненных значений аномалий силы тяжести (Δg) и мощности земной коры от осредненных высот рельефа дневной поверхности ($H_{p\phi}$) 1—4 — точки корреляции (H_m) и (h_b) по опорным сейсмическим профилям: 1 — Свердловскому, 2 — Красноуральскому, 3 — Асбестовскому, 4 — Темиртау-Куйбышевскому; 5—9 — точки корреляций H_m ($H_{p\phi}$) для зауральских структур: 5 — Тагильского прогиба (только по Красноуральскому профилю), 6 — Восточно-Уральского поднятия, 7 — Восточно-Уральского прогиба, 8 — Зауральского поднятия, 9 — Тюменско-Кустанайского прогиба; 10 — осредненные графики линейной корреляции

Обобщенный сейсмплотностный разрез земной коры и подкорового слоя описываемой территории приведен в таблице. Кроме двух названных выше основных, повсеместно прослеживаемых границ на сейсмических разрезах выделяются еще две (таблица). Одна из них (B') соответствует кровле наиболее высокоскоростного сейсмического интервала, выделяемого в нижней части «базальтового» слоя на Среднем Урале [4, 5] и отвечающего «гранулит-экологитовому» слою В. В. Белоусова [1]. Другая граница (G') следится фрагментарно и соответствует зоне перехода от самой верхней части разреза, отличающейся быстрым нарастанием скорости распространения упругих волн в глубину, к более глубоким его уровням со сравнительно небольшими вертикальными градиентами V . В Предуралье эта граница, по данным ГСЗ, приблизительно соответствует основанию фанерозойского осадочного чехла Русской плиты.

«Базальтовый» слой земной коры в разрезе, поперечном к структуре Урала, имеет в общих чертах форму обоюдовыпуклого (биклиналиного) тела с максимальной мощностью под Тагильско-Магнитогорским прогибом. Эта закономерность прослеживается по всем сейсмическим профилям. Другой закономерностью является увеличение скорости распространения упругих волн (а соответственно и плотности) во всех слоях земной коры — от западного и восточного обрамлений Уральской складчатой системы к осевой части последней, т. е. к Тагильско-Магнитогорскому прогибу (см. таблицу). Эти закономерности главным образом и обуславливают наличие прямых корреляционных связей $h_b(\Delta g)$ и $h_b(H_m)$. Очевидно, что интенсивность осредненного поля сила тяжести (Δg) обусловлена не только изменениями средней плотности земной коры и мощности «базальтового» слоя, но и более глубинными региональными плотностными неоднородностями, а также региональными изменениями мощности и плотности чехла (на территории платформенного обрамления Урала). Существенно при этом, однако, то, что суммарное гравита-

**Обобщенный сейсмоплотностный разрез земной коры и подкорового слоя Урала
и прилегающих частей платформ**

Слои, горизонты	Ориентировочные мощности, км	Обобщенные значения плотности, г/см ³								Индексы поверхностей плотностного раздела
		восточная окраина Восточно-Европейской платформы	Предуральский край-вой прогиб	Западно-Уральская зона складчатости	Центрально-Уральское поднятие	Тагильско-Магнитогорский прогиб	Восточно-Уральское поднятие		Восточно-Уральский прогиб	
							западная часть	восточная часть		
Осадочный и «гранитно-метаморфический» слои в целом	13—18	$\frac{6,31}{2,82}$	$\frac{6,12}{2,75}$	$\frac{6,03}{2,76}$	$\frac{5,87}{2,72}$	$\frac{6,37}{2,85}$	$\frac{6,35}{2,83}$	$\frac{6,23}{2,79}$	$\frac{6,20}{2,78}$	
В том числе верхняя резко градиентная часть	3—12	$\frac{5,95}{2,70}$	$\frac{5,87}{2,67}$	$\frac{5,5}{2,61}$	$\frac{5,5}{2,61}$	$\frac{6,36}{2,84}$	$\frac{6,20}{2,78}$	$\frac{5,98}{2,70}$	$\frac{5,85}{2,74}$	Г'
Нижняя слабоградиентная часть	13—3	$\frac{6,4}{2,85}$	$\frac{6,4}{2,84}$	$\frac{6,4}{2,86}$	$\frac{6,4}{2,85}$	$\frac{6,43}{2,86}$	$\frac{6,43}{2,86}$	$\frac{6,44}{2,87}$	$\frac{6,28}{2,82}$	Б
«Базальтовый» слой в целом	23—33	$\frac{6,85}{3,10}$	$\frac{6,60}{3,00}$	$\frac{6,83}{3,10}$	$\frac{6,83}{3,09}$	$\frac{7,04}{3,18}$	$\frac{6,83}{3,10}$	$\frac{6,78}{3,09}$	$\frac{6,54}{3,00}$	
В том числе верхняя часть («гранулитобазитовый» слой)	19—27	$\frac{6,7}{3,06}$	$\frac{6,4}{2,94}$	$\frac{6,60}{3,03}$	$\frac{6,65}{3,04}$	$\frac{6,85}{3,11}$	$\frac{6,65}{3,04}$	$\frac{6,85}{3,07}$	$\frac{6,54}{3,00}$	Б'
Нижняя часть («гранулитобазитовый» слой)	0—10	$\frac{7,8}{3,39}$	$\frac{7,8}{3,40}$	$\frac{7,8}{3,40}$	$\frac{7,8}{3,41}$	$\frac{7,7}{3,38}$	$\frac{7,8}{3,40}$	$\frac{7,8}{3,40}$	Отсутствует	М
Земная кора в целом	36—50	$\frac{6,63}{2,99}$	$\frac{6,45}{2,93}$	$\frac{6,50}{2,97}$	$\frac{6,53}{2,98}$	$\frac{6,84}{3,07}$	$\frac{6,66}{3,01}$	$\frac{6,56}{2,97}$	$\frac{6,82}{2,91}$	М
Подкоровый слой разуплотненной мантии	5—10	$\frac{8,1}{3,44}$	$\frac{8,2}{3,46}$	$\frac{8,2}{3,46}$	$\frac{9,0}{3,44}$	$\frac{8,0}{3,45}$	$\frac{7,95}{3,43}$	$\frac{8,0}{3,43}$	$\frac{8,05}{3,43}$	М
Неизменная верхняя мантия	—	$\frac{8,3}{3,47}$	$\frac{8,3}{3,47}$	$\frac{8,35}{3,48}$	$\frac{8,35}{3,48}$	$\frac{8,4}{3,49}$	$\frac{8,35}{3,48}$	$\frac{8,3}{3,47}$	$\frac{8,3}{3,46}$	

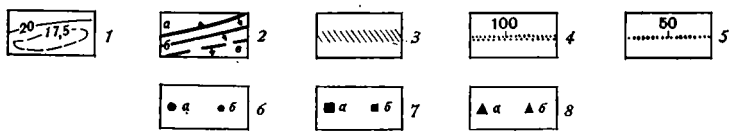
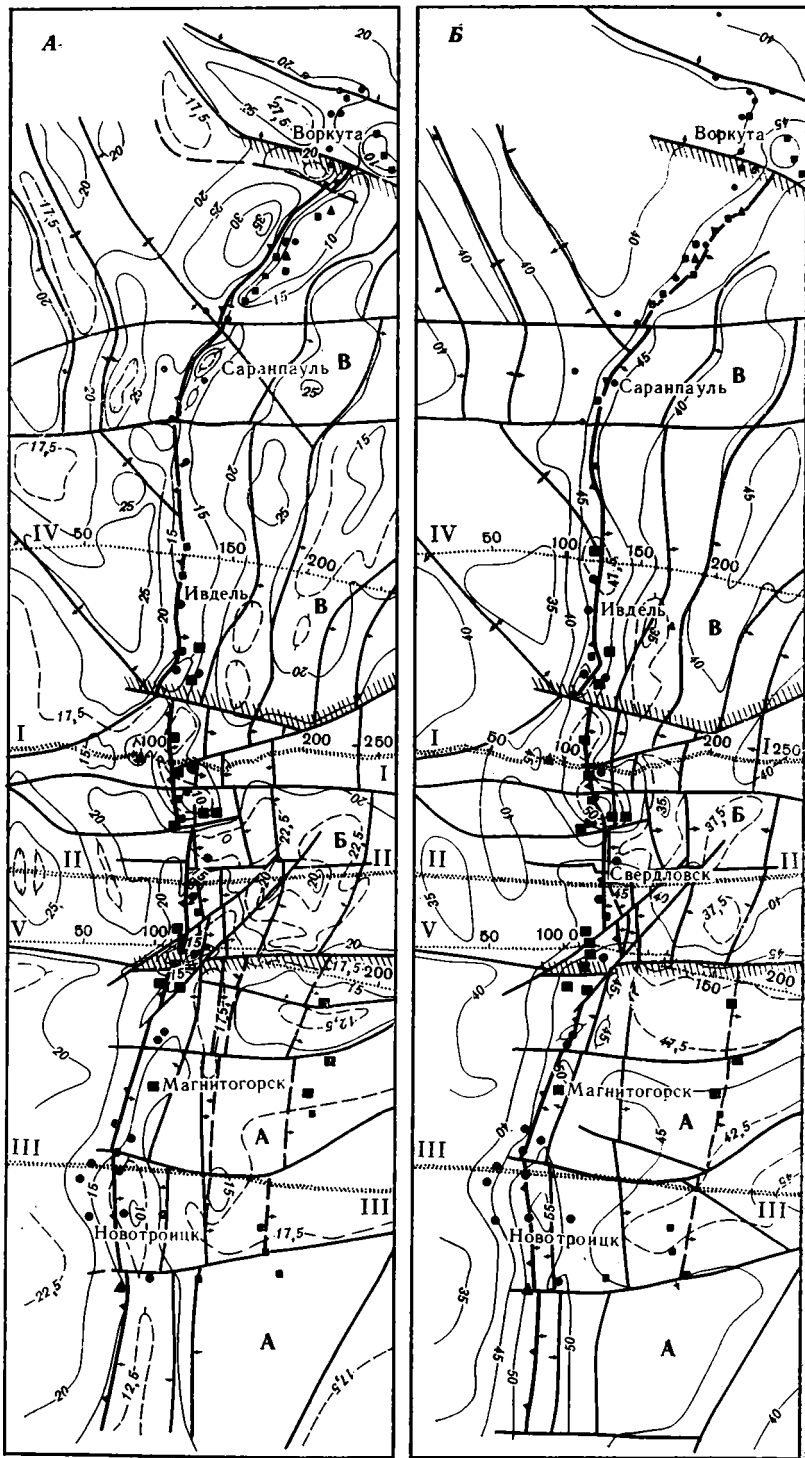
Примечание. 1. Над чертой—значения средних интервальных скоростей продольных волн (V_p) по данным ГСЗ. 2. Плотности (σ) получены с использованием корреляционных зависимостей σ (V_p) и приведены к термодинамическим условиям на соответствующих глубинах.

ционное влияние всех этих региональных плотностных неоднородностей (т. е. $\bar{\Delta}g$) прямым образом коррелируется с мощностью «базальтового» слоя.

Разность между наблюдаемыми (Δg) и осредненными ($\bar{\Delta}g$) аномалиями силы тяжести, составляющую поле так называемых локальных аномалий ($\Delta g_{\text{лок}}$), логично связывать с локальными плотностными неоднородностями верхней части земной коры — осадочного и «гранитно-метаморфического» слоев. Интерпретация кривых $\Delta g_{\text{лок}}$ выполняется аналитическими способами и подбором аномалий с учетом геологической обстановки на дневной поверхности, а также аномального магнитного поля. Важной деталью интерпретационных разрезов верхней части земной коры является преобладающее направление падения плотностных контактов, фиксируемых «гравитационными ступенями» в поле $\Delta g_{\text{лок}}$, значительная часть которых своими выходами на дневную поверхность накладывается на разломные границы между структурно-формационными зонами и поэтому отождествляется с разломами. Их экстраполяция вниз позволяет ориентировочно наметить вероятные линии пересечения разломов с кровлей «базальтового» слоя и поверхностью Мохоровичича.

Основные закономерности глубинного строения земной коры описываемого региона сводятся к следующему:

1. Существует четкая продольная по отношению к современной структуре Уральской складчатой области зональность форм рельефа поверхности Мохо и кровли «базальтового» слоя (рис. 2). Пространственно эти зоны приурочиваются к основным структурно-формационным зонам, выделяемым в геологическом строении верхней части земной коры Урала,



т. е. существует пространственная связь между геологическим строением верхней части коры Уральской складчатой системы и ее глубинной структурой. Наиболее четко продольная зональность выдерживается в пределах Северного и Приполярного Урала; на Среднем и особенно Южном Урале она сильно затусована поперечной зональностью, хотя фрагментарно следует и там.

Основной, наиболее выдержанной глубинной структурой является Главный Уральский прогиб поверхности Мохо под Тагильско-Магнитогорским прогибом и его северными аналогами. Он очень четко выделяется на всем протяжении Уральской складчатой области (рис. 2, Б); ему соответствует такая же выдержанная зона поднятий по кровле «базальтового» слоя (рис. 2, А). Этот прогиб своим западным крылом частично захватывает Центральноуральское поднятие, а восточным — на Среднем Урале — западную (Салдинско-Петрокаменскую) зону Восточно-Уральского поднятия. В его осевой части глубина до поверхности Мохо в среднем составляет около 48 км, достигая на Южном Урале 55 км; соответственно мощность «базальтового» слоя в среднем 32—35 и максимальная 45 км.

Западнее описанного прогиба параллельно ему протягивается Предуральская зона относительно сокращенной мощности земной коры (35—40 км), пространственно соответствующая восточной окраине Русской плиты, Предуральному краевому прогибу и Западно-Уральской зоне линейной складчатости. На западе эта зона постепенно сливается с мозаичной картиной глубинного строения Русской плиты. По данным сейсморазведки и интерпретации локальных аномалий силы тяжести, граница Γ' , соответствующая кровле кристаллического основания осадочного чехла, на Среднем и Северном Урале монотонно погружается в сторону Тагильско-Магнитогорского прогиба. Это погружение, названное нами Предуральским перикратоном, захватывает как верхнепалеозойский Предуральский прогиб, так и Центральноуральское поднятие, сложенное рифейскими образованиями, что свидетельствует о чрезвычайной длительности его формирования.

К востоку от Главного Уральского прогиба располагается Восточно-Уральская зона относительно сокращенной мощности земной коры (38 км) и «базальтового» слоя (15—17 км), пространственно соответствующая Главному гранитному поясу Урала (восточной зоне Восточно-Уральского поднятия). На Южном Урале она прослеживается фрагментарно, только до широты Магнитогорска. Еще восточнее в пределах Северного и Среднего Зауралья выделяется Пельмская зона повышенной (40—45 км) мощности земной коры, соответствующая Пельмскому синклинию Восточно-Уральского прогиба. В Среднем Зауралье она прослеживается фрагментарно, а в Южном не выделяется вообще, хотя зона повышенных значений силы тяжести, отвечающая вулканогенным комплексам Восточно-Уральского прогиба, прослеживается на юг до Иргизского синклиория.

Все глубинные структуры продольной зональности в пределах Южного, Среднего и Северного Урала имеют субмеридиональное направление.

Рис. 2. Карты изоглубин поверхностей «гранулито-базитового» слоя (А) и Мохоровичича (Б) для Урала и прилегающих к нему территорий
 1 — изоглубины (сплошные — основные линии, штриховые — вспомогательные), км; 2 — горизонтальные проекции пересечения зон разломов с поверхностями «гранулито-базитового» слоя и Мохоровичича: а — Главного Уральского разлома, разделяющего основание Русской плиты и Уральской геосинклинали, б — других глубинных разломов, в — региональных внутрикоровых разрывов. Стрелками показаны направления падения разломов по данным количественной интерпретации гравитационных аномалий; 3 — границы между субширотными мегаблоками Уральской складчатой системы (мегаблоки: А — Южно-Уральский, Б — Среднеуральский, В — Северо-Уральский); 4 — опорные профили ГСЗ: I — Красноуральский, II — Свердловский, III — Темиртау-Куйбышевский); 5 — интерпретационные профили, глубинные разрезы по которым приведены на рис. 3: IV — Сосьвинский, V — Тараташский (цифрами отмечены пикеты); 6—8 — месторождения (а) и рудопоявления (б): 6 — меди, 7 — железа, 8 — хромитов

На Приполярном и Полярном Урале в полном соответствии с геологическим строением верхней части земной коры они разворачиваются на северо-восток, и одновременно с этим в пределах Большеземельского блока появляются зоны северо-западного (Тиманского) направления. Последние отмечаются сравнительно малоамплитудными (в пределах 5 км) изменениями мощности земной коры. Как и на Урале, простираение этих зон увязывается с геологическим строением верхней части земной коры, а иногда наблюдаются и их совпадения по площади. Так, Каратаихинской впадине довольно четко соответствует наибольшее уменьшение мощности коры и отчетливое увеличение глубины до кровли «базальтового» слоя. Несколько более сложно соотношение между Тиманским кряжем и Предтиманским прогибом, с одной стороны, и соответствующими им глубинными зонами — с другой, но и здесь она видна довольно отчетливо. Все это указывает на то, что и в пределах Большеземельского блока существует отчетливая связь геологического строения верхней части земной коры с ее глубинной структурой.

Продольная морфологическая зональность глубинного строения земной коры региона сопровождается зональностью плотностной. Наибольшими значениями средней скорости распространения сейсмических волн и соответственно средней плотности горных пород характеризуется Главный Уральский прогиб земной коры. Средняя плотность коры в нем по Красноуральскому профилю составляет под Тагильско-Магнитогорским прогибом $3,07 \text{ г/см}^3$ и под Салдинско-Петрокаменской зоной $3,01 \text{ г/см}^3$, в то время как для всех других структурно-формационных зон Урала и смежных участков платформ она меньше $3,0 \text{ г/см}^3$ (таблица).

2. Одновременно с продольной наблюдается достаточно четкая поперечная зональность глубинного строения земной коры, вследствие которой Уральская складчатая область вместе с прилегающими к ней участками платформ может быть разделена на три мегаблока: Южно-Уральский, Среднеуральский и Северо-Уральский (см. рис. 2). Каждый из мегаблоков имеет свои особенности глубинного строения земной коры, проявляющиеся на фоне продольной зональности, а в некоторых случаях даже «забывающие» ее. Эта поперечная блоковость глубинного строения четко проявляется и в строении верхней части земной коры — «гранитно-метаморфического» и осадочного слоев [3, 6].

Южно-Уральский мегаблок характеризуется наибольшей, в среднем, мощностью земной коры в пределах Уральской складчатой области и Зауралья (45—55 и 42—48 км соответственно). Его зауральская часть делится на ряд блоков субширотного простираения с относительно пониженной и повышенной мощностью земной коры, вероятно, играющих важную роль в размещении магматизма и связанного с ним оруденения. Так, например, субширотный блок с повышенной (более 47 км) мощностью земной коры и пониженной (менее 15 км) глубиной до поверхности «базальтового» слоя, выделяющийся в северо-восточной части описываемого мегаблока, в общих чертах определяет границы наиболее продуктивной на железооруденение части Тюменско-Кустанайского прогиба.

Среднеуральский мегаблок характеризуется в отличие от Южно-Уральского наибольшей контрастностью глубинного строения земной коры: ее мощность здесь колеблется от 32 до 51 км, мощность «базальтового» слоя — от 5 до 40 км. Другое отличие заключается в несколько меньшей средней мощности земной коры (37—42 км). Внутренняя субширотная зональность в нем четко проявлена не только в Зауралье (как в Южном мегаблоке). Поперечные блоки в его пределах рассекают всю рассматриваемую территорию, включая восточную окраину Русской и западную часть Западно-Сибирской плит.

Наиболее характерен Асбестовский блок (выделяющийся чуть севернее широты г. Свердловска) с наименьшей — 36—40 км — мощностью земной коры. В его пределах Главный Уральский прогиб поверхности Мохо терпит разрыв, а соответствующая этому прогибу мощность «базальтового» слоя сокращается до 15 км. Мощность «гранитно-метамор-

фического» слоя в этом блоке составляет 20—25 км. Второй хорошо выраженный субширотный блок — Красноуральский — наоборот, на всем протяжении имеет увеличенную (20—35 км) мощность «базальтового» слоя (за счет значительного подъема его кровли) и удивительно выдержанную мощность «гранитно-метаморфического» (15—18 км).

Оба блока характеризуются наименьшей (для Среднеуральского мегаблока) контрастностью глубинного строения земной коры. Между ними располагается Тагильский блок с максимальной контрастностью глубинного строения: мощность земной коры в нем изменяется от 36 до 51 км, достигая максимума в окрестностях Нижнего Тагила; мощность «базальтового» слоя — от 15 до 40 км. Аналогичный, только менее контрастный блок выделяется южнее Асбестовского, на широте г. Сысерти.

Приведенная характеристика Среднеуральского мегаблока согласуется с результатами исследований Б. В. Дорофеева, Е. М. Ананьевой и др. [3], а также В. М. Рыбалка [6], выделившего Тагильский, Асбестовский и Сысертский блоки.

Северо-Уральский мегаблок в отличие от двух предыдущих не имеет четко выраженной субширотной зональности уральской и зауральской части, зато в нем четко проявлены северо-восточные и северо-западные структурные направления, описанные выше. По контрастности глубинного строения этот мегаблок можно определить как промежуточный между Южно-Уральским и Среднеуральским, что, впрочем, может быть обусловлено и его недостаточной геофизической изученностью.

Как и продольная, поперечная морфологическая зональность глубинного строения земной коры сопровождается зональностью плотностной. Так, Среднеуральский мегаблок в целом, вероятно, сложен относительно более высокоскоростными образованиями, с более высокой средней плотностью, чем Южно-Уральский. Такой вывод следует из сопоставления значений V_p на одних и тех же глубинах по сейсмическим разрезам Красноуральского [5] и Темиртау-Куйбышевского [8] профилей. Он в какой-то мере согласуется со смещением графика корреляционной зависимости $h_c(\Delta g)$ по Темиртау-Куйбышевскому профилю в сторону меньших значений Δg по сравнению с соответствующим графиком для Среднего Урала (см. рис. 1, Б).

Для Среднеуральского мегаблока характерно наличие в нижней части «базальтового» слоя высокоскоростного интервала, или «гранулито-экологического» слоя, по В. В. Белоусову [1], кровля которого Б' (см. таблицу), в целом практически горизонтальная, располагается на глубине 36 км (при мощности коры 36 км и меньше этот интервал отсутствует). Его плотность составляет 3,38—3,40 г/см³. Все изменения в положении границы Мохоровичича идут за счет увеличения или уменьшения мощности этого высокоскоростного интервала, из чего можно сделать вывод, что он образовался в результате значительного разуплотнения магнитного вещества. Не исключено, что в Южно-Уральском мегаблоке этот высокоскоростной интервал в основании «базальтового» слоя отсутствует, о чем можно судить по сравнительно невысоким значениям V_p в низах земной коры по Темиртау-Куйбышевскому профилю [8].

Заканчивая рассмотрение субширотной зональности Урала и прилегающих к нему территорий, коснемся различий в геологическом строении верхней части земной коры Среднеуральского и Северо-Уральского мегаблоков. Они выделены по особенностям глубинного строения, а территориально соответствуют Среднему и Северному Уралу, разделение которых оформилось традиционно, с учетом некоторых различий в их геологической структуре, т. е. в строении верхней части коры. Изложенные выше особенности глубинного строения обоих мегаблоков в сопоставлении с новыми данными о структуре верхней части земной коры, которые получены в результате выполненной нами интерпретации геофизических материалов¹, позволяют более четко очертить эти различия. Они заключаются в следующем.

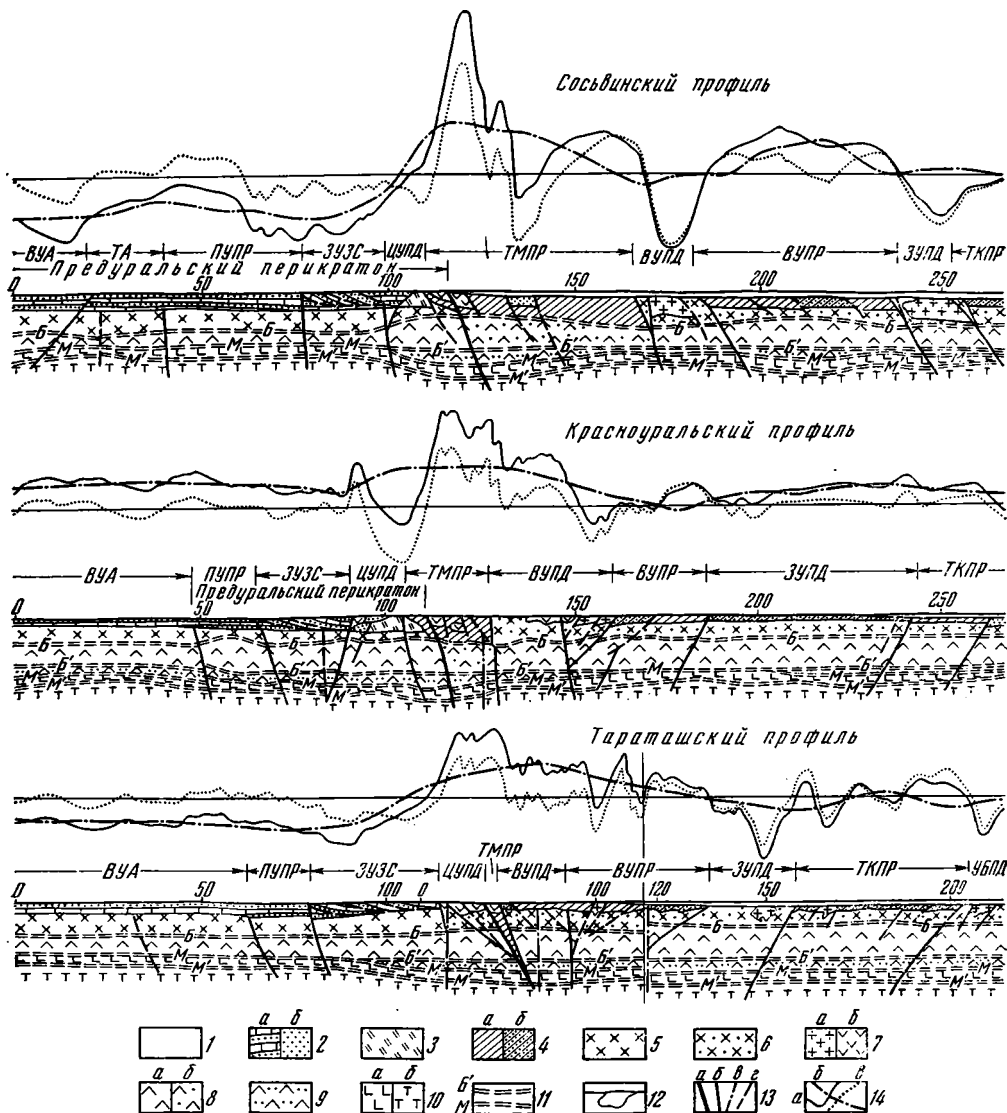
¹ Подробное рассмотрение этих результатов не входит в задачу данной статьи.

1. Мощность осадочных рифейских образований Центральноуральского поднятия на Северном Урале составляет 10—11 км, тогда как на Среднем — от 3 до 10 км.

2. Ширина палеозойского Тагильско-Магнитогорского прогиба в пределах Северного Урала достигает 110—125 км; на Среднем Урале он резко сужается до первых десятков километров, а в районе Тараташа имеет ширину не более 7,5 км. В то же время обращает на себя внимание наличие здесь гнейсовых комплексов, сложенных древними породами фемического типа: Тараташско-Уфалейского, Салдинского и Сысертского. По-видимому, нельзя исключить возможность того, что это образования допалеозойского эвгеосинклинального прогиба Урала, выведенные на дневную поверхность.

3. Мощность палеозойских вулканогенных толщ Тагильского прогиба максимальна (15—23 км) в его североуральской части. В пределах Среднего Урала она в целом значительно меньше (13—15 км).

4. На Северном (а кстати, и на Южном) Урале Восточно-Уральское поднятие характеризуется значительно большими масштабами гранитизации, чем на Среднем.



5. Максимальная мощность палеозойских образований Восточно-Уральского прогиба (до 7,5 км) и его максимальная ширина (до 160 км) наблюдаются на Северном Урале (Пельмский синклиорий). На Среднем Урале происходит резкое сужение прогиба и уменьшение его глубины до 3 км.

6. На Северном Урале, на широте предполагаемого Уват-Тавдинского выступа Западно-Сибирской плиты [2], происходит резкое сужение (до 60—45 км) Зауральского поднятия, которое в пределах Среднего Урала имеет ширину 145—195 км.

Еще одно различие в геологическом строении Северного и Среднего Урала выражается в особенностях разломной тектоники. Коснемся лишь наиболее крупных глубинных разломов, разграничивающих структурно-формационные зоны. Разломное ограничение таких зон доказано в открытой части Урала, а в Зауралье подтверждается наличием гравитационных ступеней над их границами. Разломы по данным интерпретации аномалий силы тяжести выделяются как наклонные или субвертикальные границы разных комплексов «гранитно-метаморфического» слоя, характеризующихся существенно разной средней плотностью слагающих их пород. Падение этих границ есть падение разломов. При интерпретации аномалий силы тяжести возможны ошибки в оценке (в ту или иную сторону) угла наклона разлома. Но при большом количестве расчетов их результаты в целом дают объективную картину господствующего падения разломов. Учитывая это, в пределах Северного и Среднего Урала устанавливаются следующие различия региональной тектоники (рис. 3).

1. В Предуралье преобладает крутое восточное падение разломов. Разломы западного падения встречаются эпизодически и незакономерно.

2. Так называемый Главный Уральский разлом, ограничивающий с запада Тагильско-Магнитогорский прогиб и одновременно являющийся

Рис. 3. Глубинные геолого-геофизические разрезы по Сосьвинскому, Красноуральскому и Тараташскому профилям

1—3 — осадочный слой: 1 — осадки мезозойско-кайнозойского чехла Зауралья, 2 — фанерозойские преимущественно терригенно-карбонатные (а) и терригенные (б) образования Предуралья, а также некоторых зауральских палеозойских впадин и прогибов, 3 — преимущественно кварциты, кварцито-песчаники и филлиты Центральноуральского поднятия; 4—7 — «гранитно-гнейсовый» слой: 4 — метаморфизированные эффузивные (а) и эффузивно-осадочные (б) породы преимущественно основного состава, содержащие интрузии различной формационной принадлежности, 5 — кристаллические породы (преимущественно гнейсы и амфиболиты) протерозойского фундамента Русской плиты, 6 — то же, разновозрастного (по-видимому, преимущественно докембрийского) основания Уральской геосинклинали, претерпевшие сильный каледонско-герцинский метаморфизм, 7 — крупные массивы гранитоидов (а) и габброидов (б); 8 — «гранулито-базитовый» слой (по В. В. Белоусову): а — преимущественно амфиболиты и гранулиты, содержащие интрузивы основных пород, б — то же, со значительным содержанием основных интрузивных пород и наличием ультраосновных пород и эклогитов; 9 — нижняя часть «базальтового» слоя («гранулит-эклогитовый» слой, по В. В. Белоусову) — преимущественно гранулиты и эклогиты с примесью пород ультраосновного состава; 10 — верхняя мантия: а — сильно разуплотненная (гипербазиты со значительной примесью вылавок основного состава), б — слабо разуплотненная (преимущественно перидотиты); 11 — граничные зоны между основными слоями консолидированной земной коры и верхней мантии (буквами обозначены индексы границ); 12 — границы геологических комплексов и отдельных крупных тел в верхней части земной коры; 13 — разрывные нарушения: а — Главный Уральский глубинный разлом, б — глубинные разломы, разграничивающие структурно-формационные зоны (блоки продольной зональности) Уральской складчатой области, в — глубинные поперечные и диагонально секущие разломы, г — прочие глубинные и внутрикоровые разрывы; 14 — кривые аномалий силы тяжести: а — наблюдаемых, б — осредненных, в — локальных (нулевые линии относятся к последним). Над разрезами даны названия тектонических структур: ВУА — Волго-Уральская антеклиза, ТА — Тиманская антеклиза, ПУПР — Предуральский краевой прогиб, ЗУЗС — Западно-Уральская зона складчатости, ЦУПД — Центральноуральское поднятие, ТМПР — Тагильско-Магнитогорский прогиб, ВУПД — Восточно-Уральское поднятие, ВУПР — Восточно-Уральский прогиб, ЗУПД — Зауральское поднятие, ТКПР — Тюменско-Кустанайский прогиб, УБПД — Убаганское поднятие

ся современной западной границей Уральской эвгеосинклинальной области, повсеместно имеет восточное падение. Такое же падение в пределах Северного и Среднего Урала и у разлома, ограничивающего названный прогиб с востока.

3. Для более восточных структур наблюдается более сложная, но в целом достаточно закономерная картина. На Северном Урале все глубинные разломы имеют восточное падение (см. рис. 3, Сосьвинский профиль). В пределах же Среднего Урала появляются западные ограничения некоторых структур Зауралья. При этом при колебаниях в ту или иную сторону, чем южнее, тем ближе к осевой части Урала (т. е. к Тагильско-Магнитогорскому прогибу) происходит смена восточных падений на западные (см. рис. 3, Красноуральский и Тараташский профили). В пределах Южно-Уральского блока западное падение имеет уже восточная граница Тагильско-Магнитогорского прогиба. Таким образом, моновергентная структура земной коры Северо-Уральского мегаблока в Среднеуральском закономерно сменяется дивергентной.

Причины всех перечисленных выше различий строения земной коры Северо-Уральского и Среднеуральского мегаблоков еще предстоит выяснить, но, по-видимому, не будет ошибкой уже сейчас связывать их с условиями заложения и формирования структурно-формационных зон Урала. Эти условия определяли в равной мере разницу в современном строении как глубоких слоев земной коры Северо-Уральского и Среднеуральского мегаблоков, так и ее самой верхней части. При этом различие в характере региональной тектоники, по-видимому, определяется динамическими условиями последних этапов формирования современной складчато-надвиговой структуры Уральской геосинклинальной области.

С продольной и поперечной зональностью глубинного строения Урала коррелируются особенности его продольной и поперечной металлогенической специализации. Основная масса месторождений меди и железа концентрируется в пределах Главного Уральского прогиба земной коры (см. рис. 2), приурочиваясь к границам продольных блоков с наиболее резкими изменениями в рельефе глубинных поверхностей и средней плотности коры, т. е. к зонам ее контрастного разреза. В пределах таких зон располагаются все наиболее крупные месторождения.

Приуроченность к границам с контрастным разрезом земной коры характерна не только для месторождений фемического профиля (меди и железа), но и для других типов эндогенного оруденения. При этом если для первых характерно тяготение к периферии поднятий кровли «базальтового» слоя (см. рис. 2, А), то для месторождений сиалического профиля — к периферии отрицательных форм рельефа этой поверхности. Основная масса месторождений сиалического профиля приурочена к Восточно-Уральской зоне относительно сокращенной мощности земной коры и ее краевой градиентной части.

Влияние поперечной зональности на размещение эндогенного оруденения рассмотрено в статье [6] на примере Среднего Урала. Кроме того, выше уже упоминалось о контроле наиболее продуктивного магнетитового оруденения Тюменско-Кустанайского прогиба со стороны глубинной поперечной структуры. К границе между Среднеуральским и Южно-Уральским мегаблоками приурочено хромитовое оруденение в пределах Центральноуральского поднятия.

Корреляция эндогенного оруденения рассмотренного региона с особенностями его глубинного строения еще раз подчеркивает связь поверхностных геологических структур «гранитно-метаморфического» слоя земной коры с глубинными и определяющую роль последних в металлогенической специализации структурно-формационных зон и рудных районов Урала и прилегающих к нему территорий.

Литература

1. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Недра, 1966. 123 с.
2. Дорофеев Б. В., Ананьева Е. М., Ермаков Н. П., Рыбалка В. М. Строение Урала и его связь с сопредельными областями по геофизическим данным.— В кн.: Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х годов. М.: Недра, 1974, с. 479—483.
3. Дорофеев Б. В., Ананьева Е. М., Прямоносов П. С. К вопросу о влиянии поперечных структур на размещение эндогенного оруденения Урала.— Тр. Свердловского горн. ин-та, 1975, вып. 107, с. 32—36.
4. Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М.: Недра, 1976. 157 с.
5. Дружинин В. С., Кашубин С. Н., Рыбалка В. М., Шарманова Л. Н. Особенности методики и результаты глубинных сейсмических исследований на Красноуральском профиле ГСЗ.— В кн.: Сейсморазведка при поисках месторождений цветных металлов на Урале. М.: Изд-во Госгеолфонда РСФСР, 1980, с. 103—119.
6. Рыбалка В. М. Использование данных о глубинном строении земной коры для мелкомасштабного прогнозирования.— Разв. и охрана недр, 1976, № 8, с. 31—36.
7. Соколов В. Б., Козырев Е. И., Рыбалка В. М., Чудакова Л. Н. Особенности строения земной коры Среднего Урала (по сейсмическим данным).— Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 5, с. 1202—1205.
8. Хрычев Б. А. Некоторые результаты изучения скоростной характеристики земной коры по профилю ГСЗ Темиртау — Куйбышев.— В кн.: Методика и результаты исследования земной коры и верхней мантии. М.: Недра, 1972, с. 172—180.

Уральская геологическая экспедиция,
Свердловск

Поступила в редакцию
3.III.1982

УДК 551.243(234.85)

КОПТЕВА В. В.

**ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНО-ИРЕНДЫКСКОГО РАЗЛОМА
(МАГНИТОГОРСКИЙ ПРОГИБ)**

Анализируется геологический материал, полученный при изучении зоны одного из конседиментационных разломов Магнитогорского прогиба. На основе геологических данных поэтапно прослеживается эволюция этого разлома. Выделяются две стадии развития разлома: ранняя и поздняя. В первую из них (до верхнего эйфеля) разлом разделял структурно-формационные зоны, находящиеся на разных стадиях развития геосинклинального процесса с преобладающим динамическим режимом субширотного растяжения, сменившимся к концу ранней стадии субширотным сжатием. Для поздней стадии развития конседиментационного разлома, проходившей в тылу более молодых активных зон (верхний эйфель — средний карбон?), устанавливаются надвиговые движения с востока на запад при режиме неравномерного субширотного сжатия.

Согласно современным представлениям, внутриконтинентальные геосинклинальные структуры состоят из отдельных структурно-формационных зон, которые разделены разломами глубокого заложения. Глубинные конседиментационные разломы эволюционируют в процессе развития эвгеосинклиналей [17] по мере развития геосинклинального процесса. О пути развития таких разломов обычно приходится только строить догадки, так как в областях с завершенной складчатостью от них мало что остается.

Поэтому представляется **методически интересным** рассмотреть некоторые факты, полученные нами для конседиментационного Восточно-Ирендыкского разлома, и проследить по ним его эволюцию. Восточно-Ирендыкский разлом является одним из внутренних конседиментационных разломов западного борта Магнитогорского эвгеосинклинального прогиба и имеет, как и большинство уральских структур, субмеридиональное простирание.

В западном борту Магнитогорского прогиба выделено несколько структурно-формационных зон [8, 9, 10, 23, 33, 34]. Установлено, что в таких зонах формирование вулканических и вулканогенно-осадочных формаций, относимых к переходной стадии геосинклинального процесса, происходило неодновременно [18]. Единственным стыком таких зон являлись конседиментационные разломы.

Существование Восточно-Ирендыкского разлома как пограничного между Таналыкско-Ирендыкской и Кизило-Уртазымской (Кизило-Узын-кырской) зонами отмечалось многими исследователями [7, 9, 11, 12, 32].

Так как рассматриваемый разлом на большей части своего протяжения перекрыт вулканогенно-осадочной толщей живета (улутауская свита), о его существовании и развитии можно судить только по данным, полученным в результате изучения геологических отложений в зоне разлома. Такими данными являются и резко различные фации одного возраста, наблюдаемые в его крыльях, и специфические грубообломочные отложения, приуроченные к зоне разлома, а также данные о характере последующих тектонических деформаций в ней. Наиболее ценные сведения о жизни разлома были получены при изучении его зоны из анализа специфических образований — осадочно-тектонических брекчий [20].

В основу предлагаемой статьи положен материал по южной части Восточно-Ирендыкского разлома, от района Карамалыташской антиклинали и до южной границы Башкирской АССР на протяжении более 100 км (рис. 1).

Какие-либо сведения о существовании рассматриваемого разлома до эйфельского времени отсутствуют.

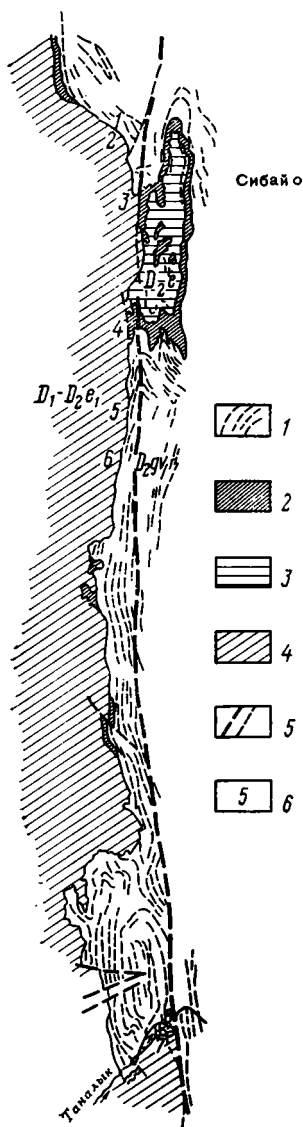


Рис. 1

Рис. 1. Схема зоны Восточно-Ирендыкского разлома в полосе контакта ирендыкской свиты ($D_1-D_{2e_1}$) и улутауской свиты (D_{2gv})

1 — отложения улутауской свиты (D_{2gv}), 2 — яшмы бугулыгырского горизонта (D_{2e_2}), 3 — отложения карамалыташской свиты (D_{2e}), 4 — отложения ирендыкской свиты ($D_1-D_{2e_1}$), 5 — разломы, 6 — номера и расположение линзовидных тел осадочно-тектонических брекчий

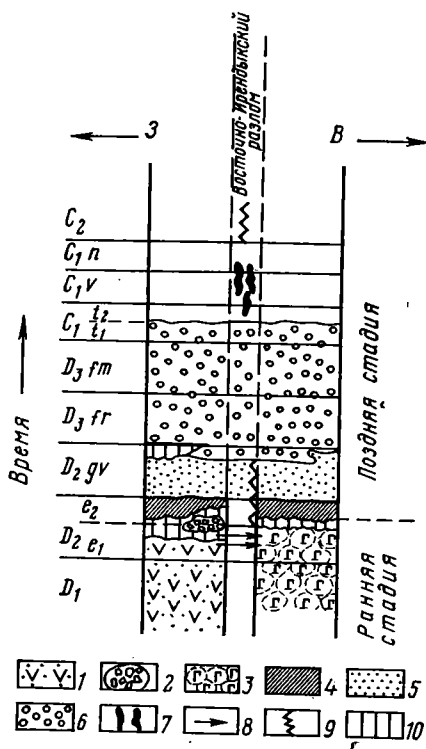


Рис. 2

Рис. 2. Формационная схема зоны Восточно-Ирендыкского разлома 1—6 — формации переходной стадии развития земной коры в Магнитогорском эвгеосинклинальном прогибе: 1—4 — формации ранней стадии развития Восточно-Ирендыкского разлома. В западном борту разлома: 1 — порфиритовая формация — ирендыкская свита ($D_1-D_{2e_1}$); 2 — песчаники, гравелиты, брекчии склона, олистостромы — гадилевская толща (D_{2e_2}). В восточном борту разлома: 3 — спилит-диабаз-альбитофировая формация — карамалыташская свита (D_{2e}); 4 — подформация яшм и других кремнистых пород — бугулыгырский горизонт — D_{2e_2} . 5—6 — формации поздней стадии развития разлома: 5 — вулканогенно-осадочная формация — улутауская свита (D_{2gv}); 6 — терригенно-обломочные формации колтубанской и зилаирской свит ($D_{2gv}-C_{1f_1}$). 7 — габброиды худозавовского и фэйзуллинского комплексов, 8 — снос обломочного материала и разнос пирокластики, 9 — время проявления тектонических движений и складчатости, 10 — перерыв в осадконакоплении

Многочисленными исследованиями [22, 28, 29, 37, 39] установлено, что ирендыкская свита в одноименной зоне представляет собой мощную толщу разнообразных вулканических продуктов преимущественно андезито-базальтового состава, прорванную комагматичными субвулканическими телами; ирендыкские вулканы, среди которых преобладают туфы и грубые пирокласты, являются образованиями цепи подводных вулканов, местами выходящих на поверхность, их склонов и межгрядовых депрессий. В целом по минералогическим и геохимическим признакам установлено, что андезито-базальтовые туфы, пирокласты и лавы ирендыкской свиты сопоставимы с андезито-базальтами и андезитами известково-щелочных серий [28] тихоокеанского типа и, более того, с аналогичными сериями островных дуг [16, 36, 40].

