

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1989

СОДЕРЖАНИЕ

Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Моссаковский А. А. Магматизм и геодинамика континентальной стадии (на примере Монголии)	3
Белов А. А., Рудаков С. Г. Что такое сардская складчатость и ее соотношение с салаирской	21
Добржинская Л. Ф., Кацура И. К. Структуры течения в тектонических пластинах архейских эндебитов Кольского полуострова	33
Перфильев А. С., Херасков Н. Н., Батанова В. Г., Егорова Н. Б. Тектоническая расслоенность палеоокеанической коры в Хабаровинском офиолитовом массиве	43
Денисова Е. А. Складчатая структура ультраосновных тектонитов массивов Крака (Южный Урал)	52
Иттуральде-Винент М. А. Роль офиолитов в геологическом строении Кубы	63
Башелеишвили Л. В. Тектоника полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы	77
Маркус М. А., Шарафутдинов В. Ф. Олигоценовые олистостромы Восточного Кавказа и позднеальпийский тектогенез	87
Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Сагалевич А. М., Баранов Б. В. Тектоника рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта между 26 и 24° с. ш.: свидетельства вертикальных перемещений	99
Алейников А. Л., Беллавин О. В., Каштанов А. А., Ященко В. Р. Колебательный характер современных вертикальных движений и вероятная связь его с вариациями ротационного режима Земли	113

Краткие сообщения

Леонов М. Г. Тектоническая структура области сочленения Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня	118
---	-----

Рецензии

Марков М. С. Ранняя история Земли и особенности ее тектоники (о книге В. Е. Хайна и Н. А. Божко «Историческая геотектоника. Докембрий»)	122
--	-----

Хроника

Буртман В. С., Трифонов В. Г. Чтения, посвященные 80-летию со дня рождения академика А. В. Пейве	125
Александр Александрович Моссаковский (к 60-летию со дня рождения)	127

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
GEOTECTONICS

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1989

CONTENTS

Kovalenko V. I., Yarmolyuk V. V., Mossakovsky A. A. Magmatism and geodynamics of the continental stage (exemplified by Mongolia)	3
Belov A. A., Rudakov S. G. What is meant by the Sardinic folding and the Sardinic-Salairian folding relationship	21
Dobrzhietskaya L. F., Katsura I. K. Flow structures in tectonic plates of Archean enderbites (Kola Peninsula)	33
Perfilyev A. S., Kheraskov N. N., Batanova V. G., Yegorova N. B. Tectonic layering of paleoceanic crust in the Khabarninsk ophiolite massif	43
Denisova E. A. Fold structure of ultramafic tectonites in the Kraka massives (South Urals)	52
Ytturalde-Vinent M. A. The role of ophiolites of the geological structure of Cuba	63
Basheleishvili L. V. Tectonics of the joint strip between the Adzharo-Trialet folded zone and the Georgian block	77
Markus M. A., Sharafutdinov V. F. Oligocene olistostromes of the East Caucasus and late Alpine tectogenesis	87
Zonenshain L. P., Kuz'min M. I., Lisitsyn A. P., Bogdanov Yu. A., Sagalevich A. M., Baranov B. V. Tectonics of rift valley of the Mid-Atlantic ridge between 26 and 24° N: evidence of vertical displacements	99
Aleynikov A. L., Bellavin O. V., Kashtanov A. A., Yashchenko V. R. Variations of modern vertical movements and their probable relation to those of the Earth rotational regime	113

In Brief

Leonov M. G. The tectonic structure of the joint zone between the Zeravshano-Turkestan and Zeravshano-Gissar structural-formational zones in South Tien Shan	118
---	-----

Reviews

Markov M. S. The early history of the Earth and its tectonics (about the book «Historical geotectonics, Precambrian» by V. Ye. Khain and N. A. Bozhko)	122
---	-----

News

Burtman V. S., Trifonov V. G. Readings devoted to academician A. V. Peyve's 80-th birth	135
Alexandr Alexandrovich Mossakovsky (on his 60-th birth)	127

The English edition of the **GEOTECTONICS** (ISSN 0016—8521) is published by the American Geophysical Union and Geological Society of America. Send orders and inquiries to American Geophysical Union: 2000 Florida Avenue, N. W., Washington, D. C. 20009 USA.

УДК 551.2(517.3)

КОВАЛЕНКО В. И., ЯРМОЛЮК В. В., МОССАКОВСКИЙ А. А.
**МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТАДИИ
(НА ПРИМЕРЕ МОНГОЛИИ)**

Проявление и эволюция геологических процессов (в особенности магматических) в континентальную стадию развития Монгольского сектора Центрально-Азиатского пояса определялись направленной сменой геодинамических обстановок, которые обусловили определенную этапность в эволюции континентальной коры. Выделяются начальный и зрелый этапы. Для начального или субдукционного этапа индикатором является асимметричный тектономагматический ареал с щелочным магматизмом в тыловых зонах. Для зрелого этапа характерны сложные обстановки: субдукционно-рифтогенная с синхронным известково-щелочным и бимодальным магматизмом и коллизионно-рифтогенная с симметрично-зональным тектономагматическим ареалом, в ядре которого располагаются гранитные батолиты, а по периферии — вулканические пояса нередко с рифтогенным магматизмом. Общей тенденцией эволюции континентального магматизма являлось расширение к молодым эпохам распространенности щелочного и бимодального магматизма.

Многочисленные исследования геологических структур Монгольского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса [3, 12], в том числе 20-летние комплексные работы Советско-Монгольской геологической экспедиции (СМГЭ) АН СССР и АН МНР, показали, что наиболее важными в эволюции этого пояса являются процессы формирования и преобразования континентальной коры, в итоге которых происходило последовательное приращение к Сибирскому кратону все более молодых складчатых областей вплоть до его столкновения и консолидации с южноазиатскими кратонами. Составленная СМГЭ первая карта геологических формаций МНР в масштабе 1 : 1 500 000 [4], демонстрируя на более высоком уровне обобщения фактического материала, в том числе новейшего, эту закономерность, свидетельствует и о возможности разнообразия путей формирования континентальной коры, и о направленности эволюции последней в результате часто синхронных тектонических процессов сжатия и растяжения. Тем самым вносится определенный вклад в развитие общей теории формирования и эволюции континентальной коры складчатых областей, предложенной геологической школой ГИНа [15].

Как известно, континентальная кора складчатых областей формируется в процессе длительной эволюции тектонических структур, начиная с океанической через переходную к континентальной стадии [12, 15]. Индикаторами зрелости коры в процессе ее эволюции являются структурно-формационные комплексы, отраженные, в частности, на карте геологических формаций Монголии [4]. Магматические породы — важнейшая составная часть этих комплексов, и их формирование соответственно также является индикаторным для выделения упомянутых выше стадий «зрелости» земной коры. Наибольшее количество принципиально новых данных получено в настоящее время по континентальному магматизму Монголии, в связи с чем они являются базовыми для настоящей статьи.

Кратко напомним специфику структурно-формационных комплексов континентальной стадии эволюции земной коры, выявленную работами [12, 15, 16]. Для нее характерны грубообломочная верхняя моласса, парагенетически связанные с нею окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса, плутонический гранитоидный магматизм сводо-

вых поднятий, преобладающая известково-щелочная специфика магматизма.

Индикаторные формации структурно-формационных комплексов континентальной стадии образуются в результате «тектонического скупивания, метаморфизма и гранитизации» [16, с. 170] блоков коры более ранних стадий эволюции, когда «происходит перемещение на новые уровни границ раздела основных слоев коры, возникают глубокие сиалические корни, что ведет к изостатическому поднятию территорий и формированию горного рельефа» [там же]. К этим перечисленным формациям — индикаторам континентальной стадии А. А. Моссаковского для глубокого докембрия добавляется анортозит-рапакиви-гранитная [16].

Рассмотрим специфику структурно-формационных комплексов и в первую очередь магматизма континентальной стадии на территории Монголии, обратив особое внимание на следующие вопросы: 1) время формирования континентальной коры, 2) тектономагматическая зональность разновозрастных ареалов континентальной стадии, 3) место и геодинамическая позиция щелочного магматизма в тектономагматических ареалах континентальной стадии, 4) важнейшие этапы эволюции континентальной стадии, их магматические индикаторы, возможные современные геодинамические аналоги.

МАГМАТИЗМ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТАДИИ МОНГОЛИИ

Проведенные исследования геологии и магматизма территории МНР показали, что континентальная кора здесь в ряде древнейших блоков сформировалась в глубоком докембрии; для Северного мегаблока в целом — к среднему палеозою; для Южного мегаблока, кроме Солонкерской зоны, — к началу позднего палеозоя, и для последней зоны — в поздней перми, возможно, начале триаса.

Несмотря на весьма эффективные исследования докембрия Монголии в последнее десятилетие [8, 11], многое в процессах формирования раннедокембрийской континентальной коры еще не ясно и противоречиво. На основе данных Ф. П. Митрофанова в дорифейских блоках фиксируются ранне- и позднеархейский, а также раннепротерозойский комплексы с в общем единой последовательностью процессов магматизма и метаморфизма в каждом из комплексов: основные магматические породы; раннескладчатые плагиогранитоиды либо с диоритами, габброидами, либо с гранитами и гранодиоритами, интенсивная мигматизация, формирующиеся в кульминационную стадию регионального метаморфизма; поздне- и постскладчатые небольшие плутоны аплитов, гранитов, граносиенитов и пегматитов регрессивной стадии метаморфизма. В составе докембрийских комплексов Г. В. Поляковым, А. Э. Изохом, М. К. Сухановым и др. выявлены также анортозиты [14]. При переходе от архея к протерозою роль мигматизации (ультраметаморфизма) в дорифейских комплексах снижается, а мигматиты концентрируются в структурах типа термальных куполов. В то же время пластичное состояние дорифейской коры, препятствующее хрупким ее деформациям, остается главной чертой этого этапа эволюции земной коры. Начиная с позднего протерозоя и особенно в рифее, появляются признаки расколов в земной коре, фиксируемые дайковыми поясами толентовых базальтоидов и базанитов [8, 11].

Упомянутые выше датировки докембрийских комплексов обоснованы пока немногочисленными изохронными уран-свинцовыми и более частыми термоизохронными свинец-свинцовыми определениями по акцессорным цирконам [8]. Изохронным методом зафиксированы датировки 2650 ± 30 и 565 млн. лет. Первая из них интерпретируется как минимальный возраст образования цирконов тоналитовых гнейсов байдарагинского комплекса и практически отделяет архейские образования от более поздних дорифейских. Эта датировка подтверждена термоизохронными свинец-свинцовыми данными по цирконам этого же

комплекса: 2650—2400 млн. лет. Этим же методом по цирконам байдаргинского и бумбугерского комплексов фиксируется импульс нарушенных изохронных равновесий, начиная с 2000 млн. лет почти непрерывно до 1400 млн. лет. К первой из этих датировок близки калий-аргоновые возрасты пород бумбугерского комплекса (1900—1700 млн. лет). Таким образом, имеющиеся геохронологические данные позволяют наметить: архейский цикл древнее 2400—2650 млн. лет с образованием байдаргинского комплекса; перерыв в активности от 2400—2650 до 2000 млн. лет; непрерывная деятельность от раннепротерозойского цикла с формированием бумбугерского комплекса (1700—2000 млн. лет) до рифейского с ульдзитгольским комплексом (1400—1500 млн. лет).

По мнению Ф. П. Митрофанова и И. К. Козакова, континентальная кора в режиме «мобильной зоны» сформировалась в докембрийских блоках Монголии уже в архее (энсиалический тип формационных комплексов). Раннепротерозойский уровень, по их мнению, сменяет режим этой мобильной зоны на «квазисиматический», а рифейский — на деструктивно-рифтогенный тип развития (гашунурский и ульдзитгольский комплексы).

Однако эти же исследователи сопоставляют докембрий Монголии с докембрием Алданского щита, для которого В. С. Федоровским разработана другая схема эволюции [16]. По этой схеме завершение формирования зрелой континентальной коры во всей Евразии произошло к концу раннего протерозоя (~2 млрд. лет). Не вдаваясь в дискуссию по этому сложному вопросу, отметим, что к этому же рубежу относится смена сравнительно пластичного, видимо, более прогретого состояния земной коры состоянием более жесткой, видимо, более мощной и холодной коры, способной к последующему расколу. Начиная примерно с 2 млрд. лет, в докембрийских блоках Монголии все большую роль играют процессы деструкции земной коры с формированием мощных дайковых поясов базитов и массивов анортозитов. На наш взгляд, это главный признак зрелости континентальной коры докембрия, приближающий вещественные и реологические свойства этой коры к фанерозойской континентальной корой.

Более полно, хотя и далеко не так, как хотелось бы, удастся проследить процесс формирования континентальной коры на территории МНР в фанерозое. Этот процесс протекал в два главных этапа: каледонский и герцинский, каждый из которых характеризовался своими специфическими особенностями. Каледонский этап связан с развитием Казахстано-Сибирского венд-раннекембрийского океанского бассейна [13], герцинский — с развитием Южно-Монгольской ветви Палеотетиса [12].

Для каледонского этапа характерно мозаичное формирование континентальной коры в регионе [13], определяемое в первую очередь существованием в области развития каледонид различных по размерам блоков (микроконтинентов) с докембрийской континентальной корой. Образование собственно каледонской коры началось в венде — раннем кембрии, когда на территории Монголии и прилегающих районов южного обрамления Сибирской платформы возникла разветвленная система бассейнов с корой океанического типа (Озерная, Джидинская, Ихе-Богдинская, Баян-Хонгорская и другие зоны), разделенных островными вулканическими дугами и блоками с докембрийской континентальной корой. Зачатки примитивной континентальной коры фиксируются островодужными известково-щелочными вулканитами, ассоциирующими с офиолитами. Так, в Баян-Хонгорской зоне, по данным В. В. Кепежинская [5], на рубеже 600 млн. лет возникли бониниты, являющиеся индикаторами островодужной обстановки. Наличие островных дуг на границе Озерной и Дзобханской зон фиксируется также в венде [17]. По направлению к Западному Саяну и Салаиру происходит омоложение островодужных комплексов вплоть до среднего кембрия и даже начала ордовика. По данным А. А. Моссаковского и А. Б. Дергунова, восточная окраина Казахстано-Сибирского океанского бассейна, которую представляют также структуры Западной Монголии, подверглась

в процессе перикокеанической аккреции тектоническому сжатию и раннекаледонской складчатости в позднем кембрии и ордовике. Этот процесс привел к резкому сокращению размеров венд-раннекембрийских океанических бассейнов, что, возможно, было связано с поглощением значительных участков их коры в зонах субдукции под островными дугами на границах с докембрийскими микроконтинентами. Большинство гранитоидов позднего кембрия — ордовика, отвечающих раннекаледонской орогении в Монголии (тоналит-плагиогранитовой, гранодиоритовой и гранодиорит-гранитной групп формаций), фиксируют переходную и начало континентальной стадии (лейкогранитная группа формаций), формируя пояса в зонах поднятий по обрамлению офиолитовых зон. Возможно, их в первом приближении можно сопоставлять с магматическими поясами развитых и зрелых островных дуг и активных окраин континентов (АКО) андийского типа [9].

К этому же времени, по-видимому, относится стабилизация Озерной зоны, занимающей особое место в структурах Монголии. Зона представляет крупную площадь распространения пород офиолитового комплекса и лишена комплексов формаций, индикаторных не только для континентальной, но и переходной стадий формирования земной коры. Этим она существенно отличается от других офиолитовых зон, представленных в современной структуре узкими поясами, приуроченными к сутурным сочленениям блоков с дорифейской корой и их обрамлению. Мы обращаем особое внимание на эту зону прежде всего потому, что более молодой континентальный магматизм (девонский, позднепалеозойский) для нее не характерен, проявляясь главным образом по ее обрамлению. В этом отношении Озерная зона близка к выступам докембрийских блоков Монголии, например Дзабханского, для которых проявления девонского и позднепалеозойского, в особенности гранитоидного, магматизма также не типичны. Возможно, это определено тем, что Озерная зона представляет собой крупную аллохтонную тектоническую пластину, надвинутую на залегающий в ее основании блок докембрийского фундамента, что и обусловило сходство последующего развития Озерной зоны с площадями распространения пород докембрия.

Завершение формирования континентальной коры в каледонских структурах Монголии различные исследователи [12, 13] относят к рубежу силура и девона, характеризовавшемуся интенсивными проявлениями складчатости, метаморфизма, гранитизации, а также значительными покровными перемещениями, факт которых установлен по крайней мере для юго-восточной части Алтае-Саянской складчатой области [13, 17]. В геодинамическом плане эта складчатость была сопряжена с процессами, происходившими в сопряженных герцинских зонах: в новообразованном среднепалеозойском Иртыш-Зайсанском океаническом бассейне и в пределах Южно-Монгольской ветви Палеотетиса. Тем не менее в соответствии с представлениями, развиваемыми школой ГИНа, об окончательном формировании континентальной коры в каледонидах южного обрамления Сибирской платформы можно говорить только для девона в целом. В это время здесь проявились процессы позднеорогенного магматизма [6, 12], в результате которых возник крупный вулканоплутонический пояс окраинно-континентального типа, сложенный формациями, индикаторными для заключительной стадии формирования континентальной коры. Образование этого пояса также было связано с процессами, происходившими в океанических бассейнах Палеотетиса и Иртыш-Зайсанском и завершившимися возникновением континентальной герцинской коры в пределах этих бассейнов.

Герцинский этап формирования континентальной коры в Монголии был связан с развитием Южно-Монгольской ветви Палеотетиса. В ее пределах в силуре и, возможно, в начале девона накапливались формации океанической стадии (офиолитовой ассоциации) с элементами переходной, а в девоне — начале карбона — типичные ассоциации переходной стадии. В это же время, как отмечалось выше, в Северном ка-

ледонском мегаблоке проявился интенсивный нормальный, субщелочной и щелочной магматизм континентальной стадии, завершающий здесь процесс образования зрелой континентальной коры. Такого мощного и захватывающего громадные площади Северного мегаблока континентального магматизма в додевонское время, по крайней мере на территории Монголии, мы не наблюдаем. В итоге сформировались зональные тектономагматические ареалы, разные зоны которых находились на разных стадиях эволюции коры. Так, в девоне Южно-Монгольская зона формировалась в режиме переходной стадии (базальтовая, андезитобазальтовая, андезитовая и гранодиоритовая магматические формации), а Северный мегаблок — в континентальном. В пределах последнего возник краевой магматический пояс с известково-щелочным магматизмом, щелочность которого возрастает в северо-восточном от Монгольского Алтая направлении. В это же время возникли щелочные магматические породы Прихубсугуля [6]. В последние годы нам удалось резко расширить область распространения среднепалеозойских щелочных пород, выявив новые их проявления в западной части хр. Хан-Хухей и восточном склоне Монгольского Алтая, а также обнаружить их новые формационные типы. Большая часть зоны перехода между Южным и Северным мегаблоками была практически амагматичной, что, возможно, обусловлено компенсацией здесь общего сжатия растяжением при раскрытии морского Хангай-Хэнтейского прогиба.

В целом особенностью среднепалеозойской континентальной стадии на территории Монголии по сравнению с более ранними этапами развития региона является наличие краевых магматических поясов с известково-щелочным магматизмом, интенсивное гранитообразование, зональность тектономагматических ареалов, появление в тыловых частях ареалов щелочных пород, а также бимодальных ассоциаций с их участием. Последние являются индикаторами процессов континентального рифтогенеза [9]. Этот вывод подтверждается развитием в генетической связи со щелочными комплексами мощных дайковых поясов, приуроченностью щелочных пород к грабенам. Результатом более глубокого проявления такого континентального рифтогенеза, видимо, было формирование упоминавшегося выше Хангай-Хэнтейского морского прогиба. В целом обстановка на западе МНР в среднем палеозое похожа на современную Андийскую континентальную окраину (АКО). Тыловой континентальный рифтогенез со щелочным и бимодальным магматизмом здесь, видимо, фиксирует уже более зрелый этап формирования континентальной коры.

В начале позднего палеозоя геологические комплексы Южно-Монгольских герцинид претерпели интенсивную складчатость в результате их аккреции к каледонскому (Северному) континентальному мегаблоку Монголии. С этого времени область Южно-Монгольских герцинид вступила в континентальную стадию развития. Океанический бассейн с комплексами формаций океанической и переходной стадий в это время существовал в более южных (в современных координатах) районах Центральной Азии, главным образом в Северном Китае, и лишь в Солонкерской зоне на крайнем юго-востоке Монголии он заходил на территорию страны. Остальная часть Монголии в позднем палеозое развивалась в режиме континентальной стадии и характеризовалась сложным по распространению и эволюции магматизмом. Выделяются три ведущие стадии эволюции магматизма, обусловленные быстро изменяющимися геодинамическими обстановками, в которых происходило развитие Центральной Азии в позднем палеозое.

Ранняя стадия (ранний — средний карбон) отвечает завершению формирования континентальной коры в Южно-Монгольских герцинидах. Этот процесс сопровождался образованием в пределах последних краевого позднеорогенного вулканоплутонического пояса известково-щелочных и субщелочных магматических пород, а также широкого комплекса геологических формаций, типичных для позднеорогенной стадии развития складчатых областей [12, 15]. Для структуры пояса

характерна асимметричная зональность, обусловленная развитием более богатых щелочами пород в тыловой его части. В этом отношении Южно-Монгольский пояс близок к вулканическим поясам АКО андийского типа.

Позднекаменноугольная — раннепермская стадия характеризуется перестройкой магматического ареала. Область известково-щелочных и субщелочных пород смещается к северу на территорию каледонского мегаблока, где в условиях сжатия, фиксируемого надвигами, возникли Центрально- и Северо-Монгольский вулканоплутонические пояса, магматизм которых в известной степени повторил магматизм девонского этапа. В Южной Монголии в пределах герцинского континентального блока преобладали региональные растяжения. Они вели к расколам континентальной литосферы, свидетельствующим о жесткости сформированной здесь коры. В результате здесь возникли крупные рифтовые зоны с базальт-комендитовым и щелочно-гранитоидным магматизмом. К концу ранней перми область растяжения сместилась к северу в область каледонид, где возникла Гоби-Алтайская рифтовая зона с аналогичным магматизмом. Образованию этой зоны соответствовало прекращение дифференцированного известково-щелочного магматизма в Центрально-Монгольском вулканоплутоническом поясе. Подобная структура и динамика развития магматического ареала с учетом того, что южнее Южно-Монгольских герцинид в это время существовал позднепалеозойский Палеотетис, характерны для запада Северной Америки и являются индикаторной для сложной геодинамической обстановки АКО калифорнийского типа.

Дальнейшее изменение структуры магматического ареала произошло на позднепермской стадии. В это время в пределах каледонского мегаблока возник зонально-симметричный магматический ареал. Его ядро слагают известково-щелочные и субщелочные гранитоиды Хангайского батолита, тогда как периферические части образуют бимодальные и щелочно-гранитоидные комплексы Гоби-Алтайской, Северо-Гобийской и Северо-Монгольской рифтовых зон.

Ранне- и позднемезозойская геологическая история Монголии осуществлялась в континентальном режиме. Магматизм этого возраста неоднократно описан в многочисленных публикациях [6, 10]. Напомним только, что на территории МНР в раннем мезозое тектономагматический ареал имел симметричное строение. В центре («ядре») этого ареала образовался Хэнтэйский батолит (известково-щелочные гранитоиды), окаймленный с севера и юга поясами известково-щелочных и субщелочных пород, которые в наиболее удаленной от «ядра» зоне сменялись щелочными гранитоидами, комендитами, пантеллеритами, часто образующими с базальтами бимодальную ассоциацию в молассовых прогибах. В осевой зоне ареала уже за границей МНР образовался Ингода-Шилкинский морской прогиб. К западу от «ядра» выделяется зона «распыленного» магматизма, в которой размещаются мелкие тела гранитоидов стандартного и литий-фтористого типа. Строение позднемезозойского тектономагматического ареала близко к описанному [10], но на территории МНР фиксируются только зона «распыленного» магматизма и периферические рифтогенные вулканоплутонические пояса. В отличие от раннего мезозоя в последних развиты комплексы калиевых щелочных пород с редкометалльными карбонатитами, а также бимодальные базальт-онгориолитовые ассоциации. В целом по характеру зонально-симметричного распределения гранитоидов и вулканических рифтогенных поясов мезозойские ареалы похожи на позднепермский.

Сравнивая структурно-формационные комплексы континентальной коры, возникшие в докембрийский и фанерозойский этапы развития региона, отметим следующее. Общей их чертой, указывающей на завершение формирования континентальной коры, является приобретенная в ходе эволюции способность коры к хрупким расколам и континентальному рифтогенезу. Показателем этой способности являются крупные системы нормальных разломов и связанные с ними пояса даек то-

леитовых, субщелочных и щелочных базитов. В строении магматических ассоциаций этих зон разломов участвуют породы широкого диапазона составов, причем характер ассоциаций во времени меняется. В начале позднего протерозоя, знаменующего вступление докембрийской коры в континентальную стадию развития, в составе ассоциаций помимо базитов, по-видимому, участвовали анортозиты. На границе рифея и фанерозоя значительную роль начинают играть бимодальные ассоциации, в том числе (с учетом прилегающих с севера территорий Сибирской платформы) базальт-комендитовые [18]. Последние особенно характерны для деструктивных процессов, протекавших в пределах фанерозойской коры.