Вулканические образования, обычно выделяемые в составе карамалыташской свиты (D_2e), имеют иной характер. В ряде Карамалыташской антиклинали, где обнажены ее нижние части, она представляет собой толщу спилитов с подушечной отдельностью и линзовидными прослоями межформационных яшм, с остатками радиолярий, с телами диабазов, часто послойными [4, 28]. Наличие прослоев межформационных яшм указывает на пульсационный характер базальтоидных подводных излияний [26, 28]. Эта часть комплекса спилит-диабазово-яшмовая [1, 2, 3], содержит липарито-дациты только в виде субвулканических тел. Их возраст считается более молодым, чем вмещающая толща, и определяется не древнее низов живета [5, 11]. Это позволило Г. П. Беляниной сопоставить спилит-диабаз-яшмовую толщу с океаническими толеитовыми базальтами дна океанов [1—3]. Нижняя часть карамалыташской толщи вверх по разрезу надстраивается [6, 7] спилит-диабаз-альбитофировой толщей, возраст которой в Сибайской структуре датируется верхним эйфелем [9]. В верхней части комплекса спилит-диабазовые вулканы уже тесно переплетены с липарито-дацитовыми, представленными спекшими туфами, агломератами, экструзивными телами и др. [15, 30, 40].

Согласно существующей общепринятой для Южного Урала стратиграфической схеме, вулканы ирендыкской и карамалыташской свит с учетом сбора фауны последних лет датируются соответственно D_1 — D_2e_1 и D_2e . Одновременность образования формирования вулканических образований обеих толщ в эйфеле находила свое отражение в представлениях Л. С. Либровича, Н. П. Хераскова [38], О. А. Нестояновой [27], И. В. Хворовой [37], А. С. Бобохова и И. С. Вахромеева [7], Т. И. Фроловой [35], В. А. Маслова [25] и др. Твердо устанавливается также и то, что вулканы обеих формаций всегда и везде оказывались древнее перекрывающей их вулканогенно-осадочной толщи живета с бугулыгирским горизонтом (D_2e_2) в основании (рис. 2).

Данные об их структурных соотношениях таковы, что контакты обеих формаций чаще всего перекрыты толщей живета (улутауская свита), и только в районе Карамалыташской антиклинали обе формации контактируют по Восточно-Ирендыкскому разлому. Его зона имеет ширину от 200 м до 1 км и погребена под рыхлыми отложениями. В ней устанавливаются отдельные выходы рассланцованных диабазов, тектонических брекчий и вытянутых вдоль нее тел кварц-гематитовой породы. Канавами вскрыты милонитизированные пропитанные кварцевыми, эпидотовыми и гематитовыми прожилками породы, первоначальный характер которых уже полностью утрачен.

Здесь в зоне Восточно-Ирендыкского разлома выявлены отдельные разломы, такие, как Файзуллинский и Беляштауский, главный этап подвижек по которым связан с более поздними тектоническими движениями (C_2 — ?) [7]. Эти движения, вероятно, значительно переработали эйфельскую структуру зоны разлома.

По Восточно-Ирендыкскому разлому (см. рис. 2) непосредственно контактируют спилит-диабаз-яшмовая толща ядра Карамалыташской антиклинали и верхние части ирендыкской толщи — представленные андезито-базальтовыми, андезитовыми туфами и туфобрекчиями. лаво-

ми. Среди этих последних характерны мелководные или даже субаэральные фации вулканических и вулканогенно-осадочных образований, описанных нами ранее [19], и отделенные от более поздних обломочных образований зоны разлома.

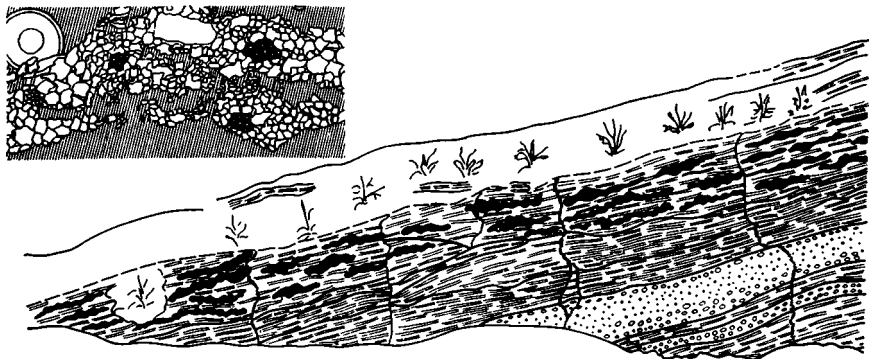
В нижнем эйфеле Восточно-Ирендыкский разлом был не только линией стыка столь разных зон, но и фиксировал край континентального склона Ирендыкской островной гряды. Последнее подтверждается и иллюстрируется наличием линз туфового ирендыкского материала в прослоях межформационных яшм западной части Карамалыташской антиклинали, свидетельствующих о сносе этого материала с расположенного вблизи склона островной гряды и о близости этого склона к месту отложения.

В одном из обнажений яшм (рис. 3) были встречены прослой первично отложенных туфов, а также прослой и мелкие линзы гравелито-брекчий из ирендыкского материала. Прослой туфов видимой протяженностью до 30 м при мощности до 1,5 м сложен слоистыми туфами андезито-базальтового, андезито-дацитового состава. Его нижней части характерны крупнозернистые, а для верхней — средне- и тонкозернистые туфы этого состава. В некоторых прослоях наблюдается примесь кислого материала в виде обломков кварца и фельзита. В верхней части прослоя первично отложенные туфы сменяются переотложенным материалом с сортировкой обломков. Выше по разрезу среди яшм наблюдаются короткие линзы гравелито-брекчий (см. рис. 3 и врезку к нему), сложенных обломками ирендыкских лав с примесью карамалыташских базальтов. Обломки сцементированы кремнистым веществом вмещающих яшм, они лишены окатанности и сортировки. Следовательно, часть пирокластического материала извержений Ирендыкской зоны попадала в соседнюю — Карамалыташскую, и там отлагалась в периоды вулканических пауз среди прослоев кремнистых пород. Туда же сносился и обломочный материал с разрушавшегося склона островной гряды.

Таким образом, в нижнем эйфеле Восточно-Ирендыкский разлом являлся линией стыка разных структурно-формационных зон, в одной из которых (Ирендыкская зона) происходило завершение развития «островодужного режима» переходной стадии развития земной коры, а более восточная зона только еще вступила в эту стадию [18]. Вероятно, в это время разлом был крутым или близким к вертикальному. С западной стороны вдоль него уже существовал приразломный уступ (см. рис. 4, 1).

В верхнем эйфеле информацию о характере движений по Восточно-Ирендыкскому разлому дают отложенные в это время в зоне разлома специфические грубообломочные образования, по существу являющиеся брекчиями склона. При современном эрозионном срезе они могут быть прослежены на протяжении 100 км (от сел. Абзаково на севере до сел. Гадилево на юге), где они сохранились в виде линзовидных тел в зоне контакта ирендыкских вулканитов с вулканогенно-осадочной толщей улутауской свиты. Произведенный нами анализ вулканических фаций позволил отделить грубообломочные отложения линзовидных тел от мелководных вулканических и вулканогенно-осадочных отложений верхов ирендыкской свиты [19]. Ранее и те и другие отложения Водорезовым Г. Н., Маловым В. А., Лозовым М. В. [14] объединялись в одну «гадилевскую толщу». Представляется целесообразным сохранить это название только за специфическими грубообломочными породами зоны разлома [20]. Последние наблюдаются на этом стратиграфическом уровне под вулканогенно-осадочной толщей улутауской свиты — только в зоне разлома. Восточнее и западнее зоны разлома они отсутствуют, и слоистая толща улутауской свиты с горизонтом бугулыгырских яшм в основании ложится на вулканические толщи ирендыкской и карамалыташской свит.

Тела грубообломочных отложений имеют размеры от 250 до 2000 м при мощности 15—25, реже до 100 м. Обломочные породы залегают на неровной поверхности ирендыкских вулканитов с незначительным, но



явным несогласием, подчеркнутым притыканием отдельных пачек, или даже прослоев к выступам поверхности ирендыкских вулканитов; они перекрываются вулканогенно-осадочной толщей улутауской свиты (D_2qv) с небольшим угловым и азимутальным несогласием [19, 20].

Анализ обломочного материала показал, что обломки ирендыкских вулканитов всегда местные, аналогичные подстилающим породам данного участка. Это, а также отсутствие окатанности в обломках свидетельствует о непосредственной близости участков размыва на западном борту разлома и участков отложения в зоне разлома [19, 20].

Обломки известняков содержатся в линзовидных телах в разном количестве. В них часто содержится фауна криноидей, кораллов и брахиопод, которая по определениям Б. М. Садрисламова и В. Л. Бородиной относится к эйфелю. Однако и фауна и содержащие ее обломки находятся в переотложенном залегании, что позволяет относить рассматриваемые грубообломочные образования линзовидных тел к верхнему эйфелю.

Отсутствие туфовых частиц в цементе обломочного материала позволяет считать, что его накопление происходило уже после окончания ирендыкского вулканизма. Быстрая изменчивость материала по простиранию, линзовидное строение прослоев, частые проявления кривой слоистости свидетельствуют о мелководной и неустойчивой обстановке их отложения.

Все изученные грубообломочные образования отложены в течение единого процесса осадконакопления. Возможно, это были разновозрастные конуса выноса, кратковременно существовавшие на склоне разрушаемой ирендыкской вулканической гряды. На фоне более устойчивого процесса отложения гравелитов и песчаников, вероятно, выделялись отдельные моменты, характеризующиеся образованием глыбовых свалов, оползающих линз и пластов известняка. Медленное воздымание и размыв Ирендыкской зоны, вероятно, осложнялись моментами более резких движений, возможно, просто землетрясений, вызывавших обвалы и оползни.

Таким образом, изученные специфические грубообломочные образования гадилевской толщи дают сведения о состоянии западного борта Восточно-Ирендыкского разлома во второй половине эйфеля, когда вулканический процесс там был уже окончен. Происходило некоторое воздымание и размыв западного крыла разлома и существовал приразломный уступ, на склоне которого шло формирование обломочного материала (см. рис. 4, 2). Снос происходил в относительно пониженную зону разлома, характеризовавшуюся неустойчивым, сейсмичным режимом осадконакопления.

В верхнем эйфеле состояние восточного борта рассматриваемого Восточно-Ирендыкского разлома может быть охарактеризовано сведениями, полученными из анализа залегания бугульгырского горизонта. Он, согласно общепринятой стратиграфической схеме, датируется поздним эйфелем (D_2e_2). На западном борту Магнитогорского прогиба этот горизонт обычно подстилает улутаускую свиту (D_2qv), которая, как ука-

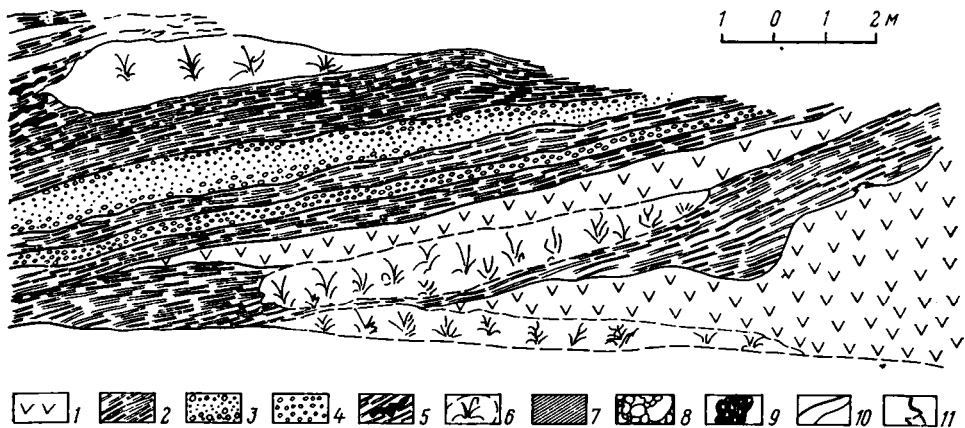


Рис. 3. Обнажение межформационных яшм с прослоями обломочных пород внутри толщи карамалыташского комплекса (левый приток р. Карагайлы)
 1 — диабазовые силлы, 2 — яшмы и кремнистые породы, 3 — туфы, переотложенные туфы и туфопесчаники, 4 — гравелиты и песчаники, 5 — линзы несортированного обломочного материала ирендыкских вулканитов внутри яшмового прослоя, 6 — задернованные участки, 7—10 — условные обозначения на врезке: 7 — кремнистые породы и яшмы; 8 — обломки ирендыкских андезито-базальтов; 9 — обломки спилитов и диабазов карамалыташского комплекса; 10 — контакты; 11 — вертикальные трещины и выступы. Для масштаба изображена крышка от фотоаппарата диаметром 4 см

зывалось выше, перекрывает в живете оба крыла разлома и саму зону разлома. При этом, если на восточном крыле разлома бугулыгырский горизонт залегает на спилит-диабаз-яшмовой толще карамалыташской свиты (D_2e) и представлен характерными сургучными яшмами мощностью до 70—80 м, то на западном крыле разлома, еще приподнятом в конце эйфеля относительно восточного, яшмы отлагались не повсеместно. Они не выдержаны по простиранию и мощности, часто выклинены или выражены маломощным прослоем. Ранее Ю. Л. Куваевским [24], а затем и нашими исследованиями [21] установлено фациальное замещение бугулыгырских яшм обломочными породами гадилевской толщи. Однако иногда в полосе контакта ирендыкской и улутауской толщ в зоне Восточно-Ирендыкского разлома имеются обнажения, где обломочные породы линзовидных тел гадилевской толщи перекрыты толщей живета с бугулыгырскими яшмами в основании (западнее с. Гадельши и восточнее с. Гадилево). Но в этом случае яшмы имеют мощность не более 1—1,5 м и залегают на гадилевских обломочных породах.

Важно отметить, что в восточном крыле разлома, в ядре карамалыташской антиклинали, в нескольких местах устанавливается четкое несогласие в основании бугулыгырского горизонта. Оно выражено в перекрытии бугулыгырскими яшмами разных горизонтов спилитов и яшм карамалыташской свиты [7]. Эти данные свидетельствуют о начале уже в верхнем эйфеле движений, которые впоследствии привели к формированию Карамалыташской антиклинали. Кроме того, в южной и восточной части этой структуры в яшмах бугулыгырского горизонта наблюдается сильная мелкая конседиментационная складчатость, которая не захватывает подстилающие слои спилит-диабаз-яшмовой толщи. Конседиментационные складки оползания в яшмах свидетельствуют о морфологической выраженности и росте антиклинального поднятия в процессе накопления на его склонах хемогенных осадков, впоследствии преобразованных в яшмы. Приведенные факты позволяют предполагать, что в предживетское (предбугулыгырское) время, где-то в самом конце эйфеля, сразу после затухания вулканизма в восточном крыле Восточно-Ирендыкского разлома начались движения, сформировавшие Карамалыташскую антиклиналь. Сама форма антиклинали позволяет предполагать, что эти движения происходили в условиях длительного субширотного сжатия, признаки которого выявляются уже в предживетское время.

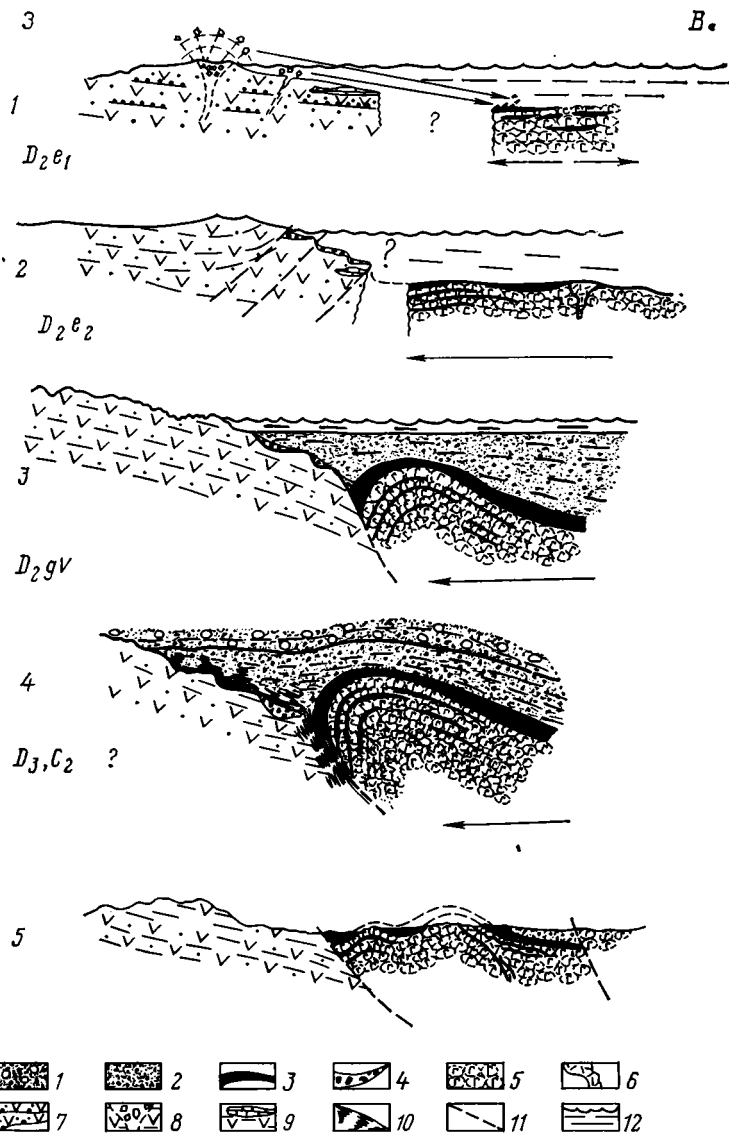


Рис. 4. Схема эволюции субмеридионального Восточно-Ирендыкского конседиментационного разлома. Цифры на схеме: 1—4 — предполагаемые поперечные разрезы зоны разлома, построенные: 1 — для нижнеэифельского времени; 2 — для верхнеэифельского времени; 3 — для живетского времени; 4 — для позднего девона — среднего карбона (?); 5 — конкретный разрез, построенный через зону разлома на широте Карамалыташской антиклинали. Условные знаки: 1 — отложения терригенно-обломочной формации ($D_{2gv}-C_{1t_1}$); 2 — отложения вулканогенно-осадочной формации улутауской свиты D_{2gv} , 3 — отложения подформации яшм и других кремнистых пород бугулыгырского горизонта — D_{2e_2} , 4 — отложения песчаников, гравелитов, брекчий, склона, олигостром и др. — гадилевской толщи D_{2e_2} ; 5 — отложения спилит-днабаз-альбитофировой формации карамалыташской свиты D_{2e} ; 6 — тела липарито-дацитов внутри отложений карамалыташской свиты; 7 — отложения порфиритовой формации ирендыкской свиты ($D_1-D_{2e_1}$); 8 — вулканические конуса в порфиритовой формации; 9 — мелководные известняки в порфиритовой формации, 10 — зоны расщипления и низкотемпературного метасоматического изменения, 11 — разломы, 12 — предполагаемый уровень водного бассейна.

В живете — зона разлома и оба ее крыла (восточное полностью, а западное с притыканием к рельефу) были перекрыты вулканогенно-осадочной толщей улутауской свиты. В рассматриваемом районе, где вулканизм к этому времени завершился, а продолжался в более северных и восточных районах, вулканогенно-осадочная толща имеет многие черты флишoidного образования [6, 33]. Она сложена обломками вулканиче-

ских пород разного состава, часть которых отложена после перемыва, а часть в виде первично отложенной пирокластики, толща образована в достаточно мелководных условиях и имеет ритмично-слоистое строение [41]. По некоторым признакам (например, утонение обломочного материала вблизи ядра Карамалыташской антиклинали) можно предполагать, что накопление толщи живета происходило постепенно, но одновременно с ростом антиклинального поднятия. Однако специальных работ по этому вопросу проведено не было.

Кроме того, очертания антиклинали при настоящем эрозионном срезе повторены контуром субвулканических тел липарито-дацитов, возраст которых установлен не древнее нижнего живета [5]. Вытянутая в меридиональном направлении Карамалыташская антиклиналь и как бы вписанные в эту структуру субвулканические тела позволяют предполагать, что создавшие их движения определились условиями субширотного сжатия. Последние охватывали и живетское время — по возрасту внедрения субвулканических тел — нижний живет.

Заполнение толщей живета приразломной Абзаковской синклинали свидетельствует о том, что зона Восточно-Ирендыкского разлома к началу живета имела пониженный рельеф не только относительно западного крыла разлома (Ирендыкской островной гряды), но и относительно Карамалыташской антиклинали (рис. 4, 3). Это подтверждает представление о морфологической выраженности антиклинального поднятия уже в предживетское время.

В более позднее время (D_3 —?, C_2 —?) подошва улутауской свиты в зоне разлома и подстилающие ее обломочные породы «гадилевской толщи» претерпели значительное избирательное рассланцевание и гидротермальный низкотемпературный метасоматоз, что и превратило их из гравелитов и брекчий в осадочно-тектонические брекчии. Это явление прослежено нами во всех линзовидных телах обломочных пород, но проявлено оно неравномерно и обычно захватывает не весь обломочный материал, а тяготеет к определенным плоскостям рассланцевания [20], которые чаще всего совпадают с поверхностями контактов: или с поверхностью какой-либо пачки внутри тела обломочных пород, или с основанием обломочных пород, т. е. с кровлей подстилающей ирендыкской толщи, либо с подошвой перекрывающей толщи живета.

В измененных обломочных породах устанавливаются все переходы от песчаников и гравелитов к сильно рассланцованным породам, близким к порфироидам. При этом сочетаются раздвигание, раскальвание обломков твердых и хрупких вулканитов (в особенности кислых липарито-дацитов) с пластичным течением известняка и пропитыванием рассланцованной породы кварц-гематитовой мелкозернистой массой [19, 20].

Зона рассланцевания в подошве улутауской свиты обычно наиболее четко выражена при залегании этой свиты на обломочных породах линзовидных тел. В этом случае нижние слои улутауской толщи остаются неизменными, тогда как подстилающий обломочный материал претерпел тектонизацию и гидротермальное изменение, иногда в зоне до 5 м мощностью. На ряде участков (район г. Гадилево) при выклинивании линзовидных тел кровля позднеирендыкских вулканитов, подстилающая улутаускую свиту, превращена в тектоническую брекчию, где перемешаны обломки подстилающих базальтоидов, известняков и кварц-гематитовой породы. Плоскость этого контакта часто подчеркнута жилами, небольшими телами кварц-гематитовой породы. При этом тонкие гематитовые прожилки идут как параллельно плоскости контакта и рассланцевания, так и перпендикулярно ему в разных направлениях.

Характер строения зон рассланцевания позволяет предполагать, что по ним происходило движение надвигания, сопровождаемое срывами, при частичном надвигании подошвы улутауской свиты по подстилающим ирендыкским вулканитам. Вслед за срывами и тектонизацией шла циркуляция низкотемпературных гидротермальных растворов.

Важно подчеркнуть, что степень рассланцевания и гидротермального изменения в зонах рассланцевания вблизи подошвы улутауской свиты

находятся в прямой зависимости от содержания материала известняков в обломках или в прослоях в кровле ирендыкской толщи. Вероятно, карбонатный материал со своей пластичностью способствовал надвиганию со срыва́ми и рассланцеванию.

Известняки, характерные для верхних слоев верхнеирендыкских отложений, встречаются среди вулканитов в виде линзовидных прослоев, включений и перемятых обломков и, как уже говорилось выше, в первую очередь подвергаются рассланцеванию, окварцеванию и гематитизации.

Часть из них при современном эрозионном срезе обнажилась из-под поверхности живетской толщи и образует небольшие пологие поверхности, покрытые рыхлой лимонитизированной массой (правобережье р. Таналык, в районе с. Мамбетово). Эти кварц-гематитовые породы давно известны на Южном Урале, им приписывалось гидротермальное происхождение, но они трактовались как остатки позднепалеозойской коры выветривания [13].

Выше были приведены факты, свидетельствующие, что поверхность, перекрытая улутауской свитой, местами рассланцована, и с этим рассланцеванием пространственно совпадает гидротермальное изменение. Это позволяет объяснять лимонитизированные рыхлые образования не позднеэфельской корой выветривания, а современным выветриванием кварц-гематитовых тел, образованных по известнякам под пологим нижним контактом улутауской толщи при гидротермальном метасоматозе, сопровождавшем срывы и частичное надвигание этой толщи в момент усиления тектонических напряжений (D_3 — ?, C_2 — ?), а может быть и ранее.

В зоне Восточно-Ирендыкского разлома по западному краю Карамалыташской антиклина́ли наблюдаются крутозалегающие тела кварц-гематитовой породы. Вероятно, в этом месте, единственной непокрытой части Восточно-Ирендыкского разлома, мы имеем дело с участками подводящих тел кварц-гематитовых растворов, использовавших проницаемость зоны разлома и затем распространявшихся под подошвой улутауской толщи (рис. 4, 4).

Толща улутауской свиты — единственная из сохранившихся и самая нижняя из перекрывающих отложений, поэтому ее тектонические преобразования отражают все движения по этому разлому, начиная с живета. Явление надвигания четко выражено как на меридионально ориентированном отрезке контакта ирендыкской и улутауской толщ от сел. Файзуллина до сел. Баймурзина, так и на тех участках, где линия контакта переходит с меридионального направления на субширотное. Надвигание происходило с востока на запад, юго-запад. Оно, вероятно, было вызвано надвиго-взбросовыми движениями по Восточно-Ирендыкскому разлому при режиме общего субширотного сжатия и происходило уже после окончательного формирования толщ нижнего и среднего девона (D_3 — ?, C_2 — ?). К этому этапу развития, вероятно, относятся и молодые разломы Беляштауский и Файзуллинский, наблюдаемые на том же непокрытом участке зоны Восточно-Ирендыкского разлома. Бурением установлено пологое (40°) падение на восток одного из них, их возраст по геологическим соотношениям установлен как C_2 [7]. Севернее района Карамалыташской антиклина́ли зона разлома, перекрытая толщей живета, фиксируется по разрывным нарушениям в ней, а также по небольшим интрузивным телам и зоне даек [6]. Последние представлены габброидами худолазовского и файзуллинского комплексов, возраст которых установлен как $C_1, t_2 - n_1$ [31]. Далее к северу зона разлома фиксируется вытянутыми по ней телами серпентинитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ фактического материала по зоне Восточно-Ирендыкского конседиментационного внутригеосинклинального разлома позволяет заключить следующее.

Восточно-Ирендыкский разлом, проявивший себя во время перехода разделяемых им структурно-формационных зон от океанической стадии

к переходной и до окончания геосинклинального режима в Магнитогорском эвгеосинклинальном прогибе, не был четко очерченной линией наподобие разломов поздних стадий развития земной коры. Это скорее была **зона разлома**, зона стыка двух по-разному развивающихся зон; зона сложнопостроенная и постоянно обновлявшаяся в течение всего развития геосинклинального режима в разделяемых ею структурно-формационных зонах. При этом на ранних стадиях развития были возможны взаимные фациальные переходы между вулканогенными формациями по зоне разлома.

В эволюции конседиментационного Восточно-Ирендыкского разлома от первых сведений в начале эйфеля и до окончания геосинклинального режима в Магнитогорском эвгеосинклинальном прогибе выделяются две стадии развития: ранняя и поздняя.

На ранней стадии развития, закончившейся к середине эйфеля, Восточно-Ирендыкский разлом разделял структурно-формационные зоны, находящиеся на разных стадиях развития: с запада — островодужной, или переходной стадии развития, с востока — зона, находящаяся на океанической стадии развития. Ранняя стадия развития разлома окончилась при вступлении и восточной, более молодой зоны восточного крыла разлома в переходную стадию в начале верхнего эйфеля.

К концу ранней стадии на западном борту разлома формируется морфологически выраженный уступ. Предполагаемый динамический режим ранней стадии — субширотное растяжение, четко устанавливаемое только для восточного крыла разлома в течение нижнего эйфеля (рис. 4, 1).

На поздней стадии развития конседиментационный разлом хотя уже и не разделяет разных структурно-формационных зон, продолжает проявлять себя, будучи перекрытым вулканогенно-осадочной формацией живета и терригенно-обломочными формациями D_3 и C_1 — в тылу более молодых активных зон.

При режиме постоянного неравномерного субширотного сжатия Восточно-Ирендыкский конседиментационный разлом преобразуется в крутой надвиг, каковым он себя и проявляет до конца эвгеосинклинального режима (C_2). При этом надвигание совершается с востока на запад, что позволяет предполагать источник сжатия со стороны более длительно развивавшейся осевой части Магнитогорского эвгеосинклинального прогиба.

Отражением надвигово-взбросовых движений по Восточно-Ирендыкскому разлому является наблюдающаяся тектонизация, которой в особенности подверглась перекрывающая зону разлома толща живета. Ее подошва испытала локальные срывы и надвигание на запад-юго-запад. В условиях интенсивного субширотного сжатия в конце поздней стадии разлом проявляет себя как зона трещиноватости и проницаемости.

Важно подчеркнуть, что момент перестройки динамического режима конседиментационного разлома, т. е. момент перехода от его ранней стадии эволюции к поздней, не случайно совпадающий с завершением активного вулканизма в обоих крыльях разлома, в разрезе их выражен отложением относительно спокойных осадков позднего эйфеля. В западном крыле — это грубообломочные отложения гадилевской толщи, а в восточном — хемогенные селицитолиты, давшие впоследствии горизонт бугульгырских яшм.

Следует также отметить, что на поздней стадии своего развития Восточно-Ирендыкский разлом является крутым надвигом с восточным падением плоскости сместителя, как и у большинства разломов Урала. Отсутствие данных не позволяет дать аналогичную характеристику разлому на ранней стадии его развития. Однако некоторое поствулканическое воздымание уступа западного крыла Восточно-Ирендыкского разлома и его размыв в верхнем эйфеле позволяют в качестве некоторой гипотезы высказать предположение о том, что в раннюю стадию развития разлома плоскость сместителя могла быть круто наклонена к западу (см. рис. 4, 2).

1. *Белянина Г. П.* О фациальных условиях накопления базальтовых пород карамалыташского вулканогенного комплекса (Южный Урал) — В кн.: Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1971, с. 8—9.
2. *Белянина Г. П.* О формировании вулканических построек центрального типа в океаническую стадию развития эвгеосинклинали (на примере Карамалыташской постройки на Ю. Урале): Материалы ко II Уральскому палеовулканологическому симпозиуму. Свердловск — Миасс, 1974, с. 158—160.
3. *Белянина Г. П.* О классификации и номенклатуре базальтовых пород раннегеосинклинальных серий и сопоставлении их с базальтами современных активных зон.— В кн.: Материалы к III Уральскому петрографическому совещанию. Тезисы докладов. Т. III. Вулканизм и металлогения. Свердловск, 1974, с. 26—28.
4. *Бобохов А. С.* К вопросу о стратиграфическом расчленении карамалыташской свиты в центральной части Сибайского рудного района.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Недра, 1965, вып. 4, с. 60—63.
5. *Бобохов А. С.* О генезисе туфов в составе бугулыгьрского лымового горизонта в связи с палеомагнитными исследованиями на Южном Урале.— В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Башк. Ф. АН СССР. Горно-геол. ин-т. Уфа, 1968, вып. 12, с. 60—63.
6. *Бобохов А. С.* Вулканизм и тектоника среднего девона башкирской части Южного Урала.— В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 101—107.
7. *Бобохов А. С., Вахромеев И. С.* О соотношении улутауской свиты с породами карамалыташской антиклинали.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Недра, 1965, вып. 4, с. 52—59.
8. *Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кривцов А. И., Ширай Е. П., Маренина Т. Ю.* Формационный анализ колчеданосных областей как основа составления карт прогнозов на колчеданные руды на примере Южного Урала.— Тр. ЦНИГРИ, 1970, вып. 87, с. 73—98.
9. *Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кривцов А. И., Ширай Е. П.* История развития магматизма и тектоники структурно-формационных зон силуро-среднедевонского этапа Магнитогорского мегасинклинория.— Тр. ЦНИГРИ, 1973, вып. 105, с. 76—98.
10. *Бородаевская М. Б., Кривцов А. И.* О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1, с. 161—164.
11. *Вахромеев И. С.* Геологическое строение Сибайского и Баймакского рудных районов на Южном Урале и закономерности размещения колчеданных месторождений: Автореферат докт. дис. М.: ИГЕМ, 1971, с. 47.
12. *Вахромеев И. С., Клемин В. П., Сенченко Г. С.* Этапы тектоно-магматического развития Магнитогорского мегасинклинория.— В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 90—101.
13. *Водорезов Г. И.* О происхождении некоторых кварц-гематитовых пород и железистых кварцитов.— В кн.: Силуро-девонский вулканизм Южного Урала (III чтения им. акад. А. Н. Заварицкого). Уфа: Изд. Башк. ФАН СССР, 1975, с. 196—198.
14. *Водорезов Г. И., Лозовой М. В., Маслов В. А.* К вопросу о выделении на Южном Урале в среднем девоне гадилевской толщи.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 4. М.: Недра, 1965, с. 42—48.
15. *Грешнер С. Г.* О происхождении обломочных пород и рудных обособлений в всящем боку Сибайского колчеданного месторождения на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 3, с. 637—640.
16. *Иванов С. Н., Перфильев А. С., Нечеухин В. М., Смирнов Г. А., Ефимов А. А., Ферштатер Г. Б.* Палеозойская история Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала.— Материалы к III Уральскому петрограф. совещ. Свердловск, 1974, с. 13—38.
17. *Книппер А. Л., Руженцев С. В.* Глубинные разломы и геосинклинальный процесс.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 8—19.
18. *Коптева В. В.* О латеральном ядре формаций переходной стадии развития эвгеосинклинали (на примере Урала).— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 410—413.
19. *Коптева В. В.* Позднеирендыкские мелководные отложения и осадочно-тектонические брекчи в Ирендыкской зоне Магнитогорского прогиба.— В кн.: Геосинклинальный вулканизм Урала и колчеданосность вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 112—130.
20. *Коптева В. В.* Осадочно-тектонические брекчи «гадилевской толщи» (Южный Урал).— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 1, с. 55—68.
21. *Коптева В. В., Самыгин С. Г.* Об особенностях палеогеографии западного борта Магнитогорского прогиба на рубеже ирендыкского и улутауского времени.— В кн.: Силуро-девонский вулканизм Урала (III чтения им. акад. А. Н. Заварицкого). Уфа: Изд-во Башк. ФАН СССР, 1975, с. 168—175.
22. *Коротеев В. А.* Вулканические образования Ирендыкской зоны вулканизма на Южном Урале на примере Куркакского участка.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 112—124.
23. *Кривцов А. И.* Палеовулканизм и колчеданные месторождения Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали: Автореферат докт. дис. МГУ: 1975, с. 51.
24. *Куваевский Ю. Л.* Некоторые новые данные о карамалыташской свите и бугулыгьрском горизонте в Сибайском районе.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Недра, 1965, вып. 4, с. 49—51.

25. Маслов В. А. Стратиграфическое положение карамалыташской свиты среднего девона западного борта Магнитогорского мегасинклинория.— В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1974, вып. 24, с. 3—8.
26. Нестоянова О. А. Стратиграфия девона и силура Магнитогорского синклинория.— Сов. геология, 1959, № 11, с. 16—28.
27. Нестоянова О. А. Основные черты стратиграфии, тектоники и вулканизма зеленокаменного комплекса Учалинского рудного района.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1960, вып. 2, с. 28—35.
28. Нестоянова О. А. Палеовулканизм Южного Урала (силур и девон).— В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 203—208.
29. Нестоянова О. А. Вулканизм восточного склона Южного Урала.— Тр. I Уральского петрограф. совещ. Свердловск, 1963, т. 2, с. 27—47.
30. Перижняк Н. А. Палеовулканизм и формирование блоковой структуры Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал).— В кн.: Тр. ЦНИГРИ, 1971, вып. 99, с. 42—52.
31. Салихов Д. Н. Интрузивные комплексы Магнитогорского мегасинклинория.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Уфа, 1972, вып. 5, с. 63—69.
32. Сопко П. Ф., Бояркин А. П., Кулагина М. А. Краткая геологическая характеристика Магнитогорского мегасинклинория и его структурно-формационное районирование.— В кн.: Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии. М.: Наука, 1975, с. 7—21.
33. Сопко П. Ф., Бобохов А. С., Серавкин И. Б. Основные черты эволюции вулканизма и осадконакопления раннегеосинклинальной стадии башкирской части Магнитогорского прогиба.— В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М.: Наука, 1974, с. 65—74.
34. Сопко П. Ф., Исмагилов М. И., Серавкин И. Б., Сопко Л. Н. Колчеданные месторождения Баймакского рудного района. М.: Наука, 1973, с. 223.
35. Фролова Т. И. Геосинклинальный вулканизм. Проблемы происхождения и размещения магматических формаций на примере восточного склона Южного Урала: Автореф. докт. дис. МГУ, 1970, с. 36.
36. Фролова Т. И., Гончарова Т. Я., Шарфман В. С. Основные черты палеозойского вулканизма Южного Урала.— В кн.: Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. Моск. гос. ун-т, 1968, с. 44—85.
37. Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 81, с. 87—155.
38. Херасков Н. П. Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти А. Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 328—348.
39. Червяковский Г. Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972, с. 258.
40. Шарфман В. С. Петрохимические особенности среднепалеозойских вулканогенных комплексов южной части западного крыла Магнитогорского мегасинклинория.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала (Тр. II Уральского петрограф. совещ.). Свердловск, 1969, с. 194—201.
41. Широбокова Т. И. Ритмично-слоистые толщи среднедевонского вулканогенно-обломочного комплекса и их соотношение с колчеданосными формациями в Баймакском районе Южного Урала: Автореферат канд. дис. Свердловск: Ин-т геол. и геохим. УФАИ, 1973, с. 29.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
25.III.1982

УДК 551.24(574.3)

МАКАРЫЧЕВ Г. И., ГЕСЬ М. Д., ПАЗИЛОВА В. И.

**ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ УЛУТАУ В СВЕТЕ
СТАДИЙНОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Рассмотрены особенности строения двух крупнейших ультраосновных массивов в Улутау: Ешкеульмесского и Шайтантасского. Установлено аллохтонное залегание офиолитов Ешкеульмесского массива на вулканогенных амфиболитах бектурганской серии докембрия. Описан состав серпентинитового меланжа в Шайтантасском массиве.

Особое внимание уделено анализу первичных соотношений офиолитов с докембрийскими образованиями. Показано длительное, стадийное формирование континентальной коры в раннепротерозойской геосинклинали Улутау. Формационные комплексы докембрийского разреза принадлежат различным стадиям становления континентальной коры. Формации бектурганской серии свойственны океанической стадии, майтубинской — переходной и коксуйской — орогенной, или континентальной. Процесс направленного становления континентальной коры был осложнен явлениями ее деструкции с образованием Карсакпайского рифтогенного прогиба.

Современная земная кора складчатых поясов фанерозоя характеризуется мощным гранитно-метаморфическим слоем, часть которого была сформирована в докембрии. Выступы докембрийских образований (срединные массивы) в пределах поясов разобщены на десятки и сотни километров сильно дислоцированными магматическими и осадочными формациями фанерозоя. Понятие о срединных массивах как устойчивых элементах геосинклинальных областей было введено в научную литературу в начале XX в. австрийским геологом Л. Кобером. На том этапе изучения геосинклиналей вопросы, связанные с формированием континентальной коры, не обсуждались. Позднее вопросы происхождения докембрийских массивов в фанерозойских складчатых поясах и время формирования в них континентальной коры приобрели важнейшее значение. В оценке возраста континентальной коры срединных массивов наметились два противоположных направления.

Представители первого направления рассматривали докембрийские массивы в качестве обломков древних платформ, что вело к признанию существования в них древней континентальной коры, сформировавшейся в архее — раннем протерозое. Представители второго направления выходили метаморфического докембрия в складчатых поясах фанерозоя рассматривали как центры ранней консолидации геосинклинального пояса, а континентальную кору — новообразованной в процессе геосинклинального развития, тем самым признавалось разное время ее формирования в пределах пояса. Нужно отметить, что до недавнего времени не было известно, на каком фундаменте и в силу каких причин формируется континентальная кора складчатых поясов.

Новый этап в изучении складчатых поясов фанерозоя и глубокометаморфизованных докембрийских образований в них наступил в конце 60-х годов в связи с установлением большого сходства пород, слагающих основание разрезов эвгеосинклиналей, с разрезом коры современных океанов. Это сходство позволило сделать вывод о заложении эвгеосинклиналей на коре океанического типа [16]. На основе сходства ложа геосинклиналей и океанического дна и отсутствия в океанах гранитно-метаморфического слоя в Геологическом институте АН СССР под руководством А. В. Пейве была разработана научная концепция стадийного формирования континентальной коры за счет структурно-вещественного преобразования коры океанического типа [17]. Это новое направление в понимании эволюции структуры земной коры было разработано на

основе анализа строения мезозойских и палеозойских геосинклинальных систем, для которых был доказан меланократовый фундамент (океанический тип коры), перекрытый более поздними вулканогенно-осадочными формациями и прорванный многими поколениями гранитоидов. Что же касается выступов докембрия, то в их строении оставалось много неясного, и прежде всего соотношение пород офиолитовой ассоциации с породами гранитно-метаморфического слоя. В силу этого на тектонической карте Северной Евразии, составленной по принципу стадийного развития земной коры, докембрийские образования показаны фрагментами древней континентальной коры, по сути дела обломками докембрийских платформ.

Изучение докембрийских массивов ряда складчатых областей, проведенное в последнее десятилетие, позволило установить двучленное строение их разрезов. Основание разрезов слагают породы офиолитовой ассоциации, представленные гипербазитами, габброидами, толеитовыми базальтами, превращенными в основные гранулиты, эклогитоподобные породы, гранатые и безгранатые амфиболиты. Верхняя часть этих разрезов сложена различными гнейсами и кристаллическими сланцами, которые и определяют состав гранитно-метаморфического слоя [8, 28]. Двучленное строение разрезов докембрия фанерозойских складчатых поясов, очевидно, свидетельствует о направленной эволюции структуры земной коры, выраженной в образовании различных минеральных и породных ассоциаций, свойственных разным ее слоям.

Однако надо заметить, что ненарушенные разрезы офиолитовой ассоциации в докембрии, так же как и в разрезах фанерозоя, очень редкое явление. Обычно офиолиты залегают среди гранито-гнейсового слоя, с которым находятся в тектонических соотношениях. Это и определяет разные трактовки их становления, вплоть до интрузивного внедрения в породы гранитно-метаморфического слоя. Такая точка зрения господствует применительно к офиолитам, распространенным среди докембрийских образований Центрального Казахстана (Улутау). Поэтому при изучении разрезов докембрия складчатых поясов фанерозоя первостепенное значение приобретает вопрос о первичном соотношении офиолитов с гранито-гнейсами и другими породами континентальной коры. Приблизить решение проблемы становления континентальной коры в докембрии Улутау, нам представляется, возможно, исходя из решения двух вопросов: 1) строение и структурное положение офиолитовой ассоциации и 2) первичные соотношения офиолитов с породами континентальной коры. На решение этих вопросов и были направлены наши полевые исследования летом 1980 г.

СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ В УЛУТАУ

Офиолиты Улутау слагают протяженный пояс, вытянутый в меридиональном направлении от гор Арганаты на севере до Эскулинских гор на юге на расстоянии свыше 150 км. По геофизическим данным, пояс прослеживается южнее г. Джекказган. Пояс состоит из ряда массивов, из которых наиболее крупными являются Шайтантасский (60 км²) и Ешкеульмесский (100 км²). В региональном плане пояс офиолитов располагается вдоль восточного края Улутавского антиклинория, ограниченного с востока Восточно-Улутавским глубинным разломом.

Офиолиты Улутау изучаются уже давно. Наиболее полные сведения о них принадлежат Н. П. Михайлову и В. Н. Москалевой [18], которые не только обстоятельно изучили состав офиолитов, но и составили подробные геологические карты их распространения. Эти исследователи считали гипербазит-габброидный комплекс производным базальтовой магмы, внедрившейся в амфиболиты докембрия. Аналогичную точку зрения на генезис ультраосновных и основных пород Акжальских массивов высказывали И. И. Вишневецкая и И. Ф. Трусова [4, 5], С. Б. Розанов для Шайтантасского массива [19]. Ю. А. Зайцев [6] выделил в Централь-

ном Казахстане два типа офиолитовых поясов. Первый тип принадлежит первично-расслоенным интрузиям, развитым внутри гранитно-метаморфического докембрийского фундамента. По его мнению, этот тип интрузий внедрялся по глубинным разломам. Второй тип офиолитовых поясов слагают мантийные офиолитовые валы, возникшие в результате раздвига земной коры в палеозое. Мы не будем останавливаться на анализе второго типа офиолитов, поскольку он не связан с докембрийскими образованиями, а о его деструктивной природе уже высказывались Р. М. Антонюк и др. [1]. В данной статье мы обратимся к анализу строения офиолитов, расположенных в докембрии, — Ешкеульмесскому и Шайтантасскому массивам, по которым нами собраны новые данные.

Ешкеульмесский массив. Этот массив расположен в Центральном Улутау. Структурно он приурочен к восточному крылу Улутавского поднятия и целиком залегает среди метаморфических толщ докембрия, с которыми он имеет тектонические контакты. На современном срезе массив в форме клина вытянут в субмеридиональном направлении на расстоянии 25 км при наибольшей ширине 4—5 км (рис. 1). Н. П. Михайлов [18] в состав Ешкеульмесского массива включал только северную часть полосы офиолитов, площадью 20 км². Южное продолжение массива было прослежено Т. Г. Павловой и по ее материалам уточнено нами. Как мы уже отметили, массив офиолитов имеет тектонические контакты с разными докембрийскими толщами. С востока по крутому надвику он перекрыт толщей вулканитов контрастного состава с горизонтами первично-терригенных пород, метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Порфиритоиды и порфириоиды сохранили структуру вулканитов. Западный контакт характеризуется более сложным строением. Докембрийские отложения здесь представлены толщей амфиболитов, испытавшей динамотермальный метаморфизм. Параллельно основному надвиговому контакту офиолитов с амфиболитами прослеживаются прерывистые полосы и цепочки антигоритовых сланцев, залегающих аллохтонно на амфиболитах (см. рис. 1, врезку).

Главная особенность массива, впервые подмеченная Н. П. Михайловым, его полосчато-клиновидное внутреннее строение, когда полосы и линзы различных пород ориентированы согласно с общим простираем массива и субпараллельным толще амфиболитов западного края массива. Центральную часть массива, по данным Н. П. Михайлова [18] и нашим наблюдениям, слагают ультраосновные породы, преимущественное распространение среди которых имеют пироксениты и их метаморфические производные. Среди последних установлены слабосерпентинизированные и оталькованные бронзититы и вебстериты, апопироксенитовые и аповерлитовые серпентиниты. Отмечается незначительное присутствие серпентинизированных перидотитов и, напротив, широкое развитие антигоритовых серпентинитов, не содержащих реликтов и структур первичных пород. Совместно с пироксенитами находятся массивные пироксен-цоизитовые и пироксен-амфибол-цоизитовые породы, которые по ряду признаков являются продуктами метаморфического преобразования пироксенитов или какого-либо близкого к ним по составу ультраосновного субстрата. Эти апопироксенитовые породы совместно с антигоритовыми серпентинитами как-бы окружают центральную часть массива и отличаются интенсивнейшей тектонизацией, заметной даже в шлифах.

К западу и востоку от центральной части массива симметрично прослеживаются полосы шириной 700—800 м амфибол-цоизитовых пород с подчиненным количеством пироксен-цоизитовых разностей. Вдоль восточного контакта ультрабазитов эти породы на большей части перекрыты надвинутой толщей порфиритоидов и порфириоидов. Западная полоса амфибол-пироксен-цоизитовых пород контактирует непосредственно с сильнотектонизированными серпентинитами. Здесь развиты однообразные по составу породы как массивной, так и сланцеватой текстуры. Массивные разности обладают габбровой структурой. В состав их входят пироксен, роговая обманка, цоизит. Амфибол-пироксен-цоизитовые породы по положению в разрезе соответствуют габброидам, в которых

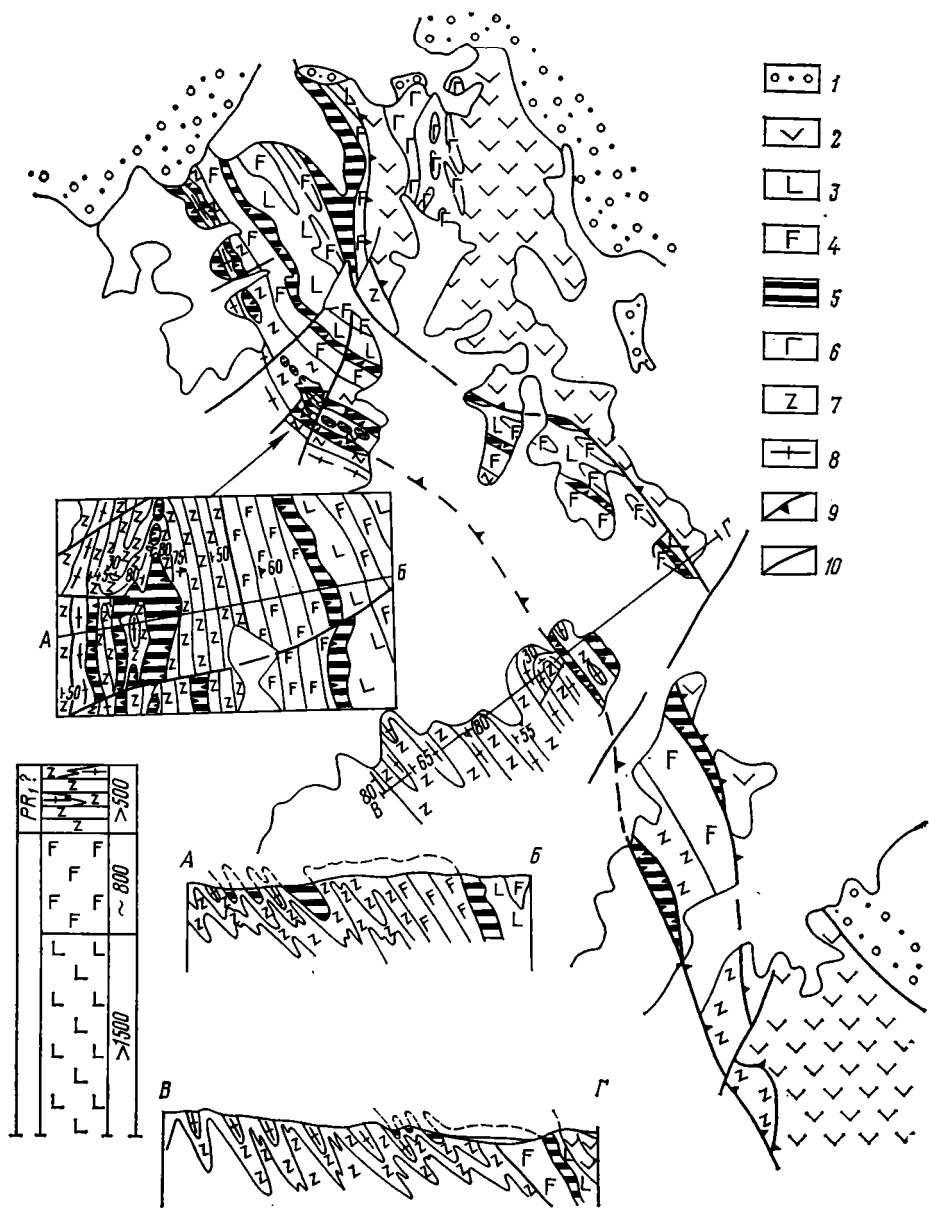


Рис. 1. Геологическая карта Ешкеульмесской полосы оphiолитов. Составили Н. П. Михайлов и В. Н. Москалева [18]. Дополнил Г. И. Макарычев по материалам Т. Г. Павловой и личным наблюдениям

1 — моласса среднего — верхнего девона; 2 — майтубинская серия — порфиритоиды, порфириды, кварцитовые и зеленые сланцы; гипербазит-габбровый комплекс (3—5): 3 — пироксениты и пироксен-цоизитовые породы, 4 — амфибол-цоизитовые породы, 5 — антигоритовые сланцы; бектурганская серия (7—8): 7 — амфиболиты, актинолитовые сланцы, 8 — плагногранито-гнейсы и порфиробластовые гнейсы (мелано-, мезо- и лейкократовые); 9 — надвиги; 10 — прочие разрывы

плагноклаз, вероятно, замещен цоизитом. Сланцеватые амфибол-цоизитовые породы обладают нередко порфиробластовой структурой за счет наложенной альбитизации.

В этих породах широко развиты процессы диафореза, проявленные неравномерно, что определяет самые разнообразные минеральные сочетания. В массивных разностях с габбровой структурой можно наблюдать замещение моноклинного пироксена тремолитом вплоть до псевдоморфоз, развитие по тремолиту сноповидных агрегатов цоизита, зерен каль-

цита, скопленный чешуек хлорита. В составе их практически отсутствуют реликты пироксена, широко развиты актинолит и тремолит. Более интенсивно, чем в массивных разностях, развиты процессы альбитизации. Все это свидетельствует о тектоническом разлинзовании полосы бывших габброидов, обусловившим активное проявление различных метаморфических и гидротермальных процессов, вплоть до окварцевания.

Следующая полоса сложена амфиболитами и амфиболовыми сланцами. На западе ширина ее варьирует от 0,5 до 1,2 км. На востоке от нее сохранился небольшой выход амфиболитов в виде тектонического блока. Полоса амфиболитов прослеживается параллельно полосе амфибол-цоизитовых пород. Граница между ними согласная, и лишь на одном участке установлен тектонический срыв.

Большая часть полосы сложена амфиболовыми породами, среди которых по составу выделено несколько групп: 1 — полосчатые амфиболиты и роговообманковые сланцы; 2 — актинолитовые и актинолит-тремолитовые сланцы с хлоритом, кварцем, эпидотом и цоизитом; 3 — кварц-хлоритовые сланцы со сфеном, магнетитом, актинолитом; 4 — кварц-альбитовые сланцы с мелкими зернами граната. Все породы сланцеватые, зеленого и серо-зеленого цвета, полосчатой, пятнистой или мелкоочковой текстуры.

Перечисленные группы пород слагают полосы, пропластки и линзы, как правило, плохо прослеживающиеся по простиранию, связанные постепенными переходами друг с другом.

Наиболее метаморфизованными породами в толще являются полосчатые амфиболиты, слагающие небольшие участки среди роговообманковых сланцев. Обычно в их составе преобладает сине-зеленая роговая обманка, нередко с зональным строением. В небольших количествах содержатся эпидот, иногда цоизит, сфен, а также бесформенные порфиробласты вторичного альбита.

Большим минеральным разнообразием обладают другие группы зеленых сланцев. В их составе чаще преобладает актинолит (30—50%), реже альбит (20—40%), роговая обманка (10—15%), эпидот и хлорит (5—20%), титанит, кварц (15—10%), клиноцоизит (0—5%).

Самостоятельную группу пород составляют кварц-альбитовые сланцы и плагиогнейсы. Между амфиболовыми сланцами и плагиогнейсами наблюдаются постепенные переходы, происходящие на коротких расстояниях. Промежуточными породами являются порфиробластовые сланцы, образовавшиеся в процессе метасоматоза по амфиболитам и амфиболовым сланцам. Порфиробластовые сланцы разнообразны по текстуре — полосчатые, свилеватые, пятнистые. Порфиробласты и полосы сложены альбитом, основная масса — агрегатом мелкозернистого кварца и альбита. В них сохраняются полосы, сложенные амфиболом, эпидотом, цоизитом, сфеном, являющимися реликтами амфиболитовых пород. Разнообразие облика порфиробластовых сланцев зависит от количества новообразованных кварца и альбита. Эта группа пород связана переходами, с одной стороны, с амфиболовыми сланцами, а с другой — с порфиробластовыми альбитовыми гнейсами. Последним также свойственно неоднородное, полосчатое строение, выраженное чередованием слюдяно-альбитовых и амфиболовых плагиогнейсов. Выходы плагиогнейсов не имеют четкого ограничения, но они всегда сочетаются с полосами и пачками амфиболитов и амфиболовых сланцев. В количественном отношении роль плагиогнейсов заметно возрастает в западном направлении, по мере удаления от массива, где среди них появляются участки и полосы микроклиновых гнейсов.

Описанный комплекс пород скорее всего принадлежит амфиболитовой части разреза бектурганской серии, подвергшейся интенсивному диафторезу в мощной тектонической зоне. В пользу этого свидетельствует неравномерная раскланованность, неравномерный метаморфизм, в том числе участки прогрессивного метаморфизма, а также многочисленные останцы аллохтона серпентинитовых сланцев вдоль западного контакта офиолитового массива.

Выходы серпентинитовых сланцев среди пород бектурганской серии имеют принципиальное значение для выяснения тектонического положения офиолитов среди докембрийских образований и потому заслуживают специального обсуждения. Прежде всего обращает внимание их линейное распространение, параллельное основному надвижу офиолитов на расстоянии около 25 км. Крайние выходы серпентинитов отстоят от него на 2—3 км к западу. В современной структуре серпентинитов залегают среди дислоцированных амфиболитовых сланцев, в центральных частях синклиналей. Они отсутствуют на сводах антиклинальных складок. В поперечном сечении их выходы повторяются до четырех раз (см. рис. 1). По простиранию выходы серпентинитов часто разобщены эрозионной

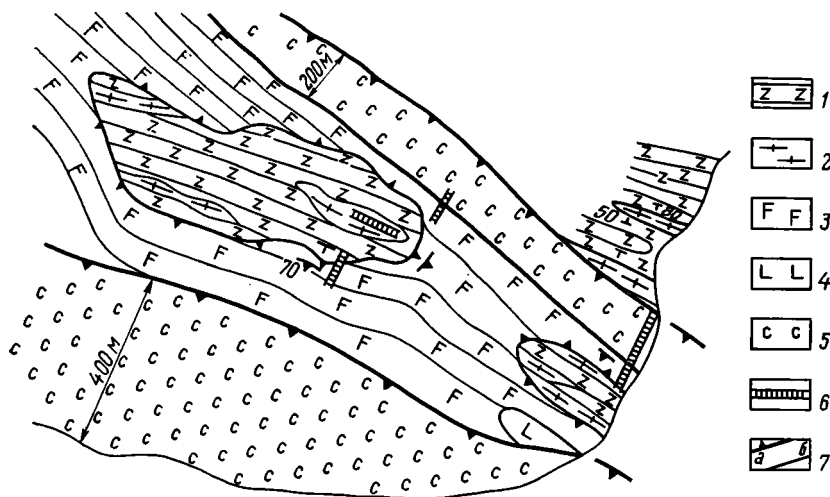


Рис. 2. Схема строения офиолитового аллохтона в юго-западной части Ешкеульмесской полосы

1 — амфиболиты и порфиробластовые амфиболовые гнейсы; 2 — плагиогнейсы и плагиограниты; 3 — пироксен-диопсидовые и пироксен-амфиболовые породы; 4 — горнблендиты; 5 — серпентиниты (антигоритовые сланцы); 6 — вскрышные канавы; 7 — разрывные нарушения: а — надвиги, б — сбросы

сетью оврагов, во врезках которых не наблюдается продолжения их на глубину, т. е. отсутствуют признаки внедрения или тектонического выжимания снизу, что свидетельствует об аллохтонном залегании серпентинитов.

Строение наиболее крупного останца аллохтона показано на врезке к рис. 1 и профиле А—В. Здесь в эрозионном окне обнажаются амфиболитовые сланцы и плагиогнейсы. Падение полосчатости в ультрабазитах совпадает с падением пачек амфиболитовых сланцев, что может указывать на их совместную дислоцированность после образования офиолитового аллохтона. Аналогичные соотношения наблюдаются в юго-восточной части полосы ультрабазитов (рис. 2, профиль В—Г рис. 1), с той лишь разницей, что здесь амфиболиты и гнейсы перекрыты надвинутыми габброидами, на которых в свою очередь тектонически залегают серпентинитовые сланцы.

И. И. Вишневская и И. Ф. Трусова [4] впервые установили приуроченность ультрабазитов Акжальских массивов (Западно-Улутавский офиолитовый пояс) к мелким синклинальным складкам в амфиболитах бектурганской серии. Названные исследователи считали ультрабазиты интрузиями, внедрившимися в форме факолитов, что, однако, плохо согласуется с их положением исключительно в центральных частях синклиналей и отсутствием корней, не установленных бурением. Нам представляется, что ультрабазиты здесь также слагают аллохтон. На помещенной в статье указанных авторов карте и профилях [4, рис. 1, с. 39]

останцы аллохтона повторяются 7 раз и всегда залегают в мелких син-клинальных складках.

Приведенное описание строения Ешкеульмесского массива позволяет сделать два вывода. Первый вывод состоит в том, что здесь обнажен разрез верхней части офиолитовой ассоциации, аналогичный по строению с разрезом коры современных океанов. И второй вывод — ультра-базиты и габброиды не имеют интрузивных контактов с амфиболитами бектурганской серии, а находятся с ними в аллохтонном залегании. Вопрос их первичного соотношения мы рассмотрим ниже, после описания Шайтантасского массива.

Шайтантасский массив. Массив расположен к югу от Ешкеульмес-ской полосы офиолитов и является продолжением Восточно-Улутавского офиолитового пояса. Протяженность массива около 15 км при макси-мальной ширине 6 км. Массив расположен между Эскулинским выступом докембрия на западе и вулканогенно-осадочными толщами раннего палеозоя на востоке. Контакты массива с обрамляющими толщами тек-тонические.

Н. П. Михайлов [18], обстоятельно изучивший строение массива, пришел к выводу о его принадлежности к перидотит-пироксеновой ин-трузивной формации, внедрившейся в межформационную полость между докембрийскими и раннепалеозойскими отложениями. Эта точка зрения в дальнейшем была принята геологами-съемщиками Казахстанской экс-педиции МГУ [19]. Возраст массива принято считать среднеордовик-ским, поскольку, как полагали названные авторы, они прорывают и со-держат множество ксенолитов пород кембрия и ордовика, а продукты его размыва содержатся в гальке конгломератов верхнеордовикской эскулинской свиты.

Проведенное нами изучение Шайтантасского массива позволяет пе-ресмотреть установившееся представление о магматическом становлении массива.

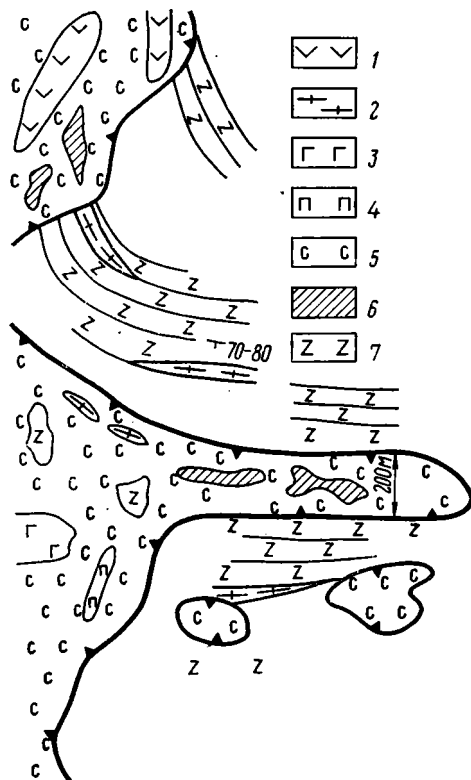
На современном эрозионном срезе Шайтантасский массив является примером классического серпентинитового меланжа. Впервые серпен-тинитовый меланж был описан А. Л. Книппером [7] для альпийской зоны Европы. Здесь развит очень характерный мелкосопочный «мелан-жевый» рельеф. В серпентинитовый субстрат включены отторженцы магматических, метаморфических и осадочных пород, залегающие, как правило, на вершинах сопок, подошва которых всегда сложена серпен-тинитами. Размер тектонических включений колеблется от сантиметров до нескольких сотен метров. Ориентировка даже крупных тектонических включений настолько хаотична, что не оставляет сомнения в тектониче-ском становлении Шайтантасского массива. Среди включений здесь прису-тствуют все породы офиолитовой ассоциации: перидотиты, пироксени-ты, родингиты, габброиды. Вмещающие массив породы в меланже пред-ставлены амфиболитами, порфироидами, плагиогнейсами докембрия; вулканогенными, терригенными, карбонатными породами раннего палео-зоя. Для всех них характерно отсутствие интрузивных контактов, все они закатаны в серпентиниты, которые уже по своей природе (метамор-фические образования) не могли оказывать интрузивное воздействие.

Состав включений в меланже позволяет считать, что в Шайтантас-ском массиве мы имеем тектонически переработанную офиолитовую ассоциацию, аналогичную развитой в Ешкеульмесской полосе офиоли-тов. Как и в первом случае, офиолиты Шайтантасского массива с до-кембрийским выступом Эскулов находятся в надвиговых соотношениях. Серпентинитовый меланж образовался в процессе их надвигания на по-роды докембрия. На рис. 3 показан закартированный нами фрагмент контакта меланжа с толщей докембрия. Контакт имеет причудливую форму в плане. Развитые здесь амфиболиты бектурганской серии то за-легают согласно с серпентинитами, подстилая их, то срезаются ими. В поле развития амфиболитов, вдоль контакта с меланжем, на вершинах сопок сохранились аллохтонно залегающие останцы антигоритовых сланцев

Таким образом, для двух крупнейших массивов Улутау нет доказательств их интрузивного внедрения. Полевые наблюдения свидетельствуют об их аллохтонном залегании на амфиболитах докембрия. Здесь уместно напомнить о высказанном Н. П. Михайловым недоумении, почему интрузии базитов и ультрабазитов, будучи ордовикскими по возрасту, всегда внедряются только в амфиболиты низов разреза бектурганской серии. Постоянная пространственная связь офиолитов с амфиболитами докембрия в Улутау не случайна, а, напротив, закономерна, поскольку амфиболиты являются частым членом разреза многих офиолитовых ассоциаций. В этом смысле Улутау не исключение. Здесь такие

Рис. 3. Схема фрагмента контакта серпентинитового меланжа Шайтангасского массива с бектурганской серией Эскулов

1 — порфириты и порфиритонды; 2 — плагиогнейсы и плагиограниты, 3 — габбро; 4 — прорксениты; 5 — серпентиниты; 6 — железисто-кремнистые образования по серпентинитам; 7 — амфиболиты и порфиробластовые амфиболовые гнейсы



же разрезы были нарушены в процессе выведения офиолитов в верхние слои земной коры в условиях интенсивного сжатия, что подтверждает и внутренняя структура Улутавского антиклинория. Так, непосредственно к западу от Ешкеульмесского массива в толще докембрия развита система линейных субмеридиональных складок. Узко сжатые антиклинали чередуются с синклиналями. Антиклинали сложены амфиболитами, синклинали — сланцами и гнейсами слюдяно-плагиоклазового состава. С приближением к осевой зоне антиклинория преобладают сланцы и гнейсы, породы становятся менее рассланцованными. В этом же направлении меняется форма складок. Вблизи массива офиолитов складки запрокинуты к юго-западу, а их осевые плоскости падают под офиолиты, согласуясь с падением развитой в них полосчатости, что создает впечатление об едином моноклинальном разрезе, в котором офиолиты занимают верхнее положение. Аналогичное соотношение офиолитов с амфиболитами бектурганской серии описали И. И. Вишневская и И. Ф. Трусова [5] на западном крыле Улутавского антиклинория, с той лишь разницей, что складки здесь запрокинуты в обратном, северо-восточном направлении. В осевой же зоне антиклинория складки имеют килевидную форму с крутыми падениями осевых плоскостей. Подобные соотношения офиолитов и амфиболитов указывают на то, что они были дислоцированы совместно, после тектонического становления офиолитов. По

времени это могло иметь место после среднего ордовика, на что указывают состав меланжа Шайтантасского массива и присутствие серпентинитов в гальке конгломератов эскулинской свиты.

ПЕРВИЧНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ОФИОЛИТОВ С АМФИБОЛИТАМИ. СТАНОВЛЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ В УЛУТАУ

Решение вопроса взаимоотношения офиолитов с амфиболитами имеет важное значение в связи с проблемой эволюции структуры земной коры в докембрии этого региона. Н. П. Михайлов, как мы уже отмечали, считает амфиболиты бектурганской серии той докембрийской рамой, в которую внедрились интрузии ультрабазитов и габбро. Другую точку зрения высказала Т. Г. Павлова [14], согласно которой амфиболиты, ассоциирующие с офиолитами в Ешкеульмесском массиве, являются верхним членом разреза офиолитовой ассоциации. Появление офиолитовой ассоциации среди докембрия Улутау Т. Г. Павлова [15] связывает с деструкцией континентальной коры. Этот вывод основан на схеме стратиграфического расчленения докембрия Улутау, принятой Т. Г. Павловой, созданию которой она посвятила многие годы. Древнейшими образованиями всего Улутау она считает порфиroidную и кварцито-сланцевую серии. Однако это было справедливо лишь для Майтубинского антиклинория, в пределах которого более низкие части разреза докембрия не были известны, что и нашло отражение в построениях Н. А. Штрейса [26], М. С. Маркова [9] и самой Т. Г. Павловой [13]. Вместе с тем еще с работ К. И. Сатпаева, Н. Г. Кассина и др. в Улутавском антиклинории в основании докембрийского разреза была установлена толща амфиболитов, в дальнейшем обстоятельно изученная И. Ф. Трусовой и Л. И. Филатовой [20] и получившая название бектурганской серии [21]. Становление ультрабазитов и габброидов Ешкеульмесского массива Т. Г. Павлова связывает с рифтогенезом фундамента, сложенного породами кварцито-сланцевой серии. Как было показано выше, офиолиты этого массива залегают не в толще кварцито-сланцев, а ассоциируют с амфиболитами бектурганской серии, что существенно подрывает концепцию рифтогенной природы офиолитов не только этого массива, но и других их выходов в Улутау. В Ешкеульмесской полосе офиолитов амфиболиты непосредственно контактируют с габброидами без тектонического нарушения. Амфиболиты и габброиды одновременно испытали плагиогранитизацию, выразившуюся в появлении в них порфиробластов и полос альбита. В то же время в серпентинитах, залегающих на амфиболитах аллохтонно, альбитизация не проявлена и, видимо, ее проявление происходило на глубине в ненарушенном разрезе офиолитов.

Парагенетическое родство пород всей офиолитовой ассоциации подтверждается их составом. Петрохимический состав амфиболитов из контакта с габброидами и в удалении от них из бектурганской серии практически не отличается, что было впервые отмечено Т. Г. Павловой [15] и подтверждается нашими данными (таблица). И в том, и в другом случае состав амфиболитов отвечает толентовым базальтам океанов, отличаясь от них более высоким содержанием щелочей, что связано с метаморфизмом базальтов. Все вышесказанное позволяет сделать вывод, что амфиболиты являются связующим звеном между собственно офиолитами и бектурганской серией. Из этого следует, что на месте Улутау в докембрии была кора океанического типа с гипербазит-габброидным комплексом в основании (меланократовый фундамент, по М. С. Маркову [10]), на котором накапливались вулканиты бектурганской серии. Первичный толентовый состав амфиболитов позволяет относить бектурганскую серию к океанической стадии развития геосинклинали Улутау.

Стратиграфически выше залегает мощная толща порфиритоидов, порфиroidов с горизонтами зеленых сланцев, мраморов и слабожелезистых кварцитов. Толща такого состава прослеживается вдоль восточного края Ешкеульмесской полосы офиолитов. По набору пород, последовательности их в разрезе эта толща своей нижней частью сопоставляется с аралбайской, а верхней — с майтубинской серией стратиграфической

Окислы	128-1	127-15	129-1	143-4	148-15	138-1	135-1	130-1	127-11	126-10	137-1	137-2	137-4	127-17	126-7
SiO ₂	39,30	52,78	50,23	47,63	49,55	47,87	47,90	45,37	54,05	42,17	48,49	45,73	48,28	29,83	46,63
TiO ₂	Нет	0,47	0,42	0,93	0,78	1,06	2,43	2,53	1,46	2,05	2,34	2,00	1,36	2,27	1,77
Al ₂ O ₃	2,06	13,78	14,40	15,73	13,25	16,73	14,43	14,28	14,86	11,83	13,22	15,38	15,63	12,68	15,17
Fe ₂ O ₃	6,97	2,18	2,89	4,49	4,74	3,16	6,75	7,01	6,59	6,68	4,22	1,46	2,12	3,69	5,82
FeO	2,50	6,06	5,25	6,73	6,86	6,94	8,94	8,84	6,86	12,34	10,43	10,74	8,18	6,38	12,49
MnO	0,45	0,21	0,16	0,20	0,17	0,23	0,15	0,18	0,16	0,35	0,28	0,29	0,21	1,42	0,19
MgO	36,01	9,60	9,79	8,36	9,40	8,54	6,63	6,09	3,71	9,16	6,07	8,80	7,40	29,53	7,73
CaO	0,39	9,73	14,03	11,40	9,96	11,51	9,49	10,96	3,83	10,44	9,67	8,54	12,26	0,85	0,60
Na ₂ O	0,11	2,93	1,68	2,41	1,78	2,33	2,60	3,25	4,19	1,63	2,51	2,48	2,03	0,25	0,21
K ₂ O	0,06	0,42	0,26	0,29	1,73	0,57	0,57	0,40	1,93	1,90	0,45	0,52	0,49	0,04	1,77
H ₂ O ⁺	11,27	1,39	1,31	1,16	1,27	0,91	1,49	0,99	7,78	1,89	1,70	3,18	1,04	11,79	6,49
H ₂ O ⁻	0,32	0,19	0,15	0,14	0,16	0,14	—	0,20	0,13	0,15	0,27	0,26	0,20	0,49	0,36
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,05	0,06	0,10	0,11	0,24	0,40	0,65	0,40	0,22	0,19	Нет	0,48	0,25
CO ₂	0,29	Нет	0,75	Нет	0,60	Нет	—	0,59	0,75	2,10	Нет	Нет	0,54	Нет	Нет
С _{орг}	Нет	»	—	»	—	»	—	—	—	—	»	»	Нет	»	0,15
BaO			0,004		0,006		0,005	0,003	0,057	0,007					
Cr ₂ O ₃			0,027		0,033		0,004	0,004	—	0,017					
NiO			0,019		0,018		0,015	0,021	0,011	0,029					
ZnO			—		—		—	—	—	—					
	99,69	99,78	100,89	99,53	99,69	100,0	100,87	100,0	100,3	100,9	99,87	99,57	99,74	99,75	99,63

Примечание. Химический состав пород офиолитовой ассоциации и меланократовых разновидностей пород бектурганской серии докембрия. 128-1 — серпентинит массива Ешкеульмес; 127-15 — амфибол-цонзитовая порода (цонзитовое габбро) массива Ешкеульмес; 129-1 — то же; 143-4 — то же; 148-15 — роговообманковое габбро из меланжа массива Шайтантас; 138-1 — амфиболитованное габбро из бектурганской серии у могильника Телембай; 135-1 — роговообманковое габбро из майтубинской серии (?) восточного обрамления массива Ешкеульмес; 130-1 — амфиболит массива Ешкеульмес; 127-11 — амфиболитовый сланец массива Ешкеульмес; 126-10 — то же; 137-1, 137-2 — амфиболитовые сланцы бектурганской серии у могильника Телембай; 137-4 — амфиболит полосчатый (там же); 127-17 — дайка диабазы из серпентинитов массива Ешкеульмес; 126-7 — кварц-хлорит-магнетитовый сланец (милонит) среди амфиболитовых сланцев массива Ешкеульмес.

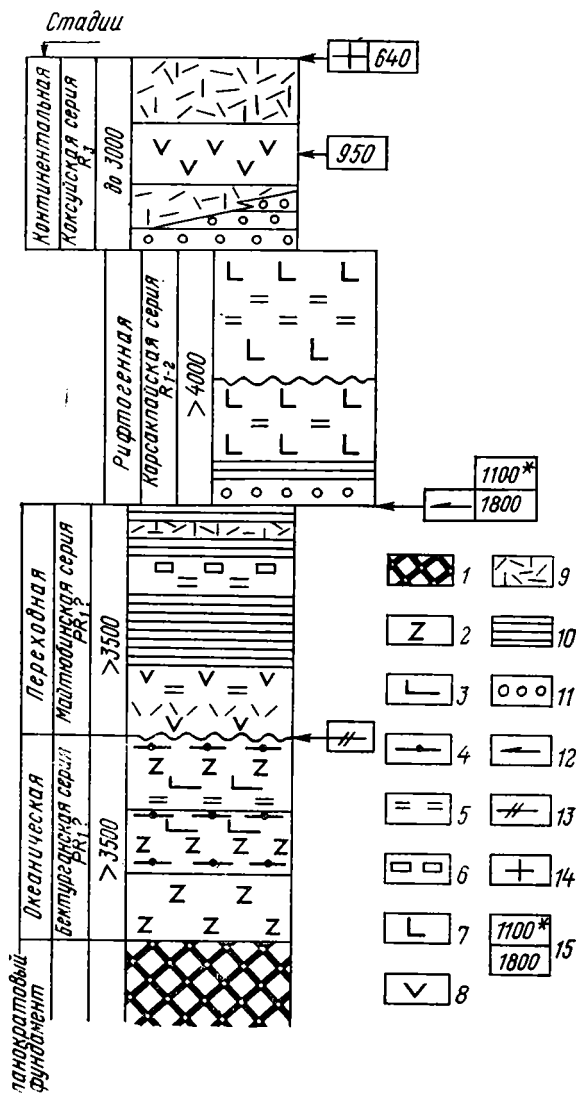


Рис. 4. Схема эволюции тектонического режима и магматизма в докембрии Улутау
 1 — меланократовый фундамент нерасчлененный; 2 — амфиболиты и амфиболитовые сланцы; 3 — гнейсы; 4 — слюдяно-альбитовые сланцы; 5 — кварциты; 6 — мраморы; 7 — метадиабазы и метаспилиты; 8 — метавулканы андезитово-базальтового состава; 9 — эффузивы кислого состава; 10 — хлоритовые и серицитовые сланцы; 11 — конгломераты; 12 — плагиогранито-гнейсы; 13 — гранито-гнейсы; 14 — субщелочные граниты; 15 — данные абсолютного возраста

схемы Л. И. Филатовой [23]. Мы не исключаем, что в названной схеме одна и та же толща из разных зон Улутау дважды помещена в разрезе, чем существенно увеличена истинная мощность докембрийского разреза. В Майтюринском антиклинории жийдинская серия порфириитоидов и зеленых сланцев (аналог аралбайской серии, по Л. И. Филатовой), по данным В. С. Милеева [11], подстилает майтюринскую серию. В таком объеме мы и показали майтюринскую серию на рис. 4. Базальтово-андезитовый состав вулканитов внизу разреза этой серии и липаритовый их состав вверху в сочетании с перерывами в осадконакоплении и внедрением гранитоидов свидетельствуют о тектоническом режиме переходной стадии, на протяжении которой формируется гранитно-метаморфический слой.

Следующей по времени формирования является карсакапайская серия. Стратиграфия этой серии была разработана М. С. Марковым [9] применительно к Карсакапайскому синклинию, где она представлена

наиболее полно. Надо заметить, что Л. И. Филатова в своих ранних публикациях [21] разделяла точку зрения М. С. Маркова, однако позже [23] стала помещать эту серию ниже майтюбинской, что явно противоречит их фактическим соотношениям. Как установил М. С. Марков, основание разреза карсакпайской серии слагает тумурзинская свита, с резким несогласием залегающая на дюсембайской свите. В базальных конгломератах содержатся продукты размыва пород майтюбинской серии, включая гальку гранито-гнейсов. Этот факт остается и теперь, и его нельзя истолковать иначе, чем это делает М. С. Марков, т. е. считать карсакпайскую серию моложе майтюбинской. Эту точку зрения разделяет И. Ф. Трусова с соавторами [2].

Разрез карсакпайской серии, по его данным, характеризуется чередованием вулканогенных и осадочных толщ, выделенных в ранге свит. В целом же, по особенностям состава вулканитов и их положению в структуре прогиба, разрез делится на две части, каждая из которых отражает этапы его эволюции. На первом этапе произошло заложение широкого Карсакпайского прогиба, разделившего Майтюбинское и Улутавское поднятия. Прогиб ориентирован косо по отношению к этим структурам, имеет секущие с ними контакты, что позволило М. С. Маркову сделать вывод о его троговой природе. Эффузивные образования на первом этапе развития прогиба меняются по составу от кварцевых порфиров до диабазовых порфиритов, т. е. содержат признаки как коровых, так и мантийных выплавок.

На втором этапе в центральной части Карсакпайского прогиба возник новый трог, заполнявшийся уже базальтами с высокой железистостью и повышенным содержанием двуокиси магния и титана. Изменение состава вулканитов в Карсакпайском прогибе от коровых к мантийным, как и образование самого прогиба, по-видимому, нужно связывать с явлениями деструкции еще не зрелого гранитно-метаморфического слоя.

Докембрийский разрез Улутау заканчивается коксуйской серией. Эта серия сложена липаритовыми порфирами и их туфами, песчаниками и конгломератами. Серия выполняет наложенные позднерифейские прогибы и по всем признакам соответствует орогенной формации. Калиевые граниты, которые ее прорывают, имеют возраст 640 млн. лет и указывают на высокую степень зрелости континентальной коры. Таким образом, все сказанное выше, позволяет выявить общую направленность формирования континентальной коры на докембрийском этапе развития Улутау.

Древнейшими породами Улутау следует считать гипербазиты и габброиды, выведенные на поверхность по глубинному надвигу в зоне Восточно-Улутавского разлома. Толеитовая природа амфиболитов бектурганской серии, ассоциирующих с гипербазитами и габброидами, подчеркивает парагенетическую связь пород всей офиолитовой ассоциации. Андезито-базальтовый состав вулканитов майтюбинской серии в начале и кислый в конце отражает дальнейшую эволюцию вулканизма в переходную стадию развития геосинклинали. Аномальный толеитовый состав вулканитов карсакпайской серии обусловлен нарушением поступательного процесса формирования континентальной коры явлениями деструкции. Эволюция вулканизма в докембрии Улутау завершилась преимущественно наземными излияниями кислых вулканитов коксуйской серии. Таким образом, эволюция вулканизма в докембрии Улутау имеет определенную направленность: базальтовый и андезито-базальтовый вулканизм ранней стадии развития геосинклинали завершился кислым вулканизмом орогенной стадии.

Такая же направленность наблюдается в проявлении гранитообразования. Породы бектурганской серии кроме метаморфизма амфиболитовой стадии испытали альбитизацию, выразившуюся в образовании альбитовых порфиробластовых гнейсов и плагиогранито-гнейсов. Альбитизации подверглись и габброиды меланократового фундамента. Альбитизации подверглись также породы майтюбинской серии, в то время

как породы карсакпайской серии этим процессом не затронуты. Площадное проявление натрового метасоматоза с образованием плагиогранито-гнейсов знаменует начало формирования гранитно-метаморфического слоя.