Явное отличие сравниваемых двух циклов формирования континентальной коры в регионе связано с характером процессов, приводящих к континентализации коры. В докембрии формирование коры завершается проявлениями регионального метаморфизма, которые стабилизируют кору и препятствуют в дальнейшем развитию в ее пределах пластических деформаций. В фанерозойском цикле ведущее значение в стабилизации и континентализации коры приобретают магматические процессы, связанные с зонами субдукции на активных континентальных окраинах.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА МОНГОЛИИ В ФАНОРОЗОЕ

Изложенный материал показывает, что формирование и последующее развитие континентальной коры и континентального магматизма в фанерозое Монголии были связаны с возникновением и последовательной сменой ряда геодинамических обстановок. Каждая из этих обстановок привносила своеобразие в процессы формирования и преобразования континентальной коры, а их совокупный эффект определил эволюцию магматизма в континентальную стадию развития региона. Последовательная во времени смена геодинамических обстановок, существование черт преемственности указывают на общую динамическую связь между ними. Рассмотрение этой связи дает ключ к выяснению общих закономерностей проявления и эволюции континентального магматизма Монголии.

Как было показано выше, в фанерозое континентальная кора вначале возникла в пределах каледонского блока Монголии. Это произошло в девоне, когда вдоль границы палеоконтинента с морскими бассейнами — Иртыш-Зайсанским и Палеотетиса возник краевой вулканический пояс с зональностью, характерной для АКО андийского типа. Данные по размещению в этом поясе пород близкого состава, но с разными содержаниями K_2O позволили И. В. Гордиенко [2] по методу Хазертон и Диккинсона реконструировать палеозону Беньоффа, погружавшуюся под континент со стороны морских бассейнов до глубин в 250 км в тыловой части АКО. Процессы субдукционного магматизма завершили формирование каледонской континентальной литосферы и коры и обусловили зрелое (жесткое) состояние последней. В результате кора приобрела способность к хрупким деформациям, в частности, обусловившими ее раскол в тыловой части и возникновение здесь континентальных рифтовых структур со щелочным магматизмом (рис. 1).

Дальнейшее развитие АКО Палеотетиса происходило в позднем палеозое. Тектонические события в конце среднего палеозоя и в самом начале позднего палеозоя привели к замыканию Иртыш-Зайсанского морского бассейна и аккреции области Южно-Монгольских герцинид, где к этому времени завершилось формирование коры переходного типа, к каледонскому палеоконтиненту. Граница с Палеотетисом сместилась к югу и проходила по северному краю Солонкерской зоны позднепалеозойского Палеотетиса. Позднепалеозойский период развития территории Монголии в геодинамическом отношении был наиболее сложным и состоял из ряда этапов. Наблюдаемая динамическая картина

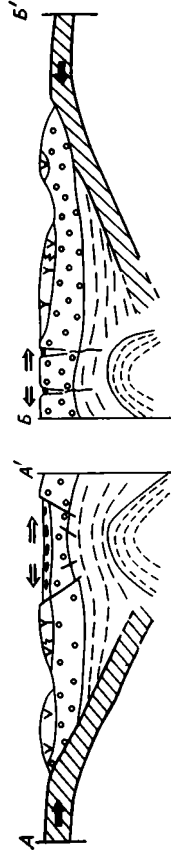
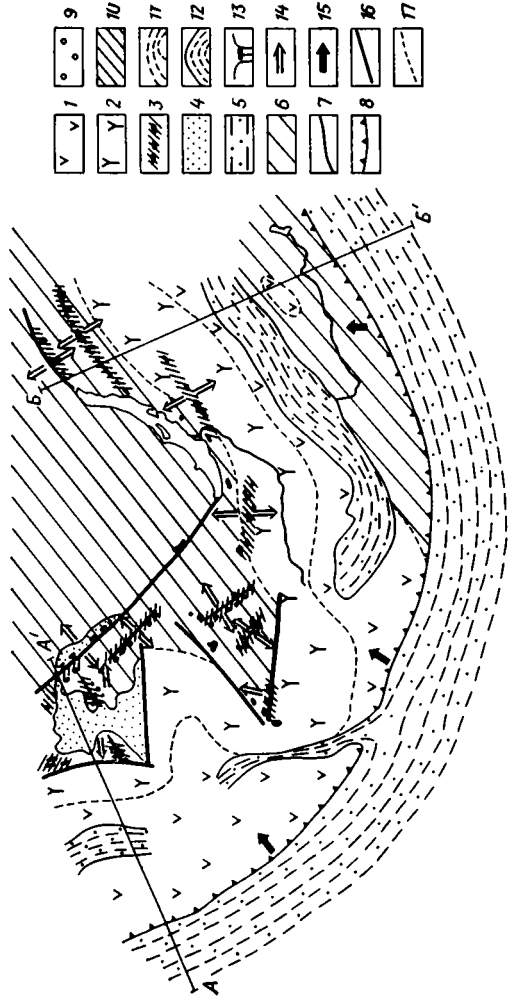


Рис. 1

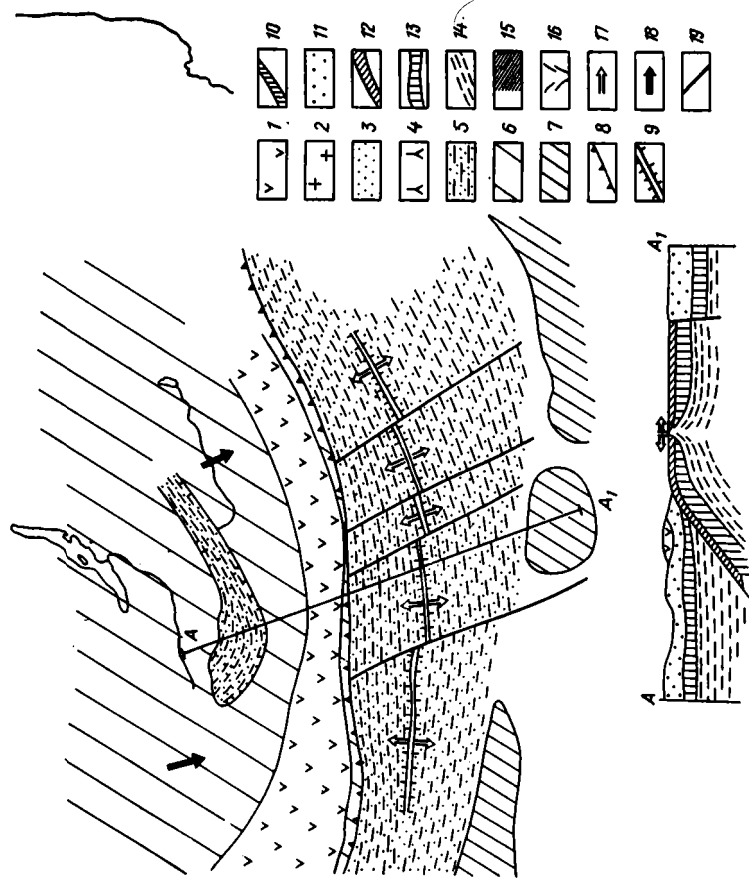


Рис. 2

изменения структуры магматических ареалов и порождающих их геодинамических обстановок была интерпретирована нами на основе модели, предусматривающей перекрытие АКО Северо-Азиатской плиты спредингового центра позднепалеозойского Палеотетиса [7, 20].

На раннем этапе взаимодействия континентальной и океанической плит в раннем—среднем карбоне произошла стабилизация коры в области Южно-Монгольских герцинид, сопровождавшаяся образованием в ее пределах краевого вулканического пояса (рис. 2). Распределение пород в асимметрично-зональном поясе отвечает развитию последнего над зоной субдукции, которая под углом 45° погружалась со стороны позднепалеозойского Палеотетиса под континент [20, 21]. Особенности размещения пород в магматическом ареале сближают его с девонским краевым поясом и соответствуют его образованию в обстановке АКО андийского типа.

В конце карбона обстановка на АКО изменилась, видимо, подобно тому, как это произошло в кайнозое на Западе Америки после перекрытия ее плитой спрединговой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия [23]. Перекрытие спрединговой зоны позднепалеозойского Палеотетиса плитой Северо-Азиатского палеоконтинента распространилось прежде всего на находившуюся в северной части океанического бассейна зону субдукции океанической коры. В связи с этим в Центральной и Северной Монголии в области с консолидированной континентальной корой в ранней перми, как и в девоне, широко проявился дифференцированный магматизм. В это же время в герцинидах Монголии, т. е. на самом краю континента, формировались рифтовые зоны с бимодальным магматизмом (рис. 3). Во времени эти рифтовые зоны, являвшиеся проекциями воздействия перекрытого спредингового центра, перемещались в глубь континента по мере встречного движения Северо-Азиатской и Китайской континентальных литосферных плит, прекращая проявления дифференцированного магматизма (рис. 4).

Перекрытая спрединговая зона, или «астеносферное окно» (по терминологии Диккинсона для аналогичной обстановки в кайнозое на западе США), видимо, остановилась под Хангаем в поздней перми. Вероятно, это было связано с коллизией Северо-Азиатского и Китайско-Корейского позднепалеозойских палеоконтинентов, приведшей к закрытию позднепалеозойского Палеотетиса по крайней мере в Западной Монголии. Возможно, свидетельством коллизии и сопровождавшего ее горообразования являются позднепермские—раннетриасовые огромные по мощности молассовые комплексы Ноен-Сомонского и Баян-Обинского прогибов Южной Монголии, а также пока немногочисленные данные о проявлении позднепермского гранитоидного магматизма на этой тер-

Рис. 1. Палеогеодинамическая схема развития Центрально-Азиатского пояса в девоне
1—4 — ареалы распространения магматических пород: 1 — нормального, 2 — субщелочного, 3 — щелочного ряда, 4 — субщелочного и щелочного рядов, нерасчлененных; 5 — области морской седиментации; 6 — области, развивающиеся в континентальном режиме; 7 — границы магматических областей; 8 — граница активной континентальной окраины; 9 — континентальная литосфера; 10 — океаническая литосфера; 11 — астеносфера; 12 — мантийный диапир; 13 — континентальные рифты; 14 — векторы растяжения; 15 — вектор сжатия; 16 — мажорантующие разломы; 17 — границы распространения магматических пород различной щелочности

Рис. 2. Палеогеодинамическая схема развития Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского поясов в раннем—среднем карбоне

1 — области распространения вулканических полей краевых вулканических поясов; 2 — области развития батолитового магматизма; 3 — области развития щелочных пород (рифтогенные области); 4 — области развития «распыленного» магматизма известково-щелочной, субщелочной и щелочной серий; 5 — области морской седиментации; 6 — области, развивающиеся в континентальном режиме; 7 — срединные массивы («микроконтиненты»); 8 — граница активной континентальной окраины; 9 — спрединговые зоны; 10 — коллизийный шов; 11 — континентальная кора; 12 — океаническая кора; 13 — мантия; 14 — астеносфера; 15 — зоны скупивания; 16 — рифтовые зоны; 17 — вектор растяжения; 18 — вектор сжатия (размеры вектора отражают относительную величину сжатия); 19 — трансформные разломы

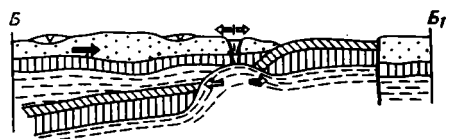
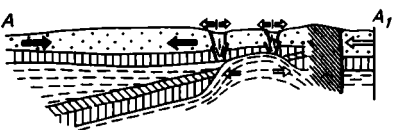
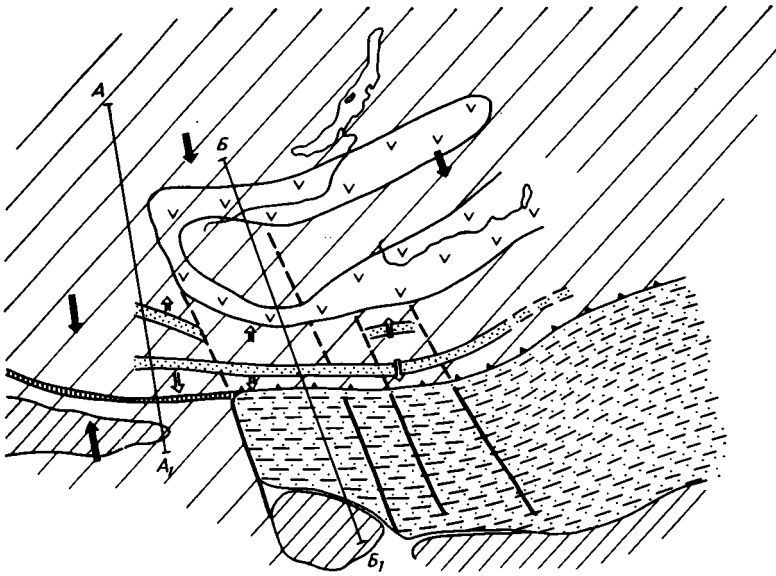


Рис. 3

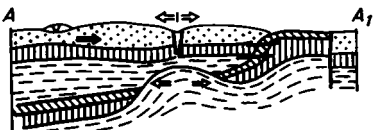
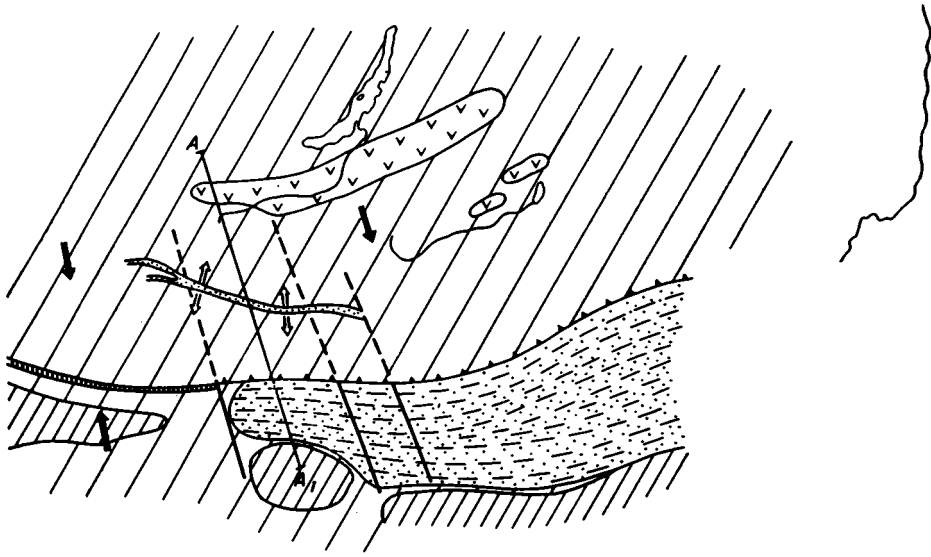


Рис. 4

ритории (район хр. Тост). В результате этого процесса возник позднепермский магматический ареал принципиально нового типа — зонально-симметричный (рис. 5). Как уже отмечалось выше, его ядро образовали гранитоиды нормального и субщелочного рядов Хангайского батолита, которые сформировались на месте Хангайского прогиба, возможно, в результате плавления развитой здесь мощной терригенной линзы или подстилающего ее докембрийского основания над астеносферным термальным источником. Допускается, что под воздействием глубинных источников тепла, в том числе и проникавших в кору мантийных магм, породы прогиба плавилась, образуя крупные объемы гранитоидных расплавов. Вполне вероятно также, что эти расплавы препятствовали проникновению к поверхности магм глубинных источников или полностью ассимилировали их и тем самым затушевывали ту направленность магматических процессов, которая имела место за пределами Хангай-Хэнтэйской зоны. Для периферических частей ареала характерны рифтовые зоны со щелочно-бимодальным магматизмом. По-видимому, рифтовую природу имел и протяженный внутриконтинентальный морской прогиб со слабо проявленным и пока еще недостаточно хорошо изученным магматизмом, который прослеживается в восточной части осевой зоны ареала (Джаргалантуинский прогиб и прогиб в северной части Северо-Гобийской впадины), а в западной — по южному обрамлению Хангая. Рассматриваемый комплекс магматических образований и геологических структур запада ареала с исчезнувшим океанским бассейном характерен для обстановки коллизии монголо-охотского типа.

В целом тектономагматические ареалы раннего и позднего мезозоя по своему симметричному строению близки к упомянутому позднепермскому ареалу. Особенно это справедливо для раннемезозойского ареала, довольно полно представленного на территории Монголии: в обоих имеется гранодиорит-гранитное «ядро» (Хайгайский и Хэнтэйский батолиты соответственно) и окаймляющие их континентальные прогибы, нередко с бимодальным рифтогенным базальт-коендит-щелочно-гранитным магматизмом (рис. 6). Отличие заключается в том, что в позднем палеозое на месте Солонкерского прогиба существовал еще Палеотетис, которого не было в мезозое, а также в отсутствии в мезозойских прогибах с рифтогенным магматизмом (например, в Дашибалбарском) более ранней дифференцированной известково-щелочной серии. Известково-щелочной магматизм в основном сосредоточен во внутренних участках ареала и, по-видимому, своим происхождением обязан процессам, аналогичным тем, которые сформировали ядро позднепалеозойского тектономагматического ареала.

Позднемезозойский ареал, представленный в МНР только своей юго-западной частью, отличается дополнительно формационным составом рифтогенных магматических ассоциаций (базальт-онгориолитовая, калиевых щелочных пород с редкоземельными карбонатитами и апатитовыми породами) с возрастающей ролью в их составе щелочных и субщелочных базальтоидов (рис. 7).

Как известно [10], мезозойская история востока Азии рассматривается многими исследователями как особый тип геологической истории, не связанный с предшествовавшей ей палеозойской историей. Специфика ее видна и в изложенном материале; мезозойские тектономагматические ареалы продолжают формироваться и после закрытия Палеотетиса, смещаясь только к востоку и накладываясь на все более ранние

Рис. 3. Палеогеодинамическая схема развития Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского поясов в позднем карбоне — ранней перми
Условные обозначения см. на рис. 2

Рис. 4. Палеогеодинамическая схема развития Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского поясов в конце ранней перми
Условные обозначения см. на рис. 2

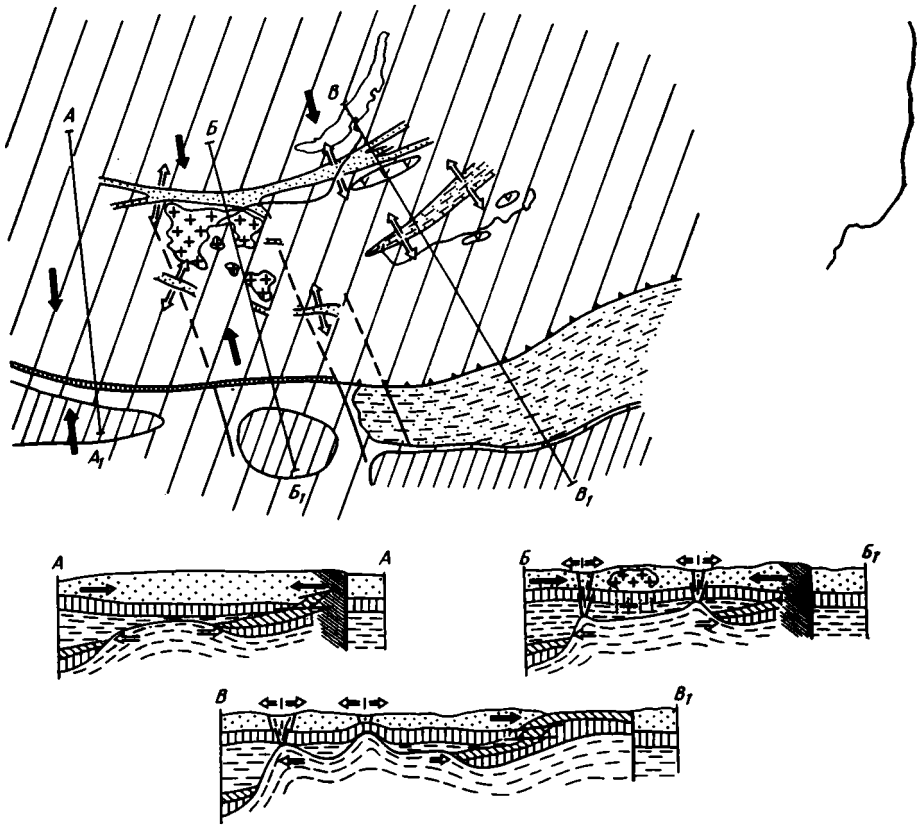


Рис. 5. Палеогеодинамическая схема развития Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского поясов в поздней перми
Условные обозначения см. на рис. 2

тектонические структуры. Но полученный нами новый материал, касающийся позднепалеозойского тектономагматического ареала, показывает поразительное сходство строения позднепермского и раннемезозойского, несколько в меньшей степени и позднемезозойского ареалов (см. рис. 5—7). Это сходство трудно понять, не допуская общей причины формирования этих ареалов, и следовательно, непрерывного проявления этой причины на территории МНР в течение по крайней мере позднего палеозоя и мезозоя.

Эту причину можно понять, рассматривая общую динамику формирования континентальной коры в позднем палеозое и мезозое. Выше было показано, что модель формирования позднепалеозойских тектономагматических ареалов предусматривает перекрытие спрединговой зоны Палеотетиса северо-Азиатским континентом и ее остановку под центральными участками каледонского мегаблока в поздней перми в результате коллизии обрамлявших Палеотетис материков. Если допустить, что активность перекрытой спрединговой зоны продолжалась и в течение мезозоя, то становится понятным упоминавшееся выше сходство позднепалеозойского и мезозойских ареалов, обусловленное воздействием перекрытой спрединговой зоны, постепенно отмиравшей к востоку. Отмирание ее согласуется и с усилением роли все более глубинных базитовых магм по мере остывания астеносферного диапира. При такой трактовке трудно согласиться с резким разделением палеозойской и мезозойской истории МНР и всей Центральной Азии. Но становится понятным отсутствие дифференцированных известково-щелочных серий в мезозойских прогибах, предшествующих бимодальному магматизму. Действительно, обстановка АКО андийского типа, с индикаторным известково-щелочным магматизмом, сменившаяся в позднем палеозое

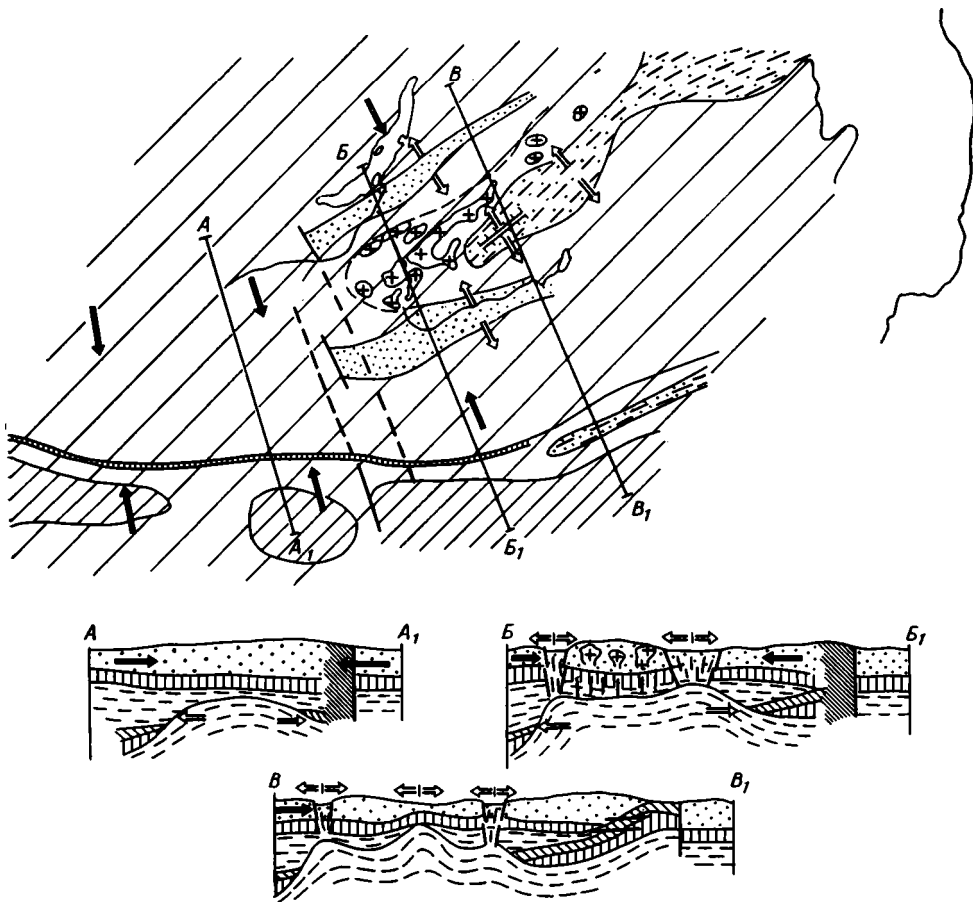


Рис. 6. Палеогеодинамическая схема развития Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского поясов в раннем мезозое
Условные обозначения см. на рис. 2

рифтогенной и коллизионной, приведшей к формированию зонального тектономагматического ареала, отсутствовала в мезозое. В мезозое имела место специфическая коллизионная обстановка монголо-охотского типа, возникшая в самом конце позднего палеозоя, в которой зональные тектономагматические ареалы формировались под воздействием перекрытой спрединговой зоны. Индикаторным для нее является мощный и разнообразный гранитоидный магматизм и пространственно «распыленный» континентальный рифтогенез, проявления которых распределены в зонально-симметричных тектономагматических ареалах.

Таким образом, эволюция магматизма, а также формирования и преобразования континентальной коры Монголии в фанерозое была обусловлена непрерывной взаимосвязанной сменой упомянутых геодинамических обстановок.