Дальнейшее преобразование пород бектурганской и майтубинской серий связано с гранитизацией и калиевым метасоматозом. Микроклиновые гнейсы и гранито-гнейсы пространственно ассоциируют с плагиогранито-гнейсами и связаны взаимопереходами друг в друга. Процесс калиевого метасоматоза местами доходил до образования магмы гранитного состава. Этот процесс нарастал во времени и достиг максимального развития в породах майтубинской серии. Наиболее широко гранито-гнейсы развиты в Майтубинском антиклинории, где они обстоятельно описаны Т. Г. Павловой [13]. Внедрение биотитовых гранитов жаункарского комплекса [22] следует рассматривать как свидетельство высокой степени зрелости гранитно-метаморфического слоя коры в Улутау. Присутствие гальки гранито-гнейсов в основании карсакпайской серии указывает на размыв и деструкцию не континентальной коры, а гранитно-метаморфического слоя, сформировавшегося ко времени накопления вулканогенных и осадочных формаций карсакпайской серии. Континентальная кора в Улутау была сформирована после накопления формаций коксуйской серии и становления субщелочных гранитоидов актасского комплекса.

Таким образом, эволюция магматизма в докембрии Улутау имеет строгую направленность от начала формирования гранитно-метаморфического слоя к образованию зрелой континентальной коры, с миграцией очагов магмообразования из мантии в кору.

Формирование континентальной коры охватывает длительный интервал времени, что следует из данных радиологического возраста. Здесь нужно подчеркнуть неоднозначность датировок, полученных разными методами. Многочисленные цифры радиологического возраста, полученные альфа-свинцовым методом, указывают на формирование континентальной коры в Улутау на протяжении рифейского времени. Однако, как отмечают авторы [3], эти цифры возраста часто не подтверждают реально наблюдаемые соотношения геологических формаций в разрезе, что связано с несовершенством самого метода. Цифры радиологического возраста, полученные урано-свинцово-ториевым методом, относятся к категории более надежных, однако их еще мало и они порой также неоднозначны, что показало определение возраста сиенитов Карсакпайского массива. Для него последовательно были получены цифры 990, 1380 и 1690 ± 100 млн. лет. Все это диктует необходимость применения рубидий-стронциевого метода для датировки возраста докембрийских образований Улутау. Если же следовать урано-свинцово-ториевым датировкам, то нужно признать тот факт, что континентальная кора в Улутау формировалась с конца раннего протерозоя (возраст гранито-гнейсов 1700—1800 млн. лет) и на протяжении всего рифея, на что указывает возраст вулканитов коксуйской серии и прорывающих ее субщелочных гранитоидов (см. рис. 4).

Итак, изложенные выше новые данные о соотношении гипербазит-габброидного комплекса с древнейшими образованиями Улутау, а таковыми являются амфиболиты бектурганской серии, позволяют сделать два важных вывода. Первый из них состоит в длительном, стадийном формировании континентальной коры в геосинклинальной области, существовавшей с конца раннего протерозоя на месте Улутау. Совокупность процессов осадконакопления, магматизма и метаморфизма, приведших к созданию докембрийской континентальной коры в Улутау, принципиально не отличается от тех же процессов, имевших место в рифейских и палеозойских геосинклинальных областях. Это позволяет предполагать действие единого механизма становления континентальной коры как в раннем протерозое, так и в более поздние стадии геологического времени. В этой связи уместно напомнить высказывание Н. А. Штрейса о сущности геосинклинального процесса. «В настоящее

время вряд ли можно сомневаться в том, что геосинклинальное развитие прежде всего является выражением созидания и становления „гранитного“ слоя» [27, с. 7—8]. В защиту теории геосинклиналей в связи с бурным развитием концепции тектоники плит неоднократно выступал в печати В. Е. Хаин [24 и др.]. Нам также представляется преждевременным отказ от учения о геосинклиналях. Геосинклинальная теория лучше других объясняет многие геологические явления и прежде всего стадийность процесса становления континентальной земной коры.

Второй вывод состоит в том, что докембрийские выступы Улутау нельзя рассматривать в качестве обломков древней платформы, как это часто делается. Еще Н. С. Шатский [25] докембрийские структуры Улутау считал тектонотипом геосинклинальных систем. Аналогичное мнение позднее высказывал А. Л. Яншин [29]. На докембрийских массивах Улутау отсутствуют чехлы, являющиеся обязательными членами древних платформ, что много раз подчеркивал в своих работах М. В. Муратов [12] и др.

Приведенные в статье новые данные о строении нижней части докембрийского разреза Улутау позволяют сделать общий вывод о том, что докембрийская континентальная кора этого района является новообразованной. Такая кора формировалась длительно в ходе развития обширной эвгеосинклинали, основанием для которой служил гипербазит-габброидный комплекс первичной океанической коры.

В заключение авторы выражают признательность В. Ф. Морковкиной и С. И. Гавриловой за консультации и помощь в изучении состава пород офиолитовой ассоциации Улутау.

Литература

1. Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г., Павлова Т. Г., Розен О. М., Самыгин С. Г., Токмачева С. Г., Шужанов В. И., Шерба И. Г. Деструктивные зоны Центрального Казахстана.— В кн.: Тектоническое строение территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 128—141.
2. Бардина Н. Ю., Вишневская И. И., Трусова И. Ф. Новые данные по стратиграфии докембрия Северного Улутау.— В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 68—75.
3. Богатырева Н. А., Зайцев Ю. А., Зыков С. И. и др. Результаты радиогеохронологических исследований метаморфических комплексов Южного Улутау.— В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 54—67.
4. Вишневская И. И., Трусова И. Ф. Акжальский массив ультраосновных пород (Центральный Казахстан).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1965, № 5, с. 38—53.
5. Вишневская И. И., Трусова И. Ф. Западно-Улутавский пояс ультраосновных и основных пород.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1967, № 11, с. 32—43.
6. Зайцев Ю. А. Мантийные гипербазитовые валы — особый тип глубинных структур в палеозойских геосинклиналях Казахстана.— В кн.: Проблемы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980, с. 140—180.
7. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975, с. 201.
8. Макарычев Г. И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978, вып. 318, с. 196.
9. Марков М. С. Тектоника южной части Карсакпайского синклиория (Тр. ГИН АН СССР, вып. 72). М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 1—140.
10. Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975, с. 215.
11. Милеев В. С. Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтубинского антиклиория.— В кн.: Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 181—366.
12. Муратов М. В. Строение и развитие срединных массивов геосинклинальных складчатых областей.— Геотектоника, 1974, № 3, с. 34—46.
13. Павлова Т. Г. Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улутау.— М.: Наука, 1964, с. 210.
14. Павлова Т. Г. К вопросу о возрасте Улутавского гипербазитового пояса (западная часть Центрального Казахстана).— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 5, с. 1158—1160.
15. Павлова Т. Г. Вулканизм и тектоническое положение докембрийских зон деструкций Центрального Казахстана.— Геотектоника, 1979, № 6, с. 58—70.
16. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
17. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С.,

- Суворов А. И.* Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—26.
18. Петрография Центрального Казахстана. Т. II. М.: Недра, 1971, с. 359.
 19. *Розанов С. Б.* Ордовикские интрузии ультраосновного и основного состава.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Джезказганского рудного района. М.: Недра, 1975, с. 172—175.
 20. *Трусова И. Ф., Филатова Л. И.* Докембрийские образования северной части Улугавского массива.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1962, № 2, с. 45—59.
 21. *Филатова Л. И.* Докембрий Улугау. М.: Изд-во МГУ, 1962, с. 323.
 22. *Филатова Л. И.* Тектоническое развитие и магматизм Центрального Казахстана в раннем — среднем протерозое.— В кн.: Тектоника и магматизм Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1973, с. 8—20.
 23. *Филатова Л. И.* Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана: Автореферат докт. дис. геол. ф-т МГУ, 1978, с. 48.
 24. *Хаин В. Е.* Геосинклинали и эпигеосинклинальные орогены, их природа, строение и развитие по современным данным. Ст. I. История и определение понятия, зарождение и строение геосинклинальных поясов.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1981, № 6, с. 11—26.
 25. *Шатский Н. С.* Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Избранные труды. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 601—615.
 26. *Штрейс Н. А.* Основные черты стратиграфии докембрия Центрального Казахстана.— Тр. совещ. по унификации стратиграф. схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Т. I. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960, с. 5—18.
 27. *Штрейс Н. А.* Проблемы связи магматизма и складчатости.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1967, с. 3—12.
 28. *Штрейс Н. А., Макарычев Г. И., Павлова Т. Г., Гесь М. Д.* Проблема формирования докембрийской коры в фанерозойских складчатых поясах.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 129—143.
 29. *Яншин А. Л.* Проблемы срединных массивов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, с. 8—39.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
13.IV.1982

УДК 551.243.3(517.3)

СУВОРОВ А. И.

РАМПОВЫЙ ПОЯС ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Рассмотрены основные особенности строения впервые выделенного рампового пояса — его положение в структуре Центральной Азии, главные составные элементы, слагающие их формации, а также механизм формирования пояса, обусловленный крупномасштабным перемещением масс из центральной и северной провинции в западные.

Термины «рампы», «рамповая долина» были предложены в 1928 г. известным американским геологом Б. Виллисом [1] для обозначения структур сжатия и воздымания — главным образом надвигов и взбросов и заключенных между ними относительно опущенных или в разной степени приподнятых глыб. Все эти образования рассматривались в качестве прямой противоположности рифтовых структур, известных с конца прошлого столетия, — в основном сбросов и грабенов, происхождение которых объяснялось растяжением земной коры.

В дальнейшем термин «рампа» оказался малоупотребительным, тогда как представление о рифтах было чрезвычайно расширено и вылилось в одну из важнейших тектонических проблем современности.

Рифтовые структуры в настоящее время выявлены в акватории океанов, на всех континентах и в переходных между ними зонах. К их числу относят сейчас не только элементарные сбросы и грабены, но и различные сложнопостроенные впадины, их системы, тафрогены молодых плит, авлакогены древних платформ, разнообразные вулканические депрессии, прогибы геосинклинальных и орогенных областей и даже зеленокаменные пояса докембрия. Сложилось мнение о существовании мировой рифтовой системы, и сейчас, пожалуй, трудно назвать какую-либо область на земном шаре или какой-либо этап в истории его развития, где бы рифтовые или рифтоподобные структуры не намечались. Рифтогенез, судя по итогам многочисленных региональных совещаний и международных симпозиумов, рассматривается ныне как самостоятельный глобальный геотектонический процесс, что в немалой степени способствует утверждению концепции расширяющейся Земли в качестве единственной геодинамической концепции.

Вместе с тем введение термина «рампа» совсем не было случайным. Разрывные структуры сжатия, их зоны и некоторые генетические типы также известны с конца прошлого века. К настоящему времени они твердо установлены в складчатых областях разного возраста, на древних и молодых платформах, по окраинам морей и океанов и даже на срединно-океанических хребтах.

Выявленные в последние годы большие масштабы горизонтальных перемещений заставляют предполагать устойчивое существование в земной коре рамповых поясов. Имея в виду прежние определения и современное состояние вопроса, рамповыми поясами следует называть протяженные, длиной в первые тысячи и шириной в первые сотни километров зоны, возникшие в условиях продолжительного горизонтального сжатия и состоящие из многочисленных сильно сближенных, поставленных «на ребро» и неравномерно приподнятых или опущенных относительно друг друга тектонических пластин, ограниченных у поверхности Земли продольными крутыми надвигами и взбросами.

Рамповые пояса получили, по-видимому, столь же широкое, глобальное распространение, как и рифтовые. Поэтому, как нам представляется, процессы рифтогенеза нельзя абсолютизировать и отрывать их от про-

цессов рампогенеза, поскольку они сосуществуют и, вероятнее всего, взаимосвязаны. На пространственную, временную и генетическую связь структур сжатия и растяжения в общем виде уже неоднократно обращалось внимание в советской геологической литературе, в частности в публикациях коллектива, руководимого А. В. Пейве. Приводились и примеры подобных связей [8].

Цель этой статьи — вновь привлечь внимание к крупнейшим рамповым структурам, показать их масштабность и выявить основные черты их строения и развития на примере Западно-Монгольского рампового пояса. В основу статьи положены результаты личных исследований автора в отдельных участках Озерной зоны, в Гобийском Алтае и на юго-востоке Монгольского Алтая, проведенных в 1978—1981 гг. при участии в полевых работах С. Ф. Скобелева (1978), Г. Бадарча (1978—1980 гг.) и Ж. Ендонжамца (1981). Широко использовались также данные из многочисленных литературных источников по районам Западной Монголии, проанализированные и обобщенные под углом зрения поставленной задачи. Особое внимание уделялось публикациям В. А. Амантова, В. В. Беззубцева, К. Л. Волочковича, С. П. Гавриловой, А. Б. Дергунова, Л. П. Зоненшайна, А. Х. Иванова, Б. Лувсанданзана, Н. Г. Марковой, П. С. Матросова, В. М. Синицына, В. И. Тихонова и их соавторов, без которых предлагаемое новое обобщение было бы невозможным.

ПОЛОЖЕНИЕ ЗАПАДНО-МОНГОЛЬСКОГО РАМПОВОГО ПОЯСА В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В современном тектоническом рельефе рамповый пояс охватывает хребты Монгольского и Гобийского Алтая и прилегающие к ним участки Заалтайской Гоби и Долины Озер. Он входит в систему дугообразных, обращенных к западу и юго-западу поднятий, широко распространенных по всей Центральной Азии. Они известны в Тянь-Шане, Казахстане, Алтае-Саянской области и на Северо-Востоке СССР. Каждое из этих поднятий сопровождается аналогичного порядка тыловой депрессией, а вместе они образуют так называемые региональные тектонопары, механизм формирования которых связывается с оттоком глубинных масс из-под депрессий и нагнетанием их в пределы поднятий [10].

Пояс образован системой палеозойских структурно-формационных зон, охарактеризованных в ряде работ [2—5, 9, 14]. Это Цаган-Шибэтинская зона, Кобдинская (Хархирирская), Алтайская, Булганская, Ихэ-Богдинская, Баян-Лэгская (вместе с Шинэ-Джинстской зоной), а также юго-западная окраина Озерной зоны и северо-восточная Заалтайской (рис. 1).

Каркас пояса составляют разломы взбросо-надвигового типа — Цаган-Шибэтинский, Байримский, Кобдинский, Толбонурский, Тургенгольский, Булганский, Заалтайский, Ихэ-Богдинский; в виде извилистых ветвящихся линий они простираются в северо-западном направлении на всю длину пояса.

Юго-восточным ограничением пояса служит Гоби-Тянь-Шаньский глубинный разлом северо-восточного направления, являющийся частью крупнейшего Гобийско-Ононского линеамента, левого сдвига [11]. В границах Западной Монголии длина рампового пояса составляет 1100 км, ширина колеблется от 100 км на юго-востоке до 300 км на северо-западе.

Далее к северо-западу пояс прослеживается по территории СССР еще почти на 1000 км. Его непосредственно продолжают хорошо известные Иртышская и Северо-Восточная (Рудно-Алтайская) зоны смятия и разломы — Чарышко-Теректинский, Курайский, Шапшальский, Кузнецко-Алатауский и Алтае-Салаирский. А из ареальных структур сюда входят антиклинории Холзунско-Чуйский и Талицкий, синклинории Ануйско-Чуйский и Уйменско-Лебедской, а также Салаир, Кузнецкий бассейн и структуры Кузнецкого Алатау. Рамповый пояс здесь расширяется до 400 км, дугообразно изгибается, приобретая северо-восточное

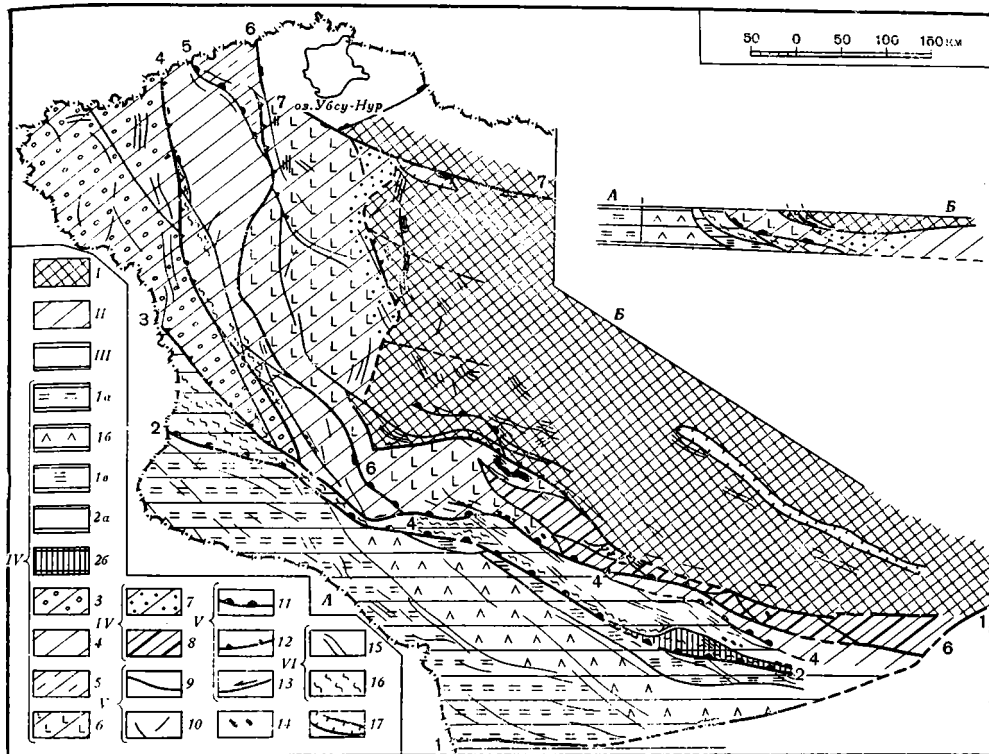


Рис. 1. Схема строения Западно-Монгольского рампового пояса

I — структурно-формационные зоны на докембрийском кристаллическом основании; *II* — каледонские структурно-формационные зоны на докембрийско-раннепалеозойском меланократовом основании; *III* — герцинские структурно-формационные зоны на раннепалеозойском меланократовом основании; *IV* — тектонические пластины (их номера соответствуют номерам колонок, рис. 2): *1a* — Барунхурайско-Джунгарская, *1б* — Заалтайская, *1в* — Гоби-Алтайская, *2a* — Булганско-Баян-Лэгская, *2б* — Шинэ-Джинская, *3* — Алтайская, *4* — Кобдинско-Баян-Цаганская, *5* — Цаган-Шибэтинская, *6* — Озерная западная, *7* — Озерная восточная, *8* — Ихэ-Богдинская; *V* — разломы: *9* — крупнейшие граничные, *10* — внутренние второстепенные, *11* — надвиги, *12* — взбросы, *13* — сдвиги; *VI* — прочие обозначения: *14* — гипербазиты, *15* — линии простираения палеозойских толщ, *16* — зоны динамометаморфизма, *17* — выходы океанических формаций венда — нижнего кембрия в тектонических окнах. Цифрами обозначены разломы: *1* — Гобийско-Ононский, *2* — Булганско-Заалтайский, *3* — Тургенгольский, *4* — Кобдинско-Толбонурский, *5* — Байримский, *6* — Цаган-Шибэтинско-Ихэ-Богдинский, *7* — Ханхухэйский, *АБ* — линия гипотетического профиля

простираение, и неравномерно погружается затем под чехол эпигерцинской Западно-Сибирской плиты.

На территории Западной Монголии пояс располагается в основном между ранними каледонидами (салаиридами) Озерной зоны и Заалтайской собственно герцинской складчатой областью, занимая, таким образом, юго-западный край каледонид и зону ранних герцинид. От салаирид его отделяют Цаган-Шибэтинский и Ихэ-Богдинский взбросы, всячие крылья которых, сложенные офиолитами венда — нижнего кембрия, также частично входят в состав пояса, а от поздних герцинид — Булганский и Заалтайский надвиги. Такое пространственное положение рампового пояса отвечает главным образом позднепалеозойскому и раннемезозойскому этапам развития тектонических структур Западной Монголии, хотя еще какое-то время оно продолжалось и на новейшем этапе.

В более ранние этапы палеозойского развития структурно-формационные зоны пояса, составляющие его фундамент, находились, как увидим из дальнейшего, значительно восточнее его современного положения. Они размещались по восточной активной окраине венд-раннекембрийского

океанического бассейна, раскинувшегося от Урала до Хангая, границы которого в общих чертах недавно были намечены работами А. Б. Дергунова, Л. П. Зоненшайна и А. А. Моссаковского.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАМПОВОГО ПОЯСА

Главными структурными элементами рампового пояса являются сопряженные тектонические пластины, т. е. узкие ломтевидные полосы горных пород, с двух сторон ограниченные дизъюнктивными поверхностями, и осложняющие их рамповые долины или трогии.

Пластины однообразно и довольно круто наклонены к северо-востоку. Ширина наиболее крупных из них между конседиментационными разломами колеблется от 15—30 до 50—100 км при длине от 300 до 900 км. В среднем их длина больше ширины на 1—1,5 порядка. Вследствие того что ограничивающие их разломы простираются дугообразно и часто меняют простираание на 15—30° и более, форма пластин в плане также изменчива. В одних случаях это клинья, расширяющиеся к северо-западу или юго-востоку, в других — лентовидные образования с чередованием плавных пережимов и расширений, либо, наконец, удлинненные линзы.

В северо-западной части пояса граничные разломы чаще всего представлены взбросами (Цаган-Шибэтинский, Толбонурский и др.), реже отмечаются надвиги (Байримский). На юго-востоке, где простираание пластин становится субширотным, больше надвигов (Булганский, Заалтайский, отдельные части Ихэ-Богдинского разлома). Местами надвиги перерастают в шарьжи, отчего пространственные соотношения пластин усложняются — они либо перекрывают и срезают друг друга, либо полого наклоняются к юго-западу («ныряют»).

При общем морфологическом сходстве крупные пластины резко отличаются одна от другой по вещественному составу (рис. 2). Так, например, в Ихэ-Богдинской пластине основание разреза составляют протерозойские кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы, кварциты, порфиroidы видимой мощностью до 2000 м. Выше следует карбонатно-вулканогенно-терригенная формация с водорослями венда — нижнего кембрия. Ее мощность не превышает 2000 м, среди вулканитов преобладают средние и кислые эффузивы и туфы. Она накапливалась скорее всего в условиях островной дуги. Разрез заканчивается континентальной порфировой формацией пермского возраста.

С переходом в соседнюю Озерную зону разрез венда — нижнего кембрия скачкообразно увеличивается в мощности 5—7 км. В пластинах по западной окраине зоны его нижняя часть представлена спилито-диабазовой формацией с подчиненными известняками, верхняя — кремнисто-туфогенно-терригенной; предполагают, что фундамент здесь океанический, меланократовый [3]. Выше следуют карбонатно-вулканогенно-терригенная формация среднего кембрия (1000 м) и ряд континентальных формаций — порфировая нижнего — среднего ордовика (800 м), пестроцветная молассовая силура (1500 м), вулканогенно-молассовая нижнего — среднего девона (1500 м) и пестроцветная молассовая нижнего карбона (1000 м).

В Цаган-Шибэтинской пластине видимый разрез начинается с флишовой формации среднего кембрия — нижнего ордовика мощностью до 2000 м, которая, вероятно, надстраивает океанические формации венда — нижнего кембрия, здесь не обнаженные. Выше несогласно залегает сероцветная туфогенно-терригенная формация, постепенно сменяющаяся порфировой формацией нижнего — среднего ордовика; мощность этой части разреза около 2000 м. Затем участками появляются вулканогенно-молассовая формация верхнего ордовика — силура и нижнего девона. Разрез Цаган-Шибэтинской пластины, таким образом, сокращенный, отвечающий обстановке воздымания.

Разрез Кобдинской пластины несравненно более полный и мощный. В его низах обнажены спилито-диабазовая и кремнисто-туфогенно-терригенная формации венда — нижнего кембрия (4500 м) и флишовидная

формация среднего кембрия — нижнего ордовика (4000 м). Верхний ордовик — силур представлены островодужной карбонатно-вулканогенно-терригенной формацией мощностью до 3000 м, а нижний — средний девон — сероцветной туфогенно-терригенной формацией, мощность которой составляет 5 км. Выше следуют собственно континентальные формации — вулканогенно-молассовая (500 м) и угленосная молассовая среднего — верхнего карбона (500 м).

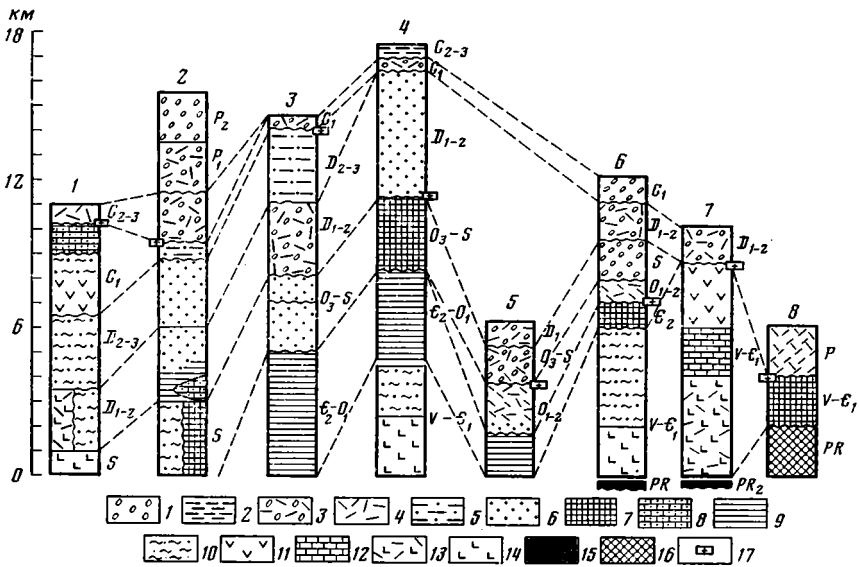


Рис. 2. Сопоставление разрезов тектонических пластин

Формации: 1 — пестроцветная молассовая, 2 — угленосная молассовая, 3 — вулканогенно-молассовая, 4 — порфировая, 5 — пестроцветная туфогенно-терригенная, 6 — сероцветная туфогенно-терригенная, 7 — карбонатно-вулканогенно-терригенная, 8 — карбонатно-терригенная, 9 — флишoidная, 10 — кремнисто-туфогенно-терригенная, 11 — андезит-дацитовая, 12 — кремнисто-карбонатная, 13 — спилито-кератофировая, 14 — спилито-диабазовая; 15 — меланократовый фундамент, 16 — кристаллический фундамент, 17 — начальная фаза гранитизации. Номера пластин показаны над колонками, названия см. на рис. 1

Распространение формаций Кобдинской пластины обычно ограничивается Монгольским Алтаем. Однако далеко за его пределами, в полосе Баян-Цаган — Баян-Лэг, южнее Ихэ-Богдинской пластины, нами наблюдался разрез нижнего силура, сходный по набору горных пород (зеленые сланцы по терригенным породам, зеленокаменно измененные основные и средние эффузивы, линзы известняков общей мощностью в несколько километров) с карбонатно-вулканогенно-терригенной формацией верхнего ордовика — силура Кобдо. Они намечают юго-восточное продолжение Кобдинской пластины, которая, таким образом, на участке сомонов Бугат — Чандмань скрывается под венд-нижнекембрийской толщей, а затем выходит из-под нее и прослеживается между Ихэ-Богдинским и Харатологийским надвигами почти до Гобийско-Ононского глубинного разлома.

Алтайская пластина по возрастам палеозойских наслоений близка Кобдинской, но сильно отличается от нее составом формаций среднего палеозоя. В ее основании обнажена флишoidная формация среднего кембрия — нижнего ордовика (5000 м), а выше залегают: верхний ордовик — силур — сероцветная туфогенно-терригенная формация (3000 м), называемая иногда нижней молассой [3], нижний — средний девон — вулканогенно-молассовая формация (3000 м), средний — верхний девон — пестроцветная туфогенно-терригенная формация (3000 м), нижний карбон — маломощная вулканогенно-молассовая формация.

Последняя из входящих в состав рампового пояса крупных пластин образована отложениями силура и девона, тесно связанными между собой. Сюда мы относим не только Баян-Лэгскую зону (за вычетом полосы нижнего силура, см. выше), но и Булганскую, разрезы которой одинаковы и продолжают друг друга по простирацию. В то же время они существенно отличаются от каледонских, так что граница между теми и другими должна проводиться не по Булганскому разлому [3], а по Тургенгольскому [2].

Нижнюю, силурийскую часть разреза Булганско-Баян-Лэгской пластины слагают кремнисто-туфогенно-терригенная и карбонатно-вулканогенно-терригенная формации мощностью до 3000 м. Выше следуют флишеидная и карбонатно-терригенная формации нижнего — среднего девона, а также сероцветная туфогенно-терригенная формация, которая потом переходит в средний — верхний девон; суммарная мощность девона 5,5 км. Вблизи разломов породы сильно динамометаморфизованы [6] и принимаются в некоторых местах за докембрийские [7]. Геосинклинальный разрез заканчивается локально представленной туфогенно-терригенной пестроцветной формацией нижнего карбона. В смежной небольшой Шинэ-Джинстской пластине девон отсутствует и верхний силур перекрыт вулканогенно-молассовой и пестроцветной молассовой формациями среднего — верхнего карбона и перми общей мощностью до 6 км.

На первый взгляд в размещении формаций ничего необычного как будто бы нет. Как уже отмечалось [3], в нижних частях разрезов располагаются океанические формации (спилито-диабазовая, спилито-кератофировая, кремнисто-туфогенно-терригенная), они сменяются переходными (карбонатно-вулканогенно-терригенной, флишеидной, сероцветной туфогенно-терригенной), а затем следуют континентальные вулканогенно-молассовая, порфировая и молассовая формации. При этом в направлении с востока и северо-востока на запад и юго-запад они последовательно омолаживаются.

Однако при незначительной ширине пластин различия в составе слагающих их формаций кажутся чрезмерно большими, неестественными. Так, карбонатно-вулканогенно-терригенная формация в Ихэ-Богдинской пластине датируется вендом — нижним кембрием, в западной части Озерной зоны — средним кембрием, в Кобдинской пластине — верхним ордовиком — силуром, в Булганско-Баян-Лэгской — силуром. Сероцветная туфогенно-терригенная формация, отсутствующая в Озерной зоне и Ихэ-Богдинской пластине, отнесена в Цаган-Шибэтинской пластине к низам ордовика, в Кобдинской она имеет ранне-среднедевонский возраст, в Алтайской — позднеордовикско-силурийский, в Булганско-Баян-Лэгской — средне-позднедевонский.

С другой стороны, формации одного возраста в смежных пластинах имеют резко неодинаковый состав. Верхний ордовик — силур, например, в Цаган-Шибэтинской пластине — это континентальная вулканогенно-молассовая формация, в Кобдинской — переходная карбонатно-вулканогенно-терригенная, в Алтайской — сероцветная туфогенно-терригенная. При этом, как показано на рис. 2, скачкообразно изменяется от одной пластины к другой и мощность формаций.

Сопоставление разрезов палеозоя указывает, таким образом, на крайне автономный характер пластин. Приводились данные и о развитии в каждой из пластин (называемых структурно-формационными зонами и подзонами) собственных гранитоидных формаций. Очевидно, в начальные стадии своего развития они были значительно шире, по крайней мере в несколько раз, а их современное пространственное положение связано с тектоническим сближением и скупиванием масс.

Горизонтальные перемещения, вероятно, начались еще при накоплении океанических осадков. Об этом свидетельствует нахождение олистостром на западе Озерной зоны в верхах венд-нижнекембрийских формаций, где они представлены скоплением несортированных обломков базальтоидов, габброидов и известняков [3]. Движения продолжались и в девоне, на что указывают аналогичные линзы олистостром (на гра-

нице силура и эйфеля) на южных склонах Гобийского Алтая; здесь они состоят из хаотических нагромождений несортированных обломков и глыб песчаных и карбонатных пород силура и нижнего девона [13].

Второй структурный элемент Западно-Монгольского пояса — рамповые трого — представляет собой продольные, одно- или двухсторонние грабенообразные опускания между крупными конседиментационными разломами, наложенные на тектонические пластины. Эти структурные формы возникали неоднократно и в разное время и также контролировали размещение формаций.

Довольно типичен, например, ордовикский трог по северо-восточной окраине Цаган-Шибэтинской пластины к юго-востоку от оз. Урэг-Нур. Он вытянут вдоль Цаган-Шибэтинского разлома и заполнен вулканогенно-терригенной толщей нижнего — среднего ордовика мощностью 2000 м, которая в других местах почти нигде не известна. Современная длина трога превышает 100 км, ширина колеблется от 5 до 15 км. Приуроченность трога к северо-восточной окраине пластины придает ей асимметричное строение — юго-западный ее край приподнят, северо-восточный опущен.

В позднем ордовике — силуре в качестве трога выступала вся полоса, занятая ныне Кобдинской пластиной, погребенная под карбонатно-вулканогенно-терригенной формацией на глубину до 3 км. Трог вытягивался между Цаган-Шибэтинским и Толбонурским разломами в северо-западном направлении на расстояние до 500 км, первоначальная же его ширина неизвестна. На геологической карте Монгольского Алтая видно, что современная ширина полосы выходов отложений верхнего ордовика — силура колеблется от 100 км на северо-западе до 20 в середине и около 60 км на юго-востоке. В поперечном разрезе она имеет форму наклоненной к северо-востоку моноклинали, зажатой между толщами верхнего кембрия и венда — нижнего кембрия. Можно предполагать, что в средней части эта полоса перекрыта венд-нижнекембрийской серией по крайней мере на 40—80 км.

В девоне рамповые трого были сформированы по северо-восточным окраинам Алтайской и Кобдинской пластин.

Трог на Алтайской пластине известен как Цаганнурский синклинорий, Делюно-Сагсайский прогиб, а в последнее время детально охарактеризован под названием Делюно-Юстыдской моногеосинклинали [3]. На территории МНР он вытягивается от Тургенгольского разлома в северо-северо-западном направлении на 450 км при ширине от 30 до 50 км. На востоке его ограничивают Кобдинский и Толбонурский разломы, этот борт крутой, западный же пологий. Трог заполняют вулканогенно-молассовая формация нижнего — среднего девона и пестроцветная («черносланцевая») туфогенно-терригенная формация среднего — верхнего девона общей мощностью до 6 км.

Таким образом, Алтайская пластина, как и Цаган-Шибэтинская, асимметрична. В процессе развития она как бы несколько повернулась в поперечном разрезе (если смотреть на северо-запад) по часовой стрелке. Аналогичен стиль строения и Кобдинской пластины к северо-востоку от оз. Ачит-Нур, где в девонское время возник второй, отмеченный выше, рамповый трог — Яматугольский прогиб.

Наконец, в пермское время сравнительно небольшой рамповый трог площадью 150×15 км образовался на юго-западе Гобийского Алтая, в пределах Шинэ-Джинстской пластины. Он был выполнен вулканогенно-молассовой и молассовой формациями мощностью до 6 км, которые в раннем мезозое были расчленены на серию чешуй.

Заложение глубоких и обособленных рамповых трогов указывает на то, что горизонтальные движения в процессе формирования Западно-Монгольского пояса сопровождались значительными вертикальными движениями, имевшими «клавишный» характер и отмеченными градиентами мощностей палеозойских формаций (таблица).

Градиенты мощностей палеозойских формаций

Тектонические пластины	V-C _{m1}	C _{m2} -O ₁	O ₂ -S	D ₁₋₂	D ₂₋₃	C ₁	C ₂₋₃	P
Озерная восточная	=	+	+	-	+	+	+	-
Ихэ-Богдинская	-	+	+	-	+	+	+	-
Озерная западная	=	=	-	-	+	-	+	+
Цаган-Шибэтинская		-	-	-	+	+	+	+
Кобдинская	=	=	=	=	+	-	-	+
Алтайская		=	-	-	-	-	+	+
Булганско-Баян-Лэгская		=	=	=	-	+	+	+
Шинэ-Джинстская		=	=	+	+	-	-	=
Гоби-Алтайская		=	=	=	-	=	+	+
Заалтайская			=	=	=	-	-	+
Барунхурайско-Джунгарская			=	=	=	=	-	+

Примечание. «=» — абсолютное прогибание, большие мощности отложений; «-» — относительные и местные проседания на фоне поднятий; «+» — воздымания (нулевые мощности).

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЛАСТИН И РАМПОВЫХ ТРОГОВ

Крупные пластины и конседиментационные трогии состоят из большого числа разнообразных малых структурных форм с ясными признаками их раздавливания в поперечном направлении.

Обилие продольных разломов однообразно, за редкими исключениями, наклоненных к востоку и северо-востоку, предопределило развитие разного размера внутренних тектонических пластин. Относительно друг друга они неравномерно выдвинулись вверх и к юго-западу, образовав характерный рамповый профиль с чередованием «гребней» и «долин».

В каледонидах Монгольского Алтая (рис. 3) граничные поверхности пластин либо субпараллельны, либо клинообразно расширяются вверх и вниз. В плане же их форма преимущественно линзовидная, подчеркнутая дугообразными простирациями палеозойских формаций.

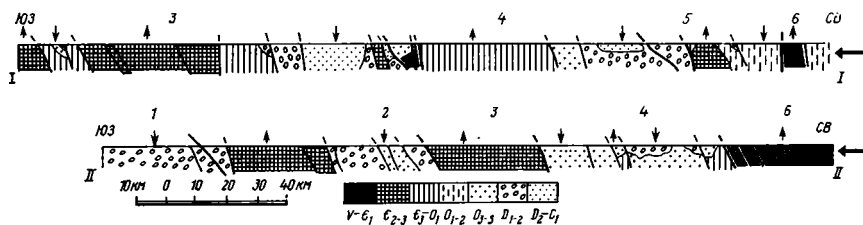


Рис. 3. Поперечные профили через Монгольский Алтай. Составлены на основе геологической карты Монгольского Алтая, по данным А. Б. Дергунова, Б. Лувсанданзана, С. П. Гавриловой, Е. В. Девяткина и В. С. Павленко. 1978 г. Черные линии — разломы, цифровые обозначения — номера тектонических пластин (см. рис. 1); стрелками показано направление горизонтальных и вертикальных движений

Толщина пластин колеблется от сотен метров до 20—30 км, причем одни из пластин секущие, гетерогенные, т. е. состоят из разнородных и разновозрастных пород, другие — моногенные, заключающие более или менее однородные и одновозрастные толщи.

В юго-восточной половине рампового пояса многие пластины трансформируются в систему чешуй, выраженных и в плане (Ихэ-Богдо) и в разрезе (Шинэ-Джинст). Дугообразные края пластин во всех случаях обращены к юго-западу и часто совпадают с надвигами, по которым пластины смещены в ту же сторону, с перекрытием концов одних чешуй другими. На высоких эрозионных срезах надвиговые поверхности имеют крутые гадения, тогда как в основании склонов они выполаживаются, создавая впечатление о их слиянии где-то на глубине на одной полого лежащей поверхности.

В ряде мест на юго-востоке пояса удалось наблюдать, как некоторые пластины, по-видимому, наиболее выдвинувшиеся, перерастают в шарьяжи. В таких случаях пластина как бы под действием собственного веса антиформно перегибается и из одной зоны наползает на другую. Ее лобовая часть также изгибается и в дальнейшем сохраняется в виде синформно построенного тектонического отторженца с надвиговой поверхностью в основании. Величина перекрытия обычно измеряется первыми километрами, но иногда, например в зоне Ихэ-Богдинского разлома, достигает 20—30 км (рис. 4).

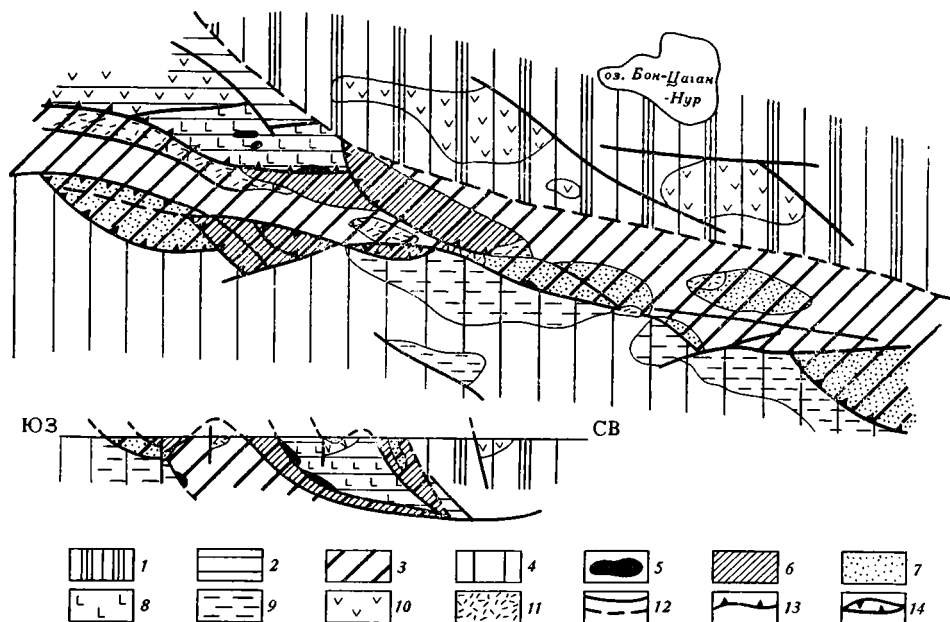


Рис. 4. Схема и обобщенный разрез зоны сочленения океанической и континентальной коры в северной части Гобийского Алтая. Составил А. И. Суворов при участии Г. Бадарча и Ж. Ендонжамца

1 — Дэлгэрская зона (континентальная), 2 — Озерная зона (океаническая), 3 — Ихэ-Богдинская зона (островодужная), 4 — Баян-Лэгская зона (шельф и континентальный склон), 5 — гипербазиты океанического фундамента, 6 — докембрий континентального типа, 7 — осадочные отложения нижнего кембрия, 8 — основные эффузивы нижнего кембрия, 9 — карбонатно-терригенно-вулканогенные отложения силура, 10 — вулканогенно-терригенные отложения девона и перми, 11 — пермские вулканогенно-терригенные отложения, 12 — разломы установленные и предполагаемые, 13 — крупные надвиги, 14 — останцы тектонических покровов

Внутри пластин породы дисгармонично смяты в складки нескольких порядков, тем более интенсивные, чем они ближе к сместителям надвигов и взбросов.

По самым различным данным [2, 3, 14 и др.], наиболее широко развита линейная изоклиальная складчатость с углами падения крыльев 60—70°, в основании палеозойских разрезов осложненная пloyчатостью и гофрировкой, в средних частях более спокойная, а в верхах резко сменяющаяся пологими наложенными мульдами. Повсеместна односторонняя западная и юго-западная вергентность складчатых структур.

По западной окраине Озерной зоны линейной изоклиальной складчатостью охвачены породы венда — нижнего кембрия, а все вышележащие, начиная со второй половины кембрия, слагают лишь пологие брахиформные мульды.