Предлагаемая модель формирования тектономагматических ареалов континентальной стадии развития Центральной Азии не исключает возможности проявления и иных механизмов образования отдельных элементов тектономагматической зональности. Так, например, если учесть, что в позднем мезозое происходило активное взаимодействие Азиатского континента и Тихоокеанской плиты, то можно ожидать определенную реакцию внутренних участков континента на это воздействие. Оно могло проявиться в сдвиговых или раздвиговых движениях вдоль ослабленных зон континентальной плиты подобно тому, как сформировалась сдвигово-раздвиговая Байкальская рифтовая зона. Возможно, что такой механизм играл определенную роль в формировании позд-

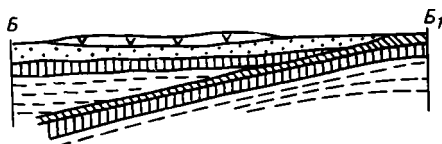
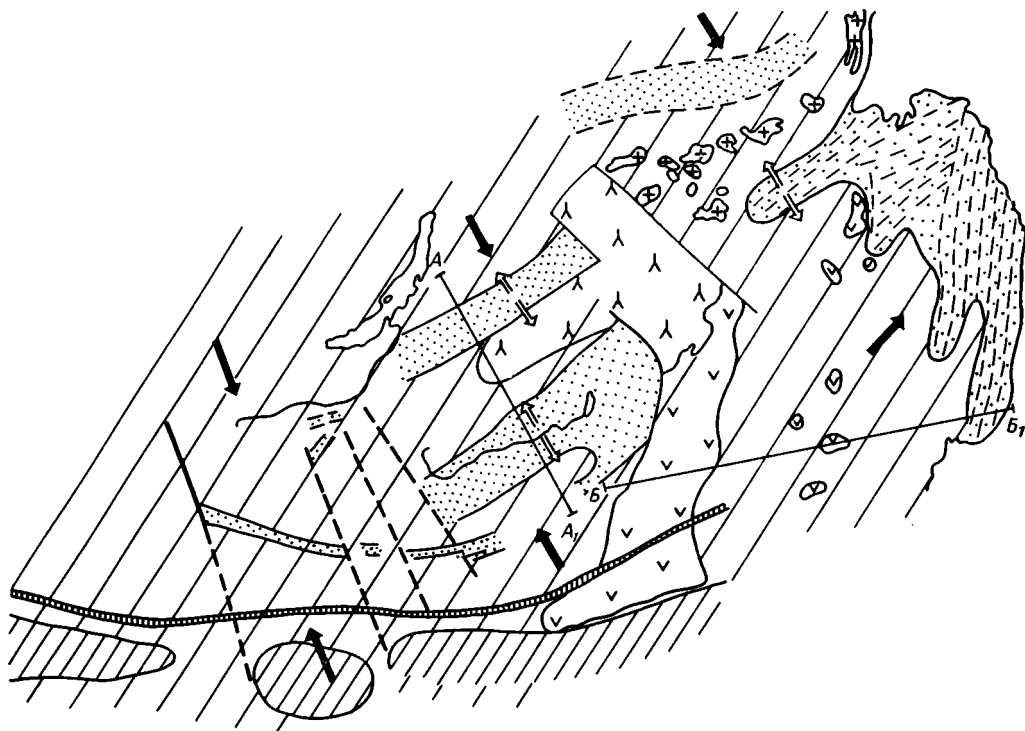


Рис. 7. Палеогеодинамическая схема развития Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского поясов в позднем мезозое
Условные обозначения см. на рис. 2

немезозойской Центрально-Гобийской – Восточно-Монгольской рифтовой области, которая прослеживается далеко за пределы позднемезозойского зонально-симметричного тектономагматического ареала.

ПУТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Как показано выше, в современной тектонической структуре Монголии континентальная кора в разных блоках формировалась, начиная с раннего докембрия (видимо, архея) и кончая поздним палеозоем или началом мезозоя. В итоге мы имеем направленную эволюцию континентального магматизма во времени, фиксируемую в молодых эпохах все более широким распространением щелочного и бимодального магматизма. Индикаторная роль последнего в континентальной стадии различных тектономагматических этапов развития территории Монголии и усиливающаяся его роль к более молодым этапам – принципиально новое явление, требующее анализа и объяснения в совокупности с упомянутыми выше ранее установленными индикаторными структурно-формационными комплексами континентальной стадии развития земной коры.

Не вдаваясь в дискуссию о тектонической природе дорифейских блоков на территории МНР, о первичной связи их с Алданским щитом [16] или Китайской платформой [17], можно все же согласиться с выводом о сналическом характере дорифейской коры. Тем не менее прав, видимо, В. С. Федоровский [16], утверждая, что, как и протокора Алданского щита, самая ранняя сналическая кора докембрийских блоков

Стадии и этапы формирования континентальной коры		Южно-Монгольская	Центрально-Монгольская	Хангай-Хэнтейская		Северо-Монгольская			
				Хангай	Хэнтей				
Континентальная	Зрелый	KZ							
		MZ ₂							
		MZ ₁							
		P ₂							
		C ₃ -P ₁							
	Начальный	C ₁₋₂							
		D ₁₋₂							
		Переходная							
Океаническая									

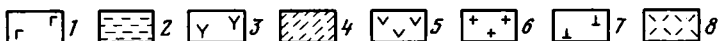


Рис. 8. Схема эволюции магматизма в процессе формирования земной коры в различных структурно-формационных зонах Монголии
 Формационные комплексы: 1—2—океанической стадии: 1—офиолитовый, 2—кремнисто-сланцевый; 3—4—переходной стадии: 3—известково-щелочных пород островодужных ассоциаций, 4—преимущественно карбонатно-терригенных пород; 5—8—континентальной стадии: 5—известково-щелочных и субщелочных пород краевых поясов, 6—гранитных батолитов, 7—преимущественно субщелочных пород зон распыленного магматизма, 8—щелочно-бимодальных ассоциаций рифтовых зон

Монголия специфична и не является аналогом континентальной коры с мощным гранитным слоем. Последняя, судя по способности к жесткому расколу, сменившему пластичное разогретое состояние более ранней коры, и формированию мощных дайковых поясов и массивов автономных анортозитов, возникла не ранее 2,0—1,7 млрд. лет назад. Именно в это время внедрялись самые ранние щелочные породы (базанитоиды в дайковых поясах), которые фиксировали, видимо, континентальную стадию развития ранней докембрийской коры в Монголии.

Изложенные выше данные по характеру фанерозойского магматизма континентальной стадии становления земной коры различного возраста Монголии показывают значительное его разнообразие как по вариациям формационного состава одновозрастных образований, так и по характеру его эволюции.

На рис. 8 приведена характеристика принципиальной возрастной последовательности магматических событий в различных структурно-формационных зонах Монголии. Достаточно наглядно проявлена одинаковая направленность изменения составов магматических комплексов в процессе эволюции океанической коры в континентальную. Она сравнительно простая на океанической и переходной стадиях формирования коры и обусловлена сменой в разрезах офиолитовых комплексов (океаническая стадия) комплексами известково-щелочных пород переходной стадии (формации базальтовая, андезитовая, гранодиоритовая и т. д.). Специфической особенностью магматизма континентальной стадии Монголии является его многоактное и многообразное проявление.

В целом все разнообразие путей формирования континентальной коры в Монголии в фанерозое, как было показано в предыдущем разделе статьи, можно свести к трем главным комплексам процессов, характерным для следующих геодинамических обстановок: 1) обстановка АКО андийского типа, в которой главными являются наряду с тектоническим скупиванием субдукционные корообразующие процессы, при

- геодинамических обстановок и петрохимическая зональность//Геотектоника. 1983. № 6. С. 13—29.
8. *Козаков И. К.* Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозоид Монголии. М.: Наука, 1986. 144 с.
 9. Магматические горные породы. Т. 4. Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987. 370 с.
 10. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.
 11. *Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Палей И. П.* Докембрий западной Монголии и Тувы. М.: Наука, 1981. 156 с.
 12. *Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 318 с.
 13. *Моссаковский А. А., Дергунов А. Б.* Каледониды Казахстана и Центральной Азии (тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки)// Геотектоника. 1983. № 2. С. 16—33.
 14. *Поляков Г. В., Изох А. Э., Кривенко А. П.* Габбро-анортозитовая формация Монголии//Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 4. С. 955—959.
 15. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 220 с.
 16. *Федоровский В. С.* Нижний протерозой Байкальской горной области (Геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М.: Наука, 1985. 200 с.
 17. *Херасков Н. Н., Хераскова Т. Н.* Геодинамическое развитие каледонид Азии в раннем палеозое//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. № 5. С. 101—111.
 18. *Шпунт Б. Р.* Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1987. 137 с.
 19. *Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 540 с.
 20. *Ярмолюк В. В.* Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 197 с.
 21. *Ярмолюк В. В., Коваленко В. И.* Каменноугольный вулканизм Монголии и геодинамика его формирования//Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. № 1. С. 140—144.
 22. *Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Самойлов В. С.* Эволюция рифтогенеза и рифтогенного магматизма в геодинамическом цикле//Магматизм рифтов (Петрология, эволюция, геодинамика). М.: Наука, 1989. В печати.
 23. *Christiansen R. L., Lipman P. W.* Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the Western United States//Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1972. V. 271. P. 249—284.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017;
Институт геологии рудных
месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
17.V.1988

УДК 551.7.032

БЕЛОВ А. А., РУДАКОВ С. Г.

ЧТО ТАКОЕ САРДСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С САЛАИРСКОЙ

Сардская складчатость по времени не совпадает с салаирской, так как происходила между аренгским и карадокским веками ордовика, т. е. соответствует таконской фазе каледонского тектогенеза. Локальные тектонические движения сжатия сардской фазы происходили на фоне общего растяжения, охватившего северную окраину Гондванского континента, вошедшую позднее в состав герцинид и альпид Средней и Южной Европы.

ВВЕДЕНИЕ

Значение сардской складчатости и геологических событий, происшедших в период ее проявления в Западной Европе и Средиземноморье, недостаточно ясно. По этим вопросам имеются различные мнения [21, 22, 39 и др.]. Кроме того, традиционно и обычно некритически сардскую складчатость, выделенную впервые Г. Штилле в 1939 г. [37], сопоставляют с салаирской складчатостью юга Сибири.

В последние годы в изучении доальпийских комплексов о-ва Сардиния произошел значительный прогресс, который коснулся как общих представлений о геологии этого острова [1, 29], так, в частности, и положения и роли сардских деформаций. Учитывая все это, попытаемся на основании современных данных показать место и роль сардских деформаций в Европейском регионе и соотношение их с салаирской и каледонской складчатостями.

САРДСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ НА О-ВЕ САРДИНИЯ

За последние 10 лет крупные коллективы геологов и петрологов из различных итальянских и других европейских университетов выполнили большой объем разносторонних исследований, которые позволили создать удовлетворительную модель стратиграфической, метаморфической и плутонической эволюции домезозойского основания о-ва Сардиния. Эти результаты синтезированы на карте «Структурная модель герцинского основания о-ва Сардиния» масштаба 1 : 500 000.

Главные черты структуры основания о-ва Сардиния сформировались в течение герцинского цикла, хотя деформации и известково-щелочной магматизм каледонского времени тоже имеются. Герцинский тектогенез охватил весь остров, и с ним связаны интенсивные деформации и синкинематический региональный метаморфизм, за которым следовали крупномасштабные поздние и посткинематический интрузивный и эффузивный магматизм. Герцинский возраст этих событий надежно определяется стратиграфическими и радиометрическими данными [1, 29]. Более поздние мезозойско-кайнозойские отложения образуют вулканогенно-осадочный чехол, особенно широко распространенный в северо-западной Сардинии. Герциниды Сардинии характеризуются тектоническими покровами, тектонометаморфической зональностью и сильным поперечным сжатием. В структуре острова выделяются три главные зоны северо-запад — юго-восточного простиранья, различающиеся стратиграфической последовательностью отложений, тектоническими и метаморфическими особенностями: 1) внешняя зона, охватывающая юго-западную Сардинию (провинции Иглезиенте и Сульчис), 2) «зона шарьяжей», пересекающая остров диагонально от провинции Нурра до Саррабуса, и 3) осевая зона в северо-восточной части острова. В осевой

зоне широко распространены позднегерцинские интрузии и породы высоких ступеней метаморфизма, часть из которых коррелируется по составу с ниже- и среднепалеозойскими отложениями других зон острова.

Сардская фаза была установлена во внешней наименее метаморфизованной зоне острова по перерыву, охватывающему верхний кембрий и тремадокский ярус, и угловому несогласию между средним кембрием и ордовиком по имевшимся в то время стратиграфо-палеонтологическим данным. В настоящее время разрез нижнего палеозоя юго-западной Сардинии представляется иначе (рис. 1).

В провинции Сульчис фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия согласно перекрывают толщу, которую обычно относят также к нижнему кембрию, или инфракембрию, или к докембрию. Это свита Бития. Она представлена слабометаморфизованной толщей обломочных пород (~750 м): переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с редкими линзами мраморов и телами, возможно силлами, кислых вулканитов. Свита Бития трансгрессивно и несогласно перекрывает полиметаморфические слюдяные сланцы, а также, вероятно, ортогнейсы, образующие древнее докембрийское основание, прорванное герцинскими гранитами.

Согласно лежащий выше разрез кембрия (Иглезиенте) представлен песчаниками, глинистыми сланцами с прослоями и линзами известняков, в том числе оолитовых с остатками трилобитов, губок, водорослей и др. (свита Небида, 850 м). Ассоциация археоциат свидетельствует о ботомском и атдабанском ярусах (горизонтах). Литологические черты указывают на прибрежные условия. Следующая свита Гоннеза (950 м) представлена известняками и доломитами с остатками археоциат и водорослей раннего кембрия. Условия ее образования рассматриваются как эпиконтинентальные (платформенные), часто в зоне прилива — отлива. Свита Кабитца начинается с мелководных неритовых нодулярных известняков, залегающих с ясным параллельным несогласием на нижележащих породах кембрия. Их образование отмечает начало периода неустойчивости карбонатной платформы в течение среднего кембрия. Мощность их сильно варьирует от 0 до 100 м, что объясняется активными проявлениями растяжения в этот период [26]. Выше постепенно, но быстро, известняки замещаются преимущественно ритмичным переслаиванием глинистых сланцев и алевролитов разных цветов, миллиметровой и сантиметровой мощности, иногда с карбонатными ленточными слоями вблизи основания, и массивными, обычно тонкозернистыми, песчаниками сверху. Частое косое напластование и известняковые нодули встречаются как в алевролитовых, так и в песчаных фациях. Эта толща обычно смята в крутые складки и местами глубоко эродирована, так что ее максимальная измеренная мощность не превышает 400 м.

Нижняя часть свиты Кабитца принадлежит среднему кембрию на основании богатой фауны, в том числе трилобитов *Paradoxides cf. mediterraneus*, *Ctenicefalus (Hortella) sp.*, *Pardailhania hispida*, *Conocoryphe heberti*, *Conocoryphe levji*, *Jincella sp.* Возраст средней и верхней частей свиты был неизвестен до самого последнего времени, когда были обнаружены раннеордовикские (тремадок-аренигские) акритархи и граптолиты (*Dictyonema flabelliforme* и др.) [20, 27].

Кембро-ордовикская серия пород перекрыта с ясным и резким угловым несогласием, хорошо наблюдаемым в ряде мест, полимиктовыми несортированными метаконгломератами Пуддинга. Конгломераты содержат обломки всех литотипов пород подстилающего кембрия, погруженные в красно-фиолетовый песчано-глинистый цемент. В верхней части размер гальки в конгломератах уменьшается и они переходят в гравелиты. В береговой части провинции Иглезиенте встречаются мегабрекчии, содержащие олистолиты кембрийских известняков. Часть из них образуют красивые утесы — острова вдоль берега моря. Появление олистолитов связывается итальянскими геологами с конседиментационными сбросовыми уступами, располагавшимися восточнее. Постепенно

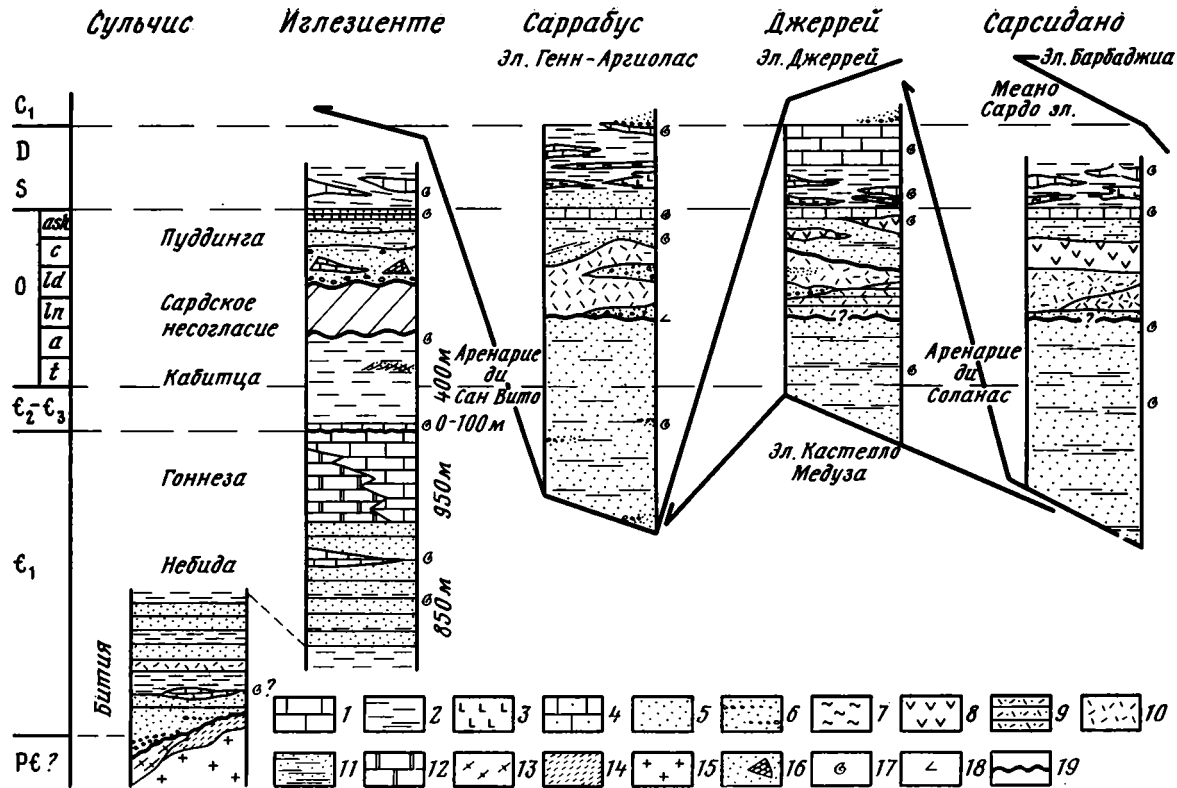


Рис. 1. Схема сопоставления и тектонического соотношения палеозойских разрезов Сардинии 1 — метазвестняки, 2 — глинистые сланцы, 3 — щелочные метабазиты, 4 — карбонатные металевролиты и метазвестняки (часто кремнистые), 5 — метааркозы, 6 — метаконгломераты, 7 — кремни, 8 — метавулканы среднего состава, 9 — метаморфизованные продукты разрушения вулканитов, 10 — метариодациты и метариолиты, 11 — метапесчаники, 12 — метадолмиты, 13 — ортогнейсы, 14 — слюдяные сланцы, 15 — граниты, 16 — олигостромы, 17 — уровень находок фаунистических остатков, 18 — тектонические контакты и вергентность надвигов, 19 — перерыв в осадконакоплении

вверх размер терригенного материала уменьшается и конгломератовая толща замещается переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. В средней части разреза конгломератов отмечаются редкие остатки постаренигских и докарадокских *Phyllocarida*. Первый фаунистически хорошо датированный горизонт расположен выше. Он состоит из слабокарбонатных глинистых сланцев и алевролитов с изобильными остатками брахиопод, пелеципод, трилобитов, мшанок, цистоидей и др. карадокского возраста. Следующий горизонт с окаменелостями, расположенный непосредственно выше предыдущего, и такой же маломощный, состоит из глинистых биокалькаренитов, часто полностью кремнелых. Остатки фауны в этом горизонте сходны с предшествующими, но *Chasmatoporella* среди мшанок отсутствует и встречаются небольшие карадок-ашгильские трилобиты (*Cyclopycidea*). Эти верхнеордовикские богатые фауной горизонты широко распространены в центральной и юго-восточной Сардинии и являются хорошим маркирующим горизонтом сардинского палеозоя. В верхнеордовикской толще встречаются редкие тонкие прослои основных вулканитов или субаэральные продукты их размыва. Разрез надстраивается карбонатными сланцами, содержащими граптолиты и линзы ортоцерасовых известняков (силур), и затем известняками с тентакулитами и криноидеями (девон).

Таким образом, в юго-западной Сардинии время проявления сардской фазы сейчас хорошо датировано: между аренигом и карадоком, т. е. в интервале лланвиерна и лландейло. Возможно, временной интервал этой фазы и несколько уже за счет нижней части толщи Пуддинга, возраст которой еще не определен. С деформациями сардской фазы связано образование складок широтного простирания в кембро-ордовикской серии, но без развития проникающих деформаций (сланцеватости, линейности) и регионального метаморфизма. Метаморфизм низких ступеней зеленосланцевой фации кембро-ордовика юго-западной Сардинии связан с более поздними герцинскими событиями.

Восточнее и северо-восточнее в центральной Сардинии, в так называемой зоне шарьяжей (разрезы Саррабус, Джеррей, Сарсидано), выделяется несколько тектонических покровов, сложенных отложениями низкой степени метаморфизма и включающих породы от кембрия до нижнего карбона. Верхний ордовик (карадок — ашгиллий) и силур фаунистически хорошо охарактеризованы. Верхний ордовик состоит из метапесчаников, карбонатных филлитов и кремнелых метаизвестняков. Силур представлен породами, изменяющимися по составу от лидитов до граптолитоносных карбонатных сланцев, содержащих линзы ортоцерасовых известняков. Силурийскими являются также редкие эффузивные метабазиты и более частые интрузивные метагаббро. Выше залегают метаизвестняки с прослоями карбонатных сланцев и нодулярные метаизвестняки девона. Завершают разрез среднего палеозоя нижекаменноугольные метааркозы.

Идентификация доверхнеордовикских разрезов центральной Сардинии вызывает большие трудности. Эти кембро-ордовикские толщи сильно отличаются от отложений того же возраста юго-западной части острова. Наиболее древние из них представлены мощной последовательностью слюдяных и богатых кварцем метапесчаников, переслаивающихся с метааргиллитами и метаалевролитами (Аренарие ди Сан-Вито и Аренарие ди Соланас, рис. 1). Они имеют часто облик турбидитов и свидетельствуют об углублении бассейна к северо-востоку. На основании новых находок акритарх эти свиты относятся к среднему — верхнему кембрию и верхнему аренигу [38], что позволяет сравнивать их с той последовательностью пород, которая на юго-западе острова подверглась сардским деформациям. В центральной Сардинии среднекембрийская — раннеордовикская серия постоянно перекрыта комплексом метавулканических пород. Последние представлены как преимущественно эффузивами, так и интрузивными разностями. Они сильно варьируют от места к месту в мощности и составе. Наиболее широко распространены кислые порфириновые лавы и риодацитово-риолитовые игнимбри-

ты, реже встречаются андезитодацитовые вулканиты. Возрастной интервал этих вулканитов находится между аренигом и карадоком.

Геохимическое изучение изверженных пород Сардинии, проведенное большим количеством исследователей [29], показало, что метабазалты и метагаббро силура имеют щелочную тенденцию, сходную с современными внутриплитными базальтами, а метавулканиты среднего ордовика — субщелочную тенденцию, сравнимую с продуктами посторогенной магматической активности на континентальных окраинах.

В провинции Саррабус среднеордовикский вулканический комплекс лежит несогласно на кембро-нижеордовикских песчаниках и маркируется метаконгломератами (свита Рио-Церакса). В других местах Центральной Сардинии это несогласие либо менее значительно, либо труднее выявляется в сильно деформированных в герцинское время метаморфитах. Положение в разрезе и петрохимические особенности магматизма среднего ордовика позволяют некоторым итальянским исследователям причислять его к позднеорогенному, связанному с тектоническими движениями раннего — среднего ордовика, т. е. с сардской фазой. Гораздо большего внимания заслуживает, с нашей точки зрения, представление [25, 32, 36] о том, что сардская фаза не может рассматриваться как выражение орогенических событий, т. е. как складчатость, завершающая цикл тектогенеза, а среднеордовикский магматизм — как продукт конвергенции краев плит, т. е. как субсеквентный магматизм. Скорее наоборот, сардские деформации и постаренигский магматизм — свидетельства рифтогенеза и начала герцинского цикла развития. В пользу этого можно привести следующие доводы. Небольшие растяжения в юго-западной Сардинии отмечаются еще в раннем и среднем кембрии в платформенных условиях. Более активный рифтогенез конца кембрия — начала ордовика проходил за пределами Сардинии в смежных областях Средней и Южной Европы. В Корсико-Сардинской области такие тектонические процессы можно предполагать в осевой зоне Сардинии. В южной Сардинии в это время создались сопряженные с растяжением локальные условия сжатия, которые привели к складчатости, разогреванию нижних частей земной коры и к последующему постаренигскому активному растяжению, сопровождаемому активным вулканизмом весьма разнообразного состава. Фации и мощности осадочных отложений также свидетельствуют о весьма большой дифференциации условий осадконакопления. Сжатие в южной Сардинии, одновременное с растяжением в северной части острова в середине ордовика, и сардские деформации могут быть объяснены как производные от регионального рифтогенеза сдвигового типа. С аренига погружения распространялись с севера на юг (в современной ориентации острова), и в раннем силуре было достигнуто состояние общего погружения и однообразия фациальной обстановки. Кора в это время уже была утоненной, и силурийский магматизм, носивший внутренний характер, проходил на фоне общего растяжения.