В Цаган-Шибэтинской пластине сложная изоклиальная складчатость характерна для средне-верхнекембрийских отложений, а вышележащие, нижнего — среднего ордовика, собраны в более простые складки без дополнительной гофрировки, сменяющиеся затем в толщах верх-

него ордовика и девона асимметричными мульдами и пологими брахи-складками.

В разрезах Кобдинской и Алтайской пластин напряженная линейная складчатость установлена в отложениях среднего кембрия — нижнего ордовика. В толще верхнего ордовика — силура она менее интенсивна. В девонских сланцевых комплексах крупных и глубоких трогов развиты узкие линейные складки с углами падения крыльев 40—70°. Вместе с тем вне трогов девонские породы образуют простые наложенные мульды (Ойгуренгольская и др.), аналогичные каменноугольным. Многие из них асимметричны, со срезанными северо-восточными бортами.

Булганско-Баян-Лэгская пластина, сложенная геосинклинальными отложениями силура и девона, целиком смята в линейные складки. Но и здесь в низах разреза складки сжатые, изоклинальные, с крутыми крыльями, а вверху — более простые, линейные и местами брахиформные. Можно думать, что увеличение деформированности пород от верхних частей разреза к нижним связано с приближением к погребенным на глубине пологим разрывным нарушениям. В этом легко убедиться также при изучении складчатости вблизи выходов этих нарушений на дневную поверхность.

Другая интересная особенность складчатых деформаций — последовательная от пластины к пластине с северо-востока на юго-запад возрастная миграция переходного рубежа от геосинклинальной линейной складчатости к ослабленной складчатости наложенных мульд. По западной окраине Озерной зоны эта граница приходится на середину кембрия, в Цаган-Шибэтинской пластине — на поздний ордовик, в Кобдинской и Алтайской пластине — на начало девона, наконец, в Булганско-Баян-Лэгской пластине — на поздний палеозой. На эти же рубежи падают и эпохи начального внедрения гранитоидов (см. рис. 2), которые в юго-западном направлении также закономерно омолаживаются [3].

Все это позволяет увязать процессы интенсивного складкообразования и гранитизации тектонических пластин с формированием последних, с их последовательным воздыманием при направленном латеральном перемещении в юго-западных румбах. На латеральное перемещение пластин, вероятно, какое-то влияние оказывали расплавленные гранитные массы (рожденные при этом процессе). Об этом говорит, в частности, наблюдавшееся нами конформное залегание пластовых гранитных тел позднепермского возраста в системе надвиговых чешуй по южному краю Шинэ-Джинстской пластины.

Важная роль в тектонике рампового пояса принадлежит зонам меланжа, рассланцевания и сильнейшего динамометаморфизма. Они обнаруживаются в крыльях многих разломов, но наиболее крупные из них, длиной во многие сотни километров, приурочены к юго-западным краевым частям тектонических пластин.

Так, по юго-западному краю Булганско-Баян-Лэгской пластины (см. рис. 1) вдоль Булганского и Заалтайского надвигов прослеживается на расстоянии до 800 км при ширине от 5 до 25 км зона интенсивного смятия и динамометаморфизма в отложениях силура и девона [2, 6]. В этой зоне широко распространены биотитовые и гранатовые плагиогнейсы, мигматиты и согласно залегающие ленто- и линзовидные тела метасоматических гранито-гнейсов, связанные с вмещающими толщами переходными фациями кристаллических сланцев (биотитово-кварцевых, ставролитовых и т. д.) и амфиболитов; они чередуются со слабометаморфизованными флишоидами силура и девона. По нашим наблюдениям [12], здесь развиты наиболее напряженные дислокации — хаотическая дисгармоничная складчатость со следами дробления и течения, рассланцевание и кливаж, многочисленные лежащие складки, разделенные обширными горизонтальными поверхностями скольжения, то восстающими, то «ныряющими», послонные инъекции и каплевидные отторженцы глыбометаморфизованных пород внутри флишовой толщ. Здесь же установлены наиболее значительные амплитуды горизонтальных перемещений по надвигам [12, 15]. В отдельных местах на востоке зоны отме-

чен серпентинитовый меланж; в этом направлении динамометаморфизм заметно ослабевает.

Вторая аналогичная зона смятия проходит вдоль Кобдинско-Толбонурского разлома по юго-западному краю Кобдинской пластины, изучавшаяся П. С. Матросовым, Б. Лувсанданзаном и И. И. Волчком; она является продолжением Теректинской зоны Горного Алтая. Длина этой зоны 650 км, ширина от 7 км на северо-западе до 45 на юго-востоке. Динамометаморфизм наложился здесь на весь ордовикский разрез, но с ослаблением от сводов приразломных антиклиналей к их крыльям [6].

О ФОРМИРОВАНИИ РАМПОВОГО ПОЯСА

Началом формирования каждой из тектонических пластин следует считать, по-видимому, накопление олистостром, возникавших всякий раз за счет разрушения лобовых частей подвижных аллохтонных чешуй в пределах активной окраины океанического бассейна. Как уже отмечалось, такого рода образования известны в верхах венд-нижнекембрийского офиолитового комплекса Озерной зоны (хр. Сэръ) и среди девонских отложений Гобийского Алтая по северному краю герцинской Заалтайской зоны.

Конечные же фазы формирования пластин совпадают с внедрением гранитоидов, когда горизонтальная составляющая перемещений сменяется преобладающей вертикальной. В Цаган-Шибэтинской пластине этот момент приходится на вторую половину ордовика, в Кобдинской — на конец силура — начало девона, в Алтайской — на конец девона — начало карбона, в Булганско-Баян-Лэгской — на середину карбона.

В механическом смысле формирование пластин пояса можно представить как направленное с северо-востока горизонтальное перемещение масс по пологим поверхностям. Обилие выходов гипербазитовых тел и серпентинитового меланжа вдоль некоторых разломов (Ихэ-Богдинский и др.) может служить указанием на то, что одна из горизонтальных поверхностей глубинного скольжения масс совпадает с кровлей меланократового фундамента.

Другие не менее крупные поверхности скольжения отвечают зонам интенсивного дислокационного метаморфизма, например Кобдинско-Толбонурской или Булганско-Заалтайской, которые в некоторых сечениях отчетливо погружаются под офиолитовый комплекс, на них надвинутый.

При трансформации горизонтальных перемещений в вертикальные поверхности скольжения (они же границы пластин) приобретают крутые падения и дугообразно изгибаются, а каждая из пластин как бы несколько заваливается в сторону, обратную горизонтальному перемещению масс. Сами же пластины становятся асимметричными, с приподнятыми фронтальными краями и опущенными тыловыми. Особенно хорошо это видно на примерах Алтайской и Кобдинской пластин, северо-восточные борта которых осложнены глубокими рамповыми трогами девонского возраста.

Последовательное морфологическое выражение тектонических пластин в рельефе как совокупности гребней и трогов, направленное с северо-востока на юго-запад, является отражением продолжительности процесса формирования рампового пояса. На это же указывают огромные амплитуды горизонтальных перемещений, устанавливаемые по пространственным соотношениям пластин (см. рис. 1).

Так, в северо-западной половине пояса можно видеть, что Булганская пластина сокращается по ширине в восточном направлении на 70 км и исчезает под Тургенгольским взбросом и частью Толбонурского. Алтайская пластина, имеющая ширину до 150 км, в юго-восточном направлении, нацело выклиниваясь, перекрывается Толбонурским взбросо-надвигом. Кобдинская пластина, максимальная ширина которой достигает 100 км, полностью перекрывается юго-восточной частью Цаган-Шибэтинского и Ихэ-Богдинским надвигом, выходя из-под них в виде

узкой полосы лишь на юго-востоке пояса. Наконец, Цаган-Шибэтинская пластина, ширина которой измеряется в 75 км, полностью срезана Цаган-Шибэтинским разломом. Общая величина перекрытий по всем перечисленным пластинам составляет 395 км. В юго-восточной половине пояса суммарная амплитуда перекрытий составляет 390 км.

Приведенные величины латеральных перекрытий по надвигам идентичны амплитуде левого сдвига по субширотному Ханхухэйскому разлому [13], вдоль которого и произошло выдавливание масс земной коры, предопределившее возникновение рампового пояса в Монгольско-Гобийском Алтае.

Таким образом, полученные данные исключают всякого рода предположения о возможных перемещениях формаций Озерной зоны на Дзабханскую, т. е. с запада на восток. Для подобных высказываний с нашей точки зрения нет никаких данных.

В то же время рассмотренный механизм позволяет объяснить загадочное положение среди океанических офиолитовых комплексов восточной окраины Озерной зоны кристаллических пород докембрия (Ихэ-Богдинская пластина) или, наоборот, положение внутри поля кристаллических пород докембрия узкой полосы выходов более молодой океанической коры (Баянхонгорская зона). Это связано с перекрытием океанической коры восточными континентальными структурами, их совместным сучиванием и последующими надвиго-раздвиговыми (соответственно фронтальными и тыловыми) подвижками. Упомянутую Баянхонгорскую зону как раз и следует считать зоной первичных (впоследствии усложненных сжатием) раздвигов, образовавшихся позади Гобийско-Алтайских рамповых структур.

Литература

1. Виллис Б. Проблема Мертвого моря (рифтовая или рамповая долина). Л., Госгорнефтеиздат, 1934. 55 с.
2. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2. Магматизм, метаморфизм, тектоника. М.: Недра, 1973. 751 с.
3. Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б., Павленко В. С. Геология Западной Монголии.— Тр. Совместной Сов.-Монгол. науч.-исслед. геол. экспед. М.: Наука, 1980, вып. 31.
4. Зоненшайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г., Филиппова И. Б., Чехович М. В. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая.— Тр. Совместной Сов.-Монгол. науч.-исслед. геол. экспед. М.: Наука, 1970, вып. 1, с. 114—131.
5. Лувсанданзан Б. Стратиграфия палеозоя Монгольского Алтая.— Тр. Совместной Сов.-Монгол. науч.-исслед. геол. экспед. М.: Наука, 1970, вып. 1, с. 85—101.
6. Маркова Н. Г., Федорова М. Е. О связи метаморфизма с тектонической структурой на примере Юго-Западной Монголии.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 104—114.
7. Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Палей И. П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы.— Тр. Совместной Сов.-Монгол. науч.-исслед. геол. экспед. Л.: Наука, 1981, вып. 32. 156 с.
8. Пейве А. В. Глубинные разломы.— В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 95—122.
9. Синицын В. М. Заалтайская Гоби. Геологические реконструкции летом 1951 г. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 167 с.
10. Суворов А. И. Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе региональных тектонопар).— Геотектоника, 1978, № 2, с. 3—18.
11. Суворов А. И. Динамо-кинематическая модель системы крупнейших разломов Монголии.— Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 2, с. 417—421.
12. Суворов А. И., Бадарч Г. Заалтайский глубинный разлом и его роль в структуре герцинид Юго-Западной Монголии и смежных территорий.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 167—182.
13. Суворов А. И., Бадарч Г., Ендонжамц Ж. Новые данные о природе Ханхухэйского (Хангайского) глубинного разлома.— Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 5, с. 1228.
14. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с. (Тр. Совместной Сов.-Монгол. науч.-исслед. геол. экспед., вып. 9), 284 с.
15. Тихонов В. И. Строение пограничной зоны герцинской и каледонской складчатых областей на западе Монголии.— Геотектоника, 1974, № 4, с. 66—72.

ЮЖНО-МОНГОЛЬСКАЯ ГЕРЦИНСКАЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА (ХРЕБЕТ ДЗОЛЕН — МАНДАЛ-ОБО) В РАННЕМ ДЕВОНЕ

Рассматриваются результаты детальных исследований Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоны, приведен новый фактический материал по строению среднепалеозойских геосинклинальных комплексов (офиолитового, олистостромового, зеленокаменного и др.), приложена схема сопоставления основных типов разрезов двух опорных районов — Дзолен-Барунсайханского и Мандал-Обинского. Проведен формационный анализ геологических комплексов, выявлены их литологические различия, латеральные взаимосвязи, дана палеонтологическая характеристика. В итоге сделана палеотектоническая реконструкция, установлены некоторые особенности осадконакопления и становления земной коры Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоны, в пределах которой выделяются аналоги крупной островной дуги и океанического ложа.

ВВЕДЕНИЕ

Южно-Монгольская эвгеосинклинальная зона протягивается в субширотном направлении через всю Монголию. В ее строении главное место занимают среднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы, в том числе офиолиты. Выяснение развития этой зоны имеет большое научное значение для понимания геосинклинального процесса в герцинидах Урало-Монгольского пояса и направления металлогенических исследований в Южной Монголии. Зона располагается между каледонидами Центральной Монголии на севере и Южно-Гобийской зоны на юге (рис. 1). Граница ее на севере проходит по Главному Монгольскому разлому [1], на юге — по Гобийско-Тянь-Шаньскому, Цаганбогдинскому и ряду других разломов.

Исследования последних лет [2—4, 6—9] внесли значительный вклад в современное представление о тектонике Южно-Монгольской зоны. Однако многие вопросы стратиграфии и литологии среднего палеозоя. латеральные взаимосвязи формаций не были до конца выяснены. В течение 1970—1972 гг. автором было изучено субмеридиональное сечение Южно-Монгольской зоны от района Мандал-Обо на севере до осевой части хребтов Дзолен и Барунсайхан на юге. Кроме наблюдений автора в статье частично использованы материалы Л. П. Зоненшайна, О. Д. Суетенко, Н. Г. Марковой, Т. Т. Марковой. При подготовке статьи автор пользовался постоянными консультациями О. Д. Суетенко, Л. П. Зоненшайна, Н. Г. Марковой. Фауна, впервые собранная автором из новых мест, была определена В. Н. Дубатовым, Ю. А. Дубатовой и А. Б. Ивановским. Всем перечисленным лицам автор выражает глубокую благодарность.

Исследованная территория в структурном отношении разделяется на два района: внешний (северный) — Мандал-Обинский и внутренний (южный) — Дзолен-Барунсайханский.

МАНДАЛ-ОБИНСКИЙ РАЙОН

Мандал-Обинский район, сложенный терригенно-карбонатным комплексом пород, обычно включается в Гоби-Алтайско-Сухэбаторскую или Баянлэгскую структурно-фациальную зону [3, 8]. Он имеет ширину 30 км и протягивается в восток-северо-восточном направлении на расстояние около 100 км; с севера отделяется от Центрально-монгольской каледонской складчатой системы Ихэ-Богдинским — Ундуршилилинским разломом, являющемся частью Главного Монгольского линеамента.

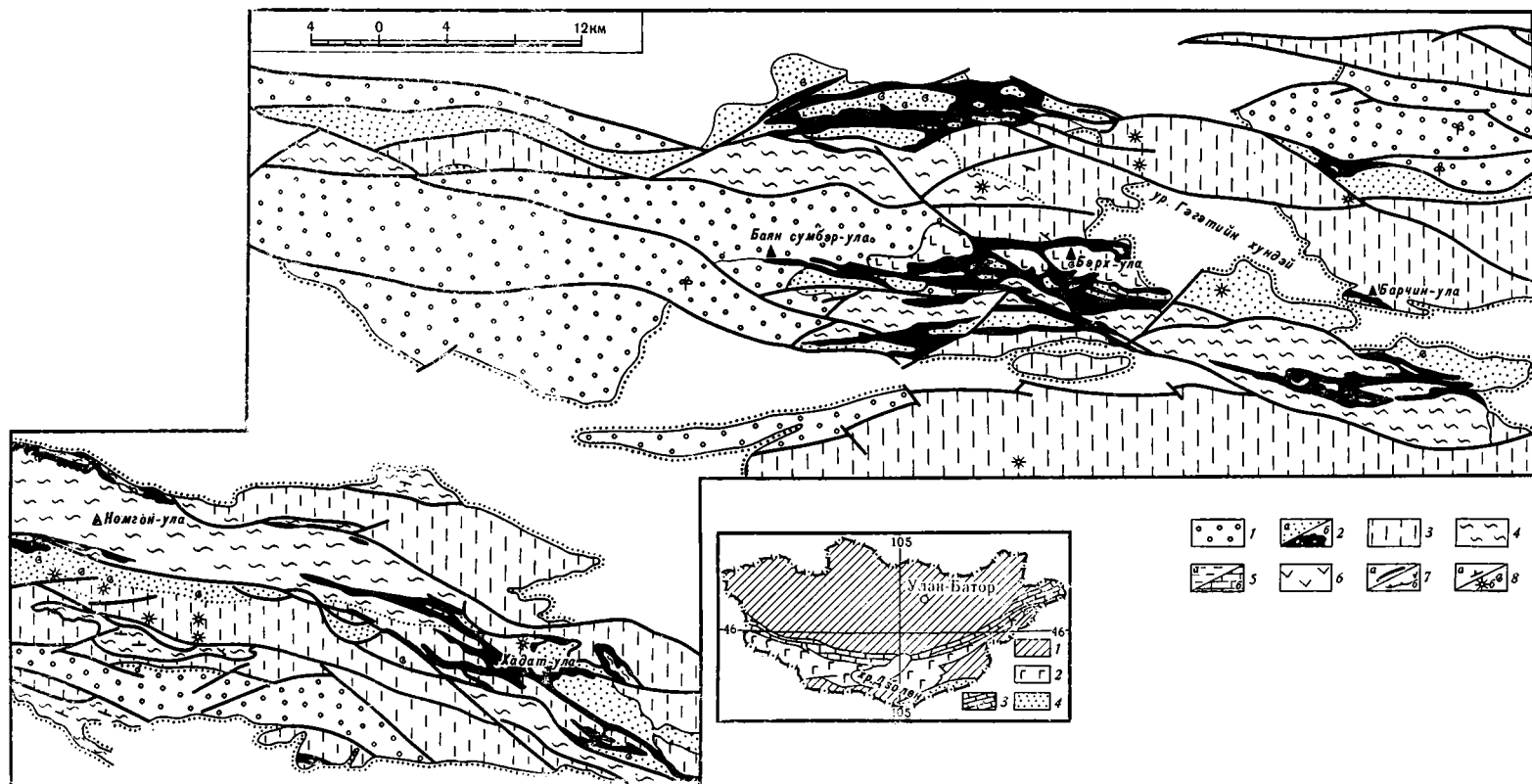


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Дзолен-Гурвансайханского района. Условные обозначения к рис. 1, 2, 3

1 — орогенный верхнепалеозойский комплекс; 2 — офиолитовый и олистостромовый комплекс: а — олистостромовая толща; б — офиолитовая ассоциация; 3 — туфоогенно-граувакковый комплекс; 4 — зеленокаменный комплекс; 5 — карбонатно-терригенный комплекс (а — терригенная толща, б — карбонатная толща); 6 — вулканогенная толща; 7 — разломы (а — крутопадающие, б — пологопадающие); 8 — а — элементы залегания, б — места сборов фауны. На врезке к рис. 1. Схема размещения тектонических структур: 1 — каледонские структуры Центральной Монголии и Южного Гоби; 2—3 — Южно-Монгольская эвгеосинклиналь: 2 — внутренняя зона, 3 — внешняя зона; 4 — верхнепалеозойская эвгеосинклиналь Внутренней Монголии

С юга он ограничен серией сильно сближенных субширотных разломов, находящихся на продолжении Добунгиннурских разломов Гоби-Алтайского района.

Для Мандал-Обинского района (рис. 2) характерны многочисленные субширотные разломы, в том числе надвиги; с ними сопрягаются нарушения северо-восточного простирания, среди которых наиболее часты сбросо-сдвиги. Внутри отдельных тектонических блоков устанавливаются или моноклинально падающие слои, или узкие протяженные изоклинальные складки. В результате исследований О. Д. Суетенко, Е. В. Головченко и автора [10] установлена покровная структура, которая определяется тектоническим совмещением осадков разных фациальных зон силурийско-среднедевонского возраста; в автохтоне развиты терригенные породы с прослоями известняков и вулканитов, а в аллохтоне — массивные рифогенные известняки.

Автохтон. Существенно терригенные породы автохтона распространены в основном в центральной низкогорной части Мандал-Обинского района; снизу вверх по литологическому составу и по органическим остаткам последовательно выделяют следующие толщи: терригенные силурийская (S_{1-2}) и нижнедевонская (D_1), вулканогенная среднедевонская (D_2) [10].

Силурийская толща представлена преимущественно монотонными, тонко переслаивающимися алевролитами, песчаниками, редко пелитоморфными известняками, при участии туфогенно-кремнистых пород. Общая мощность ее около 3000 м. Нижняя часть терригенной толщи охарактеризована венлокским комплексом табулят, ругоз и брахиопод. Верхняя половина толщи содержит табуляты, ругозы и брахиоподы преимущественно лудловского яруса [9]. В итоге возраст терригенной толщи устанавливается как венлокско-верхнесилурийский (S_{1-2}).

Нижнедевонская терригенная толща складывается в основном песчаниками (аркозовыми или кварц-полевошпатовыми), алевролитами, гравелитами, которые местами насыщены линзовидными телами органигенных известняков мощностью 10—30 м. Они выходят на юге и юго-востоке описываемого района и прослеживаются на расстояние 50 км при ширине 0,5—5 км. Основание толщи не вскрыто, перекрывается она с размывом среднедевонской вулканогенной толщей мощностью 600—800 м. Возраст ее (D_1) установлен по остаткам табулят, брахиопод и криноидей [9].

Вулканогенная толща среднего девона развита по северо-восточному краю Мандал-Обинского района, где прослеживается на протяжении около 8 км при ширине 1—2,5 км. Она залегает на породах терригенной нижнедевонской толщи с небольшим угловым несогласием и размывом, фиксируемым базальными конгломератами (10—20 м). Верхняя стратиграфическая граница ее неизвестна, она тектонически перекрывается карбонатными породами силурийско-нижнедевонского возраста. В вулканогенной толще четко выделяются два горизонта: нижний (70—100 м), карбонатно-терригенный, складывается в основании конгломератами с галькой органигенных известняков, а выше — алевролитами и песчаниками с пластами известняков мощностью от 1 до 10 м, представляющих собой коралловые биостромы. Верхний горизонт (300 м) образован зелеными, вишневыми, лиловыми туфами, туфобрекчиями, выклинивающимися пластами андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, их туфами, вулканическими брекчиями и небольшими линзами, либо глыбообразными телами известняков. Нижние горизонты вулканогенной толщи охарактеризованы фаунистическим комплексом среднего девона (эйфель) с господством табулят [10]. В верхнем горизонте встречаются плохо сохранившиеся остатки кораллов среднедевонского облика. Таким образом, комплекс фауны указывает на среднедевонский (D_2) возраст вулканогенной толщи. Кроме того, на восточном продолжении внешней зоны в районе горы Далийн-Хар-ула Г. М. Добровым установлено значительное угловое несогласие между нижнедевонской и среднедевонской толщами.

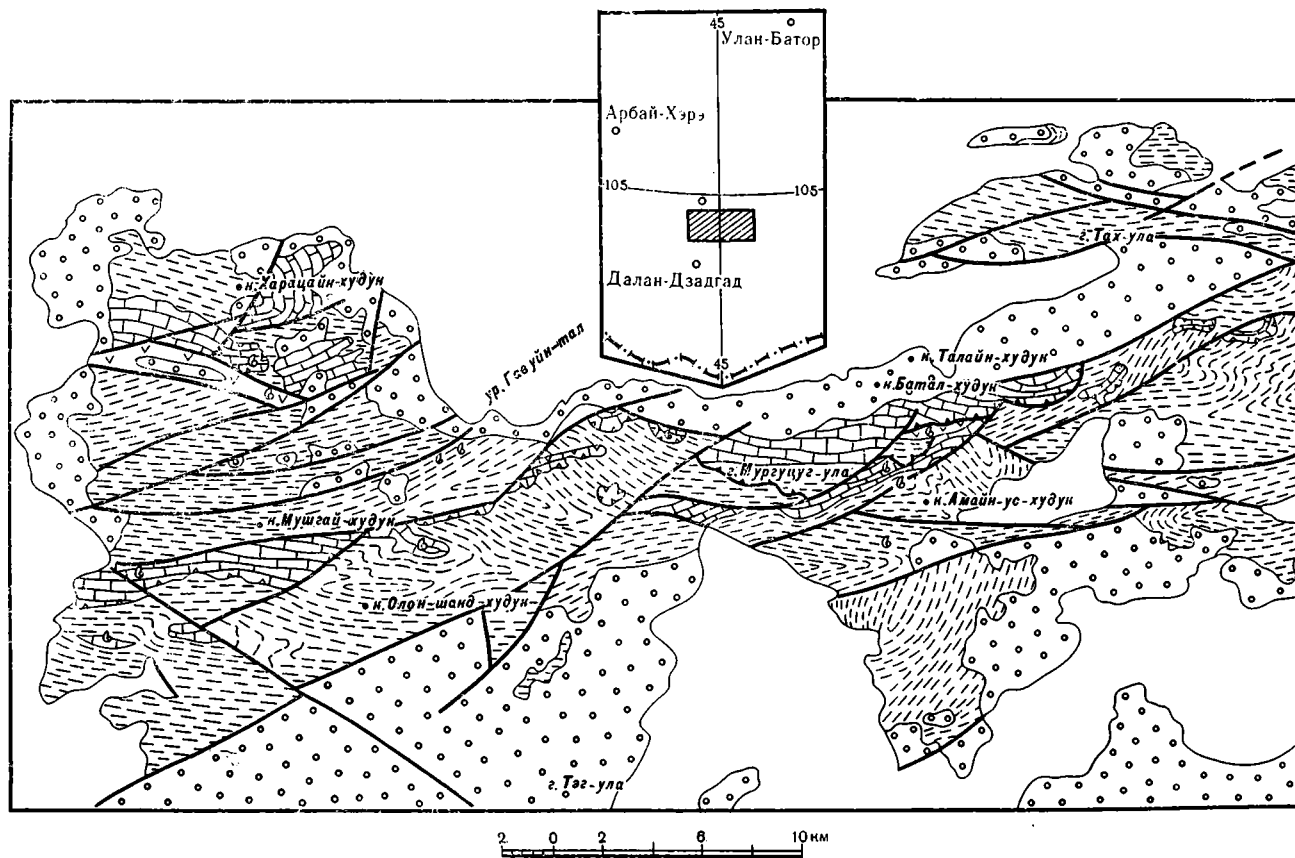


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Мандал - Обинского района

Аллохтон. Карбонатная толща Мандал-Обинского района представлена массивными известняками и обнажается в центральной полосе описываемого района, образуя гряду протяженностью около 10 км при ширине 2—4 км [10]. Она характеризуется фауной кораллов, отвечающих большей части силура и самым низам девона ($S_2—D_1$). Имеющиеся данные позволяют рассматривать описываемые известняки как долгоживущий рифовый массив. Карбонатная толща фациально переходит в терригенную (S_{1-2}) и терригенно-вулканогенную толщ ($S_{1-2}—D_1$) в районе г. Мургупут-ула, но в большинстве случаев она встречается в аллохтоне.

ДЗОЛЕН-БАРУНСАЙХАНСКИЙ РАЙОН

Дзолен-Барунсайханский район является восточным продолжением Заалтайской зоны, выделенной Зоненшайном Л. П. и др. [3]; его протяженность составляет около 150 км при ширине 50—60 км. В пределах района тесно переплетены три геологических комплекса, сформировавшихся в резко различной фациальной обстановке и испытавших значительные тектонические перемещения. Главную роль играют субширотные разломы, которые ограничивают серию узких тектонических пластин, часто со значительными шарьяжными перекрытиями.

В хр. Дзолен и Барунсайхан удается выделить автохтонные и аллохтонные единицы [5, 11]. Автохтон сложен мощным туфогенно-граувакковым комплексом (см. рис. 1), а аллохтон представлен тектоническими пластинами серпентинитового меланжа, основных вулканитов и зеленокаменных пород по спилитам и диабазам.

Хребет Дзолен делится на три структурные единицы: Северную, Центральную и Южную [5]. Северная и Южная единицы сложены в основном автохтонным туфогенно-граувакковым комплексом. В аллохтонной Центральной единице главное место принадлежит зеленокаменному комплексу, а также серпентинитовому меланжу. В хр. Барунсайхан (см. рис. 1 во врезке), можно выделить от восьми до десяти тектонических клиньев и покровов. Из них центральные и северные клинья сложены зелеными сланцами, образовавшимися по основным эффузивам, а остальные клинья (преимущественно южные) образованы туфогенно-граувакковым комплексом. В Дзолен-Барунсайханском районе прослеживаются три субширотные зоны меланжа, одна отвечает Центральной единице хр. Дзолен, две встречены в хр. Барунсайхан. Зоны меланжа имеют широту от 5 до 15 км, протяженность 20—50 км и представляют собой гигантские тектонические брекчии, сцементированные развальцованными серпентинитовыми сланцами.

В пределах Дзолен-Барунсайханского района распространены три основных комплекса пород: 1) туфогенно-граувакковый, 2) зеленокаменный и 3) офиолитовый и олистостромовый (рис. 3). Кроме того, в западной части хребта Барунсайхан О. Д. Суетенко [8] установлены нижнекаменноугольные терригенные отложения, с размывом и угловым несогласием лежащие на силурийско-девонские комплексы.

Туфогенно-граувакковый комплекс наиболее распространен по сравнению с другими комплексами, слагая, как уже указывалось выше, автохтон (см. рис. 1). В нем можно выделить существенно кремнисто-алевролитовую и преимущественно туффитовую толщ. Переход между ними, как правило, постепенный, граница нечеткая и проводится по появлению в разрезе или большого количества монотонных кремнистых алевролитов, переслаивающихся с полимиктовыми песчаниками (в кремнисто-алевролитовой толще), или по преобладанию кремнистых туффитов, туфов, яшмовидных пород, пелитовых алевролитов и кремнистых туфогенных песчаников (в туффитовой толще). Наряду с однородными пачками кремнистых туффитовых алевролитов в последней наблюдаются пачки переслаивания 5—10-метровых пластов зеленых эффузивов и грубообломочных туфогенных песчаников, гравелитов с прослоями красных яшм, с радиоляриями. В 1,2 км к северу от долины Гэгэтуйн-хундей по

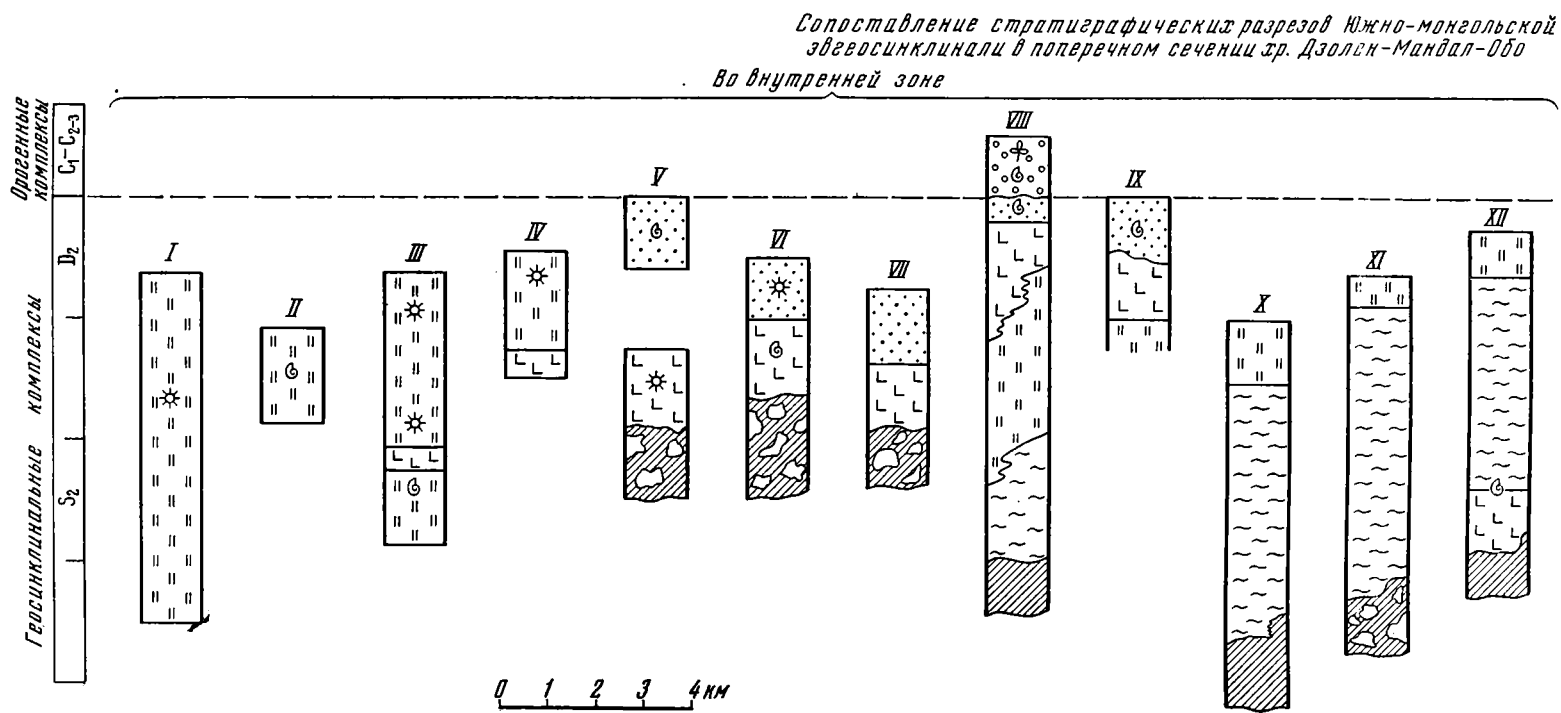


Рис. 3 (левая часть)

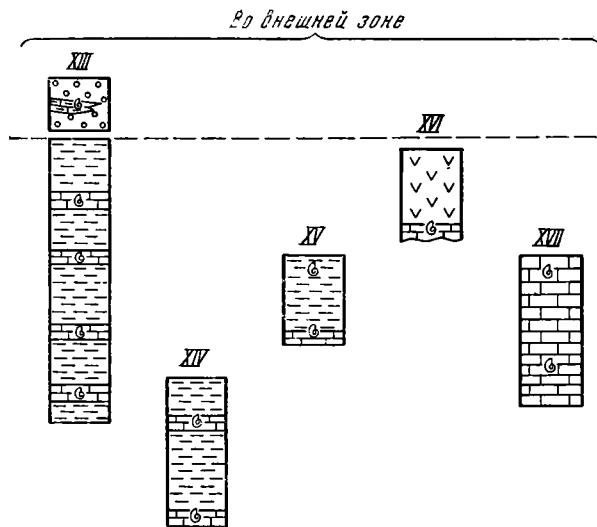


Рис. 3. Сопоставление стратиграфических разрезов Южно-Монгольской эвгеосинклинали в поперечном сечении хр. Дзолен-Мандал-Обо.

Разрезы: I—IV — туфогенно-грауваккового комплекса; V—IX — офиолитового и олистостромового комплекса; X—XII — зеленокаменного комплекса; XIII—XVII — карбонатно-терригенного комплекса

Рис. 3 (правая часть)

ущелью хр. Барунсайхан найдены радиолярии — *Entactinlides gen. et sp.*, *Entactinosphaera?* нижедевонского возраста (D_1). Общая мощность туфогенно-грауваккового комплекса 4600—5000 м.

В хр. Дзолен туфогенно-граувакковый комплекс слагает Северную и Южную структурные единицы. В низах разреза туфогенно-грауваккового комплекса Южной единицы в хр. Дзолен преобладают андезиты, базальты и их туфы, вулканические брекчии, песчаники, местами выклинивающиеся горизонты туфогенно-кремнистых алевритов и красных яшм. Выше они тектонически залегают на серпентинитовом меланже [5]. В кремнисто-алевритовой толще Южной единицы хр. Дзолен обнаружена фауна ругоз, табулят и брахиопод, указывающая на принадлежность вмещающих отложений к нижней половине девона, скорее всего к нижнему отделу [5].

Таким образом, приведенные выше остатки фауны, в том числе радиолярии, собранные из разных мест, доказывают, что возраст туфогенно-грауваккового комплекса можно считать ниже-среднедевонским.

Зеленокаменный комплекс распространен преимущественно в аллохтоне Дзолен-Барунсайханского района. В пределах хр. Дзолен зеленокаменный комплекс широко развит в аллохтоне центральной части в районе горы Номогон-ула. Здесь в наиболее глубоко эродированном участке совместно с гипербазитовым меланжем встречена зеленосланцевая толща мощностью около 2000 м; она образована зеленокаменными, филлитовидными, кремнистыми сланцами, перемежающимися с диабазами, габбро-диабазами и метагабброидами. Восточнее, в районе г. Хадат-ула, зеленосланцевая толща, видимо, постепенно переходит по простиранию в эффузивно-яшмовую толщу [5].

В пределах хр. Барунсайхан зеленосланцевая толща мощностью 3500—3000 м слагает три тектонические пластины (см. рис. 1). Литологически она аналогична вышеописанной номогонской зеленосланцевой толще. Среди сланцев встречаются выклинивающиеся горизонты, линзообразные 2—10-метровые тела или более выдержанные пласты кремнистых туффитов, конгломератов и вишневых яшм, в которых найдены плохо сохранившиеся скелеты кремнистых губок [8]. Зеленосланцевая толща выходит на большом протяжении по северо-восточному фасу хр. Барунсайхан. По простиранию на запад она, по наблюдениям автора и Б. В. Баранова, постепенно фациально замещается кремнисто-алевритовой толщей туфогенно-грауваккового комплекса; так, к югу от горы Буйлясуйтайн-Шобон-ула среди зеленых сланцев постепенно возрастает количество туфогенно-грауваккового материала и кремнистых, слабометаморфизованных пород. Такой пример также отмечен в Центральной единице хр. Дзолен [5], где автор и Н. Г. Маркова также наблюдали, что зеленокаменный комплекс постепенно переходит в туфогенно-граувакковый комплекс.

Вдоль разломов в хр. Барунсайхан во многих местах прослеживаются узкие протрузивные выжимки серпентинитов, местами с зонами тектонического меланжа. Однако стратиграфическая подошва зеленокаменного комплекса практически нигде не наблюдалась, и только в нижней части его разреза отмечается преобладание основных эффузивов по спилитам, диабазам, габбро-диабазам и метагабброидам. В тектонически ослабленных участках в основании разреза изученных пород залегают или гипербазиты, или породы других фациальных комплексов.

На северо-восточном склоне хр. Барунсайхан в 1 км к северу от горы Хух-Ундур-Обо среди зеленосланцевой толщи обнаружены остатки криноидей и кораллы. Из криноидей Ю. А. Дубатолова определила следующее: *Medicrinus aff. medius* (Belt.) (D_1), *Medicrinus aff. ivanovi* (Gelt. et J. Dubat.), *Medicrinus sp.* (S_2 — D_{1-2}), *Salairocrinus aff. textus* (J. Dubat.) (D_1), *Lissocrinus aff. graber* (Yelt.), *Calleocrinus sp.* (S_2 — D_1), *Stenocrinus* (?) *sp. indet.* (D_{1-2}).

В. Н. Дубатовым определены табуляты *Cladopora sp.*, *Coenites sp.*, а А. Б. Ивановский определил ругозы *Metriophyllum sp.*, указывающие на ниже- и среднедевонский возраст вмещающих их пород. Таким обра-

зом, возраст зеленокаменного комплекса установлен по органическим остаткам и вышеуказанному фациальному переходу в нижнедевонский туфоженно-граувакковый комплекс.

Офиолитовый и олистостромовый комплексы, резко отличающиеся по литологическому составу от других комплексов, развиты в основном в аллохтонных пластинах, в низах разреза которых развиты офиолиты, в верхах — олистостромы. Офиолитовый разрез характеризуется ультраосновными породами, ассоциирующими с подушечными лавами спилито-диабазового состава, лаваагломератами, вулканическими брекчиями, офиокальцитами, прослоями кремнистых туффитов, кремневыми яшмами с радиоляриями, яшмоидами, кремнистыми алевролитами. Внутри офиолитового разреза картируется пакет тектонических пластин, сложенных двумя группами пород: 1) гипербазиты и серпентинитовый меланж, 2) вулканогенная толща — основные вулканы и кремнистые породы.

Гипербазиты и серпентинитовый меланж часто выходят из-под вулканогенно-олистостромовых и зеленокаменных образований, прослеживаясь в районе горы Бэрх-ула и к северу от горы Баянсумбор-ула в субширотном направлении в виде трех узких тектонических пластин на протяжении от 15 до 50 км (см. рис. 1). Гипербазиты представлены либо серпентинитовым меланжем, либо целиковыми пластинами. Целиковые пластины сложены серпентинизированными гипербазитами, тектонизированными, милонитизированными хризотил-антигоритовыми серпентинитами, массивными серпентинизированными перидотитами, альпинотипными гарцбургитами, верлитами, аподунитами, лерцолитами, пироксенитами, лиственитами, габброидами, родингитами, тремолититами, габбро-диабазами, часто расслоенными [4]. Меланж наблюдается в основании всех тектонических пластин, сильно перемещенных тектонических блоков различного состава. Более твердые породы залегают в виде почти идеальной округлой формы растащенных глыб, заключенных в серпентинитово-сланцевом цементе. Контакт серпентинитового меланжа и вмещающих толщ в основном тектонический. Размеры блоков внутри полос меланжа изменяются от 0,3 до 15 км. Состав тектонических блоков, вовлеченных в меланж, разнообразен; встречены зеленые сланцы, кремнистые туффиты, яшмы, туфы или основные эффузивы, которые ассоциируются с габброидами, пироксенитами, диабазами и основными эффузивами. Все эти породы представляют собой часть офиолитовой ассоциации, за счет тектонизации которой, очевидно, и образовался серпентинитовый меланж.

Нашими исследованиями впервые обнаружено в районе горы Бэрх-ула стратиграфическое с разрывом налегание вулканогенной толщи [12] верхнесилурийско-нижнедевонского возраста на гипербазиты. Кроме того, в 5 км к западу от горы Бэрх-ула в районе г. Елын-Халзан-ула и по северо-западному краю хр. Барунсайхан в ущелье р. Хавцайгайтунбулак отмечается, что гипербазиты постепенно сменяются вверх меланократовыми пироксеновыми габбро, альбитизированными и амфиболитизированными. Для габбро примечательны такситовые структуры и большая неравномерность состава. Габбро переходят в мелкообломочные вулканические брекчии. Выше располагаются зеленые альбитизированные диабазы и спилиты, которые перекрываются красными яшмами, кремнистыми сланцами, темными гиадокластическими туфами и кремнистыми алевролитами. В верхах вулканического разреза ритмично повторяются диабазовые шаровые лавы, кремнистые туффиты, туфогенные алевролиты, яшмоиды, гравелиты. Общая мощность вулканической части разреза приблизительно 2000—2500 м.

Вулканическая часть офиолитового разреза литологически хорошо сопоставляется с эффузивно-яшмовой толщей аллохтона хр. Дзолен. По химическому составу спилит-диабазовые лавы принадлежат к толеитовой серии, среднее содержание SiO_2 — 51,3—54,02%, отличаясь низким содержанием K_2O — 0,60—0,2%, высоким — Na_2O — 4,7—5,6%.