ОРДОВИКСКИЕ СОБЫТИЯ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Рассмотрим вначале данные по Иберийскому полуострову. Выше байкальского несогласия в верхней части позднего докембрия или в основании кембрия во всех зонах Иберийского полуострова залегает изменчивый по мощности (от 1 до 10—12 км) чехол осадочных отложений, преимущественно мелководных и терригенных, с незначительным количеством карбонатных и редкими телами кислых и средних вулканитов. Разрез нижнего палеозоя (от нижнего кембрия до тремадокского яруса ордовика) в наиболее полно сохранившихся структурах непрерывный и может быть интерпретирован как платформенный или шельфовый, возможно, краевой подвижной части континента. По фациям и мощностям выделяются прогибы (зоны Западной Астурии и Леона и Осса-Морена) и разделяющее их поднятие (Центрально-Иберийская зона).

В основании аренига, или другими словами — в основании армориканских кварцитов, почти повсеместно фиксируются перерыв и часто угловые несогласия. Эти несогласия коррелируются с сардской фазой. Однако эта фаза неповсеместна и проявилась на несколько разных временных уровнях. Так, в Кантабрийской зоне средний и верхний ордовик обычно выпадает благодаря местным предсилурийским размывам, но в непрерывном разрезе не. Пенья от кембрия до девона сардских и никаких других деформаций не отмечено. В зоне Западной Астурии и Леона имеется лишь небольшой перерыв между карадоком и силуром при полном разрезе, включающем венд, кембрий и ордовик. Начиная с силура, предшествующая дифференциация осадконакопления в поднятиях и прогибах нивелируется и большее значение приобретает вулканизм. В общем можно вполне согласиться с М. Жуливером, Ф. Мартинесом и А. Рибейро [30] в том, что до начала герцинских орогенических событий в течение всего раннего — среднего палеозоя существенных перестроек, значительных деформаций, знаменующих собой смену тектонического режима, не было. Сарская фаза на Иберийском полуострове рассматривается как локальная либо как отражение эпейрогенических движений. Она не сопровождалась существенными магматическими явлениями и метаморфизмом. Догерцинские события, по мнению М. Жуливера, определялись рифтогенезом и общей обстановкой растяжения, с которыми была связана также небольшая магматическая и термальная активность.

В ближайших районах циркум-западномедитерранейской области обстановка в раннем палеозое была аналогичной [24]. Так, в Черных горах (Монтань-Нуар) стратиграфия кембрия — ордовика — силура, фациальные и палеогеографические условия этого времени в основных чертах были близки рассмотренным выше на Сардинии и Иберийском полуострове. Перерыв, отвечающий фазе поднятия, местами сопровождается угловыми несогласиями, отмечается в покровах южного крыла складчатого сооружения Черных гор между нижним и верхним ордовиком с выпадением из разреза среднего ордовика. Это несогласие полностью отвечает сардской фазе. Возможен перерыв, но без несогласий в основании ордовика с выпадением части верхнего кембрия.

На Корсике имеются несогласия в основании нижнего ордовика, залегающего на гнейсовом докембрийском цоколе, и между нижним ордовиком и верхним ордовиком — силуром.

В целом вся область Южной Европы — Северной Африки после образования кадомской (байкальской) континентальной коры представляла собой край Африканского кратона, на котором накапливался платформенный чехол. В кембрии, ордовике, а также силуре эта область подвергалась более слабым тектоническим воздействиям по сравнению со смежными областями Палеоатлантики и Палеотетиса. Это выражалось в образовании зон растяжения, рифтов, в поднятиях и локальных деформациях, в явлениях магматизма. Вероятно также, особенно в кембрии, влияние поздних фаз байкальского тектогенеза, его, по выражению В. Е. Хаина, афтершоков.

Аналогичная картина описывается разными исследователями в скандинавских каледонидах, в шотландской «миогеосинклинали», т. е. приконтинентальной шельфовой зоне, и на ее продолжении в Канаде. В этой области в интересующем нас интервале времени деформации фиксируются в раннем ордовике, они не сопровождались метаморфизмом и не распространялись на приокеаническую и океаническую области. Вероятно, эти деформации не были связаны еще с замыканием Протоатлантики, области будущих каледонид, а явились отражением сдвигов и рифтовых движений [3].

Начало закрытия Протоатлантики в среднем ордовике сопровождалось интенсивной складчатостью таконской фазы, метаморфизмом и общей регрессией в конце ордовика; затем последовала трансгрессия в лландоверийский век и в силуре установились стабильные условия. Каледонская орогения, как известно, закончилась в конце силура. Вероят-

но, в ордовике начались расколы в Средней Европе, повлекшие за собой открытие Палеотетиса — широтного океанического бассейна, параллельного в дальнейшем континенту «древнего красного песчаника». В этой наиболее внутренней области герцинского складчатого пояса накопление морских осадков шло непрерывно на протяжении всего раннего палеозоя вплоть до девона (зона Лигерийской кордильеры, протягивающейся от Южной Арморики на юго-запад Центрального Французского массива, и ее вероятное продолжение к западу и востоку). К северу от этой внутренней зоны влияние каледонских событий более значительно, чем к югу. Так, таконская, предкарадокская, складчатость отмечается в Высоких Арденнах, в Бранте, в северных частях Рено-Герцинской зоны. Широко известный в Центральной и Западной Европе щелочной и известково-щелочной гранитоидный магматизм в ордовике и силуре был следствием частичного плавления мантии и контаминации выплавкой коровым материалом в условиях высокого теплового потока и общего растяжения [39], т. е. это были опять явления, сопряженные в пространстве и во времени с каледонским тектогенезом.

Несогласное залегание аренига на среднем кембрии отмечается на востоке, в Свентокшиских горах, где выделялась сандомирская тектоническая фаза, отвечающая в какой-то мере салаирской [15]. В то же время в различных зонах Свентокшиских гор и в Прикарпатском прогибе имеется несколько перерывов и несогласий в интервале разрезов от низов ордовика до верхов нижнего силура, не сопровождаемых существенной сменой формационного состава.

В юго-западной Польше, в Судетах, перерыв между верхним протерозоем — средним кембрием и верхним ордовиком — силуром — девоном охватывает интервал как салаирской, так и сардской складчатости [28].

Особо следует остановиться на событиях конца ордовика — начала силура в Альпах. Нижний палеозой в Южных и Австрийских Альпах (в Западных Альпах материал менее надежный) представлен мощным пелитопсаммитовым комплексом, содержащим в верхней части карадокские окаменелости и метаморфизованным преимущественно в зеленосланцевой фации [2]. Для Южных Альп недавно был доказан по акритархам возраст значительной части этого комплекса в пределах нижнего кембрия — тремадокского яруса [33]. В подчиненном количестве в нем встречаются карбонатные, кремнистые и вулканические образования. Вулканизм был основного и среднего (до дацитов) состава.

Очень важная стадия геологической эволюции Альп, или, как ее предпочитают именовать некоторые геологи [22, 23, 34], «каледонское тектонотермальное событие», проявилась в конце ордовика. Это событие активно обсуждается уже более десятилетия. Основная полемика происходит по вопросу: представляло ли оно собой каледонский орогенез или что-то иное? По скудным стратиграфическим данным, оно произошло в предкарадокское время или несколько позже вплоть до начала силура. Радиогеохронологические датировки указывают на интервал времени 510—440 млн. лет назад для метаморфизма и 450—430 млн. лет назад для магматизма. Последний представлен кальциево-щелочными и щелочными кислыми лавами и туфами, в том числе субаэральными игнибритами, и нормальными гранитоидами. Поражает, как отмечает Ф. П. Сасси, огромное количество расплавленного материала, максимальное за всю историю Восточных Альп. Кислые лавы и туфы образовали крупные в несколько тысяч квадратных километров вулканические плато. Однако так называемая порфиритовая плита Восточных Альп может уменьшаться в мощности от 1600 м до тонких туфовых прослоев в разрезах некоторых тектонических покровов. В последнем случае мы, видимо, имеем дело с отложениями наиболее внутренних и глубоких частей раннепалеозойского бассейна. Здесь в конце ордовика — начале силура отсутствуют следы перерывов и несогласий. В типичном же случае порфиритоиды перекрываются с несогласием вышележащими отложениями. Перерывы могут охватывать верхний ордовик, а иногда и часть силура. Однако к каким-либо существенным изменениям палеогеогра-

фии и характера осадконакопления эти события не привели. Структурообразование в течение рассматриваемой стадии не проявилось на поверхности в виде заметных складок или тектонических покровов. Его чаще улавливают в микро- и мезомасштабах в метаморфических породах в виде метаморфической фолиации S_1 и S_2 , микроскладок, напряжений растяжения. Исследователи также принимают во внимание вероятное существование региональной сети трещин, по которым подавался на поверхность вулканический материал.

Все перечисленные данные позволяют считать, что события конца ордовика в Альпах представляют собой отражение процесса растяжения и формирования внутриконтинентальных рифтов и океанических бассейнов. Что касается последних, то их бывшее существование подтверждается присутствием офиолитов [2].

В Западных, Восточных и Южных Карпатах в рассматриваемом интервале разрезов нижнего палеозоя есть перерывы в осадконакоплении, но палеонтологические данные слишком скудны, чтобы датировать с требуемой нам точностью возраст тектонических событий. Лучше дело обстоит в Балканских горах Болгарии и Восточной Сербии, где имеются перерывы между нижним кембрием и тремадоком, внутри аренига [31] и между карадоком и венлоком, при этом доордовикские отложения затронуты зеленосланцевым метаморфизмом. Однако все эти события времени салаирской и сардской фаз не привели к принципиальным изменениям палеотектонической обстановки. Они лишь отражают заметный рубеж при переходе от океанической к островодужной стадиям формирования палеозойской континентальной земной коры этой области.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ МАТЕРИАЛ ПО ЮГУ СИБИРИ, КАЗАХСТАНУ И ТЯНЬ-ШАНЮ

В перечисленных в заголовке регионах аналогом сардских деформаций всегда называлась салаирская фаза (или эпоха) складчатости. Впервые ее выделил в 1928 г. А. М. Кузьмин в Салаирском кряже как пограничную между кембрием и ордовиком. Затем представление о ней было развито в работах М. А. Усова, М. К. Коровина, А. Н. Мазаровича, В. П. Нехорошева [11], В. А. Кузнецова [8] и других исследователей. К настоящему времени к собственно салаирской эпохе в узком смысле относят средний и поздний кембрий и низы ордовика [9]. Н. С. Зайцев дает такое определение: «салаирская, или раннекаледонская, эпоха складчатости завершает геосинклинальное развитие областей, испытавших складкообразование, внедрение крупных интрузий гранитоидов, метаморфизм и начало общего поднятия в конце среднего и начале позднего кембрия. Орогенный комплекс (структурный ярус) сложен преимущественно отложениями верхнего кембрия и местами нижнего ордовика» [5, с. 70].

Ниже мы кратко рассмотрим региональные материалы. Надо сказать, что кроме отдельных статей и монографий, на которые даются ссылки, мы широко использовали капитальные сводки В. Е. Хаина [15, 16].

На Салаирском кряже собственно салаирская фаза отражается в несогласии, отделяющем мощную спилит-кератофировую формацию венда — среднего кембрия в ассоциации с гипербазитами от флишондной формации верхнего кембрия — ордовика, аналога горно-алтайской серии каледонского Алтая. Вероятно, эту фазу можно подразделить еще на ряд подфаз в раннем кембрии, на границе раннего и среднего кембрия, в начале позднего кембрия и на границе кембрия и ордовика, о чем пишет В. Д. Фомичев, по [16].

Однако в отличие от истинных салаирид Кузнецко-Северо-Монгольской складчатости системы, где салаирская складчатость явилась главной при переходе к континентальной стадии развития, на самом Салаирском кряже еще длительное время продолжался переходный период формирования континентальной коры с резкими деформационными фа-

зами перед силуром и перед девоном, а заключительные деформации приходится уже на поздний палеозой, т. е. являются герцинскими. В это время были окончательно оформлены крупные надвиги и сформировались позднегерцинские гранитоидные батолиты. Так что тектонотип салаирской складчатости находится не на Салаире.

Салаирской складчатости в Алтае-Саянской области подверглись комплексы океанической и переходной стадий развития верхнего рифея — низов верхнего кембрия. С позднего кембрия — раннего ордовика начинают формироваться молассы и магматические образования, включая тоналит-гранодиоритовые батолиты — показатели формирования гранитно-метаморфического слоя [4, 10, 14, 16]. Но в отдельных зонах салаирские деформации происходили несколько разновременно. Так, в западной части Катунско-Абаканской зоны они фиксируются между концом раннего и концом среднего кембрия. Там на смятые в складки толщи ложатся с резким угловым несогласием вначале морские отложения, относящиеся к концу среднего — началу верхнего кембрия, а затем уже, также с несогласием, настоящие молассы конца верхнего кембрия — нижнего ордовика. В Чулышманской зоне региональное структурное несогласие находится на границе верхнего кембрия и нижнего ордовика. К этому же временному уровню приурочены локальный прогрессивный метаморфизм и гранитоидный метасоматоз. В Озерной зоне Монголии деформации произошли в конце раннего — начале среднего кембрия, а средний кембрий представлен молассами с вулканитами [4].

В Центральном и Восточном Казахстане тектонические процессы, синхронные салаирской эпохе складчатости, выразились в совершенно иной форме, в виде роста в восточной океанической области со среднего кембрия и в ордовике островодужных систем [13]. Салаирское несогласие между кембрием и ордовиком отмечается в Тектурмасском антиклинории.

В Северном Тянь-Шане В. И. Кнауф [7] выделил салаирские складчатые зоны в качестве наиболее ранних в каледонской складчатой области с деформациями в конце кембрия — начале раннего ордовика.

На Урале салаирский тектогенез проявлен в пределах Восточно-Уральского антиклинория. Верхнекембрийские молассоидные отложения залегают там с размывом на венд-нижнекембрийском складчатом и метаморфизованном основании, прорванном гранитоидами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, вышеприведенные данные показывают, что время проявления сардской складчатости в области ее тектонотипа, т. е. на о-ве Сардиния, не совпадает со временем салаирской складчатости в Сибири, но в точности соответствует времени таконской складчатости Протоатлантики и такой же складчатости в западной ветви алтае-саянских каледонид — в Горном и Монгольском Алтае [15]. Иными словами, сардская складчатость по времени является типично каледонской (рис. 2).

Характерной особенностью сардских движений является то, что они происходили на фоне общего растяжения, охватившего северную окраину Гондванского континента, вошедшую позднее в состав герцинид и альпид Средней и Южной Европы. Растяжение это, вероятно, началось еще в раннем или среднем кембрии и охватывало обширную область к югу от Палеотетиса в современной ориентировке его сутуры, или к востоку, если учесть новые палеорекоконструкции [6]. Такие же растяжения отмечены недавно в Иране [12].

Гондванская окраина Палеотетиса в раннем палеозое представляла собой обширный шельф, подвижность которого возрастала по мере приближения к океанической структуре. Последняя в своей западноевропейской части образовалась в результате растяжений и рифтогенеза. Этот процесс достиг, вероятно, своего максимума в среднем ордовике, в то время, когда в области будущих каледонид, т. е. в Протоатлантике, происходило наибольшее закрытие океанического Япетуса [19]. Этот

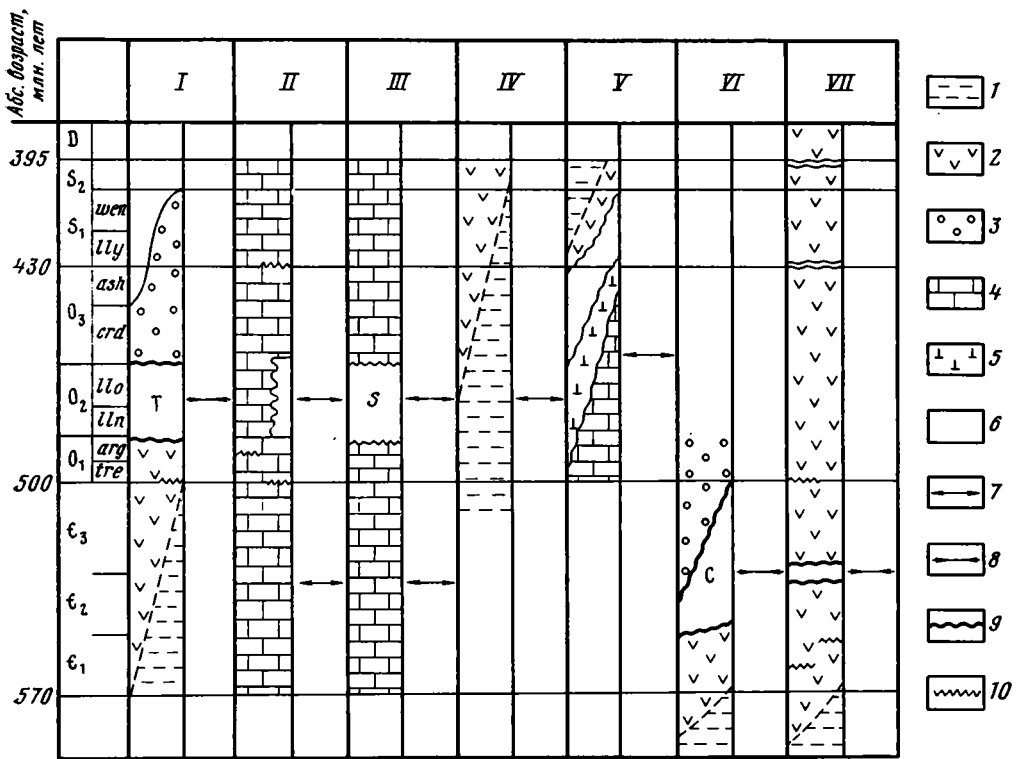


Рис. 2. Корреляционная схема сардской (S), салаирской (C) и таконской (T) фаз складчатости

I — древнекаледонские зоны Протоатлантики, II — Южно-Европейский сектор северной окраины Гондванского континента, III — о-в Сардиния, IV — внутренние зоны Палеотетиса Средней Европы и Альп, V — краевые зоны Палеотетиса в покровах Альп, VI — Кузнецко-Северо-Монгольская складчатая система Алтае-Саянской области, VII — Салаирский кряж. 1—5 — формации: 1 — океанические, 2 — переходные (активных окраин), 3 — орогенные, 4 — шельфовые, 5 — континентальных рифтов; 6 — перерывы в осадконакоплении; 7—8 — региональные геодинамические условия; 7 — растяжения; 8 — сжатия; 9—10 — складчатость и угловые несогласия: 9 — региональные, 10 — локальные

тектонический процесс в раннекаледонских зонах привел к резкой смене геодинамического режима и палеогеографической обстановки, или, иными словами, к смене переходной стадии развития континентальной, вернее орогенной.

Процесс растяжения и рифтогенеза западноевропейские геологи обычно связывают с поднятием мантийного диапира или диапиров, сопровождавшимся крупномасштабным гранитоидным щелочным и известково-щелочным магматизмом, а также основным вулканизмом в некоторых рифтах [35, 39]. Вместе с тем в отдельных районах этой обширной области создавались условия локального сжатия, возможно, связанные со сдвигами, приводившие к местным поднятиям и перерывам в осадконакоплении и к складчатости, как, например, в юго-западной Сардинии.

Аналогичным образом в Казахстано-Сибирской области палеозой сжатия, складчатости и орогенезу в одних системах (салаирских) соответствуют растяжения, рифтогенез и прогибания в других системах (будущих герцинских). Эта закономерность сопряженности и миграции процесса тектогенеза отмечалась многими исследователями [17, 18].

Интересно также обратить внимание на удивительно неудачную «судьбу» обеих складчатостей — сардской и салаирской: первая по существу не нуждается в особом выделении, так как оказалась таконской, а вторая, сохранив свою самостоятельность, утратила соответствующий название тектонотип.

Список литературы

1. *Адамия Ш. А., Белов А. А.* Основные черты строения герцинид о. Сардиния//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 72—79.
2. *Белов А. А.* Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
3. *Буртман В. С.* Корреляция стадий и этапов деформации в каледонидах Британских островов и Скандинавии//Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 78—82.
4. *Дераунов А. Б.* Структурные зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М.: Наука, 1967. 215 с.
5. *Зайцев Н. С.* Области ранней каледонской складчатости//Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966. С. 69—79.
6. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Кононов М. В.* Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое//Геотектоника. 1987. № 3. С. 16—27.
7. *Кнауф В. И.* Тектоническое районирование Северной Киргизии//Геотектоника. 1966. № 5. С. 48—57.
8. *Кузнецов В. А.* Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области//Вопросы геологии Азии. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР. 1954. С. 202—227.
9. *Материалы по тектонической терминологии. Ч. 2.* Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 116 с.
10. *Моссаковский А. А.* Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 243 с.
11. *Нехорошев В. П.* Геология Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 211 с.
12. *Романько Е. Ф., Кривякин Б. Б., Мельников Б. Н.* О вулканизме в палеозойской истории Иранского сегмента Средиземноморского складчатого пояса//Геотектоника. 1988. № 1. С. 80—91.
13. *Тектоника Казахстана. Объяснительная записка к тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1 : 2 500 000.* М.: Наука, 1982. 139 с.
14. *Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии м-ба 1 : 5 000 000).* М.: Наука, 1980. 222 с.
15. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
16. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
17. *Хаин В. Е.* Об одной важнейшей закономерности развития межконтинентальных геосинклинальных поясов Евразии//Геотектоника. 1984. № 1. С. 13—23.
18. *Цейслер В. М.* Роль формационного анализа при выделении салаирид на территории СССР//Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 4. С. 3—9.
19. *Ager D. V.* The geological evolution of Europe//Proc. Geol. Assoc. 1975. V. 86. Pt. 2. P. 127—154.
20. *Barca S., Cocozza T., Del Rio M., Pillola P. L. & Pittan Demelia P.* Deconverte d'Ordovicien inferieur date par Dictyonema flabelliforme et par Acritarches dans la partie superieur de la Formation de Cabitza du Cambrien de la Sardaigne (Italie). Consequence structurales//C. R. Acad. Sci. 1986. V. 303. P. 812—817.
21. *Belov A. A.* The main development states and epochs of tectonic activity in the Mediterranean — Alpine folded area in Paleozoic/Eds Karamata S. & Sassi F. P.//IGCP Project № 5. Newsletter. 1981. № 3. P. 28—34.
22. *Bögel H., Morteani G., Sassi F. P., Satir M., & Schmidt K.* The Hercynian and pre-Hercynian development the Eastern Alps. Report on meeting//N. Jb. Geol. Paläontol. Abhandl. 1979. B. 159. № 1. P. 87—112.
23. *Borsi S., Del Moro A., Sassi F. P., Zanferrari A. A. & Zirpoli G.* Events «caledoniana» nelle Alpi? Risposta ad un intervento critico//Boll. Soc. Geol. It. 1975. V. 94. P. 275—280.
24. *Bourrouilh R., Cocozza T., Demange M. et al.* Essai sur l'évolution paleogeographique, structurale et métamorphique du Paléozoïque Sud de la France et de l'ouest de la Méditerranée//Ann. Soc. geol. Nord. 1979 (1980). V. 99. P. 159—188.
25. *Carmignani L., Cocozza T., Minzoni N. & Pertusati P. C.* Falde di ricoprimento ercyniche nella Sardegna a nord-est del Campidano//Mem. Soc. Geol. It. 1978. V. 19. P. 501—510.
26. *Gandin A.* Anamalie al passaggio Formazione di Gonzeza-Formazione di Gabitza (Cambriano inferiore — medio); Sardegna sud — occidentale//Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano Siena Riuni, 1985. P. 28—29.
27. *Gandin A., Pillola P. L.* Biostratigrafia e sedimentologia della Formazione di Cabitza nelle Ilesiente//Evoluzione stratigrafica, tettonica, e metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano. Siena Reunione Scientifica. 1985. № 13—14. P. 30—31.
28. *Geology of Poland. V. 1. Stratigraphy. P. 1. Precambrian and Palaeozoic.* Warsawa, 1970. 651 p.
29. *Guide-book to the excursion on the Paleozoic basement of Sardinia/Eds Carmignani L., Cocozza T., Ghezzi C., Pertusati P. C. and Ricci C. A.//IGCP Project № 5. Newsletter, special issue. Pacini editore — Pisa. 1986. 102 p.*
30. *Juliver M., Martinez F. J., Ribeiro A.* The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt//Ann. Soc. geol. Nord. 1979 (1980). V. 99. P. 132—158.

31. *Kalvacheva R.* Acritarch stratigraphy of the ordovician system in Bulgaria//IGCP Project № 5. Final field Meeting. Sardinia. Abstracts, 1986. P. 38—43.
32. *Minzoni N.* Paleozoic tectonics, magmatism and sedimentation in Sardinia//IGCP. Project № 5. Final field Meeting. Sardinia Abstracts, 1986. P. 54—55.
33. *Sassi F. P., Kalvacheva R., Zanferrari A.* New data on the age of deposition of the South-Alpine phyllitic basement in the Eastern Alps//N. Jb. Geol. Paläontol. Mh. 1984. № 12. P. 741—751.
34. *Sassi F. P., Schmidt K.* The «Caledonian» event in the Eastern Alps: guide-lines for its geodynamic interpretation/Eds. Sassi F. P., Varga I.//IGCP Project. № 5. Newsletter. 1982. № 4. P. 78—81.
35. *Schmidt K., Söllner F.* Proposals for the geodynamic interpretation of the «Caledonian» event in central and southern Europe, with special reference to the Eastern Alps//Eds. Sassi F. P. & Varga I.//Project IGCP. № 5. Newsletter. 1982. № 4. P. 82—93.
36. *Schneider H. H.* Revision des Altpaläozoikums Sardiniens ins besondere des sardischen konglomerates//N. Jb. Geol. Paläontol. 1974. B. 146. P. 78—103.
37. *Stille H.* Bemerkungen betreffend die «sardische» Faltung und den Ausdruck «ophiolithisch»//Z. D. G. G. 1939. V. 91. P. 771—773.
38. *Tongiorgi M., Albani & Di Milia A.* The Solanas sandstones of Central Sardinia: New paleontological data (Acritarchs) and an attempt of geological interpretation (a «post — sardinian» molasse?)//Bull. Soc. Geol. France. 1984. V. 26. № 4. P. 665—680.
39. *Zwart H. J., Dornsiepen U. F.* The variscan and pre-Variscan tectonic evolution of Central and Western Europe a tentative model//Ann. Soc. Geol. Nord. 1979. (1980). V. 99. P. 226—232.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
27.IV.1988

УДК 551.243 : 551.71(470.21)

ДОБРЖИНЕЦКАЯ Л. Ф., КАЦУРА И. К.

**СТРУКТУРЫ ТЕЧЕНИЯ В ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЛАСТИНАХ
АРХЕЙСКИХ ЭНДЕРБИТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА**

На примере Вежетундровской пластины, сложенной архейскими эндербитами, рассмотрен структурный парагенезис зон глубинного надвигообразования, протекавшего в условиях метаморфизма гранулитовой фации. Установлены характер и направленность структурных преобразований в ходе прогрессивной деформации, что открывает возможность определения направления тектонического транспорта материала.

Структурные парагенезисы (мелкие складки, кливаж, сланцеватость, линейность), возникающие при деформации горных пород в ходе надвигообразования, являются своеобразными маркерами тектонических движений, с помощью которых возможно определение фронтальной зоны, подошвы и кровли пластины, направления транспорта. Наиболее хорошо изучены в этом отношении покровные зоны фанерозойских областей.

Обычно траектория перемещения надвиговых пластин в синметаморфических условиях отождествляется с линейными ориентировками минералов или других удлиненных в ходе деформации геологических тел. Наиболее типичные структурные парагенезисы глубинных надвигов — это мелкие асимметричные складки, шарниры которых располагаются параллельно линии простирания надвига, и линейность, ориентированная параллельно линии транспорта.

В зоне пластических надвигов, которые нами были изучены в центральной части Кольского полуострова, в архейских эндербитах установлена линейная ориентировка кварца в *a* и *b* структурной позиции по отношению к линии транспорта. Исследованию этой линейности и посвящена настоящая статья.

Геологическое положение эндербитов. Эндербиты Центрально-Кольской зоны рассматриваются нами в составе чарнокитовой серии, в которую помимо них включены также амфибол-двупироксеновые основные кристаллосланцы, метапироксениты и собственно чарнокиты. Согласно нашим данным [1], чарнокитовая серия представляет собой своеобразный метаморфизованный в условиях гранулитовой фации комплекс пород, похожий по составу на расслоенную магматическую серию: пироксенит, габбро-норит — кварцевый диорит, тоналит — плагиогранит.

На структурно-геологической схеме (рис. 1, 2, А) выделены три тектонические пластины, сложенные породами чарнокитовой серии. Одна из них наиболее крупная — Вежетундровская пластина — была изучена детально. В подошве Вежетундровской пластины залегают интенсивно деформированные гнейсы архейской кольской серии. Вдоль контакта установлена зона бластомилонитов гранулитовой фации. Пластина погружается на юго-запад под углом 30—40°. На западе она частично перекрывается еще одной тектонической пластиной, сложенной гнейсами Оленегорского зеленокаменного пояса.

Внутри Вежетундровской пластины установлены складки нескольких генераций (F_1 — F_4). Первые две генерации F_1 и F_2 представлены пакетами лежащих изоклинальных складок, опрокинутых на северо-восток. Эти складки были сформированы в ходе надвигообразования, синхронного метаморфизму гранулитовой фации. Складки F_3 развиты локально и связаны со сдвигами, осуществлявшимися в крутоориентированных плоскостях северо-западного простирания. Складки F_4 представлены крупными открытыми формами северо-восточного структурного плана. Они лишь слегка деформируют контуры тектонических пластин. Склад-

ки $F_3 - F_4$ рассматриваться не будут, так как они не оказывают значительного влияния на структурный ансамбль, созданный в ходе надвигового тектогенеза.

Рассмотрим структурную позицию складок F_1 и F_2 . Самые ранние складки F_1 встречаются довольно редко в виде единичных реликтовых замков, напоминающих фрагменты внутрислоевых складок. Эти складки были обнаружены в тыловой зоне Вежетундровской пластины. В этой зоне широко проявлена a -линейность, выраженная в удлиненном расположении зерен кварца по направлению падения плоскости подошвы пластины. Соотношение a -линейности, которую мы условно считаем L_1 , с шарнирами B_1 в поле не было установлено.

Наиболее широко развиты складки F_2 . Это мелко- и среднемасштабные асимметричные складки с правосторонним узором. Их замковые части характеризуются округлыми формами, и почти никогда не было отмечено пикообразных острых замков, свидетельствующих о значительном выжимании материала. Иногда в замковых частях складок F_2 наблюдались скопления кварц-плагиоклазовых гнезд, конфигурация которых указывает на вращение материала в шарнирной зоне.

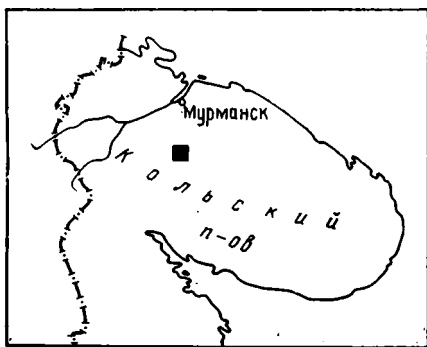


Рис. 1. Местоположение района работ

Шарниры складок F_2 — субгоризонтальны: они погружаются под углом $5-10^\circ$ на северо-запад или на юго-восток и ориентированы в целом субпараллельно границе надвиговой пластины (см. рис. 2, А). Часто вдоль осевых плоскостей складок F_2 проходят

пологие вязкие срывы, по которым происходит смещение их замковых частей. Эти сдвиги являются синхронными с общим надвигообразованием, так как они имеют одинаковую ориентировку и, кроме того, вдоль них развиты локальные зоны бластомилонитов гранулитовой фации или гиперстен-кварц-плагиоклазовые и кварц-плагиоклазовые жилы.

На рис. 2, Б дана объемная модель складчатого строения Вежетундровской пластины. Из этой модели видно, что смещение вдоль локальных надвигов осуществляется так, что антиформные замки складок F_2 локализуются в висячем крыле надвига. В то же время синформные части складок смещаются в область лежащего крыла. Такая геометрия распределения замковых частей складок F_2 свидетельствует о перемещении антиформных зон по направлению к фронтальной части надвига. В зоне подошвы Вежетундровской пластины была закартирована крупная антиформная складка (на карте — см. рис. 2, А — ее ось пронумерована цифрой 1). Осевая зона этой складки характеризуется сложным строением: здесь отмечается скопление мелких складок F_2 , осевые поверхности которых в этой позиции оказываются повторно деформированными (см. рис. 2, Б). Эта крупная антиформа сформировалась также в ходе надвигообразования в условиях прогрессивной деформации. Если замки антиформных складок локализуются во фронтальной части надвига, а границей главного надвига мы считаем зону бластомилонитов, разделяющую пластины пород чарнокитовой серии и гнейсов кольской серии, то можно определить направление перемещения Вежетундровской пластины. Исходя из данных картирования и пространственного положения антиформных структур в северо-восточном контакте Вежетундровской пластины, можно полагать, что перемещение происходило с юго-запада на северо-восток. Направление тектонического транспорта в этом случае имело ориентировку 40° СВ.

В пределах Вежетундровской пластины выделяются две генерации кристаллизационной сланцеватости — S_1 и S_2 и две генерации линей-

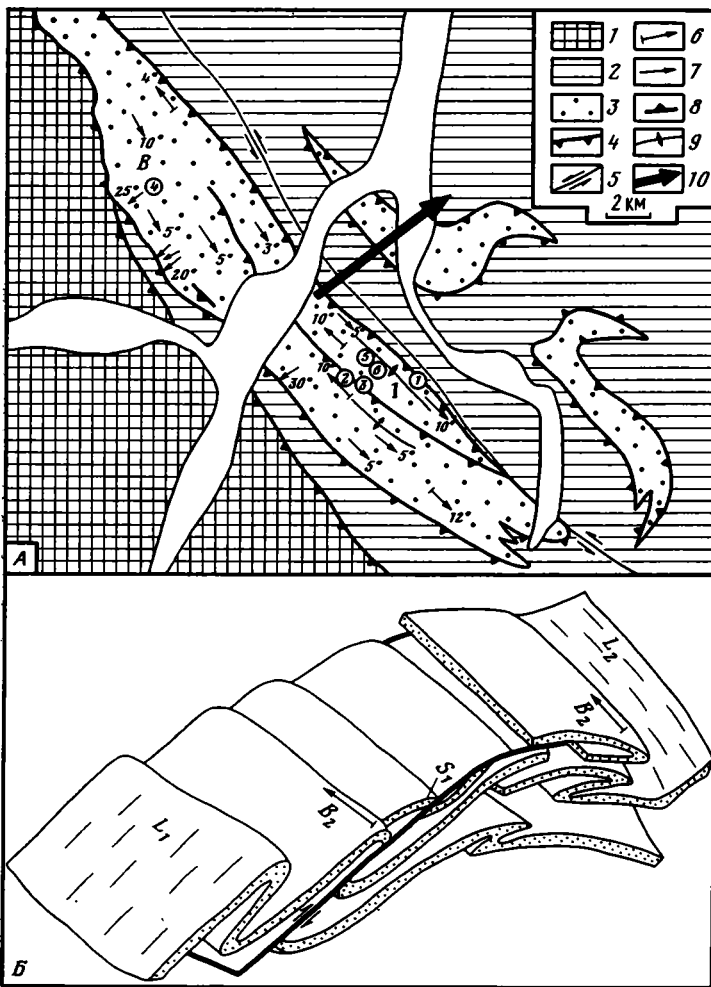


Рис. 2. Структурно-геологическая схема строения пород чарнокитовой серии в районе хребтов Веже-тундра и Афанасия-тундра (А); объемная модель складчатого строения Вежетундровской пластины (Б)

1—3 — архейские образования: 1 — метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы Оленегорского зеленокаменного пояса, 2 — глиноземистые гнейсы кольской серии, 3 — породы чарнокитовой серии; 4—10 — структурные элементы: 4 — границы надвигов, 5 — граница зоны Вежетундровского сдвига, 6 — ориентировка шарниров складок F_2 (угол погружения $5-10^\circ$), 7 — ориентировка минеральной линейности L_1 , выраженной в удлинении зерен кварца, 8 — направление погружения Вежетундровской пластины (угол падения $30-40^\circ$), 9 — оси крупных антиформных складок F_2 , приуроченных к фронтальным зонам пластины (1) и отдельным тектоническим чешуям внутри нее, 10 — направление линии транспорта Вежетундровской пластины. Вежетундровская пластина обозначена буквой В. Цифры в кружках — номера точек отбора ориентированных образцов

ности — L_1 и L_2 , представленные одними и теми же минеральными парагенезисами, но отличающиеся по пространственной ориентировке.

Сланцеватости S_1 и S_2 выражены минеральными парагенезисами гранулитовой фации: биотит + коричневая роговая обманка + гиперстен + кварц. Сланцеватость S_1 широко проявлена в тыловой зоне пластины, где она ориентирована параллельно метаморфической полосчатости и занимает осеплоскостное положение в складках F_1 . В плоскости S_1 отмечается линейность L_1 , выраженная в ориентировке удлиненных зерен кварца. Пространственное положение L_1 свидетельствует о ее принадлежности к a -линейности. Линейность L_1 параллельна траектории тектонического транспорта, она погружается на юго-запад под углом $20-30^\circ$ (см. рис. 2, А).

В центральной и особенно во фронтальной зонах пластины S_1 и L_1 почти не проявлены. Здесь широко развиты сланцеватость S_2 и линейность L_2 . В отличие от S_1 сланцеватость S_2 ориентирована под небольшим углом к метаморфической полосчатости пород чарнокитовой серии и к плоскости надвига. Этот угол варьирует от 5 до 20°. В плоскости сланцеватости S_2 отмечается линейное удлинение кварца, которое характеризуется субгоризонтальной ориентировкой. Линейность L_2 погружается на юго-восток под углом 5—10° или ориентирована субгоризонтально в направлении 310—320° СЗ. Ориентировка линейности L_2 субпараллельна ориентировке шарниров складок F_2 и перпендикулярна к направлению тектонического транспорта. По своей структурной позиции L_2 отвечает линейности ν -типа.

Параллельное положение шарниров складок F_2 и минеральной линейности L_2 наводит на мысль, что линейность L_2 формируется путем вращения кварцевых зерен в замковых частях складок F_2 . Подобные структуры вращения действительно отмечаются в эндробитах по конфигурации тел метапироксенитов и отдельных скоплений кварц-плагноклазового состава. Однако при тщательном просмотре шлифов никаких следов вращения кварцевых зерен в замковых частях складок не обнаружено. Повсеместно в шлифах отмечались следы пластических деформаций кварца, осуществлявшихся путем внутрикристаллической трансляции, частичной динамической рекристаллизации и высокотемпературного дислокационного крипа.

В целом в пределах Везетундровской пластины главные структурные парагенезисы распределены неоднородно. В тыловой зоне пластины развиты главным образом сланцеватость S_1 и a -линейность L_1 , единичные складки F_1 , ориентировка шарниров которых не установлена. В центральной и особенно во фронтальной зонах пластины широко развиты сланцеватость S_2 ν -линейность L_2 и лежащие изоклинные складки F_2 , шарниры которых параллельны L_2 . Кроме того, в центральной зоне пластины отмечаются участки деформированных эндробитов массивного строения, в которых кварц представлен зернами изометричной формы. Поскольку этот структурный парагенезис, установленный в пластине эндробитов, представлен минеральными ассоциациями гранулитовой фации, мы рассматриваем его как результат единого прогрессивного тектогенеза, контролирующего глубинное надвигообразование. Пространственное положение этого парагенезиса в пределах пластины свидетельствует, по-видимому, о неоднородном и разнонаправленном течении материала в ходе перемещения глубинных тектонических пластин. Исследование микростроения и предпочтительных ориентировок кварца, приведенное ниже, подтверждает это положение.

Для понимания связи предпочтительных ориентировок $\langle c \rangle$ -осей кварца с его удлиненной формой, создающей a - и ν -типы линейности, которая является главным маркером течения материала, был сделан обзор экспериментальных данных по деформации кварца и привлечена модель изменения формы зерен кварца в процессе деформации в условиях твердопластического течения.

Петроструктурные узоры $\langle c \rangle$ -осей кварца по экспериментальным данным. При интерпретации узоров $\langle c \rangle$ -осей деформированного кварца необходимо базироваться на характере узоров, полученных в ходе экспериментов, когда известны условия деформации и системы скольжения [2, 6]. Согласно экспериментальным данным, характер петроструктурных узоров $\langle c \rangle$ -осей кварца определяется двумя главными причинами: системой скольжения, действующей в процессе внутрикристаллической трансляции, и характером стресса. В ходе трансляции кристаллическая решетка кварца приобретает различную ориентировку, в результате чего $\langle c \rangle$ -оси кварца создают следующие узоры.

Формирование $\langle\langle c \rangle\rangle$ -типа происходит путем трансляции по базисной плоскости (0001) и в направлении $\langle a \rangle$. При этом $\langle c \rangle$ -оси кварца стремятся расположиться параллельно заданному направлению максимального сжатия σ_1 (при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). $\langle\langle c \rangle\rangle$ -тип узоров формируется при

низких температурах и высоких скоростях деформации. В природе «с»-тип узоров встречается в породах, деформированных в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

«r»-тип узоров образуется при скольжении по плоскостям положительного ромбоэдра в направлении $\langle 11\bar{2}0 \rangle$: «с»-оси кварца при этом создают малодуговой пояс вокруг направления максимального сжатия σ_1 с единичными компактными максимумами.

«Призматический» тип формируется при скольжении по граням призмы в направлениях $\langle a \rangle$, $\langle c \rangle$, $\langle a+c \rangle$. В этом случае петроструктурный узор «с»-осей кварца характеризуется большедуговым поясом, перпендикулярным к направлению максимального растяжения σ_3 .

«Малодуговой» тип ориентировок образуется при комбинации базисного и призматического скольжения: «с»-оси кварца при этом располагаются по дуге малого круга вокруг направления максимального сжатия σ_1 .

Тип «перекрестные пояса» является комбинацией «призматического» и «малодугового» типа ориентировок при участии скольжения по ромбоэдру. При этом образуются большедуговые пояса, симметричные относительно σ_1 и пересекающиеся по σ_2 .

Все перечисленные типы петроструктурных узоров, кроме «с»-типа, отражают деформацию кварца путем внутрикристаллической трансляции при температурах выше 700°C и медленных скоростях деформации. «с»-тип, отражающий базисное скольжение в направлении $\langle a \rangle$, характерен для более низких температур и более высоких скоростей деформации.

В экспериментах по воспроизведению пластической деформации кварца путем внутрикристаллической трансляции «r»-тип, «с»-тип, «малодуговой» и «призматический» типы формируются в основном в условиях осевого растяжения или простого сдвига. В условиях объемной или плоскостной деформации, как правило, петроструктурные узоры «с»-осей кварца характеризуются типом «перекрестные пояса» [5].

Наиболее доступными для изучения параметрами деформированного кварца являются его удлинение, которое можно наблюдать непосредственно в обнажениях, и ориентировка «с»-осей, которая выявляется в лабораторных условиях. Каким образом «с»-оси кварца, деформированного путем внутрикристаллической трансляции, связаны с его формой, искаженной в ходе деформации? Как связаны эти компоненты деформации решетки с главными осями деформации в условиях пластического надвигообразования? Для выяснения этой ситуации мы разработали модель изменения формы кристалла кварца в зависимости от реализации в его решетке тех или иных систем скольжения. В этой модели также приведены элементы геометрической связи между системами трансляции в решетке кварца и направлением тектонического транспорта материала.

Модель изменения формы кристалла кварца в ходе внутрикристаллической трансляции. Механизм внутрикристаллической трансляции обуславливает предпочтительную ориентировку кварца как по кристаллографическим элементам его строения, так и по форме зерен. Исходя из того, что трансляция осуществляется по различным плоскостям и направлениям кристаллической решетки кварца, можно считать, что его конечное удлинение зависит от того, какая система скольжения реализуется в процессе деформации.

Из экспериментов в области металлургии и металлофизики [4] известно, что в ходе прокатки стали кристаллическая решетка металлов стремится расположиться так, чтобы плоскость трансляции оказалась параллельной плоскости прокатки. Направление скольжения при этом стремится занять положение, параллельное направлению прокатки. Процесс прокатки металлов с известной долей условности можно принять как модель твердопластического течения горных пород в зонах глубинного надвигообразования. Если основываться на такой модели, то можно ожидать, что плоскость трансляции кристаллической решетки дефор-

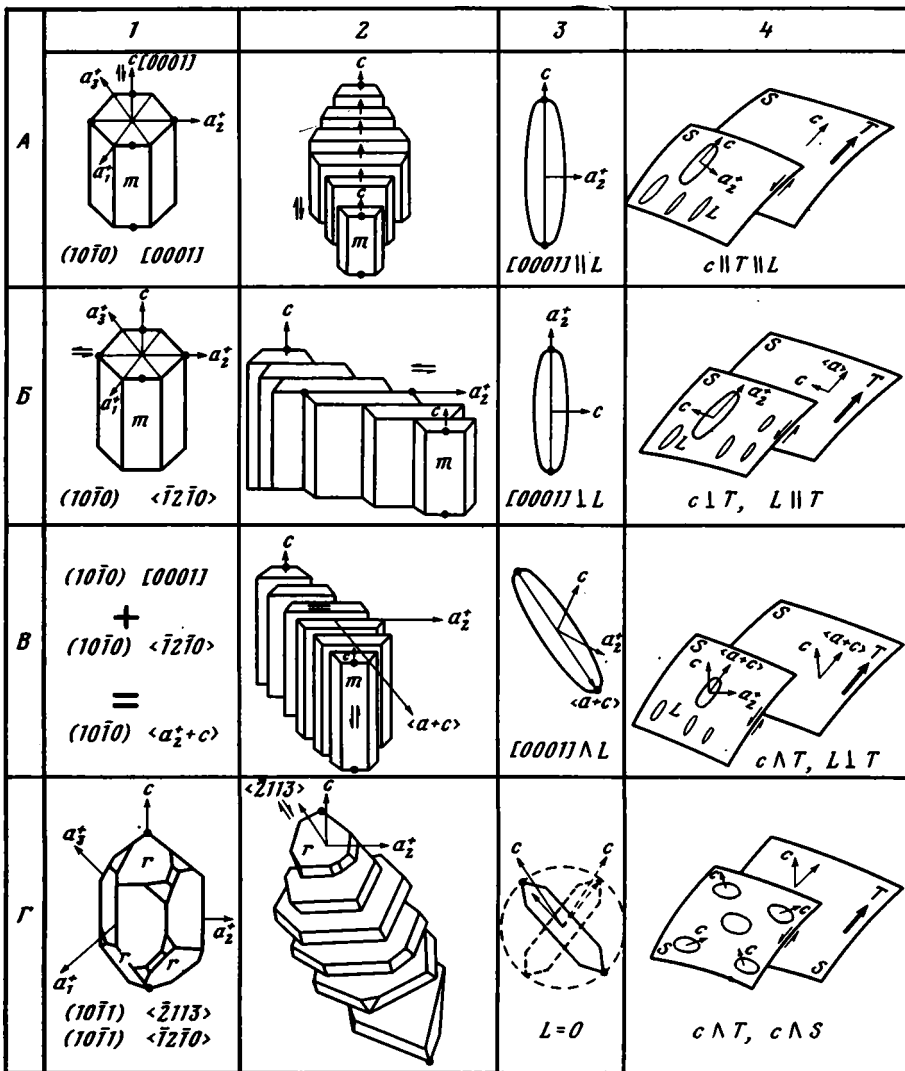


Рис. 3. Модель изменения формы кварца в зависимости от систем скольжения, действующих в его кристаллической решетке. По вертикали (А—Г) показано изменение формы идеального кристалла кварца при скольжении по системам: А — $(10\bar{1}0) [0001]$, Б — $(10\bar{1}0) \langle \bar{1}2\bar{1}0 \rangle$, В — $(10\bar{1}0) \langle a_2 + c \rangle$, Г — $(10\bar{1}1) \langle \bar{2}1\bar{1}3 \rangle$ и $(10\bar{1}1) \langle \bar{1}2\bar{1}0 \rangle$. По горизонтали (1—4): 1 — кристаллография кварца и геометрия систем скольжения, 2 — модель изменения формы кварца в процессе скольжения, 3 — конечное удлинение кварца и его взаимоотношение с кристаллографическими осями $\langle a \rangle$ и $\langle c \rangle$, 4 — положение удлиненных зерен кварца в зоне надвигов и соотношение $\langle c \rangle$ и $\langle a \rangle$ осей кварца с направлением транспорта пластины

мированных минералов окажется параллельной плоскости надвига, а направление трансляции будет совпадать с направлением тектонического перемещения.

Исходя из такой посылки, мы приводим варианты деформации кварца по четырем наиболее распространенным в природных условиях системам скольжения (рис. 3), возникающим в ходе медленно протекающих высокотемпературных деформаций.

1. В условиях развития призматической системы скольжения $(10\bar{1}0) [0001]$ (см. рис. 2, А) удлинение кристалла кварца происходит в направлении $\langle c \rangle - [0001]$. В процессе надвигообразования плоскость трансляции кристаллической решетки кварца $(10\bar{1}0)$ стремится занять положение, параллельное плоскости надвига S, а направление трансляции $\langle c \rangle - [0001]$ располагается параллельно направлению тектониче-

ского транспорта T . В этом случае минеральная линейность по форме зерна отражает направление перемещения материала в надвиговой зоне. Предпочтительная ориентировка $\langle c \rangle$ -осей кварца при этом совпадает с удлинением зерна.

2. Если призматическое скольжение осуществляется в направлении $\langle a_2^+ \rangle - (10\bar{1}0) \langle \bar{1}2\bar{1}0 \rangle$, удлинение зерна происходит в направлении $\langle a_2^+ \rangle$, как это показано на рис. 2, B . В этом случае плоскость призмы $(10\bar{1}0)$ стремится занять положение, параллельное плоскости надвига S , а направление трансляции решетки совпадает с направлением тектонического транспорта T . При этом, так же как и в первом случае, удлинение зерен отражает направление транспорта в надвиговой пластине. Большинство $\langle c \rangle$ -осей кварца при данной системе скольжения займут положение, перпендикулярное удлинению зерен.

Такое же конечное положение удлинённых зерен кварца в зоне надвига будет характерно для базисного скольжения в направлении $\langle a \rangle$. Здесь мы не рассматриваем эту модель, так как базисное скольжение развивается обычно при низких температурах и быстрых темпах деформации.

3. Наиболее часто в природных условиях наблюдается призматическое скольжение по направлению $\langle a+c \rangle - (10\bar{1}0) \langle a+c \rangle$. При этом удлинение зерна происходит в направлении, параллельном $\langle a+c \rangle$ (см. рис. 3, B). Плоскость трансляции $(10\bar{1}0)$ стремится расположиться параллельно плоскости надвига S , а суммарное направление трансляции стремится занять положение, параллельное направлению перемещения материала T . Удлинение зерен кварца в этом случае окажется перпендикулярным фронту надвига и параллельным к траектории перемещения T . Предпочтительные ориентировки $\langle c \rangle$ -осей кварца в этой ситуации будут составлять небольшой угол ($\sim 40^\circ$) с направлением удлинения зерен, а также с направлением тектонического перемещения T .