Возраст офиолитов устанавливается по находкам радиолярий *Entactinidae gen. et sp. indet.* (D_2), *Entactinia* Foreman, *Helioentactinia* Naza-

гов, *Entactinosphaera* Foreman, которые распространены от силура до девона, но скорее всего являются нижнедевонскими (D_1).

Над офиолитовым разрезом развит преимущественно терригенно-олистостромовый тип разреза, в котором преобладают грубообломочные терригенные породы и олистолиты. Олистостромовый комплекс и в хр. Дзолен, и в хр. Барунсайхан выходит в основном в вытянутых в субширотном направлении аллохтонных пластинах, часто тектонически совмещенных с офиолитами. Он сложен песчаниками, алевролитами, конглобрекчиями, кремнистыми туфами, туфогенными гравелитами, которые часто переслаиваются с диабазовыми шаровыми лавами, андезитовыми порфиритами и их туфами. Среди них появляются то более крупные (больше 100 м), то более мелкие (1,5 м) олистолиты органогенных известняков с обильными остатками фауны преимущественно ниже- и среднедевонского возраста. Олистолиты цементируются туфогенно-кремнистыми алевролитами, яшмовидными породами, черными яшмами, часто содержащими радиолярии, ритмичнослоистыми песчаниками [5]. В составе обломков в этой толще преобладают диабазы, спилиты, кремнистые алевролиты, яшмы; в меньшем количестве присутствуют кристаллы основного плагиоклаза, средних эффузивов, реже вулканических стекол и т. д. Окатанность частиц, притертых друг к другу, слабая, сортировка неравномерная; в одних местах встречаются хорошо сортированные, в других слабосортированные породы. В этой толще наблюдаются следы подводных оползней, брекчирования, микротрещин, характерны горизонты с микроскладками и гофрировкой. Граница между слоями непостоянная, большей частью резкая, но часто сливается и исчезает. Массивные породы, такие, как яшма или кремнистые алевролиты, резко сменяются грубообломочными породами, брекчиями, состоящими из угловатых обломков подстилающих пород размером 0,1—1,5 мм, реже — 2—4 мм. Все эти характерные признаки показывают, что породы рассматриваемой толщи были сформированы за счет мутьевых потоков и местного размыва сильно расчлененного рельефа океанического дна; одновременно с осадконакоплением происходили подводные вулканические излияния.

Возраст олистостромовых образований установлен на основании находок мшанок, ругоз, брахиопод, табулят. На северо-западном склоне хр. Барунсайхан в олистостромовых образованиях собраны кораллы, из которых определены табуляты *Aulocystis* sp., *Pleurodictyum* sp., *Striatopora* aff. *tschichatschevi* Peets, *Striatopora* cf. *tennimuralis* Mir., *Rachopora* (?) sp. nov., они характерны для нижнего девона (D_1).

Табуляты, найденные в 1,8 км к западу от Буйлясытайн-Шобон-ула, представлены *Aulopora* sp., *Aulocystis* sp., *Striatopora* aff. *tennimuralis* Mir., *Striatopora* aff. *tschichatschevi* Peets, *Striatopora* aff. *macriporosa* Dubat., *Pachypora* sp. Большая часть этих видов распространена в верхней части нижнего девона (D_1).

Приведенные данные указывают на ниже- и среднедевонский (D_{1-2}) возраст олистостромовых образований [13].

В хр. Дзолен терригенно-олистостромовая толща развита в районе горы Хадат-ула Центральной единицы, где с размывом ложится на эффузивно-яшмовую толщу офиолитовой ассоциации. На это указывает обилие зеленокаменных пород и яшм в составе нижних горизонтов терригенно-олистостромовой толщи, которая сложена, с одной стороны, известняково-песчаниковой фацией, а с другой — терригенно-олистостромовой фацией. Последняя представлена песчаниками, алевролитами с флишоидным строением, в которых заключены олистолиты из грубозернистых песчаников, конгломератов, известняковистых брекчий и известняков с фауной ниже- и среднедевонских, реже верхнесилурийских брахиопод, мшанок и кораллов [5].

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Формационный анализ вышеизложенных разнофациальных геосинклинальных комплексов, преимущественно верхнесилурийско-среднедевонского возраста, и современной тектонической структуры Дзолен-Мандал-Обинского района позволяет автору восстановить следующую приблизительную палеогеографическую обстановку осадконакопления и формирования земной коры Южно-Монгольской герцинской эвгеосинклинали.

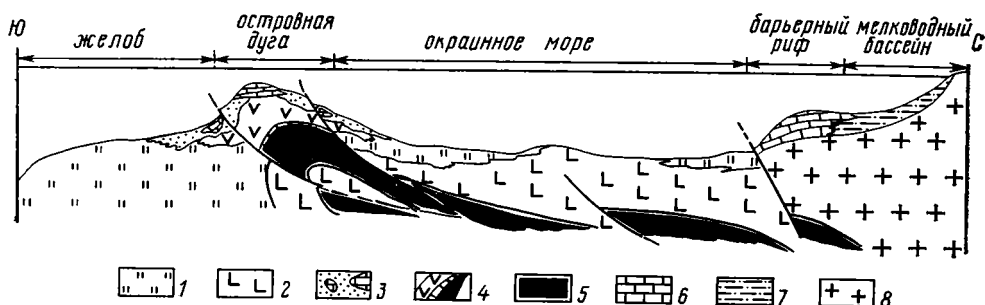


Рис. 4. Предполагаемая реконструкция первичного расположения фациальных обстановок Южно-Монгольской эвгеосинклинали

1 — туфогенно-граувакковый комплекс, 2 — зеленокаменный комплекс, 3—5 — офиолитовый и олистостромовый комплекс: 3 — олистостромовые образования, 4 — офиолитовая часть разреза, 5 — ультраосновные породы; 6—7 — карбонатно-терригенный комплекс: 6 — карбонатная толща типа барьерного рифа, 7 — терригенная толща; 8 — континентальная кора

В меридиональном направлении собственно геосинклинальные комплексы изучаемого района по их литофациальным признакам, фауне и степени дислоцированности, латеральной последовательности делятся на резко отличающиеся следующие комплексы: туфогенно-граувакковый, тесно связанные между собой офиолитовый и олистостромовый, зеленокаменный и карбонатно-терригенный. Автор предполагает следующую палеогеографическую реконструкцию рассмотренного района Южной Монголии для раннедевонского времени. Карбонатно-терригенный комплекс Мандал-Обинского района маркирует мелководное шельфовое море Центральномонгольского микроконтинента, обрамлявшее с севера крупный океанический бассейн Палеотетиса.

Формирование туфогенно-грауваккового, офиолитового, олистостромового и зеленокаменного комплексов Дзолен-Барунсайханского района происходило именно в пределах Палеотетиса на коре океанического типа, что подчеркивается обилием гипербазитов. Здесь можно реконструировать палеоаналоги островной дуги, глубоководного желоба и абиссальной океанической равнины. Офиолитовый комплекс, включающий в верхах разреза мощную толщу субаквальных основных эффузивов и радиоларитов и тесно связанный с ним олистостромовый комплекс могут быть сопоставлены с комплексом островной дуги, сформировавшейся на океаническом (меланократовом) основании. Автохтонный туфогенно-граувакковый комплекс, характеризующийся обилием туфогенно-обломочных и кремнистых толщ, часто с флишовой ритмикой, по всей вероятности, формировался в условиях подвижной террасы островной дуги и глубоководного желоба, причем обломочный материал поступал за счет размытия островодужных вулканитов (рис. 4). Наконец, зеленокаменный комплекс, который находится почти повсеместно в аллохтонном залегании и образован рассланцованными тонкообломочными и кремнистыми породами, измененными основными эффузивами маркирует океаническую абиссальную равнину, располагавшуюся, видимо, между Дзолен-Гурвансайханской островной дугой и шельфом Центральномонгольского микроконтинента; она отвечала скорее всего активному окраинному морю.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В пределах Южно-Монгольской эвгеосинклинали выделяются литологически резко отличающиеся, частично латерально переходящие друг в друга разнофациальные геосинклиналильные комплексы: офиолитовый и олистостромовый, зеленокаменный, туфогенно-граувакковый и карбонатно-терригенный.

2. По палеонтологическим находкам достоверно установлено, что возраст всех выделенных комплексов почти одинаков, он охватывает интервал от верхнего силура до середины девона, но преимущественно нижнедевонский.

3. Охарактеризованы основные типы разрезов всех геосинклиналильных комплексов, разработана литологическая и возрастная корреляция стратиграфических подразделений.

4. Проведенный формационный анализ в пределах Южно-Монгольской эвгеосинклинали позволил выявить четыре палеогеографические обстановки: глубоководный желоб, островная дуга, активное окраинное море и континентальный шельф, существовавшие в основном в нижнедевонском времени.

5. Современное тектоническое строение Южно-Монгольской эвгеосинклинали очень сложное; геосинклиналильные комплексы, отвечающие древним четырем обстановкам осадконакопления, тектонически сильно перемещены, образуют сложную покровную структуру.

6. Выявлена существенная роль горизонтальных движений при формировании современной структуры земной коры Южно-Монгольской зоны.

7. Рассмотренный позднесилурийско-раннедевонский этап развития Южно-Монгольской эвгеосинклинали отвечает переходной стадии развития земной коры.

Литература

1. Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Лувсанданзан Б. и др. Основные черты тектоники Монгольской Народной Республики.— В кн.: Международный геологический конгресс. XXIII сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 3. Оргогенические пояса. М.: Наука, 1968, с. 63—66.
2. Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 90—97.
3. Зоненшайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г. и др. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая.— В кн.: Стратиграфия и тектоника МНР. М.: Наука, 1970, с. 114—129.
4. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. Н. Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 37—41.
5. Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Жамьяндамба Л., Ээнжин Г. Строение осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хребте Дзолен.— Геотектоника, 1975, № 4, с. 32—41.
6. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—13.
7. Пейве А. В., Яншин Л. А., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с еоставлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 7—9.
8. Суетенко О. Д. Строение герцинского эвгеосинклиналильного прогиба в Юго-Восточной Монголии.— Геотектоника, 1973, № 3, с. 106—108.
9. Суетенко О. Д., Маркова Т. Г., Улитина Л. М. Стратиграфия и фауна палеозоя восточных отрогов Гобийского Алтая (Мандал-Обинский массив).— В кн.: Беспозвоночные палеозоя Монголии. М.: Наука, 1977, с. 85.
10. Суетенко О. Д., Головченко Е. В., Ээнжин Г. Палеозойские тектонические покровы в восточных отрогах Гобийского Алтая (Южная Монголия).— Геотектоника, 1978, № 5, с. 99—108.
11. Ээнжин Г. К вопросу о покровной структуре хребта Дзолен (МНР).— Геотектоника, 1978, № 1, с. 88—93.
12. Ээнжин Г. Новые находки офиолитов Монголии.— Хайгуулчин, 1981, № 2, с. 11—14 (на монгольском языке).
13. Дубатовов В. Н., Дубатолова Ю. А., Ээнжин Г. Новые данные по стратиграфии и геологическому строению среднего палеозоя хр. Гурвансайхан.— В кн.: Проблемы стратиграфии и палеонтологии верхнего палеозоя. Новосибирск: Недра, 1981.

УДК 55.551.042(479.25)

ТУМАНЯН Г. А.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О КРУПНЫХ НАДВИГАХ МАЛОГО КAVKAZA
(ПРОФИЛЬ ШОРЖА — БЕРД)**

Комплексные (геологические, геофизические, космоаэрофотогеологические) исследования по профилю Шоржа — Берд (северная часть профиля Ехегнадзор — Берд) и экстраполяция этих данных на соседние территории показывает, что определяющими элементами Малого Кавказа (вдоль профиля) являются крупные зоны надвигов: Миапор-Мравдагская и Арегуни-Севанская. Они представляют собой поверхностные проявления тектонического расслоения литосферы на разных ее уровнях. Амплитуды перемещения по рассмотренным надвиговым зонам различны в разных их частях. При этом по субмеридиональным (СВ—ЮЗ) разломам, по-видимому, в раннеальпийское время происходили правые, а в среднеальпийское — левые сдвиги.

Управлением геологии Армянской ССР с 1972 г. проводятся геолого-геофизические исследования по опорным профилям с редким бурением скважин глубиной 1200 и 500 м на узловых участках.

Автором выполнены работы по геологической интерпретации геофизических полей, увязке близповерхностных геологических данных с глубинной структурой (до кристаллического фундамента). В результате интерпретации геологической и геофизической информации по двум примерно параллельным разрезам путем многократного повторения геологических маршрутных исследований и дешифрирования разномасштабных дистанционных фотоматериалов с составлением геолого-структурной карты полосы 8—10 км, заключенной между указанными разрезами, удалось перейти от плоскостного к объемному представлению. Этот способ исследования позволил наблюдать геологические структуры и тела в естественно генерализованном виде в различных масштабах, выделить и сравнить крупные тектонические единицы, выяснить характер их взаимоотношений и в конечном итоге природу геофизических полей.

При проведении таких работ решающее значение приобретают специальные полевые геологические исследования по расшифровке линеаментов, т. е. исследование и картирование структурных элементов всех порядков и связанных с ними магматических образований. Указанные структурные элементы на геологических картах в большинстве случаев не выделялись, так как на поверхности выражены фрагментарно и не прослеживаются на большие расстояния.

Однако с возрастанием степени генерализации их суммарные «интегральные» [19] отражения образуют крупные линеаменты, которые в основном совпадают с разломами глубокого заложения, выделенными аппаратными комплексами «Земля» и «Черепеха» и гравимагнитными исследованиями. Эти разломы разграничивают крупные тектонические блоки погребенного структурного яруса, нередко кристаллического фундамента. В результате проведенных работ вдоль трассы профиля Шоржа — Берд (северная часть геолого-геофизического профиля Ехегнадзор — Берд) выделен ряд блоковых структур и выяснен характер их тектонических движений, что в целом позволило по-иному трактовать вопросы тектоники северо-восточной части Армянской ССР и сопредельных территорий.

Профиль пересекает главные структурно-формационные зоны Малого Кавказа: южную часть Прикуринской, Сомхето-Карабахскую и Севанскую зоны. Системы поперечных нарушений (Лалвар-Банушская, Иджеванская, Шоржа-Дзегамская и др.) разделяют Сомхето-Карабахскую зону на отдельные блоки. Профиль в основном проходит через

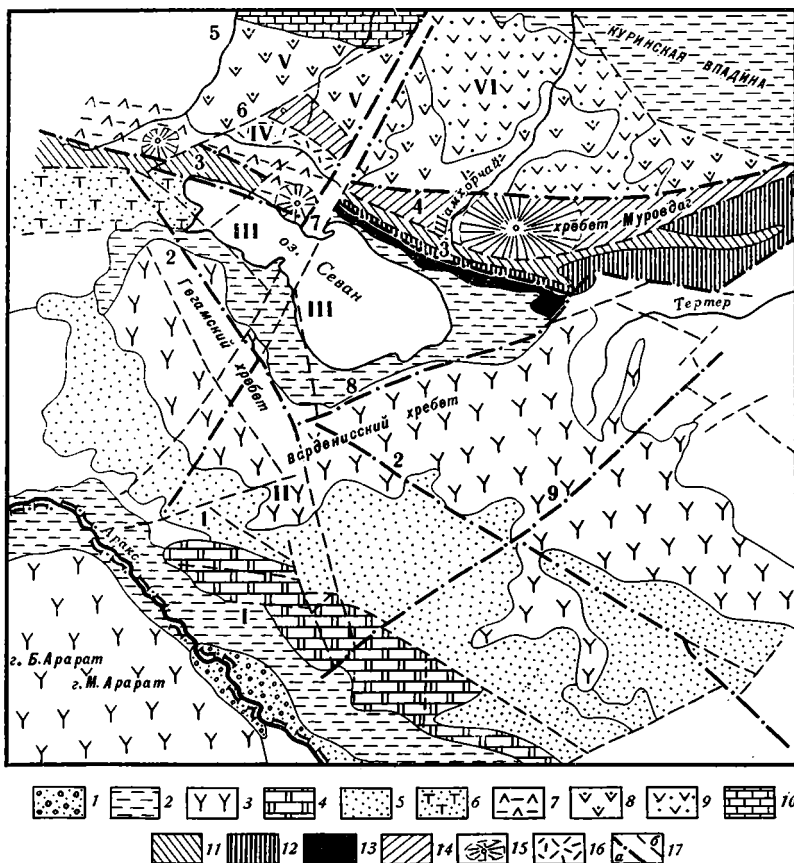


Рис. 1. Структурная схема междуречья средних течений Аракса и Куры, составленная на основе дешифровки космо- и аэровысотных фотоснимков

Покровные комплексы (1—3): 1 — верхнечетвертичные и современные речные отложения; 2 — неоген-четвертичные речные, озерные отложения, терригенные и терригенно-вулканогенные образования, 3 — неоген-четвертичные вулканогенные и частично терригенно-вулканогенные образования. Складчатые комплексы (4—10): площади преимущественного развития отложений палеозойского (4 — Урц-Айоцдзорский антиклинорий), палеогенового (5 — Арпийский, 6 — Памбак-Севанский, 7 — Дилижан-Красносельский синклинорий), нижне- и среднеюрского (8), средне- и верхнеюрского (9) и верхнеюрско-нижнемелового (10) возрастов. Узкие приразломные пликативные структуры (11—14), сложенные палеогеновыми (11), верхнемеловыми (12) и юрскими (14) образованиями. 13 — структура, сложенная ультраосновными образованиями и отложениями верхнемелового возраста; 15 — кольцевые структуры, выраженные радиально-лучистым типом рельефа и обусловленные развитием частично обнажающихся или необнажающихся интрузивных образований; 16 — сильно раздробленные перемтые и преимущественно гидротермально-метасоматически измененные породы; 17 — линейменты, проведенные на границах крупных тектонических блоков первого (а) и второго, третьего и других порядков (б).

Цифры на схеме: I, II, III, IV, V, VI — Приараксинский, Арпинский, Севанский, Красносельский, Шамшадинский, Шамхорский тектонические блоки. 1, 2, 3, 4 — Арпинская, Гегамская, Арегуни-Севанская и Миапор-Мровдагская системы субширотных (СЗ—ЮВ) линейментов. 5, 6, 7, 8, 9 — Агстевская, Полад-Миапорская, Шоржа-Дзегамская, Варденисская, Азатек-Джермукская системы субмеридиональных (СВ—ЮЗ) линейментов

Шамшадинский (Сомхето-Карабахская зона), Красносельский и Севанский (Севанская зона) блоки.

На прилагаемой структурной схеме, составленной на основе космо- и аэровысотных фотоснимков, в центральной части Армянской ССР выделяются в основном четыре крупные зоны развития линейментов близширотного — северо-западного простираения (рис. 1; 1—4), пересекаемых системами линейментов близмеридионального — северо-восточного простираения (рис. 1; 5—9).

Вдоль полосы профиля на космоктонической схеме линеаменты разделяют крупные тектонические блоки: Приараксинский (I), Арпинский (II), Севанский (III), Красносельский (IV) и Шамшадинский (V) тектонические блоки, среди которых отчетливо выделяется Севанский тектонический блок первого порядка (рис. 1, 2).

По данным гравимагнитных исследований, на полосе профиля на фоне общего отрицательного поля в южной и северной частях отмечаются относительные максимумы, которые разделены глубоким минимумом. Изменения гравимагнитного поля происходят ступенчато. Выделяются четыре регионально выдержанные гравитационные ступени. Расположение гравиметрических ступеней, а также границ глубинных неоднородностей, выделяемых сейсмическими наблюдениями [7], совпадают с субширотными линеаментами, указывая на их глубинную природу. Последние, таким образом, оказываются разломами и зонами интенсивных деформаций глубинного заложения.

Системы разломов близширотного простирания на полосе профиля и сопредельных территорий прослеживаются по бассейну р. Арпа, привершинной части Гегамского нагорья, Арегуни-Севанскому и Миапор-Мрвдагскому хребтам, среди которых наиболее выдержанными являются Гегамская и Арегуни-Севанская системы.

Последняя сопровождается породами офиолитовой ассоциации и слагает зону шириной в 10—12 км. Гегамская зона разломов перекрыта неоген-четвертичным покровным комплексом и по геофизическим данным слагает зону шириной в 5—6 км, выполненную, очевидно, породами офиолитовой ассоциации.

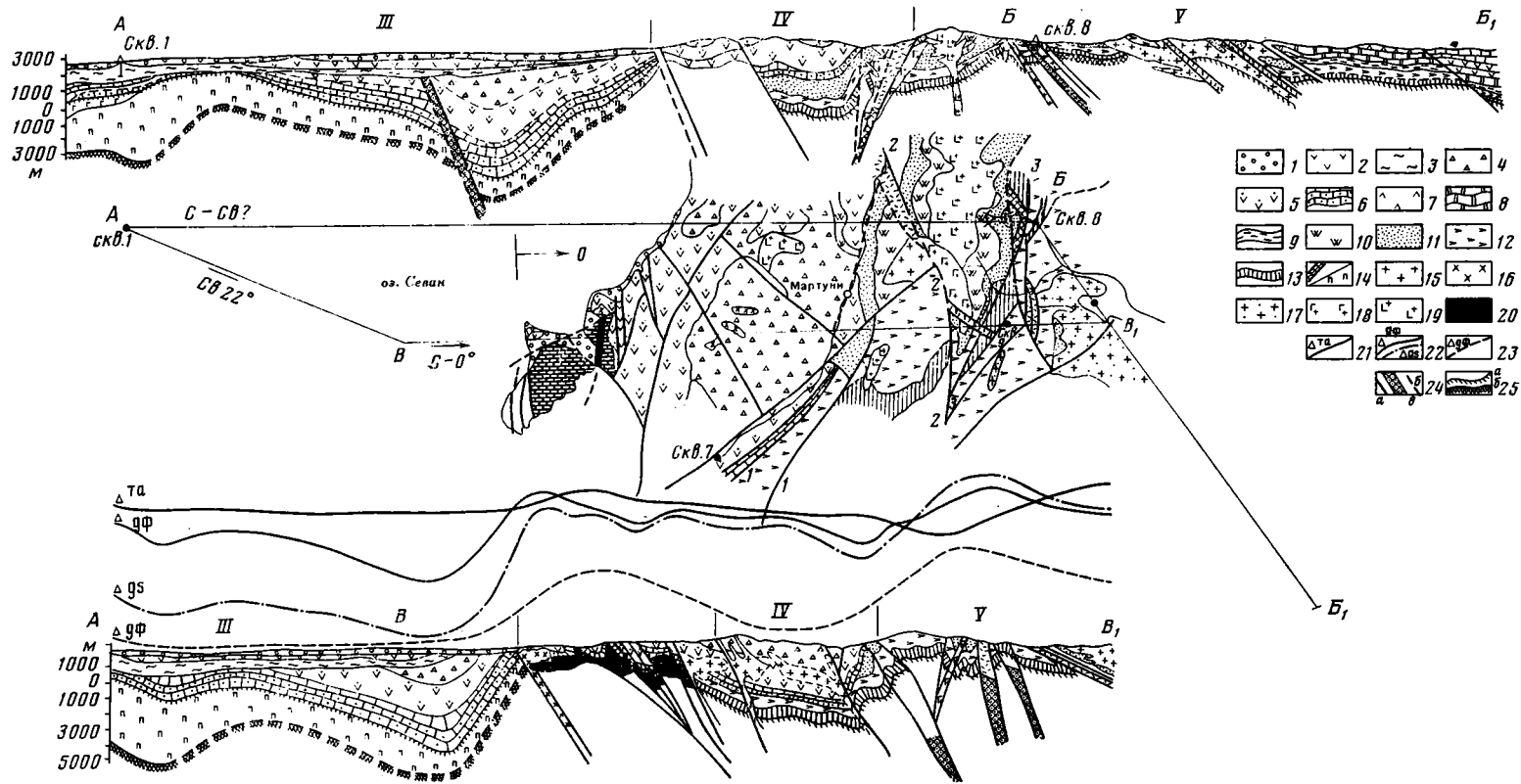
Шамшадинский блок антиклинорного характера (рис. 1; 2, V) представлен крупным, сравнительно пологопадающим (10—15°) северным крылом (размах около 15 км) и сильно дислоцированным, крутопадающим (20—70°) южным крылом (размах около 3—4 км).

Северное крыло сложено средне-, верхнеюрскими и на пограничной с Куринской депрессией полосе меловыми, а южное крыло — среднеюрскими образованиями. На северном крыле активно развиваются пластообразно залегающие тела гранитоидных интрузий и вулканогенные образования среднего и кислого составов, а на южном крыле — вулканогенные образования среднего и основного составов и небольшие, преимущественно дайкообразные интрузивные тела того же состава. Такая смена магматизма свидетельствует о более глубокой проницаемости южной части антиклинория по сравнению с северной.

Присводовая часть антиклинория, охватывающая полосу шириной от 2—2,5 (профиль А—Б — бассейн верхнего течения р. Ахум) до 8—9 км (профиль А—В₁ — бассейн верхнего течения р. Хндзорут), прослеживается в субширотном направлении и в бассейне р. Агстев в районе горы Шункар периклинально замыкается. В присводовой части Шамшадинского антиклинория терригенные, терригенно-вулканогенные и вулканогенные образования ниже- и среднеюрского возраста [1, 3], метаморфический комплекс кристаллического фундамента сильно перемяты, пересечены чешуйчатыми¹ надвигами и взбросами и часто образуют изоклинальные складки. Здесь выделяются две приразломные сжатые антиклинали и разделяющая их синклиналь, осложненные сжатиями в приразломных складках более мелкого порядка.

На других участках Шамшадинского блока положение кровли кристаллического субстрата выделяется на основании анализа результатов геолого-геофизических исследований. Данные полевых наблюдений и результатов геофизических исследований находятся в строгом согласии, и пликвативные структуры осадочного чехла довольно четко фиксируются на кристаллическом субстрате в виде блоковых структур. Выяснено, что наряду с ахумскими выходами наиболее приподнятое положение кристаллического фундамента фиксируется на горе Миапор (южная антиклинальная структура Шамшадинского антиклинория). Восточная

¹ Под чешуйчатыми надвигами мы понимаем систему близкорасположенных субпараллельных надвигов, возможно, сливающихся на глубине в единое нарушение.



часть Миапорского (Мургузского) хребта выделяется в виде приподнятого блока, где нижнеюрско-нижнебайосские образования слагают очень слабо выраженную синклинали.

Красносельский блок представлен субширотной сложной синклиналью. По линии сел Тохлуджа — Гелкенд (рис. 2, профиль *А—Б*) эта синклинали представлена асимметричными в поперечном и продольном направлениях центральной (собственно Красносельской), южной (Арегунийской) и северной (южный склон Миапорского хребта) синклиналиными складками, разделенными узкими приразломными (бассейна р. Гетик и подножия северных склонов Арегунийского хребта) сжатými антиклиналями.

Отмеченные краевые структуры Красносельской синклинали восточнее Шоржа-Дзегамской системы (рис. 1; 7) разломов субмеридионального простирания не продолжают. Красносельская сложная синклинали к востоку от системы разрывных нарушений имеет широкое (10—11 км) и пологое (15—20°) южное крыло. Северное крыло, шириной около 3 км, сложено крутопадающими (50—60°) и многоступенчато надвинутыми образованиями юрского, мелового и эоценового возрастов (рис. 2, профиль *А—В*).

Отмеченная продольная и поперечная асимметрия Красносельской синклинали обусловлена унаследованным развитием разломов мезозойского субстрата. Эти разломы, скрытые под образованиями эоцена Красносельской синклинали, отчетливо выражены на спутниковых фотоснимках и в гравитационном поле. В образованиях эоцена они представлены зонами расслаивания, сериями даек и системами небольших по амплитуде смещения разрывных нарушений.

При этом здесь продольная асимметрия глубинных горизонтов объясняется тем, что образования средней юры Шункарской и нижней юры Миапорской толщ приведены в тектонический контакт по поперечным разломам и погружены под отложения мела и эоцена Красносельской синклинали. Кроме того, в пределах Шамшадинского антиклинория в общем с запада на восток тектонические блоки по поперечным разломам сдвинуты на юг и приподняты. На основании всего этого, а также учиты-

Рис. 2. Геолого-геофизические разрезы и геолого-структурная схема полосы Мартунинский — Шамшадинский районы

1 — современные и четвертичные глины, пески, галечники, потоки базальтов, андезитов и андезито-дацитов; 2 — верхний миоцен — плиоцен: базальты, андезиты, андезито-дациты, пемзы, туфы, озерные отложения; 3 — верхний миоцен (сармат); глины, пески, мергели; 4 — средний и верхний эоцен: вулканогенные образования среднекислого состава с перемещающимися пачками терригенных отложений, вулканические брекчии, конглобрекчии, конгломераты; 5 — нижний и средний эоцен: терригенно-вулканогенные образования, флишеподобные и терригенно-карбонатные отложения, 6 — верхний мел: а) верхний сенон: мергели, известняки, песчаники; б) турон — нижний сенон: глины, аргиллиты, конглобрекчии, базальтовые и андезитовые порфириты; 7 — нижний мел: вулканиты основного состава с прослоями и линзами известняков и песчаников; 8 — оксфорд — титон: туфобрекчии, туфопесчаники с пачками и линзами доломитизированных известняков и песчаников; 9 — келловей: песчаники, глинистые сланцы, туфопесчаники, конгломераты; 10—11 — верхний байос — бат: вулканогенно-обломочные породы андезитового и андезито-дацитового состава (10); вулканомиктовые песчаники, известковистые аргиллиты, алевролиты (11); 12 — верхний аален — нижний байос (?): андезитовые, андезито-базальтовые и диабазовые порфириты, спилиты, аргиллиты, алевролиты; 13 — нижняя юра: слюдистые и глинистые сланцы, песчаники, конгломераты; 14 — а) юра (?) — нижний мел (?): вулканогенная и терригенно-вулканогенная толща среднего и основного состава; б) верхний протерозой: кристаллические сланцы; 15 — гранодиориты, гранодиорит-порфиры, диориты, эоцен-олигоценовые; 16 — эоценовые габбро- и габбро-диориты; 17 — среднеюрские кварцевые диориты; 18 — эоценовые габбро-диабазы; 19 — юрские габбро-порфириты и габбро-диабазы; 20 — гипербазиты; 21 — кривая, построенная по данным аэровысотной магнитной съемки; 22—23 — кривые поверхности метаморфического субстрата по профильным (22) и площадным (23) гравиметрическим данным; 24 — разломы: а — проведенные на основе полевых наблюдений; б — по дешифровке космических фотоснимков и в — разломы глубокого заложения, выделенные на основе гравитационных ступеней; 25 — кровля метаморфического субстрата, проведенного а — по геологическим и гравиметрическим и б — по сейсмологическим данным

вая данные плотностной и магнитной характеристик пород, в центральной части Красносельской синклинали на профиле $A-B$ под образованиями эоцена показаны меловые, среднеюрские и нижнеюрские отложения, а на профиле $A-B_1$ — меловые и нижнеюрские образования. Здесь были учтены также характер трансгрессивного залегания эоцена и мела и степень размыва отложений мела и юры бассейна р. Гетик (см. рис. 2).

В пределах Красносельской синклинали, по данным гравимагнитных исследований, глубина залегания поверхности доюрского метаморфического фундамента на северном и южном крыле составляет 2,5—3 км, а в центральной части — 5 км. Причем выделяется также кровля обнажающегося гранитоидного тела, апофизы которого в виде даек и небольших интрузивных тел обнажаются в зонах разломов Шоржа-Дзегамской системы. Здесь на спутниковых фотоснимках отчетливо выделяется близовальный (кольцевой) радиально-лучистый тип рельефа, являющийся характерным для интрузивных тел.

Согласно плотностной характеристике и по аналогии с соседними структурами (северо-западной частью Севан-Памбакской сложной синклинали) в пределах Севанского тектонического блока под неоген-четвертичным покровным комплексом выделяются терригенно-вулканогенные образования верхнего эоцена и олигоцена (1500 м), среднего эоцена (2000 м) и терригенно-карбонатные отложения верхнего мела (1300 м), слагающие Гегамскую, Севанскую синклинали и разделяющую их Гехаркуни-Ераносскую антиклиналь. Магнитное поле указанных структур, зафиксированное с высоты около 4000 м, от южных соседних структур отличается четко выраженной положительной аномалией, на фоне которой отмеченная антиклиналь выделяется локальной положительной аномалией. Это объясняется наличием магнитовозбуждающей толщи, возможно, являющейся аналогом юрско-нижнемеловых основных и средних вулканитов, обнажающихся в северо-западной части Памбакского хребта (апаранская толща). Здесь эта толща залегает на гранитно-метаморфическом фундаменте и трансгрессивно перекрывается терригенными отложениями турона — нижнего сенона. Эта граница в створе профиля, по гравиметрическим данным, является поверхностью метаморфического фундамента. По мнению других исследователей, гравиметрические данные здесь зафиксировали кровлю турон-коньякской базит-гипербазитовой формации.

Однако, согласно геолого-геофизическим данным, породы базит-гипербазитовой формации закономерно приурочены к крупным зонам глубинных разломов, характеризующимся слабopоложительными аномалиями и почти полным отсутствием границ обмена сейсмических волн по всей мощности земной коры [7]. Зафиксированное магнитное поле и сейсмический разрез, а также вышеизложенные данные не дают основания для отнесения указанной магнитовозбуждающей толщи к породам базит-гипербазитовой формации, а также к породам триаса, палеозоя и кристаллического фундамента.

При этом в пределах Севанского тектонического блока расхождение сейсмологических и гравиметрических данных о положении кровли гранитно-метаморфического субстрата по аналогии с Арзакан-Апаранским массивом и Памбакской синклиналью объясняется как широким развитием зеленокаменного изменения пород апаранской толщи (юра (?)—нижний мел (?)), так и внедрением гранитоидных интрузий, а также местами связанным с этими процессами разуплотнением пород кристаллического фундамента.

Решающее значение для понимания строения и истории тектонического развития региона имеют данные о зонах нарушений, развивающихся на границах Шамшадинского, Красносельского и Севанского блоков. Граница Шамшадинского и Красносельского блоков прослеживается по бассейну р. Гетик и выражена крутой флексурой и зоной разломов, которые большинством исследователей принимаются как граница Сомхето-Карабахской и Севанской (Севано-Ширакской или Севано-Акеринской) тектонических зон [5, 6, 10, 13, 15]. При этом одни исследователи

[15] эту зону считают западным продолжением Мровдагского («Главного Малокавказского») надвига с амплитудой вертикального смещения в 1 км, а другие [10] выделяют небольшие разрывы и эоценовую флексуру. В региональном плане положение Севанской зоны контролируется глубинными продольными разломами, и в основном она приурочена к крупному тектоническому шву, разделявшему Сомхето-Карабахскую и Армянскую тектонические зоны. Сторонники этой концепции считают, что Лорийско-Дилижанско-Красносельская эоценовая сложная синклинальная структура развивалась на южной периферии Сомхето-Карабахской складчатой системы [6, 13].

Есть также предположение, что описанная несколько выше пограничная полоса Шамшадинской и Красносельской структур является северной границей Севано-Акеринской тектонической зоны развития пород офиолитовой ассоциации. При этом одни исследователи по бассейну р. Гетик проводят продолжение Севанского офиолитового пояса, а другие выделяют широкую зону развития указанных пород, перекрытых отложениями эоцена и верхнего сенона Красносельской синклинали.

Проведенные нами исследования показали, что по Шоржа-Дзегамской (см. рис. 1; 7) и Полад-Миапорской (см. рис. 1; 6) системе разломов близмеридионального простираения зона Мровдагского (Мравского) надвига близ села Орджоникидзе перемещена вправо и западнее прослеживается по правому борту бассейна р. Гетик, затем по подножию северных склонов Миапорского хребта.

В верхнем течении р. Гетик прослеживается субширотный чешуйчатый надвиг (см. рис. 2; 1), по которому вулканогенные образования нижнего байоса (?) восточной части Миапорского хребта надвинуты на органогенные и глинистые известняки верхнего сенона, а последние — на толщу эпидотизированных андезитовых порфиритов среднего эоцена. Под среднеэоценовой толщей в районах сел Верин — Чамбарак и Туджур вдоль зоны разлома местами выступают нуммулитовые известняки нижнего эоцена. При этом указанная нижняя вулканогенная толща также надвинута на верхнюю вулканогенную толщу среднего эоцена (средние и кислые образования). В зонах разрывных нарушений, падающих на северо-восток под углами 45—50°, породы сильно перемыты, раздроблены и превращены в смешанные тектонические брекчии. На южном склоне горы Миапор эти породы слагают мощную зону гидротермально измененных кварц-серицитовых образований.

Западнее, на юго-западном склоне горы Миапор, в бассейне р. Каратопрак, зона надвига смещена вправо вдоль Полад-Миапорского линеймента (см. рис. 2; 2) (система разрывных нарушений северо-восточного простираения) и прослеживается по подножию северных склонов Миапорского хребта (в присводовой части Шамшадинского антиклинория) (см. рис. 2; 3). Здесь на Ахумском участке данные бурения указывают, что по зонам чешуйчатых надвигов, поддвигов и взбросов (углы падения 45—50°), осложненным сбросовыми подвижками и сопровождаемым нацело окварцованными тектоническими брекчиями, метаморфические сланцы кристаллического фундамента надвинуты на слабометаморфизованные песчано-глинистые слюдястые сланцы нижней юры, а последние надвинуты на терригенно-вулканогенные образования байоса. Они образуют изоклинальные и реже опрокинутые складки, широко представленные в присводовой части Шамшадинского антиклинория.

В бассейне среднего и нижнего течения р. Гетик, западнее Полад-Миапорского поперечного линеймента (см. рис. 1; 6) по небольшим разрывам отмечаются малоамплитудные надвигания Шункарской толщи (верхний байос — бат) на верхнемеловую зеленоцветную туфогенно-вулканогенную толщу. Аналог последней вскрыт буровой скважиной у с. Орджоникидзе и по фауне относится к нижнему сенону. Они представлены глинами, аргиллитами (543—550 м), базальтами, андезитами, туфами и туфобрекчиями (353—424 м), битуминизированными песчанистыми известняками (348—353 м), которые перекрываются терригенно-вулканогенной флишовой толщей основания среднего эоцена. Образова-

ния нижнего сенона в прирусловой части р. Гетик слагают узкую, сжатую антиклинальную складку, в присводовой части которой они трансгрессивно с угловым и азимутальным несогласием налегают на толщу глинистых сланцев, аргиллитов и алевролитов средней и нижней юры (рис. 3), а сами также трансгрессивно с угловым (до 30—40°) и азимутальным (до 180°) несогласием перекрываются отложениями эоцена. Такое сочетание небольших разрывов с резким трансгрессивным залеганием пород создает иллюзию крупного надвига, которого, по-видимому, нет. Поскольку вышеотмеченные отложения нижнего сенона, средней

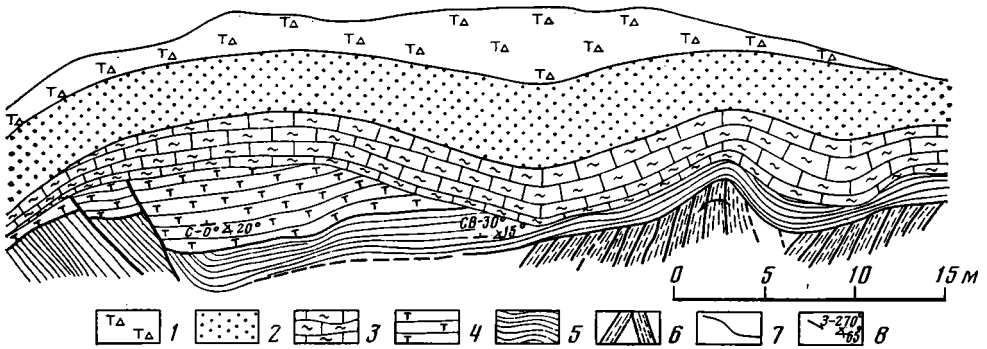


Рис. 3. Зарисовка крутого склона правого борта ущелья р. Гетик, расположенного в 0,5—0,7 км к востоку — юго-востоку от села Салах

1—3 — толща зеленоцветных терригенных и вулканогенных пород верхнего мела: 1 — туфобрекчии и лавобрекчии; 2 — песчаники, туфопесчаники; 3 — глинистые известняки, песчаники; 4 — зеленоватые туффиты, туфоалевролиты (верхняя юра(?)); 5 — ритмично чередующиеся песчаники и аргиллиты (верхний байос — бат); 6 — черные углистые и глинистые сланцы, аргиллиты (нижняя юра); 7 — разрывные нарушения; 8 — азимут и угол падения пород

и нижней юры в отличие от аналогичных отложений Севанского антиклинория не сопровождаются породами офиолитовой ассоциации и представлены терригенными отложениями, основными и средними вулканами, слагающими осевую часть и южное крыло Шамшадинского юрско-конседиментационного антиклинория и погружающимися под отложения эоцена Красносельской синклинали, мы склонны считать, что отмеченная синклиналь развивалась на южном крыле Шамшадинского антиклинория.

Приведенные несколько выше данные указывают, что западнее сел Арцвашен и Орджоникидзе продолжение многоступенчато сдвинутой вправо зоны Мровдагского (Главного Малокавказского) надвига прослеживается по бассейну верхнего течения р. Гетик, по подножию северных склонов Миапорского хребта и срезается разломами Иджеванского поперечного синклинория, расположенного на границе Шамшадинского и Алавердского антиклинориев. Здесь нами [20, 21] на основе фациально-формационного анализа выделяются поперечные (антикавказские) очень узкие, преимущественно асимметричные, расположенные кулисообразно брахиструктуры, которые развивались как конседиментационные (верхняя юра, альб — сенон), так и в тесной связи с разрывными нарушениями субмеридионального простирания в эпохи орогенеза (неоком, даний — палеоцен). По ним неоднократно происходили сбросовые и сдвиговые подвижки, которые в Сомхето-Карабахской антиклинорной зоне привели к образованию поперечных пликативных структур и смещенных кулисообразно расположенных антиклинориев (Локский, Алавердский, Шамшадинский и др.) субширотного простирания, причем осевая полоса Шамшадинского антиклинория многоступенчато перемещена вправо, т. е. к югу на 10—15 км относительно оси Алавердского антиклинория [20, 21]. При этом оси отмеченных структур чехла и верхней части фундамента и локальных аномалий силы тяжести, отражающих структуры более глубоких горизонтов гранитно-метаморфического

сложения, не совпадают. По-видимому, верхнекоровые структуры на средне- и верхнеальпийском этапе развития были сорваны по субгоризонтальной зоне и перемещены на юго-юго-запад на 20—25 км [18].

На разномасштабных спутниковых дистанционных фотоснимках пограничная полоса Шамшадинского и Красносельского тектонических блоков выражена узкой линейно вытянутой структурой, ограниченной с двух сторон линеаментами. Эта структура пространственно совпадает с Миапорским (Мургузским), а за пределами полосы профиля — с Севанским и Мровдагским хребтами. Линеаменты являются отображением серии разломов подножия северных склонов Миапорского хребта и серии разрывов бассейна р. Гетик. Указанная структура Миапорского хребта пространственно совпадает с крупной региональной гравитационной ступенью и в отличие от соседних структур характеризуется примерно ритмичным наслоением и увеличением мощностей вулканогенных и терригенно-вулканогенных основных и средних образований средней юры. Они иногда зеленокаменно изменены и прорваны дайками.

Согласно результатам дешифровки космических снимков, структура Миапорского хребта является продолжением Шамхорской и Мровдагской структур, сдвинутых относительно нее вправо по Шоржа-Дзегамской системе субмеридиональных разломов. Эти структуры также характеризуются повышенными мощностями (до 4300 и 3500 м соответственно) вулканогенных образований байоса и бата. По-видимому, зеленокаменные изменения, извержения и внедрения мощных субвулканических тел обусловлены глубинными разломами, разделяющими тектонические блоки [11].

По данным дешифрирования космических снимков, за Полад-Миапорской системой поперечных разломов отмеченная шовная структура не прослеживается. Вероятно, зона глубинного разлома затухает, хотя надвиговые нарушения в осадочном чехле продолжают и северо-западнее.

Таким образом, от Иджеванского поперечного синклинория на юго-запад прослеживается единая зона Мровдагского надвига, неоднократно ступенчато смещенная к югу зонами правых сдвигов субмеридионального направления. Юго-восточное продолжение зоны надвига дешифрируется на аэрокосмических снимках вдоль северного края Севано-Акеринского пояса ультраосновных пород. Надвиги рассматриваемой зоны с наибольшей полнотой проявляются в юрских образованиях. В меловых отложениях их амплитуда меньше, а в эоценовых они обычно не продолжают. Это свидетельствует о длительном развитии надвиговой зоны. Особенно интересно, что первые следы надвиговых перемещений фиксируются еще на границе нижней и средней юры, поскольку в бассейне р. Гетик сравнительно слабо дислоцированные байосские отложения местами перекрывают нарушенные отдельными надвигами и метаморфизованные нижнеюрские отложения. В позднейшие эпохи имели место фазы усиления надвигания в предкелловейское, нижнемеловое и дат-палеоценовое время. Это доказывается нашими прежними работами по фациально-формационному анализу Алавердского антиклинория и сопредельных структур [20, 21]. Тот факт, что развитие надвига началось еще в эпоху подводных извержений нижне- и среднеюрского времени и в значительной мере совпадает с распространением зон таких извержений, свидетельствует о проникновении зоны надвига в глубокие горизонты земной коры.

Пограничная полоса Красносельского и Севанского тектонических блоков прослеживается вдоль северо-восточного побережья оз. Севан, по Севанскому и южным склонам Арегунийского хребта (см. рис. 1; 3). В пределах Севанского хребта отложения мелового возраста вместе с породами офиолитовой ассоциации сильно дислоцированы, пронизаны многочисленными разрывными нарушениями и в общем слагают сжатую, надвинутую на юг и местами опрокинутую [3] антиклинорную структуру. При этом глубинным сейсмическим профилированием установлено, что присеванская офиолитовая зона приурочена к глубинному

разлому, прослеживающемуся до поверхности Мохоровичича [7]. Здесь обнажаются ультрабазиты, прерывистые (будинированные) выходы которых прослеживаются по южным склонам Севанского хребта. О тектоническом характере внедрения серпентинизированных гипербазитов приводятся данные во многих работах [3, 4, 8, 12, 14, 17]. Ряд исследователей [12] считают, что гипербазиты образовались в связи с длительным развитием зоны глубинного разлома, в результате которого формировались породы офиолитовой ассоциации (вулканогенно-осадочный, гипербазитовый и габброидный комплекс). Приводятся данные об автономном развитии офиолитовых поясов Закавказья. Они рассматриваются как системы относительно глубоководных трогов, заложенных на гетерогенной коре. При этом образование офиолитов связывают с неоднократным раскрытием рифтоподобных трогов (конец поздней юры — ранний неоком, альб — нижний сенон), а образование современной чешуйчато-надвиговой структуры — с ларамийской фазой складчатости в конце сенона — начале палеогена и послесреднеэоценовым орогенезом [4].

Другие исследователи считают, что породы офиолитовой ассоциации образовались в результате латерального перетекания мантийного материала вместе с океанической корой и ее осадочным чехлом дисгармоничного смятия и образования меланжа [8, 9, 17]. Причем они считают, что в результате тектонического скупивания местами резко увеличивается мощность гранитного слоя во вновь образующемся складчатом поясе. Есть также предположение, что Малокавказский офиолитовый пояс маркирует мезозойский бассейн океанического типа в виде узкого залива, который разделяет Понтийско-Закавказскую и Иран-Эльбурскую кулисообразно расположенные области активной окраины Евразийской плиты [8].

В районе села Агбулаг в результате развития серии поперечных разломов Шоржа-Дзегамской системы [2, 15] Севанский антиклинорий погружается. На продолжении этой структуры развивается небольшая линейно вытянутая Арегунийская синклинали, сложенная образованиями эоценового возраста. Но пограничная зона Красносельского и Севанского тектонических блоков, выраженная глубинными разломами, прослеживается по подножию южных склонов Арегунийского хребта (по северо-восточному побережью оз. Севан). Здесь, по данным аномалии силы тяжести аэромагнитной съемки и сейсмологических исследований, устанавливается наличие погруженной под озерными отложениями сжатой, узкой, шовной антиклинали, развитой над разломом глубокого заложения. На продолжении этой зоны у села Цовагюх скважиной, заданной К. А. Мкртчяном, подсечены ультраосновные породы. Таким образом, описываемый пояс ультраосновных пород продолжается на северо-запад, но западнее сел Шоржа и Агбулаг несколько смещен на юг, т. е. сдвинут влево. Получается, что по Шоржа-Дзегамской системе поперечных (антикавказских) разломов в нижнеальпийское время происходили правые, а в среднеальпийское — левые сдвиги.

В результате этого Миапор-Мровдагская и Арегуни-Севанская системы разломов с востока на запад сближаются и в этом же направлении центральная часть Красносельской эоценовой синклинали, развивающаяся на южном крыле Шамшадинского антиклинория, постепенно суживается и замыкается. Здесь, на северном склоне Севанского хребта, согласно космической информации (см. рис. 1), на структурном продолжении Арегунийской боковой синклинали Красносельского тектонического блока развиваются отложения эоцена, перекрывающие карбонатные отложения верхнего сенона, а последние — породы офиолитовой ассоциации. Следовательно, можно предполагать, что по подножию северных склонов Арегунийского хребта проходит северная граница Севанского погребенного офиолитового пояса.

1. Вышеизложенные исследования по профилю Шоржа — Берд и экстраполяция этих данных на соседние территории показывают, что определяющими элементами структуры региона являются крупные зоны надвигов: Миапор-Мровдагская и Арегуни-Севанская. Их структурное значение различно; Миапор-Мровдагская зона является внутрикоровым образованием, достигающим глубинных горизонтов коры, но не выходящим за ее пределы. Движением по этой зоне и связанными с ними складчатыми деформациями обусловлено сучивание земной коры Сомхето-Карабахской зоны. Оно проявляется в том, что Сомхето-Карабахская зона отличается пониженными и местами отрицательными изостатическими аномалиями, тогда как Севанская зона характеризуется слабыми, а Куринская зона — интенсивными положительными аномалиями [14]. Арегуни-Севанская надвиговая зона имеет верхнемантийное заложение, о чем свидетельствуют выходы вдоль нее гипербазитов.

2. Две рассмотренные зоны представляют собой поверхностные проявления тектонического расслоения литосферы [16] на разных уровнях дифференцированного перемещения литосферных слоев. Более поверхностное проявление того же процесса — отмеченный выше срыв верхнекоровых структур Сомхето-Карабахской зоны, обуславливающий несопадения осей складок осадочного чехла и локальных аномалий силы тяжести.

3. Амплитуды перемещения по рассмотренным надвиговым зонам различны в разных их частях. В участках наибольших перемещений (Шамшадинский, Шамхорский и Севанский блоки) на поверхность выведены глубинные образования (основные и ультраосновные породы). В западных частях обеих зон из-за уменьшения амплитуды надвигания подобные образования не наблюдаются, будучи скрытыми на глубине.

4. Зоны поперечных деформаций смещают надвиговые зоны в горизонтальном направлении. Эти смещения в значительной мере наложены на надвиговые зоны, но вместе с тем происходили и в процессе их развития. При этом направления сдвиговых перемещений в разные эпохи могли различаться. Так, по Шоржа-Дзегамской системе в раннеальпийское время происходили правые, а в среднеальпийское время — левые сдвиги.

5. Рациональное комплексирование геологических и космоаэрофотогеологических исследований и объемная их интерпретация при изучении глубинного строения структурных элементов и выяснении характера блокового строения образований различных структурных ярусов открывают новые направления исследования структурно-формационных комплексов и связанных с ними полезных ископаемых. В развитие работ по глубинному профилированию актуальным представляется проведение мелкомасштабного глубинного геологического картирования территории Армянской ССР. При проведении глубинного картирования целесообразно распространять данные отработанных профилей на всю территорию республики путем составления многоблочных диаграмм в сопровождении геолого-структурного, морфоструктурного и космоаэрофотогеологического картирования с использованием имеющихся разномасштабных гравитационных и аэромагнитных карт и сейсмических профилей. В завершающей стадии мелкомасштабного глубинного геологического картирования для проверки полученных данных на сложных и перспективных на полезные ископаемые участках будет необходимо предусмотреть комплекс более детальных геофизических работ и бурение скважин глубиной 1200, 2000 и 3500 м.

Литература

1. Азарян Н. Р., Акопян В. Г., Чубарян Г. А. Геология СССР. Т. XLIII. 4. 1. Армянская ССР. М.: Наука, 1970, с. 51—80.
2. Арутюнян А. Р. Особенности блокового строения и структурного плана развития эпипайкальского основания центральной и северо-западной части Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1976, т. XXIX, № 3, с. 11—23.

3. *Арутюнян Г. С., Соколов С. Д.* Новые данные по стратиграфии и тектонике северо-восточного побережья оз. Севан.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12, с. 83—88.
4. *Асланян А. Т., Сатиан М. А.* К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1977, т. XXX, № 4—5, с. 13—16.
5. *Асланян А. Т.* Основные черты геологического строения Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1981, т. XXXIV, № 3, с. 3—21.
6. *Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П.* Сейсмоструктура Армянской ССР. Изд-во Ереванск. гос. ун-та, 1981. 283 с.
7. *Егоркина Г. В., Соколова М. А., Егорова Л. М.* Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении.— Сов. геология, 1976, № 3, с. 127—133.
8. *Закаридзе Г. С., Книппер А. Л., Лордкипанидзе М. Б.* Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления (геодинамические аспекты). II семинар по геодинамике Кавказа. Тбилиси, 1980, с. 26—27 (тезисы докл.).
9. *Книппер А. Л., Костанян Ю. Л.* Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10, с. 67—79.
10. *Леонтьев Л. Н.* О так называемом «Главном надвиге» Малого Кавказа.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1949, т. XXII, № 4, с. 44—51.
11. *Маймин Ю. С.* О тектонической природе юрского комплекса Сомхето-Карабахской зоны (Малый Кавказ).— Сов. геология, 1978, № 3, с. 136—142.
12. *Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян З. А., Вартазарян Ж. С.* К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1967, т. XX, № 1, 2, с. 21—41.
13. *Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Наука, 1973. 279 с.
14. *Оганесян Ш. С.* Изостатические аномалии силы тяжести и новейшие движения земной коры на территории Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1972, т. XXII, № 4, с. 51—55.
15. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959. 506 с.
16. *Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 8—23.
17. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—22.
18. *Саркисян О. А., Волчанская И. К.* О блоковом строении территории Армянской ССР и прилегающих районов.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1973, № 4, с. 6—19.
19. *Трифонов В. Г., Бызова С. Л., Ведешин Л. А., Деревянко О. С., Иванова Т. П., Копп М. Л., Курдин Н. Н., Макаров В. И., Скобелев С. Ф.* Вопросы методики геологического дешифрирования космических изображений Земли.— В кн.: Сборник докладов по теме «Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология». Т. 1. М.: Наука, 1973, с. 11—77.
20. *Туманян Г. А.* О характере и времени образования антикавказских (поперечных) дизъюнктивных и пликтивных структур Ноемберянского района Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1974, т. XXVII, № 5, с. 7—18.
21. *Туманян Г. А.* Особенности позднемезозойской структуры междуречья Дебед и Агстев.— В кн.: Труды Армянского геол. о-ва. Ереван: Айастан, 1977, вып. 1, с. 47—61.

Управление геологии
Армянской ССР
Ереван

Поступила в редакцию
8.IV.1982

УДК 551.242(234.9)

ГОРШКОВ А. С.

**О МОРСКОМ ПРОДОЛЖЕНИИ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ**

На основании данных морской сейсморазведки МОГТ и глубокого бурения в прибрежной полосе суши в Гурийском участке Черноморской впадины выделены отражающие горизонты, связанные с кровлей и подошвой палеоцен-эоценовых отложений. Быстрое увеличение мощности палеоцена — эоцена от первых десятков метров до 5—6 км, наблюдающееся к югу от широты г. Поти, позволяет наметить продолжение северного борта Аджаро-Триалетского прогиба. Показано, что в море Аджаро-Триалетская зона изгибается к юго-западу и дальше протягивается вдоль подножия южного континентального склона. По мере движения на запад мощный складчатый комплекс палеоцена — эоцена Аджаро-Триалетти сменяется пологолежащей толщей мощностью 1—1,5 км, распространенной в центральной части Восточно-Черноморской впадины.

Как известно, Аджаро-Триалетский вулканогенно-флишевый прогиб с расширением и нарастанием мощности отложений палеоцена — эоцена прослеживается до Черноморского побережья, а затем практически под прямым углом срезается берегом моря. Вопрос о его западном продолжении рассматривался многими геологами, привлекавшими материалы геологических исследований суши, глубинного сейсмического зондирования акватории Черного моря и сейсморазведки МОВ на Гурийском участке Черноморской впадины [1, 4, 8, 10, 13, 14]. Сейсмические работы МОВ позволили изучить структурный план верхних горизонтов осадочного чехла и найти наиболее вероятное решение этой проблемы, согласно которому Аджаро-Триалетская зона на акватории моря изгибается к юго-западу и приближается к побережью Восточного Понта, где она или выклинивается и затухает [12, 14], или срезается Трабзон-Сухумской линией поперечных разломов [10, 11]. Однако до недавнего времени об аджаро-триалетских структурах можно было судить только по поведению складок олигоцен-четвертичной толщи Гурийского прогиба. Отражения от поверхности эоцена были получены на небольшом участке шельфа в пределах Натанебского поднятия, на остальной акватории удалось проследить лишь три сравнительно неглубоко залегающих горизонта, связанных с кровлей мзотиса, средней частью мзотических отложений и кровлей сармата [2]. Объясняется это тем, что работы МОГТ проводились преимущественно на шельфе. Континентальный склон и особенно глубоководье были пересечены сравнительно редкой сетью профилей МОВ, информативность которых не превышает первых километров. Кроме того, ни одной из прибрежных скважин Гурийского района не были вскрыты отложения древнее сарматских.

В 1977—1978 гг. объединением «Южморгеология» в юго-восточной части Черного моря отработана сеть региональных профилей МОГТ с глубиной полезной записи до 9 с. Одновременно на Земо-Натанебской и Чолокской площадях в непосредственной близости от берега было пробурено несколько глубоких разведочных скважин, вскрывших отложения майкопской серии и среднего эоцена. Эти материалы позволяют на значительной площади уверенно выделить отражающие горизонты, связанные с кровлей и подошвой палеоцен-эоценовых отложений, и наметить западное продолжение Аджаро-Триалетского прогиба.

На Очамчирском свде, расположенном севернее рассматриваемой части акватории, к поверхности карбонатной пачки дания-эоцена приурочен опорный отражающий горизонт III, который в сторону Аджаро-Триалетской зоны перегибается и постепенно приобретает характер де-

удационной поверхности, к которой по мере ее погружения прислоняются все более глубокие слои осадочного выполнения Черноморской впадины. Профилями МОГТ 1977—1978 гг. эта сейсмическая граница, получившая индекс Н, прослежена примерно до широты Кобулети, где она залегает на глубине 10—12 км. Во многих работах, в частности в статье А. Л. Яншина и др. [13], эта граница трактуется как поверхность эрозионного среза, сформировавшаяся в течение короткого промежутка времени в конце эоцена, когда в юго-восточной части Черноморской впадины образовалась обширная приподнятая область. В этом случае палеоцен-эоценовые породы Гурийского района должны залегать ниже эрозионной поверхности. Однако материалы сейсмической разведки на гурийском шельфе и континентальном склоне с нашей точки зрения противоречат такому заключению.

Как показали скважины, пробуренные на площади Мериа-Чолоки, эоценовые породы быстро погружаются в сторону Черноморского побережья, где они залегают на глубине 3 км. На временных разрезах морских сейсмических профилей кровле эоцена соответствует отражающий горизонт II^a , прослеженный детальными работами МОГТ в пределах Натанебского поднятия (рис. 1). На сводах локальных структур Западно-Натанебское и Натанеби-море этот горизонт залегает на отметках 1,8—2,2 с. К северу он погружается до 2,6—2,8 с, а затем прерывается зоной потери корреляции отражений, которая обычно интерпретируется как глубинный разлом, разделяющий Натанебское поднятие и расположенную севернее область мощного неогенового осадконакопления. В пределах этой области на ряде детальных профилей выделяется еще один глубокий отражающий горизонт, не привлекавший ранее внимания исследователей. Горизонт залегает на отметках 5,2—5,5 с у северных концов профилей и быстро погружается к югу, уходя за пределы записи (рис. 1, пр. 112). Признаков выполаживания горизонта на этом отрезке не видно, скорее всего он погружается еще на каком-то расстоянии и залегает в зоне потери корреляции несколько глубже 6 с. Сопоставляя временные разрезы детальных профилей и региональных профилей IX и X, пройденных на той же площади, можно убедиться, что глубокий отражающий горизонт, выделенный на детальных профилях, лежит на продолжении денудационной поверхности, прослеженной от Очамчирского свода. Следовательно, если эоценовые породы залегают ниже этой поверхности, мы вынуждены предполагать вертикальное смещение по Натанебскому разлому не менее 6 км. Но даже такие разломы Аджаро-Триалетской зоны, как Сурами-Гокишурский и Чохатурский надвиги, протягивающиеся на многие десятки километров, имеют вертикальную амплитуду всего 1,5—2,5 км. Остальные нарушения, развитые в Гурийском районе, гораздо меньше. В частности, амплитуда Натанебского разлома на суше, по данным Д. П. Окрочедлидзе [9], не превышает 1—1,2 км и нет никаких оснований полагать, что она резко увеличивается в сторону моря. Напротив, материалы сейсморазведки показывают, что многие из известных на суше разломов при переходе на акваторию быстро затухают и практически не выходят за пределы шельфа. С другой стороны, на некоторых детальных профилях МОГТ, пересекающих Натанебское поднятие по седловине между локальными структурами Натанеби-море и Западно-Натанебском, отчетливо видно, что горизонт II^a проходит сквозь зону потери корреляции отражений и непрерывно следует дальше, залегая у северных концов детальных профилей на отметках 3,6—5,0 с (см. рис. 1, пр. 116). Здесь он достаточно надежно передается на региональные профили МОГТ и прослеживается по ним вплоть до глубоководной впадины. На севере горизонт II^a примыкает к сейсмической границе Н, которая вначале круто погружается к югу, а затем, примерно на широте г. Поти, выполаживается и обрисовывает серию складок, согласных со складками в вышележащей толще (рис. 2). У подножия крутого участка отражающие горизонты II^a и Н сливаются. К югу и юго-западу они расходятся, причем мощность заключенных между ними отложений увеличивается практически от нуля до 4—6 км.

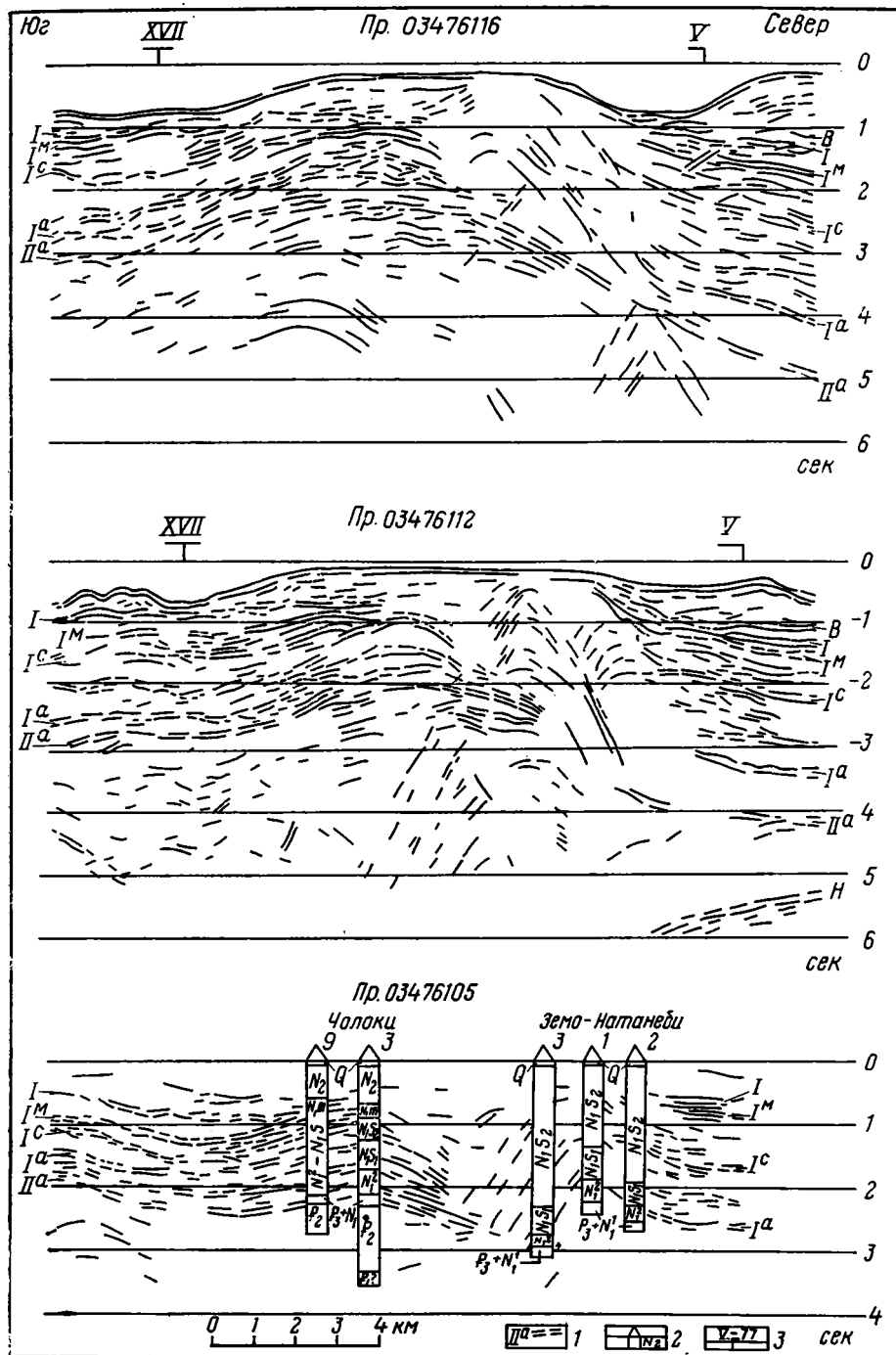


Рис. 1. Временные разрезы деталей профилей МОГТ, пересекающих Натанебское поднятие

I — отражающие горизонты: *I* — подошва плиоцена; *I** — подошва мэотиса, *I^c* — кровля нижнего сармата, *I^a* — кровля майкопа, *II^a* — кровля эоцена, *H* — размытая поверхность меловых пород; 2 — разрезы скважин во временном масштабе; 3 — положение секущих профилей). Расположение профилей см. рис. 4

На основании изложенного мы приходим к выводу, что поверхность эоцена постепенно погружается к северу от Натанебского поднятия. Погружение на одних участках происходит плавно, на других — по разломам сравнительно небольшой амплитуды, но и в том, и в другом случае кровля эоцена залегает выше горизонта *H*, который на продолжении

Аджаро-Триалетской зоны мы принимаем за подошву верхнемеловой (?) — палеогеновой толщи. Оценка стратиграфического диапозона отложений, ограниченных отражающими горизонтами II^а и H, основана на сопоставлении значений мощности мел-эоценовых пород Колхидской впадины и Аджаро-Триалетии, наблюдающихся на суше, с данными морской сейсморазведки.

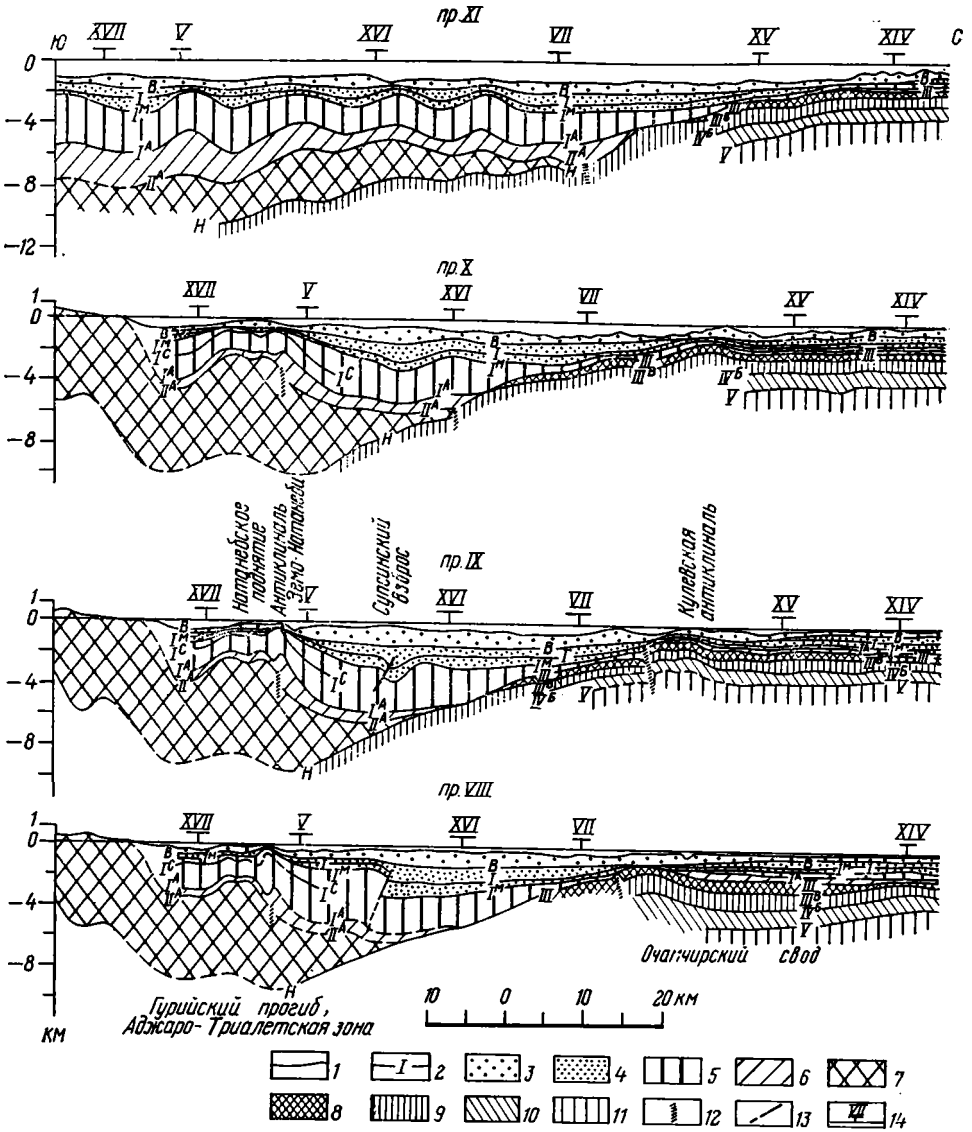


Рис. 2. Сейсмогеологические разрезы юго-восточной части Черного моря (вертикальный масштаб вдвое крупнее горизонтального)

1 — дно моря; 2 — отражающие горизонты; 3 — четвертичные отложения; 4 — мзотис и плиоцен; 5 — средний миоцен — сармат; 6 — майкопская серия; 7 — палеоцен-эоценовый и верхнемеловой (?) комплекс Аджаро-Триалетской зоны; 8 — верхнемеловые — эоценовые отложения Очагчирского свода; 9 — альб — сеноман; 10 — неоком — апт; 11 — верхняя юра; 12 — разломы в мезозойских и палеогеновых отложениях; 13 — разломы в неогеновых отложениях; 14 — положение секущих профилей

Начало формирования Аджаро-Триалетского прогиба обычно связывается либо с альбом — сеноманом [1, 4, 5], либо с палеоценом, в течение которого произошло наиболее отчетливое обособление этой области от смежных структур [6, 8]. Однако данные бурения показывают, что альб-сеноманский вулканогенный прогиб был гораздо шире современных

границ Аджаро-Триалетской зоны. Нарастание мощности альба — сеномана и смена преимущественно мергельных отложений на вулканогенные происходит уже в пределах Грузинской глыбы. Так, на северном борту Колхидской впадины скважины вскрывают 300-метровую пачку мергелей с прослоями известняков и туфогенных песчаников, но уже в центральной части впадины, на Квалонской и Чаладидской площадях, альб — сеноман представлен туфогенными песчаниками и туфами с прослоями мергелей мощностью 600—700 м, а еще южнее, на Лесской площади, — почти километровой толщиной базальтовых лав, туфов и порфиров. Максимальная мощность альба — сеномана, по данным Ш. А. Адамия и И. П. Гамкрелидзе [1, 4], наблюдается у северной периферии Аджаро-Триалетской зоны, где она достигает 1300—1900 м.

Заложение Аджаро-Триалетского прогиба в его современных границах, по-видимому, произошло в позднемиоценовое время. Прогиб отчетливо выражен в мощности верхнемеловых отложений. В Колхидской впадине верхний мел в отличие от альба — сеномана сокращается в мощности к югу. На севере впадины мощность верхнего мела составляет 600—800 м; южнее, на Квалонской и Чаладидской площадях, она уменьшается до 200—400 м и, наконец, на Лесской площади, расположенной на северном борту Рионо-Супсинского прогиба, не превышает первых десятков метров. Причем в скважине Леса-1 верхнемеловые отложения не встречены. 40-метровая пачка палеоцена — эоцена (интервал 3620—3660 м) ложится здесь непосредственно на вулканогенную толщу альба — сеномана. В Аджаро-Триалетской зоне мощность верхнего мела вновь увеличивается до 800—1000 м. В палеоцене — эоцене мощность отложений Аджаро-Триалетского прогиба и Колхидской впадины становится несопоставимой, но общий характер изменения мощности сохраняется: от 200—300 м на севере впадины до 30—50 м на Лесской площади и 5—7 км в Аджаро-Триалетской зоне.

Таким образом, в районе северного борта Рионо-Супсинского прогиба выделяется зона сокращенной мощности и размыта верхнемеловых — эоценовых отложений, по-видимому, приуроченная к флекуре мезозойских пород, разделявшей Аджаро-Триалетский прогиб и более устойчивую область Колхидской впадины. Региональный характер зоны размыта подтверждается морскими сейсмопрофилями МОГТ. На Очамчирском своде верхнемеловая — эоценовая толща на временных разрезах четко ограничена опорными отражающими горизонтами III и III^a (подшва туронского яруса). Максимальная мощность отложений, заключенных между этими горизонтами, наблюдается на севере Очамчирского поднятия и в Эшерской впадине — 600—800 м (см. рис. 2). К югу и юго-западу мощность верхнемеловых — эоценовых отложений постепенно сокращается и в средней части флексуры континентального склона, на глубине около 4 км, они выклиниваются. По аналогии с сушей мы полагаем, что домайкопская толща, вновь появляющаяся в разрезе южнее зоны размыта, может включать не только палеоцен-эоценовые, но и верхнемеловые отложения. Быстрое увеличение мощности этой толщи, наблюдающееся к югу от широты г. Поти, позволяет наметить продолжение в море северного борта Аджаро-Триалетского прогиба, который протягивается от побережья через континентальный склон в глубоководную впадину.

Сложившееся мнение о шовном характере северной границы Аджаро-Триалетской зоны в пределах дна акватории [10, 11] с нашей точки зрения не подтверждается имеющимися фактическими материалами. В поперечном разрезе Аджаро-Триалетии мы видим вполне закономерное постепенное сокращение мощности палеоцена — эоцена от осевой линии прогиба к северу. Так, в Аджарии суммарная мощность этой толщи достигает 6—7 км, у южной периферии Гурийской депрессии сокращается до 3—4 км, а на северном склоне Гурийского хребта не превышает 700—900 м. При этом большинство разрывных нарушений, осложняющих современную структуру Аджаро-Триалетии, не оказывает заметного влияния на распределение мощности палеогеновых отложений.

Заложение этих разломов, как отмечает И. П. Гамкрелидзе [4], тесно связано с процессами складкообразования и произошло уже после накопления среднеэоценовой толщи. Супсинский взброс, который большинством исследователей считается западным продолжением Сурами-Гокишурского фронтального надвига и на акватории моря принимается в качестве северной границы Аджаро-Триалетской зоны, не является исключением из этого правила. Судя по данным сейсморазведки, взброс заложился не ранее среднего миоцена. На суше он установлен на Супса-Омпаретской антиклинали, где скважинами вскрыта мощная песчано-глинистая толща среднего миоцена — сармата, надвинутая на отложения мэотиса — понта. Горизонтальное перемещение по плоскости взброса составляет 2—3 км, амплитуда вертикального смещения — 2—2,5 км. Западнее Супса-Омпаретской антиклинали плоскость взброса нигде не пересечена, но положение его отчетливо фиксируется вплоть до Черноморского побережья мелкими картировочными скважинами по резкому изменению мощности четвертичных отложений. Дальше Супсинский разлом достаточно уверенно прослеживается на временных разрезах МОГТ. Коррелируя по площади устойчивые отражающие горизонты, связанные с кровлей и подошвой мезотического яруса, мы обнаруживаем значительное смещение этих отражений по разные стороны от линии взброса. На прибрежных профилях амплитуда смещения достигает 1,0—1,2 км, затем она быстро сокращается до 200—300 м, и примерно в 15 км от берега разлом затухает, переходя во флексуру северного крыла Супсинской антиклинали (см. рис. 2). В южном надвинутом крыле наблюдается максимальная мощность отложений среднего миоцена—сармата — до 3,5 км. В северном крыле мощность этой толщи несколько меньше — 2,5—3 км. Признаков смещения кровли майкопа и нижележащих горизонтов мела — палеогена на временных разрезах нигде обнаружить не удастся. По-видимому, в море Супсинский взброс затрагивает лишь верхнюю часть осадочного чехла и не проявляется в отложениях палеогена. Интенсивность подвижек по разлому быстро уменьшается в сторону Черноморской впадины. Фактически он не выходит за пределы шельфа и на акватории не может считаться северной границей Аджаро-Триалетской складчатой области.

Существует иное представление об этой границе, сформулированное в работе А. Г. Лалиева и М. И. Зиракадзе [7]. По мнению этих авторов, фронтальный разлом, разделяющий Грузинскую глыбу и Аджаро-Триалетскую зону, у с. Шубани меняет свое направление на юго-западное и прослеживается до северной окраины г. Кобулети, где он носит название Чохатурского надвига. А. Г. Лалиев и М. И. Зиракадзе полагают, что к северу от этого нарушения мощность палеоцен-эоценовых пород сокращается до 1500—3000 м, в то время как к югу от него мощность аналогичных образований достигает 4000—5000 м. Однако все скважины, пробуренные впоследствии на Чолокской площади к северу от Чохатурского надвига, вскрыли более чем 4-километровую толщу эффузивов среднего — верхнего эоцена, мощность которых не только не сокращается, но в некоторых случаях, как, например, в скв. 1, увеличивается до 6 км. Следовательно, Чохатурский надвиг, как и Супсинский взброс, не ограничивает распространения палеогенового комплекса Аджаро-Триалетской зоны, который прослеживается вплоть до подножия южного склона Очамчирского свода. Выше по склону палеогеновые отложения либо отсутствуют, либо имеют мощность не более 100 м, характерную для структур Грузинской глыбы. Увеличение мощности палеогена к югу в целом происходит плавно, а на участке между профилями X и XI — по сбросу с амплитудой 400—600 м, который осложняет крутой перегиб размытой поверхности меловых пород.

Строение морского продолжения Аджаро-Триалетской зоны представлено на структурной карте по кровле эоцена (рис. 3). На большей части площади структурные построения выполнены по отражающему горизонту II^a , а на тех участках, где он теряется — с учетом поведения вышележащих горизонтов, которые почти везде залегают согласно с

кровлей эоцена. Как видно из карты, в палеогеновой толще выделяется серия линейных антиклинальных складок, прослеживающихся на расстоянии до 100 км от берега. Складки несколько условно группируются в две антиклинальные зоны — Супсинскую, расположенную на продолжении Гуриисмтебского антиклинория, и Натанебскую. Размеры складок от 10 до 40 км по продольной оси при ширине 5—10 км, амплитуда колеблется от 0,5 до 1,5 км, углы наклона крыльев не превышают 15—20°.

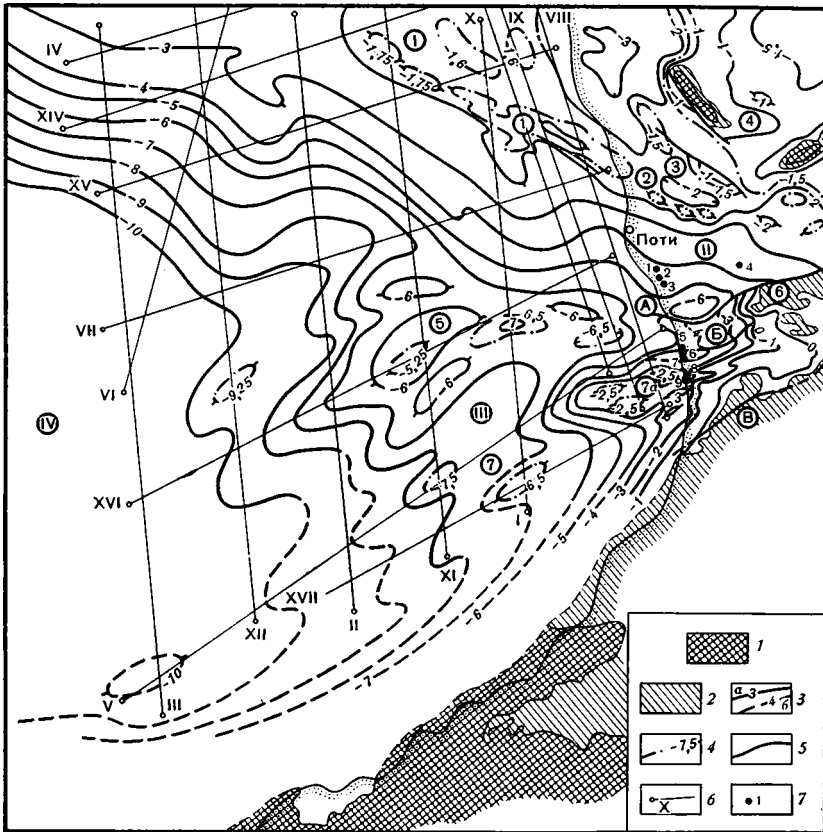


Рис. 3. Структурная карта морского продолжения Аджаро-Триалетской зоны по кровле эоцена

1 — выходы на поверхность меловых пород; 2 — выходы на поверхность палеоцен-эоценовых пород; 3 — изогипсы поверхности эоценовых пород: а — уверенные, б — предполагаемые; 4 — дополнительные изогипсы; 5 — разломы; 6 — сейсмические профили МОГТ; 7 — глубокие скважины. Основные структурно-тектонические единицы: I — Очамчирский свод; II — Рионо-Супсинский прогиб; III — Аджаро-Триалетская зона; IV — Восточно-Черноморская впадина. Антиклинальные зоны (цифры на схеме в кружках): 1 — Кулевская, 2 — Чаладидская; 3 — Квалонская; 4 — Уртинская; 5 — Супсинская; 6 — Гуриисмтебская; 7 — Натанебская; 7а — Натанебское поднятие. Разломы: А — Супсинский, Б — Натанебский, В — Чохатурский. Цифрами обозначены скважины: 1, 2, 3 — Малтаква-3, 2, 1; 4 — Леса-1; 5, 6, 7 — Земо-Натанеби-2, 1, 3; 8, 9 — Чолоки-3, 9

С востока на запад складки быстро погружаются под мощную олигоцен-четвертичную толщу Черноморской впадины. На шельфе глубина залегания кровли эоцена колеблется от 3 км на сводах поднятий до 5 в смежных синклиналях, в глубоководье она увеличивается до 9,5—10 км.

Практически все складки палеогеновых пород конформны со структурами вышележащей толщи, причем наблюдается следующая закономерность: мощность майкопской серии и среднего миоцена — сармата примерно одинакова в синклиналях и на сводах антиклиналей, а мощность эоценов — плиоцена резко изменяется соответственно от 1,5—1,8 км до 200 м (см. рис. 2). Такое соотношение мощностей довольно точно определяет возраст складок, которые сформировались в основном

в результате предэотических тектонических движений. Исключение составляет Натанебское поднятие, на своде которого значительно сокращаются в мощности не только плиоценовые, но и олигоцен-миоценовые отложения. Морфология Натанебского поднятия также существенно отлична: поднятие характеризуется широким пологим сводом, осложненным тремя локальными структурами и крутыми крыльями с углами наклона до 30—35°. Амплитуда поднятия достигает 3 км. К северному его крылу приурочена диапировая антиклиналь Земо-Натанеби, сложенная отложениями майкопской серии и миоцена и выраженная на временных разрезах упомянутой выше зоной потери корреляции отражений (см. рис. 1). Признаки, характерные для Натанебского поднятия: сундучная форма, складки нагнетания, приуроченные к северному крылу, длительное развитие, начавшееся по меньшей мере в олигоценное время, сближают его с центральным блоковым поднятием, выделенным в восточной части Аджаро-Триалетской зоны [1, 3, 4]. Последнее, по мнению И. П. Гамкрелидзе, представляет собой структуру фундамента, унаследованную в осадочном чехле и существующую с мелового времени. О доолигоценной истории Натанебского поднятия судить трудно, потому что реальные отражения глубже горизонта II^a в пределах поднятия получены лишь на единичных профилях и пока не поддаются расшифровке. Однако не исключено, что оно развивалось уже в это время, так как на временных разрезах местами читается заметное уменьшение мощности верхних горизонтов эоценовой толщи по направлению к своду поднятия. По-видимому, сокращенный разрез эоцена вскрывает также скважина Чолоки-3, которая, пройдя немногим более 2 км по вулканогенным породам, на глубине 5039 м вошла в толщу темно-серых, очень крепких слабоизвестковистых аргиллитов предположительно палеоценового возраста.