4. В случае ромбоэдрического скольжения по системам $(10\bar{1}1) \langle \bar{2}113 \rangle$ и $(10\bar{1}1) \langle \bar{1}2\bar{1}0 \rangle$ плоскостями трансляции являются грани положительного ромбоэдра. На рис. 3, Γ изображено изменение формы кристалла при скольжении по одной из граней ромбоэдра $(10\bar{1}1)$ в направлении $\langle \bar{2}113 \rangle$. Так как в ромбоэдрической системе скольжения участвуют три грани, то суммарный результат трансляции параллельно этим граням не приводит к образованию удлинённой формы зерна. В этом случае плоскости трансляции (грани положительного ромбоэдра) стремятся занять положение, параллельное плоскости надвига S , в то время как $\langle c \rangle$ -оси кварца окажутся расположенными под некоторым углом к плоскости надвига и к направлению тектонического транспорта T . Поскольку при ромбоэдрическом скольжении не происходит значительного изменения конфигурации зерен кварца, предпочтительные ориентировки по форме зерна возникать не будут.

Микроструктурный анализ кварца. Вкрест простирания Вежетундровской тектонической пластины из эндебитов были отобраны ориентированные образцы, из которых в направлениях, параллельном и перпендикулярном плоскости сланцеватости, были нарезаны шлифы. Ориентированные шлифы исследовались на универсальном столике Федорова. С его помощью определялись ориентировки оптических осей кварца, которые совпадают с его кристаллографической осью $\langle c \rangle$. Результаты измерений были вынесены на сетку Вульфа (верхняя полусфера), а плотность точек определялась по сетке Пронина.

На рис. 4 сведены наиболее характерные петроструктурные диаграммы предпочтительных ориентировок $\langle c \rangle$ -осей кварца из эндебитов Вежетундровской надвиговой пластины. Среди этих узоров выделяются два главных типа предпочтительных ориентировок, характеризующихся единичными большедуговыми поясами и скрещенными поясами. Большедуговые пояса относятся к «призматическому» типу ориентировок, а скрещенные — к типу «перекрестных поясов».

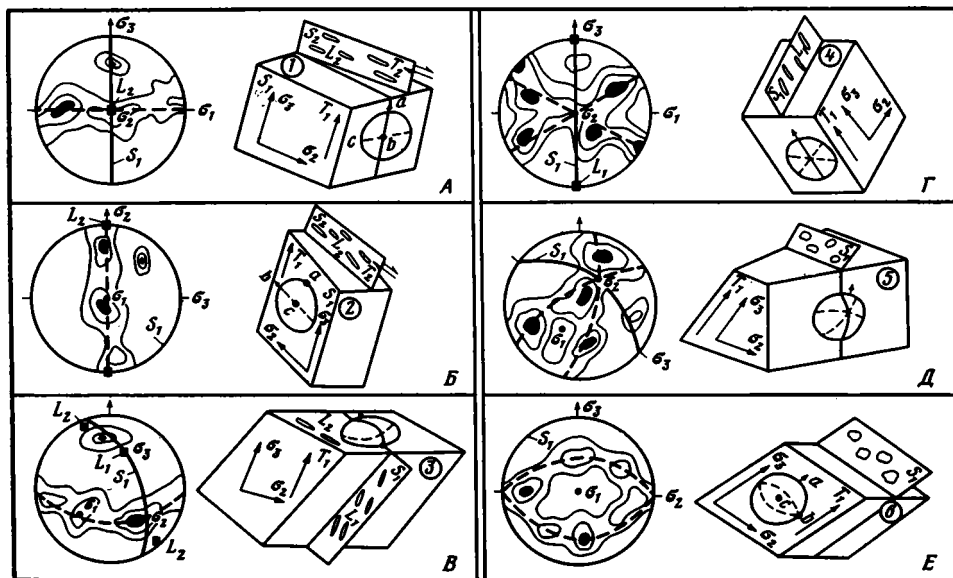


Рис. 4. Диаграммы петроструктурных узоров $\langle c \rangle$ -осей кварца из образцов, отобранных в подошве тектонической пластины (А—В) и в центральной зоне пластины (Г—Е). Рядом с каждой петроструктурной диаграммой размещены блок-диаграммы, где указаны соотношения линий транспорта T_1 и T_2 материала, главных осей напряжения ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) со сланцеватостью S_1 и минеральной линейностью L_1 . Каждая диаграмма построена по 100 замерам; верхняя полусфера; изолинии проведены через 10, 5, 1%. Цифры в кружках — номера образцов

На диаграммах указаны положения главных осей напряжения σ_1 , σ_2 и σ_3 , которые были установлены исходя из геометрических особенностей петроструктурного узора. Во всех случаях ось максимального сжатия σ_1 параллельна направлению, перпендикулярному плоскости сланцеватости. Ось σ_2 параллельна направлению пересечения большедуговых поясов в петроструктурных узорах типа «перекрестные пояса» и направлению пересечения плоскости сланцеватости с большедуговым поясом в петроструктурных узорах «призматического» типа. Ось максимального растяжения σ_3 перпендикулярна σ_1 и σ_2 . Ось σ_3 отражает направление транспорта пластины T .

На рис. 4, А, Б приведены петроструктурные узоры $\langle c \rangle$ -осей кварца из образцов эндербитов, отобранных из фронтальной (см. рис. 3, А) и центральной (см. рис. 3, Б) зон пластины, где развиты локальные надвиговые чешуи. Эти узоры представлены большедуговыми поясами, соответствующими «призматическому» типу ориентировок. В этих образцах отсутствует макроскопически выраженная a -линейность L_1 , которая параллельна направлению транспорта T_1 и оси σ_3 . Напротив, в этих зонах широко развита v -линейность L_2 , выраженная в ориентировке крупных зерен кварца (0,5—2 см). Единичные максимумы на диаграммах (см. рис. 4, А, Б), расположенные почти перпендикулярно к большедуговым поясам, соответствуют ориентировкам $\langle c \rangle$ -осей этих крупных зерен, создающих v -линейность. Поясовые узоры формируются $\langle c \rangle$ -осями кварца, отражающими деформацию, синхронную линейности a -типа. Как было показано А. Н. Казаковым, геологическое значение ориентировок « $\langle c \rangle$ -осей кварца «...состоит в том, что они выявляют шарниры складчатых структур, которые не всегда установлены макроскопически...» [3, с. 245]. На основании этого можно полагать, что поясовые узоры $\langle c \rangle$ -осей кварца в исследованных образцах (см. рис. 3, А, Б) отражают деформацию, синхронную складкам F_1 , шарниры которых параллельны направлению транспорта материала T_1 и совпадают с ориентировкой оси максимального растяжения σ_3 на ранних стадиях глубинного надвигообразования.

Таким образом, петроструктурные узоры $\langle c \rangle$ -осей кварца отражают два типа линейности a и b , хотя макроскопически устанавливается только b -тип.

Согласно модели изменения формы зерен кварца (см. рис. 2), при призматическом скольжении по системе $(10\bar{1}0) \langle \bar{1}2\bar{1}0 \rangle \langle c \rangle$ -оси кварца располагаются перпендикулярно оси σ_3 и линии транспорта пластины T (см. рис. 3, *Б*). При этом формируются поясовые узоры $\langle c \rangle$ -осей кварца, отвечающие «призматическому» типу ориентировок. Наблюдаемые соотношения ориентировок $\langle c \rangle$ -осей кварца (см. рис. 3, *А, Б*) с направлением транспорта T_1 и главными осями напряжения $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ находятся в полном соответствии с моделью.

Единичные максимумы $\langle c \rangle$ -осей кварца на этих диаграммах, расположенные под углом 45° к L_2 , указывают на то, что b -линейность L_2 была сформирована в условиях призматического скольжения по системе $(10\bar{1}0) \langle a+c \rangle$ (см. рис. 3, *Б*). В этом случае удлинение зерен в направлении $\langle a+c \rangle$ совпадает с направлением транспорта T_2 (см. рис. 4, *А, Б*), а $\langle c \rangle$ -оси располагаются под углом 45° к удлинению зерен.

На рис. 4, *В* представлен петроструктурный узор $\langle c \rangle$ -осей кварца из эндрбитов, расположенных в центральной части Вежетундровской надвиговой пластины, где развиты локальные чешуи. В этом образце наблюдается распределение $\langle c \rangle$ -осей кварца, формирующих пояс, перпендикулярный сланцеватости S_1 . В отличие от двух предыдущих образцов здесь была установлена линейность L_1 , выраженная в ориентировке удлиненных зерен кварца параллельно направлению транспорта пластины T_1 . Рассчитанное положение оси σ_3 совпадает с ориентировкой L_1 , т. е. с линейностью a -типа. Перпендикулярное положение $\langle c \rangle$ -осей относительно удлинения зерен кварца согласно модели (см. рис. 3, *Б*) отражает призматическое скольжение по системе $(10\bar{1}0) \langle \bar{1}2\bar{1}0 \rangle$. Так же как и в предыдущих образцах, здесь выявляется единичный максимум $\langle c \rangle$ -осей, расположенный под углом $\sim 40^\circ$ к L_2 -линейности b -типа.

Таким образом, во фронтальной зоне и в центральной части пластины, где развиты локальные надвиговые чешуи, установлено два типа предпочтительных ориентировок кварца, отражающих две последовательные стадии течения материала — T_1 и T_2 , осуществлявшегося в ортогональных направлениях в ходе прогрессивной деформации.

Узоры типа «перекрестные пояса» (см. рис. 4, *Г—Е*) были получены в образцах, отобранных из тыловой зоны и центральной части пластины, не затронутой чешуеобразованием.

На рис. 4, *Г* представлена диаграмма $\langle c \rangle$ -осей кварца из эндрбитов в тыловой зоне надвиговой пластины. Удлинение зерен кварца здесь параллельно линии транспорта пластины T_1 , с которой совпадает ось σ_3 . Такое положение линейности по кварцу возможно при активизации систем скольжения $(10\bar{1}0) [0001]$ или $(10\bar{1}0) \langle \bar{1}2\bar{1}0 \rangle$. Согласно экспериментальным данным, узоры «перекрестные пояса» отражают совокупность призматического скольжения и скольжения по плоскостям ромбоэдра. Как было показано выше, при ромбоэдрическом скольжении удлинения зерен кварца не происходит. Это позволяет нам предполагать, что вклад призматического скольжения в процесс деформации кварца в рассматриваемом образце был более значительным, чем скольжения по плоскостям ромбоэдра.

На рис. 4, *Д, Г* приведены диаграммы с узором «перекрестные пояса» для эндрбитов из центральной части пластины. Удлинение зерен кварца в этих образцах не отмечено. Рассчитанная ось σ_3 и направление тектонического транспорта T_1 ориентированы параллельно. Учитывая особенности изменения формы кварца и характер систем скольжения, при которых формируются узоры «перекрестные пояса», мы можем предположить, что в этом случае наибольший вклад в деформацию вносило ромбоэдрическое скольжение.

Обсуждение. Комплексные исследования структурного парагенезиса зон глубинного надвигообразования в архейских эндрбитах Кольского

полуострова позволили выявить два типа предпочтительных ориентировок кварца, которые отражают неоднородное и разнонаправленное перемещение материала в условиях единого прогрессивного процесса высокотемпературного твердопластического течения.

Линейность a -типа L_1 отражает траекторию течения материала на ранних стадиях надвигообразования и наиболее полно проявлена в тыловой зоне пластины, где растяжение, параллельное линии транспорта T_1 , было максимальным. Во фронтальных частях глубинных надвиговых пластин происходит скупивание материала, сопровождающееся нагромождением лежащих изоклинальных складок F_2 и последующим растеканием материала в латеральном направлении T_2 , т. е. перпендикулярно T_1 . Эта стадия надвигообразования маркируется широким развитием линейности b -типа L_2 во фронтальной зоне пластины.

Структурный парагенезис S_1, L_1, S_2, L_2, F_1 и F_2 формируется в режиме единого метаморфизма гранулитовой фации и отражает последовательное усложнение структурных форм во времени и пространстве в ходе прогрессивно нарастающей деформации глубинного надвигообразования. В процессе надвигообразования при продвижении фронта деформации происходит последовательное усложнение структурных форм и их переориентировка, хотя разноориентированные структуры течения при этом могут формироваться одновременно в разных структурных доменах пластины. Формально начальные деформации этого процесса выделены нами в раннюю стадию, а нарастающая со временем деформация — во вторую стадию надвигообразования.

Ранняя стадия сопровождается растяжением материала в направлении транспорта пластины T_1 и скупиванием его во фронтальных зонах. Во вторую стадию надвигообразования происходит перераспределение этого вещества в условиях латерального растяжения в направлении, перпендикулярном T_1 . В такой ситуации маркерами линий течения являются наиболее пластичные минералы, в данном случае кварц, комплексное изучение структуры и предпочтительных ориентировок которого — единственный метод для выявления картины тектонических движений.

Моделирование изменения формы зерен кварца при деформации в зависимости от реализации в его решетке тех или иных систем скольжения показало, что во всех случаях соблюдается главное положение: направление суммарного скольжения в кристаллической решетке деформированного кварца стремится расположиться параллельно направлению тектонического транспорта пластины, которому соответствует ось максимального растяжения σ_3 (при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). При этом ни предпочтительные ориентировки $\langle c \rangle$ -осей кварца, ни его удлиненная форма не могут прямо отождествляться с направлением перемещения материала в надвиговых зонах.

Список литературы

1. Авакян К. Х., Богданова С. В., Добржинская Л. Ф. и др. Структурное положение чарнокитоидов центральной части Кольского полуострова // Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984. С. 123—132.
2. Вернон Р. Х. Метаморфические процессы. М.: Недра, 1980. 227 с.
3. Казаков А. Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.
4. Хонникомб Р. Пластическая деформация металлов. М.: Мир, 1972. 408 с.
5. Lister G. S. Discussion: crossed-girdle $\langle c \rangle$ -axis fabric in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear // Tectonophysics. 1977. V. 39. № 1—3. P. 51—54.
6. Nicolas A., Poirier J. P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. London; New-York, Sydney, Toronto: J. Wiley and Son. Ltd., 1976. 445 p.

Институт литосферы АН СССР, Москва, 109017;
Геологический институт АН СССР, Москва, 109017

Поступила в редакцию
29.IX.1987

УДК 552.311 : 551.24(234.85)

ПЕРФИЛЬЕВ А. С., ХЕРАСКОВ Н. Н., БАТАНОВА В. Г.,
ЕГОРОВА Н. Б.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В ХАБАРНИНСКОМ ОФИОЛИТОВОМ МАССИВЕ

Хабарнинский массив, представляющий фрагмент среднепалеозойской (?) океанической коры, включает в себя все члены офиолитовой ассоциации: дунит-гарцбургитовый, габбро-пироксенитовый комплексы, породы серии «дайка в дайке», океанические базальты и кремнистые осадки. Все породы массива захвачены метаморфическими преобразованиями. Наиболее ранний этап метаморфизма связан с высокотемпературными пластическими деформациями в гипербазит-габбровой части массива. В верхней габбро-норитовой части комплекса пластические деформации локализованы в отдельных зонах, несогласных по отношению к направлению пластических деформаций в полосчатой части комплекса.

Хабарнинский массив представляет собой фрагмент среднепалеозойской (—) океанической коры и включает в себя все комплексы офиолитовой ассоциации, слагая верхнюю тектоническую пластину в аллохтонной системе Сакмарской зоны герцинид Урала [3]. Офиолиты выполняют ядро крупной синформы, вытянутой в меридиональном направлении, имеющей сравнительно пологие углы (20—30°) падения крыльев. Складка осложнена надвигами и дополнительными поздними деформациями. Офиолитовые образования находятся в перевернутом залегании, благодаря чему ядро синформы сложено серпентинизированными гарцбургитами, а на крыльях последовательно выходят породы дунит-верлит-пироксенит-габбрового комплекса, которые подстилаются долеритами комплекса «дайка в дайке», сменяющиеся нижележащими силурийскими (?) базальтами и кремнистыми породами [4].

В нижней части офиолитовой пластины в слабометаморфизованном состоянии породы сохранились только на западном крыле синформы (долина р. Урал). В остальных местах они интенсивно динамометаморфизованы и нередко превращены в роговообманковые и актинолитовые амфиболиты.

Разрезы крыльев Хабарнинской синформы различаются. На западном крыле полнее развиты породы комплекса «дайка в дайке», габброниды редуцированы, а породы дунит-верлит-пироксенитового комплекса отсутствуют. На восточном крыле широко представлены дунит-верлит-пироксенит-габбровые породы, а редуцированы долериты комплекса «дайка в дайке».

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ГИПЕРБАЗИТ-ГАББРОВОГО КОМПЛЕКСА

Внутреннее строение гипербазит-габбровых пород детально изучено на небольшом участке вдоль левого берега р. Урал (рис. 1). Здесь метаморфизованные песчаники и сланцы ордовикского возраста структурно подстилают офиолитовые образования, которые в основании пластины сложены роговообманковыми амфиболитами с отчетливой сланцеватостью, наклоненной в западных румбах под углами 20—50°. Разрез офиолитовой ассоциации рассмотрен сверху вниз с учетом того, что вся пластина находится в перевернутом залегании. В современной структуре верхние члены разреза слагают нижнюю часть пластины. В верхней (восточной) части амфиболитовой полосы местами удается распознать кремнисто-вулканогенные породы, вероятно, относящиеся к осадочно-вулканогенным частям офиолитового разреза. В других местах, напри-

мер в береговых обнажениях правого берега меридионального отрезка р. Урал, среди монотонных амфиболитов сохраняются фрагменты дайковых комплексов с односторонними закалками. Сами породы даек полностью амфиболизированы и имеют полосчатую и сланцеватую текстуру. Судя по ориентировке закалок, дайки имеют крутое (до 80°) западное падение и меридиональное простирание. Следовательно, в состав амфиболитовой полосы входят также долериты комплексов «дайка в дайке».

На отрезке широтного течения р. Урал (см. рис. 1) наблюдается постепенный переход от амфиболитов к габброидам офиолитовой ассоциации [2]. При движении с востока на запад среди полосчатых и сланцеватых мелкозернистых амфиболитов начинают появляться «пятна» амфиболизованных крупнозернистых габбро, связанные с амфиболитами постепенными переходами. Западнее развиты габбро-амфиболиты, представляющие собой среднезернистые амфибол-плагноклазовые породы с реликтами амфиболизованного пироксена, которые ниже постепенно сменяются средне- и крупнозернистыми габброидами. Таким образом, в составе амфиболитов распознаются реликты габбровой, дайковой и осадочно-вулканогенной частей разреза.

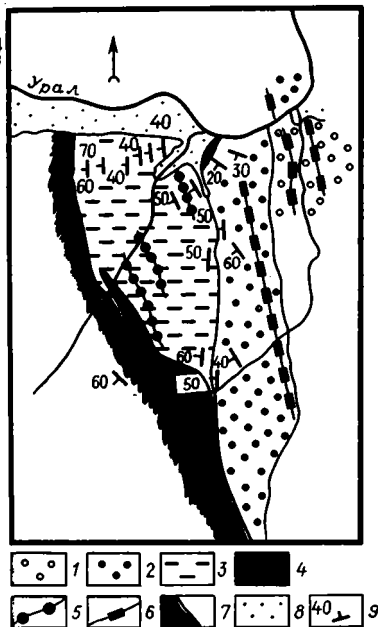


Рис. 1. Схематическая геологическая карта левобережья р. Урал в бассейне низовьев рек Эбета и Карасай
 1 — амфиболиты эпигаббровые и эпидиабазовые, 2 — габбро-нориты, 3 — пироксениты и полосчатый комплекс, 4 — пироксениты и верлиты, 5 — габбровые тела вне масштаба, 6 — постамифоболитовые долеритовые дайки, 7 — тектонические контакты, 8 — четвертичные отложения, 9 — ориентировка гнейсовидности, град

Габбро-норит состоит из идиоморфных кристаллов орто- и клинопироксенов (табл. 2, 3), ксеноморфных зерен плагноклаза. В небольших количествах присутствуют биотит, титаномagnetит, апатит. Иногда встречается ортоклаз [2]. В теле комплекса наблюдается несколько зон деформации, которые маркируются появлением в габбро-норитах гнейсовидных текстур, в также мелкозернистых «долеритоподобных» разностей пород. Подробное изучение позволило установить, что деформационные образования имеют симметрично-зональное строение и связаны с массивными габбро-норитами постепенными переходами. Внутри каждой зоны выделились участки, отличающиеся друг от друга степенью перекристаллизации исходного габбро-норита.

Центральная часть зоны маломощная (первые сантиметры), сложена тонкозернистыми, гнейсовидными blastomilonитами с очковой текстурой («долеритоподобная» порода). Очки имеют порфирокластическую природу и представлены реликтами кристаллов орто- и клинопироксена и очень редко плагноклаза. Порфирокласты имеют овальные,

Гипербазито-габбровый комплекс удалось разделить на две части: верхнюю (восточную) часть, сложенную габбро-норитами с реликтами магматических структур и с локализованными в них зонами деформаций в нижнюю (западную) часть, включающую пироксениты и расположенные на границе пироксенитов и габбро-норитов породы полосчатого комплекса.

Детально внутреннее строение габбро-норитового комплекса изучено в обрывах левого берега широтного течения р. Урал между устьями рек Карасай и Эбета (рис. 2). Породы представляют собой средне- и крупнозернистые магматические образования с аллотриоморфнозернистой структурой и массивной текстурой. Химический состав пород приведен в табл. 1. Габбро-норит состоит из идиоморфных кристаллов орто- и клинопироксенов (табл. 2, 3), ксеноморфных зерен плагноклаза. В небольших количествах присутствуют биотит, титаномagnetит, апатит. Иногда встречается ортоклаз [2]. В теле комплекса наблюдается несколько зон деформации, которые маркируются появлением в габбро-норитах гнейсовидных текстур, в также мелкозернистых «долеритоподобных» разностей пород. Подробное изучение позволило установить, что деформационные образования имеют симметрично-зональное строение и связаны с массивными габбро-норитами постепенными переходами. Внутри каждой зоны выделились участки, отличающиеся друг от друга степенью перекристаллизации исходного габбро-норита.

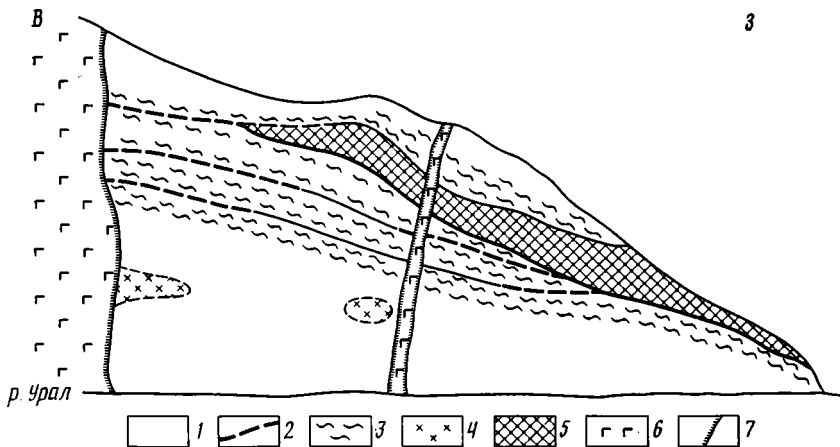


Рис. 2. Строение габбро-норитовой серии в левом борту р. Урал
1 — массивные габбро-нориты, 2 — зона бластомилонитов, 3 — зоны гнейсовидного габбро, 4 — амфиболовые шпиры, 5 — линзы верлитов, 6 — долеритовые дайки, 7 — зоны эндоконтактов даек

изогнутые и веретенообразные формы, обычно ориентированные длинными сторонами субпараллельно друг другу. Во внутренних частях зерен фиксируются следы остаточных деформаций: волнистое погасание, механическое двойникование, изогнутые трещинки спайности. Количество порфирокластов не превышает 10%, а размер изменяется от 0,4 до 1,6 мм (вдоль длинной оси). Порфирокласты цементируются тонкозернистой основной массой, характеризующейся гранобластовой структурой. Размер необласт не превышает 0,05 мм, следов деформации в них не отмечается.

В обе стороны бластомилониты сменяются габбро-милонитами (флазер-габбро) мощностью до первых десятков метров. Порода мелкозернистая гнейсовидная и имеет порфирокластовую структуру. Отдельные зерна пироксенов сохраняются в виде порфирокластов размером 1,2—3,6 мм. Большая часть пироксенов перекристаллизована в матрицу необластов с эквигранобластовой структурой. Размер необласт 0,2—0,4 мм. Матрицы, состоящие из новообразованных пироксенов, имеют

Таблица 1

Химический состав пород

Окислы	Номер по п/п													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Образец, №													
	2-2	4-8	4-9	4-10	4-11	4-13	4-15	4-16	4-18	5-1	5-2	5-4	11-1	11-3
SiO ₂	47,04	48,68	48,69	48,79	47,92	48,73	48,84	48,84	49,10	48,76	50,80	46,36	45,60	45,60
TiO ₂	1,32	0,51	0,49	0,67	0,90	0,70	0,70	0,79	0,88	0,79	0,20	1,12	1,12	0,35
Al ₂ O ₃	10,61	19,56	18,25	18,50	17,09	18,10	18,85	18,68	17,96	17,78	26,04	9,01	7,78	7,00
Fe ₂ O ₃	8,20	3,31	4,96	4,69	5,01	4,33	4,81	5,18	5,71	4,90	1,20	8,30	9,03	9,00
FeO	5,79	5,03	3,99	4,13	4,60	4,77	3,90	4,34	4,19	4,04	1,34	5,70	6,37	9,45
MnO	0,33	0,10	0,12	0,21	0,22	0,13	0,20	0,20	0,20	0,20	0,07	0,30	0,30	0,17
MgO	10,95	5,41	6,61	6,42	7,18	6,80	6,55	6,92	6,55	7,18	1,26	12,46	13,09	14,50
CaO	12,61	11,56	11,79	11,39	12,08	11,77	11,80	10,85	10,85	11,91	11,38	14,75	14,60	13,00
Na ₂ O	1,16	2,12	2,16	2,25	2,00	2,02	2,07	2,25	2,20	2,16	3,98	0,75	0,66	0,80
K ₂ O	0,72	0,61	0,65	0,65	0,70	0,42	0,63	0,61	0,50	0,56	1,00	0,24	0,14	0,40
P ₂ O ₅	0,18	0,25	0,23	0,16	0,47	0,44	0,29	0,40	0,60	0,50	0,24	0,12	0,22	0,02
H ₂ O ⁻	0,19	0,74	0,23	0,34	0,31	0,26	0,26	0,28	0,27	0,21	0,38	0,22	0,29	—
П.п.п.	1,04	2,60	1,74	1,94	1,87	1,49	1,21	1,08	1,05	1,05	2,39	0,87	0,97	—
Сумма	99,95	99,74	99,69	99,80	100,04	99,70	99,87	100,15	99,76	99,86	99,91	99,99	99,90	100,29

Примечание. 2,6 — бластомилониты, 3—5 — гнейсовидное габбро; 7 — флазер-габбро; 8,9 — массивное габбро; породы полосчатого комплекса: 10,11 — анортзиты, 1,12 — 14 — вебстериты.

Химический состав клинопироксенов

Окислы	Номер образца												
	4—15					4—16				11—13			
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	50,50	50,54	50,61	50,80	50,74	51,42	47,80	50,56	51,09	48,62	48,91	49,19	49,13
TiO ₂	0,63	0,53	0,43	0,70	0,70	0,69	0,56	0,63	0,63	0,62	0,51	0,49	0,41
Al ₂ O ₃	4,16	3,99	3,87	4,25	4,38	3,64	3,79	3,83	3,62	4,34	4,66	4,15	4,39
FeO	9,63	9,91	9,92	10,33	10,37	10,28	9,55	8,78	9,00	6,34	6,85	7,05	6,77
MnO	0,37	0,35	0,32	0,37	0,37	0,37	0,29	0,32	0,28	0,24	0,13	0,24	0,18
MgO	12,80	13,16	13,43	13,36	13,28	12,60	12,89	12,66	11,84	11,75	12,48	13,03	13,30
CaO	21,15	20,76	21,63	21,10	21,64	20,72	24,34	22,01	22,84	26,35	25,67	25,10	25,15
Na ₂ O	0,49	0,50	0,51	0,53	0,40	0,56	0,80	0,78	0,72	0,70	0,66	0,72	0,47
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
NiO	0,06	0,00	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Не определялся			
Cr ₂ O ₃	0,00	0,10	0,03	0,07	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	Не определялся			
Сумма	99,80	99,84	100,81	101,58	101,91	100,28	100,00	99,50	100,03	98,97	99,86	100,00	100,00
Количество ионов в пересчете на 6 (0)													
Si	1,892	1,893	1,879	1,873	1,867	1,919	1,822	1,901	1,914	1,849	1,841	1,849	1,846
Al ^{IV}	0,108	0,107	0,121	0,127	0,123	0,081	0,169	0,099	0,086	0,151	0,159	0,151	0,154
Al ^{VI}	0,076	0,068	0,048	0,058	0,057	0,079	0,000	0,071	0,074	0,043	0,048	0,031	0,040
Ti	0,018	0,015	0,012	0,019	0,019	0,019	0,018	0,016	0,018	0,017	0,014	0,013	0,011
Fe ²⁺	0,302	0,310	0,308	0,319	0,319	0,321	0,304	0,276	0,281	0,202	0,216	0,221	0,212
Mn	0,012	0,011	0,010	0,012	0,012	0,012	0,009	0,010	0,009	0,008	0,004	0,006	0,004
Mg	0,715	0,735	0,743	0,735	0,728	0,701	0,732	0,709	0,661	0,666	0,669	0,729	0,744
Ca	0,849	0,833	0,860	0,834	0,853	0,829	0,993	0,887	0,917	1,074	1,035	1,011	1,011
Na	0,035	0,036	0,037	0,038	0,029	0,041	0,059	0,057	0,052	0,051	0,048	0,051	0,033
K	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,004
Ni	0,002	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	—	—	—	—	—
Cr	0,000	0,003	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	—	—	—	—	—
Сумма	4,010	4,011	4,021	4,020	4,018	4,003	4,100	4,027	3,990	4,062	4,064	4,062	4,059
Fe ²⁺ /Fe ²⁺ + +Mg	0,279	0,279	0,294	0,303	0,305	0,310	0,290	0,280	0,330	0,233	0,236	0,233	0,222
Fs	16,2	16,5	16,1	16,9	16,8	17,3	15,0	14,7	15,1	10,4	11,1	11,3	10,8
En	38,3	39,1	38,9	38,9	38,3	37,9	36,1	37,9	35,6	34,3	35,8	37,2	37,8
Wo	45,5	44,4	45,0	44,2	44,9	44,8	48,9	47,4	49,3	55,3	53,1	51,6	51,4

Примечание. Образец 4—15 — флазер-габбро, анализы: 11 — ядро крупного порфирокласта, 2 — крайняя зона порфирокласта 1; 3, 4, 5 — необласти на месте крупного зерна. Образец 4—16 — массивный габбро-норит, анализы: 1 — центр зерна, 2 — крайняя зона 1; 3 — центр зерна, 4 — крайняя зона зерна 3. Образец 11—3 — вебстерит, анализы: 1 — ядро крупного зерна, 2 — крайняя зона зерна 1; 3 — ядро зерна; 4 — не-област. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе «Камека» (ИГЕМ АН СССР).

линзовидные, шлировидные формы и погружены в мелкозернистый агрегат плагиоклаза. Чередование меланократовых и лейкокатовых участков придает микроструктуре породы такситовый облик [2]. Порфирокласты пироксенов и матрицы новообразованных минералов ориентированы субпараллельно друг другу. Переход от бластомилонитов к милонитам неоднородный: в пределах одного шлифа можно наблюдать чередование участков с мелкозернистыми и мелкозернистыми структурами, вытянутых параллельно гнейсовидности породы. По мере удаления от центральной части зоны зернистость пород увеличивается, и постепенно они приобретают вид гнейсовидных габбро-норитов мощностью в несколько метров. Структура пород напоминает криптовую: крупные зерна пироксенов погружены в мелкозернистый агрегат необластов плагиоклаза. Кристаллы пироксенов несут следы остаточных деформаций, а по краям кристаллов наблюдается перекристаллизация с образованием каймы из агрегата мелких зерен. Постепенное исчезновение гнейсовидности приводит к переходу породы в габбро-норит с магматической структурой. Различная степень перекристаллизации пород при идентичности их минерального состава во всех частях зоны свидетельствует о том, что деформации с наибольшей скоростью происходили в центре зоны.

Направление гнейсовидности в габбро-милоните и гнейсовидном габбро параллельно простиранию бластомилонитов. Участки бластомилони-

Химический состав ортопироксенов

Оксиды	Номер образца							
	4-15					4-16		11-3
	1	2	3	4	5	1	2	1
SiO ₂	52,88	52,28	52,30	51,12	51,88	52,96	53,53	53,88
TiO ₂	0,17	0,17	0,08	0,24	0,17	0,19	0,29	0,27
Al ₂ O ₃	2,68	2,43	2,37	2,68	2,56	1,86	2,54	3,25
FeO	21,34	20,94	21,02	21,09	21,40	19,53	20,81	15,81
MnO	0,68	0,72	0,66	0,66	0,74	0,61	0,62	0,38
MgO	23,16	22,53	22,59	23,18	22,35	22,69	22,11	25,11
CaO	1,01	0,93	0,98	0,99	0,91	1,31	1,04	1,54
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	101,96	100,0	100,0	100,0	100,01	99,15	100,94	100,24

Количество ионов в пересчете 6 (0)

Si	1,923	1,939	1,940	1,904	1,930	1,969	1,958	1,942
Al ^{IV}	0,077	0,061	0,060	0,096	0,070	0,031	0,048	0,058
Al ^{VI}	0,038	0,045	0,043	0,022	0,042	0,050	0,069	0,080
Ti	0,005	0,005	0,002	0,007	0,005	0,005	0,009	0,007
Fe ²⁺	0,648	0,648	0,651	0,656	0,664	0,606	0,636	0,476
Mn	0,021	0,023	0,020	0,021	0,023	0,020	0,020	0,012
Mg	1,256	1,245	1,248	1,286	1,239	1,257	1,204	1,348
Ca	0,039	0,037	0,039	0,039	0,036	0,052	0,042	0,059
Сумма	4,010	4,003	4,003	4,032	4,009	3,990	3,980	3,982
Fe/Fe + Mg	0,340	0,342	0,343	0,338	0,349	0,325	0,346	0,261
Fs	33,4	33,6	33,6	33,1	34,2	31,6	33,8	25,3
En	64,6	64,5	64,4	64,9	63,8	65,6	64,0	71,6
Wo	2,0	1,9	2,0	2,0	2,0	2,7	2,2	3,1

Примечание. Образец 4-15 — флазер-габбро, анализы: 1 — ядро крупного порфинокласта, 2 — краевая зона порфинокласта 1; 3,5 — необласты, 4 — ядро порфинокласта. Образец 4-16 массивный габбро-норит: 1 — ядро кристалла, 2 — краевая часть кристалла 1. Образец 11-3 — вебстерит: 1 — ядро крупного зерна. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе «Камера» (ИГЕМ АН СССР).

тов имеют извилистые, угловатые, изогнутые границы, не выдержаны по мощности и не всегда четко проявлены. Зоны деформаций ориентированы под углом к простиранию габбровой полосы и к простиранию главных границ, разделяющих офиолитовый комплекс. Так, в изученном разрезе они имеют северо-западное простирание и пологое падение на юго-запад. К северу от р. Урал обнаженность не позволяет выделить участки, сложенные blastsмилонитами, но в габбро-норитах повсеместно развиты гнейсовидные текстуры. Как видно из карты (см. рис. 1), северо-западное простирание гнейсовидности имеет общеуральское западное падение только вблизи западной границы полосы, которое восточнее быстро сменяется пологими юго-западными падениями, дискордантными к простиранию габбро-норитов.

Граница между верхней и нижней частями комплекса протягивается в меридиональном направлении и фиксируется развитием гнейсовидных разностей пород.

Для нижней части комплекса характерны связанные переходными разностями вебстериты, габбро-нориты, анортозиты, чередование которых образует полосчатый комплекс. Отмечаются линзовидно-полосчатые, гнездовидные, шлировидные, жилообразные сочетания лейкократовых и меланократовых разностей, имеющих как постепенные, так и резкие границы. Мощность полос разного состава варьирует от первых сантиметров до десятков метров.

Породы, слагающие нижнюю часть комплекса, характеризуются гнейсовидными текстурами и порфинокластовыми структурами [2]. Гнейсовидность пород, как правило, согласна с полосчатостью, но в отдельных случаях, при резко аномальном изменении полосчатости, становится секущей. Гнейсовидность отчетливо дискордантна по отношению

к границам жилообразных, шлировых и неправильных тел в расслоенном габбро. Она имеет генеральное (Уральское) меридиональное простирание с падением на запад. Породы нижней части комплекса слагают пластообразное тело, вытянутое в меридиональном направлении в соответствии со структурой Хабаровинской синформы. С востока это тело ограничено перекрывающим его пластом массивных габбро-норитов, а с запада (западнее изученного участка) — породами дунит-гарцбургитового комплекса, слагающими основание офиолитового разреза. В соответствии с такой структурой находится и гнейсовидность, имеющая преимущественно западное падение. Однако граница, по которой происходит смена разностей пород внутри этого слоя, отклоняется от общего простирания на юго-восток и дискордантна к границе с габбро-норитовым слоем. Верхний габбро-норитовый слой несогласно срезает внутреннюю структуру нижней габбро-пироксенитовой части комплекса.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ ПИРОКСЕНОВ

Орто- и клинопироксен — главные составные части почти всех габброидов комплекса, за исключением анортозитов, где количество пироксенов не превышает 5%. Детальное минералогическое исследование показало, что в различных типах пород пироксены имеют разные составы (см. табл. 2, 3).

В габбро-норите с магматической структурой клинопироксен представлен салитом (рис. 3), зональность отсутствует, отношение $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$ от ядерной части зерна к краевой изменяется от 0,28—0,31 до 0,33. Состав ортопироксена лежит в поле гиперстена ($En_{64} — En_{65}$); отношение $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$ изменяется от 0,33 до 0,35.

В габбро-милонитах присутствуют две генерации пироксенов: 1) реликты магматических пироксенов, сохранившиеся в виде порфирукластов; 2) необласты, образовавшиеся в результате перекристаллизации при динамометаморфизме габбро-норитов. Составы порфирукластов и необластов близки. Для ортопироксена они отвечают гиперстену, а для клинопироксена — авгиту (см. рис. 3). Колебания в содержании элементов незначительны: Al — 0,169—0,179, Ti — 0,012—0,019, $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$ — 0,29—0,31 (в клинопироксенах). Это, по-видимому, отражает гомогенные химические условия, которые существовали в течение синкинематической перекристаллизации.

Клинопироксены вебстеритов характеризуются более низкими содержаниями Si, Fe; ($Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$) составляет 0,22—0,23, более высоким содержанием Ca — точки располагаются на границе раздела высококальциевого диопсида и салита (см. рис. 3). Ортопироксен отличается низким отношением $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$ — 0,26, высоким содержанием Ca и относится к бронзиту (En_{72}).

На классификационной диаграмме Ф. Рейтмийера [9] ортопироксены разделяются отчетливо (рис. 4). В одну группу объединяются составы ортопироксенов из магматического габбро-норита, вебстерита, а также состав ядра крупного порфирукласта из флазер-габбро. Они попадают в поле магматических ортопироксенов. В другую группу входят составы необласт, краевых и ядерных зон порфирукласт из флазер-габбро. Они ложатся на линию раздела магматических и метаморфических ортопироксенов. Такой состав ортопироксенов из флазер-габбро, вероятно, свидетельствует о неполном перераспределении элементов, происшедшем при перекристаллизации породы. Отсутствие статистических данных не позволяет сделать более конкретные предположения о протекании этого процесса.

Для групп: ядро, краевая часть — необласты определялись температуры установления дупироксеновых равновесий. В габбро-милоните по геотермометру Линдсли [7] для клинопироксена получена температура 700—730°С, а для ортопироксена 800°С. Близкие температуры установлены по геотермометру Перчука [5]; необласты — краевая зона 780°С, ядро 800°С (в габбро-милоните); в массивном габбро-норите

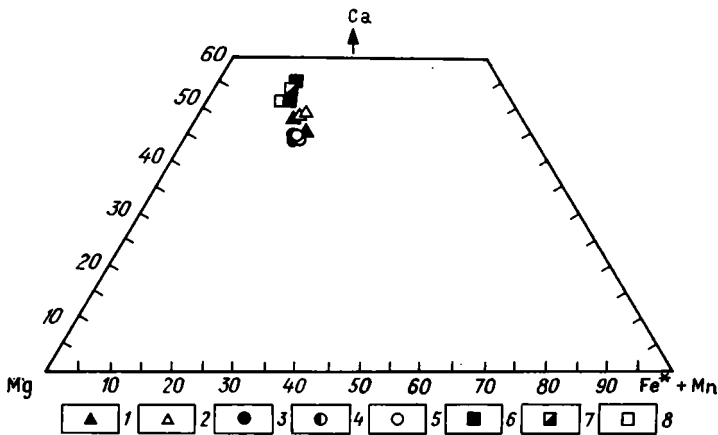


Рис. 3. Состав клинопироксенов в координатах Ca—Mg—Fe+Mn
 Массивные габбро-нориты: 1 — ядро, 2 — краевая зона. Флазер-габбро:
 3 — ядро, 4 — краевая зона, 5 — необласты. Вебстерит из полосчатого
 комплекса: 6 — ядро, 7 — краевая зона, 8 — необласты

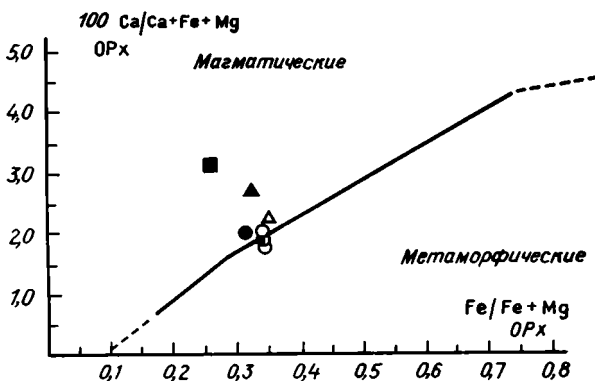


Рис. 4. Диаграмма соотношения $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ и $100 Ca/Ca+Fe^{2+}+Mg$ в ортопироксенах, сосуществующих с высококальциевыми пироксенами
 Условные обозначения см. на рис. 3

ядро $840^{\circ}C$, краевая зона $800^{\circ}C$; в вебстерите ядро $830-860^{\circ}C$. Формирование необластов и гнейсовидных структур обусловлено пластическим течением вещества [1]. Это означает, что конечные температуры установления минеральных равновесий отражают условия деформаций. Близость температур установления дупироксеновых равновесий в магматическом габбро-норите и флазер-габбро свидетельствует о том, что деформации, вероятно, имеют субсолидусную природу. Следует заметить, что для магматических габбро-норитов температуры, очевидно, несколько занижены. Однако, так как в данном случае важно не абсолютное значение, а разность температур, то такие оценки возможно считать приемлемыми. Похожие зоны деформаций (shear zones) описаны в габброидах многих офиолитовых комплексов мира [6, 8], их происхождение остается дискуссионным.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Все породы рассмотренного комплекса затронуты метаморфическими преобразованиями, поздними фазами проявления которых следует считать образование амфиболитовых динамосланцев. На этой стадии происходит гомогенизация пород и возникает новая амфибол-плаггиоклазовая минеральная ассоциация [2]. Амфиболиты развиваются по разным комплексам и наложены на гнейсовидность и внутреннюю структуру габброидов и пород полосчатого комплекса. Закономерная приурочен-

ность амфиболитовых динамосланцев к подошве Хабаровинского офиолитового аллохтона позволяет связывать их формирование с процессом шарьирования офиолитовых масс.

Более древние метаморфические преобразования связаны с пластическим течением вещества в процессе становления внутренней структуры третьего слоя океанической коры. Этот метаморфизм протекал при температурах 700—800°С и по времени близко связан с процессом кристаллизации габбро-норитов. При пластическом течении вещества произошла перекристаллизация пород, сопровождавшаяся образованием гнейсовидных структур. Характерно, что в верхней части комплекса пластическое течение происходило преимущественно по отдельным, локализованным субпараллельно друг другу зонам. Причем наибольшая скорость деформации отмечается в центральных частях зон, перекристаллизованных в бластомилониты. В нижней части «слоя» пластическое течение происходило во всем объеме тела. В общем случае пластическое течение параллельно границам слоя в целом было субгоризонтально и пересекало первично косоориентированные границы разных типов пород.

Комплексы офиолитовой ассоциации Хабаровинского массива в современной структуре находятся в перевернутом залегании и смяты в синформную складку. Первоначально (до шарьирования и деформации) эти комплексы, вероятно, образовывали субгоризонтальные слои, отвечающие разным частям разреза океанической коры и верхней мантии (дунит-гардбургитовый комплекс).

Зоны пластических деформаций в верхней части габбро-норитового слоя несогласны по отношению к направлению пластических деформаций в нижней полосчатой части комплекса. Внутренняя структура полосчатого комплекса также дискордантна по отношению к его границам; так, контакты между пироксенитами и плагиоклазовыми пироксенитами ориентированы наклонно. В то же время полосчатые и гнейсовидные структуры ориентированы субгоризонтально.

Приведенные факты указывают на тектоническую расслоенность океанической коры. На разных уровнях расслоенность обуславливалась разными причинами: силловыми магматическими камерами в дайковых комплексах [4], пластическим течением вещества в рассмотренном случае. Расслоенность выражалась в том, что в разных литопластинах формировалась различная структура. Кристаллизация габброидов сопровождалась интенсивным пластическим течением вещества. Наиболее интенсивно оно было в нижней части комплекса, где захватило весь объем и происходило субгоризонтально.

Пока еще рано говорить об окончательной модели, объясняющей совокупность наблюдаемых явлений. Однако, вероятнее всего, ответ следует искать в дифференцированном проскальзывании расслаивающихся литопластин в процессе своего формирования.

Авторы статьи приносят благодарность Г. Н. Савельевой и С. А. Куренкову, принявшим участие в обсуждении работы.

Список литературы

1. Маегов В. И. Роль деформаций в формировании габброидов и гипербазитов Хабаровинского массива//Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. докл. 3-го петрограф. совещ. Вып. 2. Свердловск: Ин-т геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1974. 192 с.
2. Маегов В. И. О природе габброидов Восточной части Хабаровинского массива//Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 52—62. (Тр. Ильменского заповедника).
3. Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечухин В. М. и др. Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 10 000 000. М.: Наука, 1977. 120 с.
4. Перфильев А. С., Херасков Н. Н. Диабазовые комплексы и проблемы тектонической расслоенности литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64—104. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 343).
5. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 316 с.
6. Girardeau J., Mevel C. Amphibolitized sheared gabbros from ophiolites as indicators

- of the evolution of the oceanic crust: Bayof-Islands, Newfoundland//Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. V. 61. № 1. P. 151—165.
7. *Lindsley D. H.* Pyroxene thermometry//Amer. Mineralogist. 1983. V. 68. № 5—6. P. 477—493.
 8. *Mevel C., Caby R., Kienast J. R.* Amphibolite facies conditions in the ocean crust: example of amphibolitized flazer-gabbro and amphibolites from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France)//Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 39. № 1. P. 98—108.
 9. *Rietmeijer F.* Chemical distinction between igneous and metamorphic orthopyroxenes, especially those coexisting with Ca-rich clinopyroxenes: A-re-evaluation//Miner. Mag. 1983. V. 47. № 343. Pt 2. P. 143—151.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
22.II.1988

УДК 551.243 : 552.311 (234.853)

ДЕНИСОВА Е. А.

**СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ТЕКТОНИТОВ
МАССИВОВ КРАКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

Систематическое картирование полосчатости и минеральной уплощенности в ультрабазитах выявило крупные (до 17×15 км) конические синформы, цилиндрические антиформы и синформы, разнообразные по морфологии и близкие параллельному типу складок — с относительно сжатыми ядрами и широкими плавными замыканиями. Они осложнены мелкими пологими складками и флексурами. Синскладчатая линейность минералов фиксирует течение вещества в плоскостях полосчатости и уплощенности в направлении к вершинам конусов или вдоль шарниров цилиндрических складок. Эти структуры формировались при высокотемпературном пластическом течении в глубинных мантийных условиях. Во время более поздней коровой складчатости, проявленной в автохтонных комплексах Зилаирского синклинория, нижней пластине Кракинского аллохтона и серпентинитовом меланже, ультрабазиты вели себя как жесткие блоки, реагируя на внешние деформации, по-видимому, лишь образованием зон серпентинитов.

Тектонизированные ультрабазиты слагают основания разрезов офиолитовых ассоциаций складчатых поясов континентов, которые отождествляются с разрезами коры океанического типа и верхних горизонтов мантии [7, 18]. В них повсеместно фиксируются следы высокотемпературных твердопластических деформаций. Это обуславливает значительный интерес к ультрабазитам, расшифровка внутренней структуры которых проливает свет на процессы глубинного, мантийного структурообразования.

Ниже приведены результаты детального структурно-геологического картирования массивов Крака, выполненного автором (частично совместно с Г. Н. Савельевой) в 1979—1986 гг., и обработки материалов по методике структурного (геометрического) анализа.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Ультраосновные массивы Крака расположены в Башкирской АССР в 20 км к юго-западу от г. Белорецка. Они протягиваются по левому берегу р. Белой почти на 75 км и занимают площадь около 910 км².

В процессе изучения Кракинская структура рассматривалась как антиклинальное поднятие [10, 11], горст или мегагорст-антиклиналь [13, 15, 17], аллохтон — останец крупного шарьяжа [3—5]. Последняя точка зрения М. А. Камалетдинова и Т. Т. Казанцевой наиболее обоснована. Ультрабазиты и подстилающие вулканогенно-осадочные образования принадлежат офиолитовой ассоциации и находятся в аллохтонном залегании в северной части Зилаирского синклинория. Они были перемещены из зоны Главного Уральского разлома (зоны сочленения палеоконтинента с палеоокеаном) на запад, на край палеоконтинента, на расстояние не менее 20—30 км в среднем палеозое, а в поздней перми — раннем триасе испытали складчатость совместно с автохтоном.

К автохтонным комплексам отнесены докембрийские кварциты и сланцы Башкирского мегантиклинория и палеозойские отложения Зилаирского синклинория, включающие неметаморфизованные или слабо-метаморфизованные кварцевые песчаники среднего — верхнего ордовика, глинистые сланцы и известняки нижнего силура, карбонатные породы верхнего силура и девона, граувакковый флиш зилаирской серии позднедевонско-раннекаменноугольного возраста. Синклинорий асимметричен: средние углы погружения горизонтов на западном крыле со-

ставляют 30—50, на восточном — 40—70, а в области северной центриклинали — 20—30°. Он осложнен малоамплитудными открытыми складками и флексурами с длинами волн от 20 до 200—500 м. По залеганию их осевых плоскостей, подчеркнутых кливажем, устанавливается дивергентная структура синклинория [13, 15, 17].

В нижней пластине Кракинского шарьяжа фрагменты слабометаморфизованных разрезов ордовика и силура, сложенные кварцевыми песчаниками, алевролитами, сланцами, основными эффузивами, туфами и туфобрекчиями, образуют пакет незакономерно совмещенных тектонических пластин и блоков. Породы сильно рассланцованы, брекчированы. Нижняя пластина контактирует с автохтоном по надвигам, падающим под углами 35—40°.