В прибрежной зоне складки Аджаро-Триалетского прогиба простираются в широтном направлении, затем примерно в средней части континентального склона они изгибаются к юго-западу и уходят в глубоководную впадину, где постепенно выполаживаются и затухают. Эта характерная особенность структур осадочного чехла, сохраняющаяся в олигоцен-четвертичной толще, была установлена еще работами МОВ и послужила основанием для предположения о повороте Аджаро-Триалетской зоны к юго-западу [10]. Позднее И. П. Гамкрелидзе [4] было отмечено, что юго-западное простирание складок на продолжении Аджаро-Триалетии в море само по себе еще не говорит о том, что и вся зона протягивается в том же направлении, так как на суше простирание складок не совпадает с общим простиранием складчатой системы. Однако на суше в большинстве случаев складки подходят к границе зоны под углом 10—20°, в то время как в море разворот складок по отношению к своей первоначальной ориентировке достигает 35—45°. Если предполагать, что в море сохраняются те же углы между общим направлением Аджаро-Триалетской зоны и простиранием складок, приходится все же допустить, что зона поворачивает вслед за складками к юго-западу. О том же говорит и схема распределения мощности палеоцена — эоцена (рис. 4), на которой хорошо видно положение северного борта Аджаро-Триалетского прогиба. Максимальная мощность палеоцен-эоценовой толщи — 5—6 км — наблюдается на шельфе и континентальном склоне Аджарии. В сторону глубоководья она довольно быстро уменьшается до 3—3,5 км, причем широтное простирание изопахит примерно в 20 км от берега меняется на юго-западное. Осевая зона прогиба по материалам сейсморазведки не прослеживается, но, судя по простиранию северного борта, она тоже отгибается к юго-западу и дальше протягивается вдоль подножия южного континентального склона.

Последние отражения от поверхности эоцена получены на профиле XII, после чего горизонт II^a теряется среди кратных волн и на профиле III уже не выделяется. О дальнейшем поведении палеогеновых пород можно говорить только предположительно. Судя по условиям залегания у подножия северного континентального склона и отсутствию в

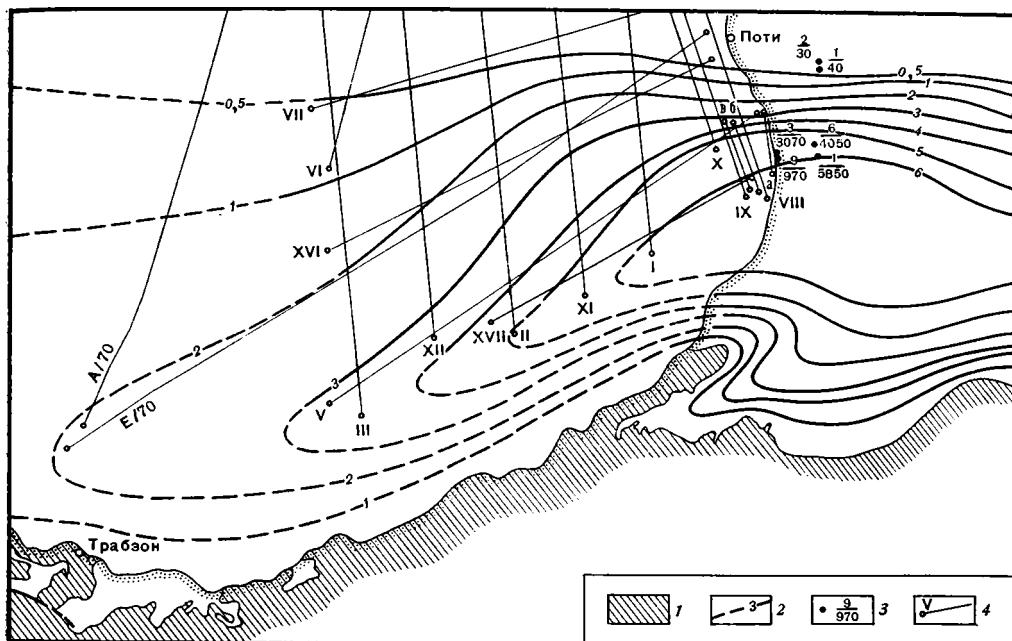


Рис. 4. Схематическая карта мощности палеоцена — эоцена морского продолжения Аджаро-Триалетского прогиба

1 — выходы на поверхность меловых пород; 2 — изопахты палеоцена — эоцена; 3 — скважины, вскрывшие отложения палеоцена — эоцена: в числителе — номер скважин, в знаменателе — вскрытая мощность, м; 4 — сейсмические профили МОГТ. Буквами обозначены профили: а — 03476105; б — 03476112; в — 03476116

глубоководье крупных положительных структур, на которых могли бы выклиниваться глубокие горизонты осадочного чехла, палеогеновая толща распространяется далеко на запад, занимая значительную часть акватории Восточно-Черноморской впадины. В то же время, сопоставляя предлагаемые карты (см. рис. 3 и 4), можно убедиться, что палеоцен-эоценовый комплекс по мере движения на запад теряет два важнейших признака, характерных для Аджаро-Триалетской складчатой системы — большие мощности и складчатые формы залегания. Последние отголоски складчатой структуры отмечаются в районе Трабзона на пересечении профилей А/70 и Е/70, где в отложениях неогена зафиксирована пологая антиклиналь субширотного простирания. Учитывая согласное залегание олигоцен-четвертичных и палеоцен-эоценовых пород, можно допустить, что сюда же прослеживается южная зона Аджаро-Триалетских складок. Дальше к западу палеоген представлен практически недислоцированными отложениями мощностью 1—1,5 км. Именно эту область смены мощного складчатого палеогена менее мощной пологолежащей толщей следует считать западным окончанием Аджаро-Триалетской складчатой системы. Быстрое изменение мощности и структуры палеогеновых пород позволяет предполагать, что в том же направлении происходит изменение их петрографического состава. Западнее Трабзона в палеогеновых отложениях, по-видимому, существенно увеличивается роль карбонатных и глинистых фаций, преобладающих в разрезе одновозрастных пород окружающей суши.

Литература

1. Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. — Геотектоника, 1974, № 1, с. 78—94.
2. Басенцян Ш. А., Свистунов Ю. И., Шенгелия М. И. Строение неоген-четвертичных отложений морского продолжения Гурийского прогиба (по геофизическим данным). — Экспресс-инф. ВИАМС, Морская геол. и геофизика, 1978, № 2, с. 37—43.
3. Белоусов В. В. Складчатость Триалетского хребта (морфология, история, механизм

- образования).— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 110—133.
4. *Гамкрелидзе И. П.* Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза.— Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Нов. сер. Тбилиси: Мецниереба, 1976, вып. 52. 226 с.
 5. *Гамкрелидзе П. Д.* Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы.— Ин-т геологии и минералогии АН ГССР. Монографии, № 2. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1949.
 6. *Лалиев А. Г.* К вопросу геотектонической природы и истории геологического развития Колхидской низменности.— Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Геол. сер., 1957, т. X (XV).
 7. *Лалиев А. Г., Зиракадзе М. И.* О границе между Грузинской глыбой и Аджаро-Триалетской складчатой системой в юго-западной Грузии.— Тр. ГПИ. Тбилиси, 1972, № 8 (156), с. 41—45.
 8. *Леонов Г. П.* К вопросу о соотношении и типе геологического развития Аджаро-Триалетской и Восточно-Понтийской тектонических единиц.— Вестн. МГУ, 1971, № 3, с. 27—44.
 9. *Окроемчелидзе Д. П.* Разведка верхнемелового — миоценового комплекса Южно-Колхидского прогиба Грузии.— Нефтегаз. геология и геофизика, 1979, вып. 6, с. 3—5.
 10. *Терехов А. А.* Современный структурный план мезозойско-кайнозойских отложений восточной части Черного моря (по материалам геофизических исследований): Автореф. канд. дис. М.: Геол. ф-т МГУ, 1974. 19 с.
 11. *Терехов А. А.* Особенности строения мезозойско-кайнозойских отложений в восточной части Черного моря (по материалам сейсмических исследований МОВ).— Геотектоника, 1979, № 2, с. 108—120.
 12. *Туголесов Д. А.* Современная структура Черноморской впадины.— Сов. геология, 1976, № 7, с. 72—85.
 13. *Янин А. Л., Басенция Ш. А., Пилипенко А. И., Шлезингер А. Е.* Новые данные о времени образования глубоководной Черноморской впадины.— Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 1, с. 223—227.
 14. *Янин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н., Николаева Е. Я., Шимкус К. М., Шлезингер А. Е.* Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 5, с. 42—69.

НИПИОкеангеофизика
Геленджик

Поступила в редакцию
3.II.1982

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.242.51

БИРЮЛЬКИН Г. В., КУДРЯВЦЕВ В. А., НУЖНОВ С. В.

СТОИТ ЛИ РЕШАТЬ АЛЬТЕРНАТИВУ?

Рецензия на статью А. Ф. Грачева, В. С. Федоровского

«Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны
или островные дуги?» — Геотектоника, 1980, № 5

Структуры, выполненные докембрийскими зеленокаменными формациями, представляют собой крайне сложные объекты для изучения. В литературе известны различные варианты их трактовки, обусловленные особенностями применяемой тем или иным исследователем методики структурных построений. Статья А. Ф. Грачева и В. С. Федоровского привлекает внимание смелой попыткой дать новую интерпретацию древним зеленокаменным структурам. Вместе с тем многие положения статьи при внимательном рассмотрении оказываются нечетко сформулированными и в ряде случаев противоречат имеющимся геологическим данным.

Список замечаний следует начать с термина «зеленокаменный пояс», который в статье строго не регламентирован и применяется для обозначения структурных провинций, частных структур, а также как синоним термина «офиолитовый пояс». Только перечень формаций, характерных для «зеленокаменных поясов» (с. 5—7), и ссылки на малоупотребительные сейчас термины «трог» и «троговый комплекс» (с. 6, 7) позволяют понять, что в данном случае речь идет о зонах преобладающего развития формаций эвгеосинклинального типа. Термин «зеленокаменный пояс» применяется авторами статьи по существу в качестве термина свободного пользования, а в рецензии сохраняется в кавычках, когда возникает опасность исказить терминологию авторов. Структуры, называемые в статье «зеленокаменными поясами», рассматриваются нами как сохранившиеся в современном эрозионном срезе фрагменты древних складчатых систем, ограниченные более молодыми разломами [13, 18].

Рассмотрим с наиболее общих позиций значение альтернативы «рифтовые зоны или островные дуги». 30 лет назад (вспомним работу М. Кэя о геосинклиналих Северной Америки под редакцией Н. С. Шатского [15]) островные дуги действительно считались наиболее вероятными аналогами эвгессинклиналей. Если встать на позиции авторов статьи, отстаивающих основные положения плитной тектоники, в частности спрединг океанического ложа, то вряд ли можно отрицать вероятность присутствия среди эвгеосинклинальных формаций самых различных генетических типов океанических образований (рифтогенных, срединно-океанических хребтов, океанических плит, островных дуг, глубоководных желобов, зон субдукции и т. д.). Оказываясь в пределах континента, эвгеосинклинальные формации претерпевают глубокую переработку и приобретают исключительно сложное строение (напряженная складчатость, раздавливание в зонах разломов, чешуйчатое перемещение по надвигам, образование тектонического меланжа). В подобных условиях попытки пространственного обособления и картирования первичных генетических типов океанических образований даже для альпийских геосинклиналей представляют собой крайне трудную и сейчас почти неразрешимую задачу. Здесь нельзя не отметить попытки описания простого строения эвгеосинклинальных образований палеозойд, в частности на Урале, в бассейне р. Шулдак [10]. Однако они предприняты в пределах локальных участков, весьма далеки от уровня региональных обобщений и нуждаются в проверке геолого-съемочными работами. Тем более, это справедливо для зеленокаменных формаций докембрия, претерпевших исключительно глубокие изменения (неоднократную и многопорядковую складчатость, метаморфизм, замещение гранито-гнейсами, вторичное расщепление). Поэтому правильнее думать, что генезис древних эвгеосинклинальных формаций и сложенных ими структур гораздо разнообразнее и сложнее, чем предусматривает альтернатива «рифты или дуги», иными словами, в составе этих формаций могут участвовать различные перечисленные выше типы океанических образований (в том числе и рифтовые, и островодужные).

Вопрос о современных аналогах геосинклиналей далеко не так прост. И. В. Хворова с соавторами [10] показала, например, что формации эвгеосинклиналей прошлого существенно отличаются от океанических. Возможно, что в качестве проблематичных аналогов геосинклиналей следует рассматривать не океаны в целом, а некоторые окраинные моря вместе с обрамляющими их островными дугами, которые представляют лишь часть их сложной структуры [5].

Не исключено и существование в раннем докембрии множества мелких океанов. Таким образом, проблема заключается не в решении альтернативы «рифты или дуги», а в выделении формаций и структур разных генетических типов.

Так же, по-видимому, более сложен и генезис древних базальтов. Используя химические анализы базальтов, авторы статьи пытаются убедить читателя при помощи диаграмм AFM, CaO — MgO — Al₂O₃ и др. в том, что в докембрийских «зеленокаменных поясах» развиты исключительно рифтогенные вулканы. Подчеркнутые в статье особенности химизма древних базальтов известны в литературе и получили иное объяснение. Например, по А. А. Маракушеву и др. [17], при метаморфизме эвгеосинклинальных базальтов привносимый натрий вытесняет калий и частично кальций, что приводит к образованию единой петрохимической группы метаморфических пород, которые отличаются от исходных базальтов низкой величиной отношения CaO : Na₂O. Таким образом, отмеченные в статье петрохимические особенности докембрийских базальтов, могли возникнуть и в результате метаморфизма, что, к сожалению, не рассмотрено А. Ф. Грачевым и В. С. Федоровским. Авторы вслед за Т. Пирсом [25] приходят к выводу, что абиссальные толеиты и толеиты раннего докембрия, по данным кластерного анализа, образуют одну группу, а базальты островных дуг — другую. Отсюда делается вывод (по нашему мнению отнюдь не бесспорный), что раннедокембрийские толеиты имеют исключительно рифтогенное происхождение. Как показал Дж. Пирс [24], среди вулканитов раннего докембрия встречаются петрохимические аналоги не только абиссальных толеитов, но и других типов базальтов, что подчеркивает односторонность сделанных авторами выводов.

В статье говорится о «зеленокаменных поясах» четырех этапов развития. Наиболее молодой из них (четвертый) не рассматривается «ввиду того, что структурная позиция самых молодых докембрийских поясов не вызывает сомнений» (с. 3). Нетрудно заметить, что хронологический объем «четвертого этапа» (от 1,9 млрд. лет и моложе) превышает длительность последнего мегаэона, или неогенкума, и называть его этапом конечно нельзя. В то же время не вызывающая у авторов статьи сомнений тектоническая позиция «зеленокаменных поясов» рифейского и предрифейского возраста является предметом острой и длительной дискуссии (например, проблема эвгеосинклинального рифея в Алтае-Саянской области или Центральной Казахстане). Длительность каждого из первого — третьего этапов оценивается в пределах первых сотен миллионов лет, однако рубежи между ними получают разные датировки во вводимом (с. 3) и описательных (с. 5, 8, 10) разделах статьи. Приводимых данных о возрасте рвуших интрузий и фундамента недостаточно для разграничения во времени третьего (Лабрадорский и Имадра-Вазугский «пояса») и второго («пояса» Карелии и частично Восточной Сибири) этапов.

Структурно-стратиграфические представления авторов статьи наиболее подробно освещаются по материалам запада Алданского щита и Байкальской горной области. Сопоставление рецензируемой статьи с предшествующими публикациями [8, 16, 22], показывает, что представления авторов, хотя и претерпели определенную эволюцию, но по-прежнему опираются на главные выводы, получаемые при среднемасштабном геологическом картировании в 60-х годах. Сейчас на западе Алданского щита в большом объеме выполнены детальные геологические съемки и геологоразведочные работы, сопровождающиеся петроструктурными исследованиями. Результаты этих работ во многом опровергают прежние представления. Остановимся на главных противоречиях.

По авторам статьи, для нижней части «трогового комплекса» (Кодаро-Удоканский район) характерны многократно повторяющиеся циклы основных вулканитов, сланцев, кварцитов и железистых кварцитов, а для верхней (Северо-Байкальское нагорье) — пестрые толщи самых разнообразных пород (с. 7). Достоверность построения разрезов древних зеленокаменных формаций находится, как известно, в прямой зависимости от структурных представлений исследователей. Поясним это некоторыми примерами. Не так давно В. С. Федоровский и А. М. Лейтес [23] рассматривали зеленокаменные структуры запада Алданского щита в качестве узких и длинных корытообразных приразломных синклиналей или «эвгеосинклинальных трогов», а в выполняющих их толщах видели формационные аналоги нижних уровней удоканских (нижнепротерозойских) отложений. Другие исследователи, в частности А. Ф. Петров [20], считают те же зеленокаменные структуры «складчатыми моноклиналями», которые образовались на месте «межгорных впадин». Третий исследователь, в том числе и рецензенты, имели возможность убедиться в широком территориальном (а отнюдь не только в «трогах») распространении верхнеархейских толщ и их сложной складчатости [12]. Каждому из отмеченных структурных вариантов (в действительности их больше) соответствует определенная трактовка последовательности залегания толщ, изменчивости их состава и мощности. Так, по схеме, применяемой ПГО «Якутскгеология», позднеархейские отложения (субганский комплекс) имеют значительно более сложное строение по сравнению со схемой А. Ф. Грачева и В. С. Федоровского [1].

Удоканские (нижнепротерозойские) отложения, по мнению авторов статьи, залегают на верхнеархейских зеленокаменных образованиях согласно. Отметим, что между этими комплексами установлен структурное несогласие [3, 14]. В пределах зеленокаменных структур авторами статьи признается существование лишь отдельных зон напращенной складчатости. Последняя, по данным детального картирования, развита регионально. А. Ф. Грачев и В. С. Федоровский отстаивают свои прежние представления о нижнепротерозойском возрасте метаморфизма, складчатости и гранитизации позднеархейских толщ, что также опровергается данными детальных исследований [2, 13]. Авторы статьи не придают значения доудоканским положительным структурам, которые разделяют главные зоны развития позднеархейских зеленокаменных образований. Эти структуры почти полностью отождествляются со «всплывшими» гранито-гнейсовыми куполами (с. 8) нижнепротерозойского возраста. Последнему противоречат данные о несогласном залегании удоканских отложений на гранитизированных архейских толщах

и гранитоидах [12, 21], широком распространении галек гранитов и гранито-гнейсов в базальных конгломератах удоканского комплекса [4, 11], наложении удоканского метаморфизма на гранито-гнейсы, которые замещают позднерархейские толщи [14], а также данные абсолютного возраста гранито-гнейсов, превышающие 2500 млн. лет [6, 7]. Эти данные в совокупности позволяют думать, что большая часть гранито-гнейсов имеет позднерархейский возраст.

В рецензируемой статье широко используется зарубежная литература, на основе анализа которой дается корреляционная схема разрезов докембрия «древних зеленокаменных поясов» (рис. 1, с. 4). Ранее мы отмечали, что определение последовательности формаций в разрезах древних зеленокаменных толщ обусловлено методикой структурных построений; разрезы, составленные на основе разных методов, отличаются друг от друга стратиграфической последовательностью формаций, оценкой их мощности и интерпретацией фациальной изменчивости. Поскольку в статье не указаны методы расчленения строения разрезов, приведенная корреляционная схема не только теряет информативность, но и вводит читателя в заблуждение кажущейся однозначностью.

Отсутствие критического разбора современных противоречий в трактовке структур, называемых «зеленокаменными поясами», является, пожалуй, наиболее существенным недостатком рассматриваемой статьи.

Представления о древних зеленокаменных структурах как о рифтах мало чем отличаются от прежней их интерпретации в качестве приразломных прогибов (автономные эвгеосинклинальные «троги», палеоавлакогены и др.). Все эти трактовки, в том числе и рифтовая (безотносительно к тому, о каких рифтах идет речь, — океанических или континентальных), основаны на предположении о наличии древних разломов, контролирующих заложение и развитие зеленокаменных структур. В действительности наблюдаемые разломы пересекают зеленокаменные формации и осложняющие их строение складчатые формы и имеют более молодой возраст [12, 13]. Следы доскладчатых разломов устанавливаются по деформированным зонам бластомилонитов и диафоритов, но и эти разломы имеют постседиментационный возраст по отношению к зеленокаменным формациям. Более древние разрывные нарушения пока неизвестны. Таким образом, представления о «троговой», рифтовой и т. д. природе «зеленокаменных поясов» можно рассматривать только как предположительные.

В заключение необходимо отметить, что статья А. Ф. Грачева и В. С. Федоровского отражает одну из частных точек зрения на строение и историю развития зеленокаменных структур глубокого докембрия, но не вносит решающей ясности в дискуссионные проблемы, связанные с трактовкой особенностей их формирования, а также не оправдывает ни постановку, ни предпринятую попытку решения заданной в заглавии статьи альтернативы. Так, материалы статьи не опровергают по Алданскому щиту возможности представлений о том, что в субганское (позднерархейское) время накапливались эвгеосинклинальные (или, согласно сторонникам плитной тектоники, океанические, в том числе и рифтогенные) образования, после складчатости которых в позднесубганское время произошла мощная гранитизация и сформировались главные черты строения доудоканских структур, выполненных зеленокаменными формациями. По-прежнему открытым остается вопрос о досубганской гранитизации, а также вопрос о существовании в позднем архее единого праокеана или множества мелких океанов.

Литература

1. Ахметов Р. Н., Бирюлькин Г. В., Княжев А. С. и др. Верхний архей и ранний протерозой Алданского щита. — В кн.: Стратиграфия верхнего архея и раннего протерозоя Средней Сибири. М.: 1981, с. 17—23 (обзор ВИЭМС).
2. Ахметов Р. Н., Кудрявцев В. А. Позднерархейский метаморфизм на западе Алданского щита. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 1, с. 104—120.
3. Бирюлькин Г. В., Кудрявцев В. А. Нижне-среднепротерозойские отложения Чаро-Олекминского междуречья. — В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 93—100.
4. Бирюлькин Г. В., Левин В. И. Результаты изучения галек угуйского комплекса Алданского щита. — В кн.: Новости геологии Якутии. Вып. II. Якутск: Якутское книжное изд-во, 1972, с. 24—27.
5. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 260 с.
6. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука. 332 с.
7. Горелов Г. Ф., Амшинский Н. Н., Меленевский В. Н. Возраст Ималыкской группы месторождений железистых кварцитов Чаро-Токкинского района Алданского щита. — В кн.: Генезис и перспективная оценка главнейших типов железорудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1980, с. 26—32.
8. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов. — Сов. геология, 1970, № 12, с. 121—122.
9. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
10. Зоненшайн Л. П. Палеоокеанологические исследования на Урале. — Земля и Вселенная, 1981, № 5, с. 63—66.
11. Кудрявцев В. А., Ахметов Р. Н., Бирюлькин Г. В. Структурно-вещественные комплексы докембрия Темуляуит-Тунгурчинской складчатой зоны Алданского щита. — В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 49—60.

12. *Кудрявцев В. А.* Главные структурные несогласия в докембрии запада Алданского щита.— Геол. и геофизика, 1980, № 1, с. 39—52.
13. *Кудрявцев В. А., Нужнов С. В.* Верхнеархейские структуры Алданского щита.— Геол. и геофизика, 1981, № 6, с. 28—38.
14. *Кудрявцев В. А., Харитонов А. Л.* Структурные соотношения среднедокембрийских комплексов на востоке Удоканского хребта.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 5, с. 1195—1198.
15. *Кэй М.* Геосинклинали Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 242 с.
16. *Лейтес А. М., Федоровский В. С.* Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978, с. 109—170.
17. *Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А.* Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971, с. 202—221.
18. *Нужнов С. В., Кудрявцев В. А., Ахметов Р. Н.* О выделении сахаборских (позднеархейских) отложений Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 1, с. 164—166.
19. Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. 235 с.
20. *Петров А. Ф.* Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1966. 120 с.
21. *Свешников К. И.* Обоснование нормального разреза низов удоканской серии.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. 1969, вып. 35, ч. 1, с. 39—43.
22. *Федоровский В. С.* Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.
23. *Федоровский В. С., Лейтес А. М.* О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4, с. 114—127.
24. *Pearce J. A.* Statistical analysis of major element patterns in Basalts.— J. Petrol., 1976, v. 17, № 1.
25. *Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C.* The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks.— Earth Planet. Sci. Lett., 1977, v. 36.

Центральная комплексная
тематическая экспедиция
ПГО «Якутскгеология», ВИМС

Поступила в редакцию
11.XII.1981

ХРОНИКА

УДК 551.242

ВСЕСОЮЗНОЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ «ПРОБЛЕМЫ ДВИЖЕНИЙ И СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ»

В течение 31 января — 3 февраля 1983 г. в Московском государственном университете проходило ежегодное Всесоюзное тектоническое совещание, организованное Межведомственным тектоническим комитетом. На совещании обсуждались результаты исследований по геодинамике, которые проводятся тектонистами, математиками, физиками, физикохимиками и геохимиками. Такое обсуждение, что подчеркивалось многими участниками совещания, показало его высокую плодотворность и вместе с тем существование острой необходимости в более тесных контактах между учеными этих специальностей.

Неослабевавший интерес к обсуждавшимся вопросам выразился в том, что доклады и дискуссии проходили при полной аудитории, а также в том, что с обсуждением докладов выступило около 40 участников совещания.

После вступительного слова председателя комитета Ю. М. Пушаровского, был заслушан доклад Ю. А. Косыгина, в котором основное внимание было уделено философско-методологическим аспектам подхода к решению рассматриваемой проблемы. В докладе подчеркивалась важная роль научных гипотез в практической геологической работе и в организации научных исследований. Существенной стороной разрабатываемых представлений должна быть тесная взаимоувязанность надежных и многосторонних геологических наблюдений, экспериментальных исследований и физически корректных моделей.

Последующие доклады объединялись в три взаимосвязанных и последовательно обсуждавшихся раздела: а) новые данные по условиям формирования Солнечной системы, б) энергетические источники и условия движений в мантии и в) связь структурообразующих движений во внешней оболочке Земли с движениями в мантии.

Обсуждение вещественно-структурной эволюции Земли, выбор направления ее исследований и их результаты существенно зависят от принимаемых начальных условий такой эволюции. К числу таких условий в первую очередь относятся данные по агрегатному состоянию, степени гомогенности вещества и аккумуляционной схемы формирования планет Солнечной системы. Этим вопросам были посвящены доклады Т. М. Энеева, В. В. Белецкого (ИПМ АН СССР) и В. С. Сафронова (ИФЗ АН СССР). В докладах подчеркивалось, что по этим вопросам наиболее плодотворно развиваются идеи Канта, Лапласа и Шмидта о формировании Солнечной системы из единой протопланетной туманности путем аккумуляции составляющего ее вещества.

Исследования, проводимые в ИПМ АН СССР и доложенные Т. М. Энеевым, представляют углубленную математическую разработку идей О. Ю. Шмидта и приводят к схеме, названной предельной моделью аккумуляции. Согласно этой схеме, протопланетное облако неизбежно должно было распасться на систему промежуточных протопланетных гигантских сгустков вещества с плотностью на несколько порядков меньшей плотности твердых тел и продолжительностью существования порядка 10^4 — 10^5 лет. Исследования В. В. Белецкого показывают, что существование таких протопланетных сгустков обуславливает важную роль в их эволюции двух факторов: приливной эволюции вращательных движений (на несколько порядков больших, чем в современную эпоху) и процесса сжатия протопланет до современных размеров. Воздействием обоих факторов удовлетворительно описываются современное разнообразие наклонений и вращений планет, а также наблюдаемые закономерности резонансных вращений некоторых планет и их спутников.

Вопросы энергетических источников и условий движений в мантии рассматривались в докладе В. П. Мясникова, В. Е. Фадеева (МГУ), В. Л. Новикова, Ю. В. Сазонова (МЭИ), Е. В. Артюшкова, А. В. Каракина, В. Н. Жаркова, В. О. Михайлова (ИФЗ АН СССР), В. П. Кеонджяна (ИО АН СССР), П. Н. Кропоткина, В. Н. Ефремова (ГИН АН СССР) и В. К. Кучая (ИГ АН ТаджССР).

Среди рассмотренных моделей только геодинамическая модель П. Н. Кропоткина и В. Н. Ефремова связывает мобилистические представления о структурной эволюции Земли с идеями В. А. Обручева о пульсационных осцилляциях ее радиуса; другие доложенные геодинамические модели опираются на признание конвективных движений в мантии. Наряду с упрощенным предположением о тепловой природе конвективных движений (В. Н. Жарков) и его некоторыми модификациями (Е. В. Артюшков, В. К. Кучай) обоснован новый класс моделей, рассматривающих вещественно-гравитационную природу конвективных движений.

В ряде численных моделей В. П. Кеонджян показал перспективность такого подхода и качественную возможность получить конвективные режимы с интенсивностью и периодичностью, необходимыми для объяснения рассматриваемых плитной тектонической скоростей движения и размеров литосферных плит, а также для объяснения некоторой осредненной продолжительности циклов геологической эволюции Земли с периодом порядка сотен миллионов лет.

В докладе автора нового класса моделей В. П. Мясникова приведено обоснование вещественно-гравитационной природы конвективных движений в мантии и рассмотрены основные теоретические следствия такого подхода к анализу эволюции Земли. Показано, что при отсутствии специальных предположений о строении Земли на начальном этапе, ее эволюция постоянно содержит две последовательные стадии: а) химическое расслоение на оболочки с фиксированным составом любого малого объема и б) медленная эволюция с конвекцией в химически однородных оболочках. Для обеих стадий характерно нестационарное перемешивание вещества в недрах, а промежуточная расслоенная структура существенно зависит от строения Земли на начальном этапе. С характерным свойством конвективных состояний — нестационарностью — связаны перестройки глобальной структуры конвективных движений и вызванные этим перестройки основных элементов структуры коровой оболочки. На стадии медленных движений взаимодействие конвективных потоков мантии с пограничным слоем (литосферой) порождает ряд разномасштабных процессов с различными характерными временами протекания. Особенностью горизонтальных движений является их слоистость.

При рассмотрении группы асимптотических численных моделей, основанных на принципах В. П. Мясникова, В. Л. Новиковым и Ю. В. Сазоновым показано, что конвективные движения возникают в результате распада химически однородного и гравитационно неустойчивого стратифицированного разреза, который формируется в длительном времени при вещественно-гравитационной дифференциации. Особенностью таких движений является чередование относительно длительных промежутков медленных и кратковременных промежутков быстрых движений. Нестационарность процесса обуславливает в общем случае незамкнутость траекторий частиц, а весь процесс сопровождается раздроблением масштаба неоднородности; каждая из новообразованных неоднородностей развивается после такого раздробления в своем масштабе времени.

В докладе А. В. Каракина, В. П. Мясникова, В. Е. Фадеева обсуждалось поведение физических полей для различных типов разреза континентальной коры, покоящейся на однородной мантии. Показано, что при любых конфигурациях разреза коры и при отсутствии на нее внешних воздействий в континентальной массе неизбежно возникают тектонические движения. Без учета специального влияния эрозии рельефа роль возникающих волнообразных движений сводится к выравниванию рельефа поверхности и подошвы континентальной массы в течение времени, которое определяется разностью плотности, вязкостью и геометрией разреза. Следствием таких движений является возможность возбуждения ими под континентом автономных конвективных движений, обособлению автономной конвективной области в континентальном корне», глубина которого может простирается до основания верхней мантии.

В докладе В. Е. Фадеева обсуждались возможности количественной интерпретации и выделения аномального гравитационного поля, которое связано с мантийными неоднородностями, обусловленными конвективными движениями.

Важный аспект динамики движений в масштабе медленной эволюции обсуждался в докладе Л. М. Трускиновского, О. Л. Кускова и Н. И. Хитарова (ГЕОХИ АН СССР). Обращено внимание на то, что химические и фазовые превращения вещества могут сопровождаться выделением и поглощением тепла, а также изменением объема, т. е. перемещением вещества и возникновением напряжений.

В ряде численных моделей, которые количественно учитывают горизонтальную плотностную неоднородность на границе континент — океан и динамику отложения призм осадков с определенной конфигурацией в разрезе, В. О. Михайлов показал широкие возможности получения высоких степеней подобия этих моделей реальным геологическим структурам.

Вопросы связи структурообразования во внешней оболочке Земли с движениями в мантии рассматривались в группе докладов тектонистов, геофизиков и геохимиков. В докладе А. А. Савельева (ГИН АН СССР) обсуждались возможности выявления характера движений в мантии по анализу данных геологических наблюдений. К их числу относятся: многопорядковая ритмичность тектонической активности, ее синхронность эпохам затопления и осушения материков с характерными продолжительностями для каждого типа ритмов, характерными масштабами латеральных и вертикальных движений, глубинами зарождения таких движений, отраженных в составах мантийных пород (тектонических фрагментов и расплавов), выносимых на поверхность. На основе этих и ряда других геологических данных сейчас можно говорить о том, что: а) латеральные и вертикальные движения во внешней оболочке порождаются конвективными движениями в мантии и являются тесно и функционально взаимосвязанными; б) движениям такого рода подвержена вся охватываемая геологическими наблюдениями вертикальная протяженность коры и верхней мантии; в) движения связаны с деформацией межслоевых границ в вещественно и структурно расслоенном разрезе коры и верхней мантии.

В докладе Ю. Д. Пушкарева (Кольский ФАН СССР) было подчеркнута еще одно выражение конвективных движений: пульсирующий режим выноса из недр Земли различных и в том числе радиоактивных элементов.

А. В. Лукьянов (ГИН АН СССР) на основе геологических наблюдений и физического моделирования показал, что движения в земной коре тесно связаны с образо-

ванием и разрушением гравитационно неустойчивых латеральных плотностных неоднородностей. Релаксация этих неоднородностей порождает сложное сочетание горизонтальных и вертикальных движений, при которых в перемещающихся массах на разных их участках закономерно чередуются зоны растяжения и сжатия.

Анализируя полевые наблюдения и привлекая данные физических экспериментов, Г. Н. Савельева, Е. А. Денисова и С. А. Щербаков (ГИН АН СССР) показали, что тектонические фрагменты мантийных габбро-ультрабазитовых комплексов из офиолитовых ассоциаций содержат в себе следы многоэтапных пластических деформаций. Эти деформации сопровождали вязкое течение пород в твердом состоянии, перестройку и последовательную смену равновесных минеральных ассоциаций, тектур пород и протекали на различных уровнях верхней мантии и нижней части корового слоя.

Анализируя сейсмические неоднородности земной коры и верхней мантии, Н. И. Павленкова (ИФЗ АН СССР) показала, что в настоящее время отсутствуют документальные данные о существовании в современной структуре Земли сплошного астеносферного слоя. Показано вместе с тем, что характерной особенностью разреза коры и верхней мантии является неравномерное и островное распределение по вертикали и латерали астенолитов.

В докладах Г. С. Закарнадзе и А. Л. Книппера (ГЕОХИ, ГИН АН СССР), Ш. А. Адамия (ГИН ГССР), С. В. Руженцева и С. Д. Соколова (ГИН АН СССР), а также В. Г. Трифонова, В. И. Макарова, Г. А. Вострикова (ГИН АН СССР) было рассмотрено геологическое выражение структурообразующих движений коры в океанических сегментах и на их окраинах в течение мезозойско-кайнозойского этапа геологической эволюции Земли.

Состоявшиеся доклады и их обсуждение показали, что структурообразующие процессы во внешних оболочках Земли функционально взаимосвязаны с явлениями и процессами, протекающими в ее глубинных оболочках. Геологические наблюдения позволяют выделить ряд фундаментальных свойств структурообразующих процессов, которые могут быть положены в основу геодинамической модели эволюции Земли. К ним относятся: а) многопорядковая ритмичность эволюции, б) чередование относительно длительных периодов тектонического покоя и сравнительно кратковременных вспышек активности, во время которых происходит в) обмен веществом и энергией между глубинными и поверхностными оболочками, г) вещественно-структурная стратификация оболочек, д) перестройка во времени структурного рисунка коровой оболочки, в результате чего образуются автономные структурные единицы с дискордантными соотношениями.

В последнее время вместе с этим активно разрабатывается математический аппарат описания геологических явлений и процессов для создания корректных физических моделей. Их обсуждение показало, что перспективной основой таких моделей является представление о конвективном механизме движений в мантии, его вещественно-гравитационной природе и описание структурообразующих процессов на основе упруговязкой реологии.

Обсуждение докладов показало вместе с тем, что между разрабатываемыми физическими моделями и геологическими наблюдениями все еще остается существенный разрыв. Преодоление его — одна из главных задач ближайшего будущего. Решение такой задачи может быть осуществлено только путем активного привлечения к геодинамическим исследованиям специалистов по физике, математике, химии, геохимии как на базе существующих институтов, вычислительных центров, так и на основе межинститутского научного сотрудничества.

На заседании бюро Межведомственного тектонического комитета, состоявшегося на следующий день после завершения работы совещания, была утверждена тема Всесоюзного совещания в 1984 г. — Тектоника и некоторые проблемы металлогении раннего докембрия.

А. А. Савельев

УДК 551.242

РЕШЕНИЕ ВСЕСОЮЗНОГО СОВЕЩАНИЯ «ПРОБЛЕМЫ ДВИЖЕНИЙ И СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ»

(Москва, 31 января — 3 февраля 1983 г.)

Состоявшиеся на совещании доклады и их обсуждение показали, что тематика совещания актуальна и привлекает в последние годы нарастающее внимание исследователей. Привлечение к участию в совещании математиков, физиков и геохимиков создало благоприятные условия для комплексного и углубленного рассмотрения кардинальных проблем тектогенеза на Земле. В докладах было показано, что структурообразующие процессы во внешних оболочках Земли функционально взаимосвязаны с процессами и явлениями, протекающими в ее глубинных оболочках. Геологические наблюдения позволяют выделить ряд фундаментальных свойств структурообразующих процессов, которые могут быть положены в основу модели геодинамической эволюции Земли. Одним из них является отчетливая и многопорядковая ритмичность режима структурообразования с чередованием относительно длительных периодов покоя и

сравнительно кратковременных вспышек тектонической активности, во время которых происходит обмен веществом и энергией между глубинными и поверхностными частями Земли.

Перспективно представление о вещественно-структурной стратификации верхних оболочек и сложности их строения, выражающейся в сочетании автономных структурных единиц с дискордантными взаимоотношениями.

Необходимо усиление исследований по изучению напряженного состояния горных пород в региональных масштабах.

Совещание показало, что в качестве основы геодинамических моделей все более широко применяются представления о гравитационно-вещественной природе конвективного механизма движения материала в мантии. Плодотворна идея о возможности описывать структурообразующие движения на основе упруговязкоэластических свойств пород.

Широкую область для предстоящих исследований охватывает группа проблем, касающихся конкретной связи движений в мантии с формированием структурных элементов внешней оболочки Земли и сопровождающих эти явления физико-химических процессов. Решение этих проблем открывает возможность для создания уточненных критериев минерагенического прогнозирования. Очень важное значение имеет дальнейшее развитие представлений о вещественных, структурных и геофизических неоднородностях в различных геосферах.

В настоящее время в нашей стране активно разрабатывается математический аппарат для описания геологических явлений и процессов и для создания их численных моделей. Развитие методов математического моделирования и привлечение данных физико-химического эксперимента способствует созданию и совершенствованию геологических моделей эволюции Земли и отдельных ее структур.

Совещание показало, что для проведения таких работ необходимы: а) разработка и совершенствование разветвленных математических моделей тектонических процессов и явлений; б) привлечение к геодинамическим исследованиям специалистов по физике, математике и геохимии для совместного решения физико-геологических задач на базе существующих институтов, ВЦ или межинститутского научного сотрудничества.

Совещание вместе с тем показало, что все еще имеет место недостаточная увязка предложенных физических моделей с конкретными данными о строении и развитии земной коры в целом и отдельных ее регионов, в особенности складчатых геосинклинальных поясов. Этот разрыв между теоретическими моделями и анализом реальных структур коры и литосферы должен быть преодолен в ближайшем будущем. Совещание отмечает желательность усиления работ в области экспериментальной тектоники, физического моделирования тектонических деформаций и поручает бюро Тектонического комитета рассмотреть вопрос об организационных формах развития этих исследований.

Совещание отмечает, что рассмотренные проблемы тесно связаны с разработкой крупной международной программы «Литосфера» и выполненные исследования отражают участие советских тектонистов в реализации этой программы. Совещание считает, что необходимо издать сборник прочитанных докладов. Совещание поручает бюро Тектонического комитета наметить тематику следующего совещания с учетом высказанных пожеланий.

Редакционная коллегия

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, И. В. ЛУЧИЦКИЙ, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, А. А. МОССАКОВСКИЙ, А. В. ПЕЙВЕ,
Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ (главный редактор), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС**

Адрес редакции

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

Зав. редакцией *Б. Д. Гриль*

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 06.05.83 Подписано к печати 20.06.83 Т-09371 Формат бумаги 70×108¹/₁₆
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2 Усл. кр.-отт. 19,7 тыс. Уч.-изд. листов 12,5 Бум. л. 4,0
Тираж 1730 экз. Зак. 4553

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

Ж 17

ПИЖЕВСКИЙ 7

ГЕОЛОГ ИН-Т АН СССР

СОКОЛОВУ С Д

70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

ГЕОЛОГИЯ И МАГМАТИЗМ МОНГОЛИИ. (Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции. Вып. 30). 1979. 235 с. 4 р. 10 к.

В этом выпуске трудов подведены итоги 10-летних геологических и палеонтологических работ советских и монгольских ученых на территории МНР. Впервые публикуются карта магматических формаций МНР и объяснительная записка к ней. Рассматриваются важнейшие аспекты становления континентальной коры в различных структурно-формационных зонах МНР, роль магматизма, характерные черты металлогении. На основе закономерностей размещения магматических формаций на территории МНР рассмотрены перспективы поисков месторождений эндогенных полезных ископаемых.

Книга рассчитана на геологов, стратиграфов, тектонистов.

ТЕКТНИКА МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ. (Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 9). 1974. 284 с. 3 р. 41 к.

Монография является первой работой, посвященной истории развития и формирования тектонических структур МНР, и осуществленной на основе обобщения всего литературного материала и работ экспедиции. Впервые рассматривается ряд важных теоретических вопросов тектоники, в том числе о выделении различных типов геосинклинальных структур и их формировании на коре океанического и континентального типа. Существенно также, что тектоническое строение Монголии рассмотрено в тесной связи с магматизмом.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»