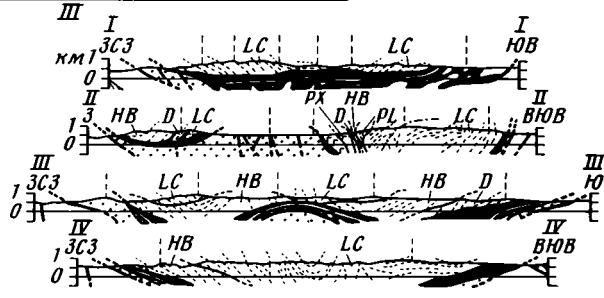
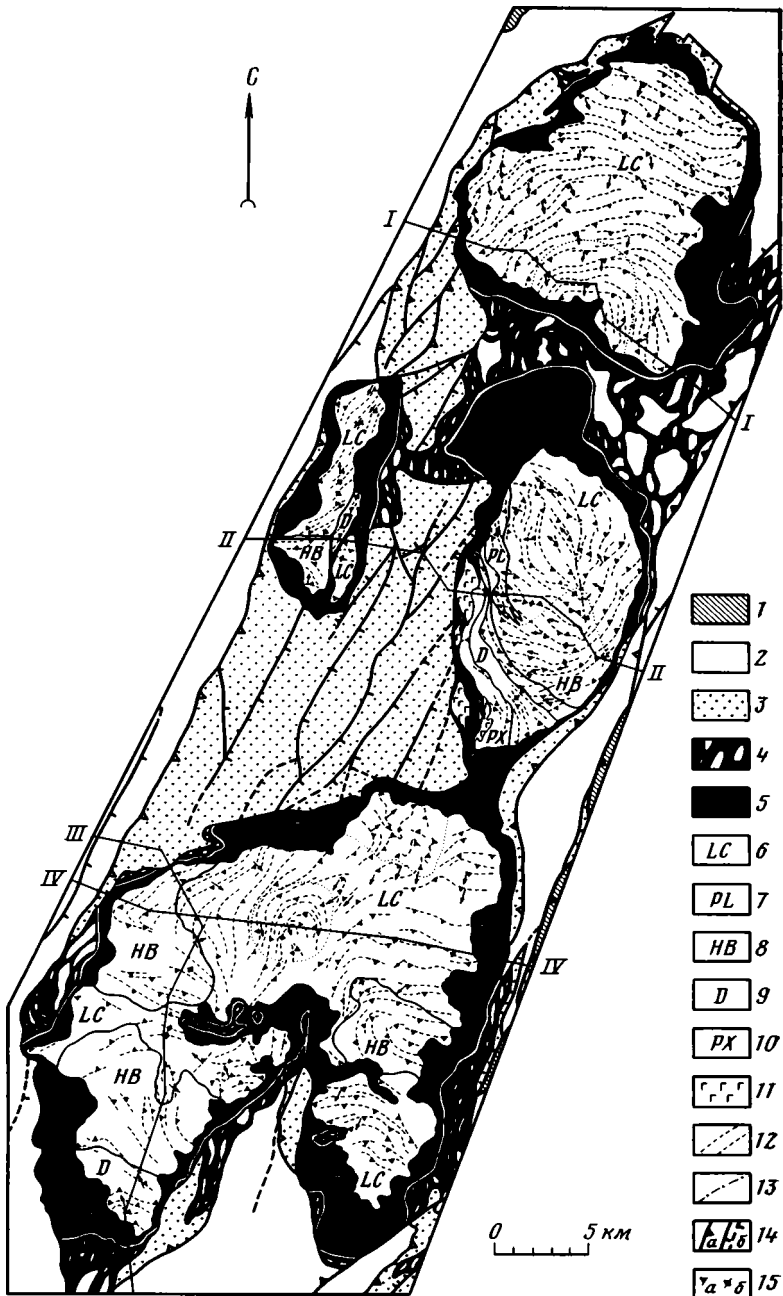
Верхняя пластина, образованная ультрабазитами и габброидами, подстилается серпентинитовым полимиктовым меланжем, мощность которого между массивами Северный, Средний (восточный) и Узьанский (западный) Крака (рис. 1), возможно, превышает 1 км, а в остальных районах оценена от 200 до 400 м. Наилучшие обнажения его известны по краям Южного Крака, где в рассланцованные серпентиниты включены округленные глыбы массивных серпентинитов, блоки и линзы глинисто-кремнистых сланцев, кремней, основных эффузивов, известняков силура и более редких известняков среднего девона. Количество и размеры обломков сильно варьируют.

На наиболее обнаженном западном контакте Южного Крака по р. Большой Апшак в 2 км южнее д. Магадеево и по р. Касной в районе д. Яумбаево хорошо видно пологое (5—10 и 10—15° соответственно) налегание серпентинитов на породы зилаирской серии. В эндоконтактной зоне серпентиниты рассланцованы, перемяты или разбиты сетью трещин. В экзоконтакте местами появляются плотные породы мощностью до 1,5 м с гроссуляром, пренитом, тремолитом, которые рассматривались как результат контактового воздействия ультраосновного расплава на вмещающие толщи [8], а позже — как низкотемпературные гидротермальные образования [5, 10]. В северной части Северного Крака серпентиниты также полого налегают на вмещающие породы. Восточный же контакт верхней пластины довольно крутой — он падает к западу под углами 50—60 до 70—80°.

Асимметричное строение верхней пластины с более крутым восточным контактом, согласующееся с асимметрией Зилаирского синклинория, и обычно устанавливающееся субсогласное залегание серпентинитов, подстилающих пород и тектонической границы между ними свидетельствуют о доскладчатом образовании шарьяжа. Вместе с тем подошва его верхней пластины имеет более простую структуру, чем синклинорий, для которого типична более мелкая и более напряженная складчатость. По-видимому, сминавшиеся комплексы различались по реологическим свойствам: ультрабазиты были относительно жесткими и имели значительную мощность, а подстилающие толщи представлены тонким переслаиванием контрастных по жесткости песчаников, алевролитов и глинистых сланцев.

По гравиметрическим материалам М. П. Гурьева и Г. Г. Галавина, а также Н. Ф. Решетникова и А. А. Пацкова [12] максимальная вертикальная мощность ультрабазитов Среднего Крака составляет 4—5 км или несколько больше, Северного и Южного Крака — около 2 км, Узьанского Крака — меньше 1 км. Краевые и подошвенные части массивов превращены в серпентиниты, мощность которых оценена от 100—200 до 700 м.

В отношении строения массивов общепринятой была модель с вертикальной петрографической зональностью (снизу вверх — дунит-гарцбургиты → гарцбургиты → лерцолиты → пироксениты), предложенная В. П. Логиновым, Н. В. Павловым и Г. А. Соколовым [16] и объясненная дифференциацией магматического очага. Позже она была развита Г. Л. Кашиным и др. [6]. Нашими исследованиями установлено принципиально иное строение разреза [14] — снизу вверх выделены се-



рии: лерцолитовая, плагиоклазовых лерцолитов, гарцбургитовая, дунитовая, полосчатая дунит-верлит-клинопироксенитовая, роговообманковых габбро. Условный верх разреза определен исходя из общеизвестной модели офиолитов [7, 18]. Наиболее полный разрез массива Средний Крака имеет крутое с наклоном на восток залегание и общую мощность около 8 км. В Южном Крака разрез мощностью 4 км залегает полого и перевернут.

Перидотиты четырех нижних серий, связанных постепенными переходами, имеют порфиорокластические микроструктуры тектонитов. В крупных зернах минералов наблюдаются многочисленные следы сильных деформаций: полосы излома, волнистое и мозаичное потемнение, изгибы ламелл и спайности. Мелкие генерации, как правило, не деформированы. Четкие предпочтительные оптические ориентировки оливина и энстатита, закономерно связанные с линейно-плоскостными текстурами, возникли в процессе высокотемпературных пластических деформаций, ведущим механизмом которых было внутрикристаллическое скольжение по системам $(010)[100]$ и $\{0kl\}[100]$ в оливине и $(100)[001]$ в энстатите [1]. В породах полосчатой серии деформационные структуры развиты локально и зафиксированы нечеткие до беспорядочных ориентировки оливина, а энстатит либо плохо ориентирован, либо обладает нетектонитовой петроструктурой [1]. Они формировались вне области высокотемпературного пластического течения, вероятно, при кристаллизации в магматическом очаге. Роговообманковые габбро, габбро-диабазы и подчиненные диориты и кварцевые диориты имеют активные, рвущие контакты с полосчатой серией — с ксенолитами серпентинитов в эндоконтактах и многочисленными дайками и мелкими телами габброидов в экзоконтактах.

По материалам Г. Н. Савельевой, изучавшей составы минеральных парагенезисов Среднего Крака [14], нижние части разреза (до полосчатой серии) представляют профиль деплетирования мантийного вещества — от наименее обедненных легкоплавкими компонентами лерцолитов до дунитовой зоны предельного рестирования. Полосчатая серия и габбро кристаллизовались из отделенного базальтоидного расплава.

АНАЛИЗ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ

Внутренняя структура массивов Крака была выявлена при детальном картировании залеганий структурных элементов ультрабазитов: полосчатости, минеральной уплощенности (*foliation*) и лежащей в ней линейности минералов. Последние два элемента относятся к проникающим текстурам (*penetrative structures*), пронизывающим весь объем породы. Полученные данные представлялись в виде структурных интерполяционных карт, на которых точки конкретных замеров элементов соединены структурными линиями (см. рис. 1). Отсутствие в ультрабазитах маркирующих горизонтов резко повышает значимость геометрического анализа, который позволяет при статистической обработке всей структурной информации дать точную характеристику реальной структуры [2].

Ранее В. П. Логиновым и др. [16 и др.] выявлены преобладающие

Рис. 1. Структурная схема ультраосновных массивов Крака
 1 — автохтон Башкирского мегантиклинория и аллохтон антиклинория Уралтау: верхний протерозой; 2 — автохтон Зилаирского синклинория: ордовик — нижний карбон; 3 — нижняя пластина Кракинского аллохтона: ордовик — силур; 4—11 — верхняя пластина Кракинского аллохтона: 4 — серпентинитовый полимиктовый меланж, 5 — серпентиниты, 6 — лерцолитовая серия, 7 — серия плагиоклазовых лерцолитов, 8 — гарцбургитовая серия, 9 — дунитовая серия, 10 — полосчатая дунит-верлит-пироксенитовая серия, 11 — роговообманковые габбро, габбро-диабазы; 12 — структурные линии; 13 — осевая линия складки; 14 — разрывные нарушения: надвиги (а), сбросы и взбросы (б); 15 — залегание полосчатости и минеральной уплощенности: наклонное (а), вертикальное (б); 16 — склонение минеральной линейности; 17 — границы анализируемых участков

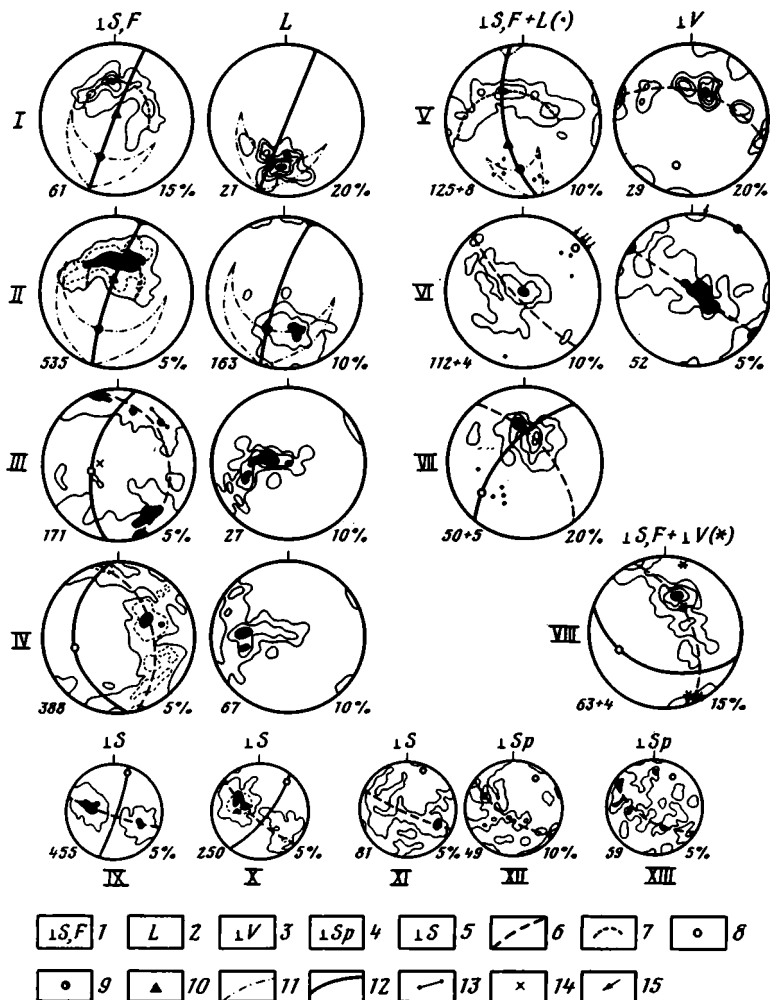


Рис. 2. Диаграммы ориентировок структурных элементов ультрабазитов (по материалам Е. А. Денисовой, Г. Н. Савельевой), слоистости вмещающих пород и расщелачивания серпентинитов (по материалам А. В. Ключихина, В. В. Радченко, А. В. Буряченко, Н. Ф. Решетникова, Г. Н. Савельевой, Е. А. Денисовой). Нижняя полусфера равноплощадной проекции. Сплошные изолинии — 1,5, 10% и т. д. на 1% площади.

В левых углах диаграмм — количество замеров, в правых — плотность максимумов
 1 — полюса полосчатости и минеральной уплотненности; 2 — минеральная линейность; 3 — полюса жил и даек; 4 — полюса расщелачивания серпентинитов; 5 — полюса слоистости; 6 — дуга большого круга; 7 — дуга малого круга; 8 — полюс дуги большого круга — шарнир цилиндрической структуры; 9 — шарнир конической структуры; 10 — ось конуса; 11 — границы треугольника β -пересечений плоскостных текстур; 12 — осевая плоскость; 13—15 — элементы мелких складок, видимых в обнажениях; 13 — полюса крыльев, 14 — шарнир, 15 — простираание шарнира

субширотные простираения полосчатости и сильно варьирующие углы падения на север в западной половине Южного Крака, на юг — в восточной. В массиве Северный Крака К. П. Лященко установлена приближающаяся к концентрически-зональной структура. По данным С. В. Москалевой [9, 10], полосчатость имеет северо-западные, близкие к широтным простираения. Это не подтвердилось нашими исследованиями.

По массивам Крака нами проанализирована ориентировка 2075 плоскостных и 355 линейных структурных элементов. Полюса согласных полосчатости и уплотненности наносились на одни и те же диаграммы. Отметим, что не везде можно было измерить все три элемента: иногда не было видно полосчатости, или с трудом устанавливалась уплотненность, или совсем отсутствовала линейность минералов.

В массиве *Северный Крака* откартирована крупная (17×15 км) синформа (см. рис. 1): структурные линии очерчивают небольшое сжатое ядро в южной части массива и широкую замковую область с плавным изменением залеганий. Структуру осложняют малоамплитудные пологие складки и флексуры.

В ядерной части полосчатость и уплощенность падают под средними углами на западном крыле — на юго-восток, в замке — на юг, а на восточном крыле — на запад. Их полюса рассеиваются по дуге малого круга (рис. 2, I), что свидетельствует о конической геометрии ядра. Ось конуса под углом 80° склоняется на север. Осевая плоскость, проходящая через ось конуса и середину пояса вдоль дуги малого круга, вертикальна и простирается в северо-восточном направлении. Шарнир погружается на юго-запад под углом 45°. Апикальный угол составляет 53°. Линейность¹, имеющая южное склонение и сходящаяся к вершине конуса, концентрируется в треугольнике β-пересечений плоскостных тектур, отстроенном по дуге малого круга.

На западном крыле синформы плоскостные элементы падают под средними углами на юго-восток и более круто — на восток. Линейность склоняется на юг и юго-восток, и ее максимум перпендикулярен максимуму полюсов плоскостных тектур. Значительно более редкая линейность энстатита сечет уплощенность и имеет более крутое (30—85°) южное и юго-западное склонение. В области северного замыкания полосчатость и уплощенность падают под средними углами на юг и юго-запад, их полюса образуют изометричный максимум, последнему перпендикулярен широкий изометричный максимум, в пределах которого концентрируется линейность, склоняющаяся на юг. На восточном крыле фиксируются падения плоскостных тектур под средними и пологими углами на юго-запад и запад. Линейность редка и сильно варьирует по залеганию. Максимумы полюсов плоскостных элементов этих участков на сводной диаграмме ложатся на дугу малого круга — замковая область также имеет конический характер.

На суммарных по всей синформе диаграммах (см. рис. 2, II) полюса полосчатости и уплощенности рассеиваются вдоль дуги малого круга. Ось конуса склоняется под углом 75° на север, осевая плоскость круто падает на северо-запад, а шарнир под углом 43° погружается на юго-запад. Апикальный угол составляет 60°. Широкий изометричный максимум линейности приурочен к треугольнику β-пересечений и отклоняется от осевой плоскости на 30°, что объясняется малым количеством замеров на восточном крыле. Таким образом, синформа Северного Крака представляет собой коническую структуру (рис. 3, A). Синскладчатая линейность фиксирует преимущественное течение вещества в плоскостях полосчатости и уплощенности в направлении к вершине конуса. Редкая секущая линейность, возможно, отражает подчиненное движение материала в осевой плоскости.

В массиве *Средний Крака* в лерцолитовой серии откартирована крупная (14×7 км) субмеридиональная опрокинутая к востоку антиформная структура с острым замком на севере и широким плавным замыканием в южной части массива. Она осложнена пологими складками и флексурами. При анализе залеганий структурных элементов ранее предложенная интерпретация [14] была несколько изменена.

На западном крыле антиформы полосчатость и уплощенность падают под средними и пологими углами на запад-юго-запад, линейность склоняется под средними углами на запад и более полого на северо-запад. При этом максимумы линейности и полюсов плоскостных элементов перпендикулярны один другому. Редко наблюдается секущая субвертикальная энстатитовая линейность.

В области южного замыкания плоскостные текстуры субвертикальны и субширотны, а также круто падают на северо-запад и юго-запад. Их полюса рассеиваются по дуге большого круга (см. рис. 2, III), что

¹ Здесь и далее речь идет о линейности, лежащей в уплощенности. Случаи с секущей линейностью редки и оговариваются особо.

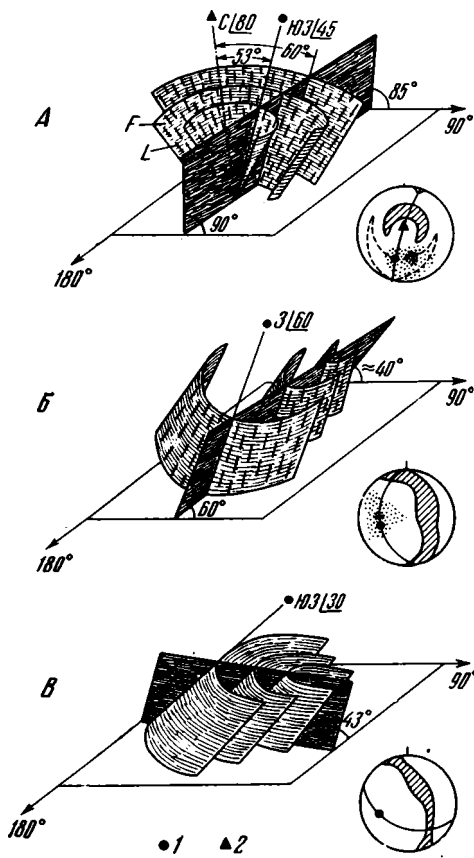


Рис. 3. Схематическая геометрия складчатых структур в лерцолитовой серии Северного (А) и Среднего (Б) Крака, в гарцбургитовой серии Южного Крака (В)

1 — шарнир, 2 — ось конуса. F — минеральная уплощенность, L — линейность. На диаграммах заштрихованы области концентрации полюсов плоскостных текстур, показаны точками — линейность, сплошными линиями — осевые плоскости, пунктиром — β -треугольник

свидетельствует о цилиндрической геометрии структуры. Перпендикуляр к дуге определяет погружающийся на запад шарнир. Осевая плоскость, проходящая через шарнир и середину неполного пояса полюсов, падает в западном направлении под углом 60° . Судя по слабому отклонению шарнира от линии падения осевой плоскости, антиформа приближается к нейтральной структуре, не являющейся ни антиформой, ни синформой. Линейность, склоняющаяся преимущественно под средними углами на запад, близка шарниру, однако фиксировались и другие ее залегания, что привело к расширению максимума. В общую структуру хорошо вписывается наблюдавшийся в обнажении (рис. 4, а) изгиб полосчатости с погружающимся на запад шарниром, которому параллельна линейность.

На восточном крыле полосчатость и уплощенность круто и под средними углами падают на северо-запад и запад. Редкая линейность, субперпендикулярная максимуму полюсов плоскостных элементов, склоняется круто на запад-северо-запад или субвертикальна.

По суммарным диаграммам (см. рис. 2, IV) антиформа является цилиндрической структурой с более пологим западным крылом и более крутым восточным (см. рис. 3, Б). Ее шарнир погружается под углом 40° на запад-юго-запад. Осевая плоскость, судя по ее простираению и залеганию шарнира, положе, чем на южном замыкании. Максимум линейности близок к шарниру, но общая картина осложняется существованием крутых западных и пологих до субгоризонтальных северо-западных и юго-западных склонений. Линейность имеет синскладчатый характер, фиксируя течение вещества в направлении шарнира. Структурные элементы без изменения ориентировок прослеживаются и в сериях плагиоклазовых лерцолитов, гарцбургитовой, дунитовой и полосчатой, продолжая западное крыло антиформы. При этом часто структурные линии пересекают под разными углами границы серий.

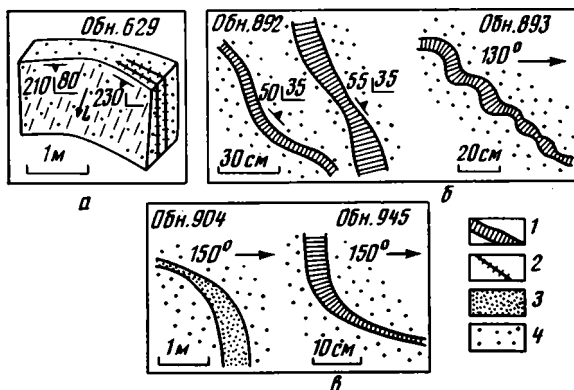


Рис. 4. Мелкие складки полосчатости (а, б) и секущих жил (в) (а — Средний Крака, р. Экембет; б, в — Южный Крака, ручьи Даниловский Ключ и Лизаркин Ключ)
1 — вебстериты; 2 — плоскости, обогащенные пироксенами; 3 — дуниты; 4 — перидотиты

В лерцолитовой серии массива *Южный Крака* в центральной его части плоскостные текстуры очерчивают крупную сжатую синформную складку. На ее западном крыле полосчатость и уплощенность падают под средними углами на восток и субвертикальны, в замке устанавливаются средние и пологие углы падения на юг, а на восточном, хуже обнаженном крыле известны падения в западном направлении. Их полюса рассеиваются вдоль дуги малого круга (см. рис. 2, V), что определяет конический характер структуры. Ось конуса под углом 60° склоняется на юго-запад. Осевая плоскость под углом 70° наклонена на запад. Шарнир погружается в южном направлении под углом 30° . Апикальный угол составляет 30° . Редкая линейность полого склоняется на юг и юго-запад, концентрируясь в пределах или вблизи треугольника β -пересечений плоскостных текстур, т. е. является синскладчатой и фиксирует движение материала в плоскостях полосчатости и уплощенности в направлении к вершине конуса.

Для северо-восточной части массива, где нечетко выраженная уплощенность и обилие жил затрудняют измерение текстур, характерны изменчивые элементы залеганий полосчатости и уплощенности, очерчивающие небольшие складки и рассеивающиеся по дуге большого круга (см. рис. 2, VI). Геометрически определенный шарнир цилиндрической структуры полого погружается на северо-восток, вблизи него концентрируются редкие замеры линейности и шарниры пологих и открытых складок полосчатости, наблюдавшихся в обнажениях (см. рис. 4, б).

В юго-восточной части массива на хр. Авдэктэ плоскостные элементы очерчивают открытую плавную синформу, в которой на западном крыле фиксируются южные падения под средними углами, а на восточном — более пологие на юго-запад и запад. На диаграмме их полюса образуют широкий слабо вытянутый максимум, через который проведена дуга большого круга (см. рис. 2, VII). Шарнир цилиндрической структуры под углом 25° погружается на юго-запад, а осевая плоскость под углом 70° падает на северо-запад. Угол между крыльями синформы составляет 105° . Редкая линейность близка к ориентировке шарнира.

В гарцбургитовой серии на востоке массива откартирована крупная (5×4 км) опрокинутая изоклиналинная антиформа с узким сжатым ядром и широким плавным замыканием (см. рис. 3, B). На крыльях полосчатость и уплощенность имеют устойчивые падения на юго-юго-запад под средними углами, а в области замыкания — на запад. Распределение их полюсов по дуге большого круга (см. рис. 2, VIII) определяет цилиндрическую геометрию антиформы. Ее шарнир погружается на юго-запад под углом 30° . Осевая плоскость падает под углом 43° на юго-юго-запад. Линейность здесь не обнаружена.

При анализе залеганий секущих плоскостные текстуры жил пироксенитов и более редких дунитов выяснено, что в Северном Крака они редки и ориентированы беспорядочно, в Узянском Крака близки по залеганию полосчатости. Жилы Среднего Крака рассеиваются вдоль дуги большого круга с шарниром, близким шарниру антиформы. В Южном Крака отмечено наибольшее количество жил, которые статистически секут полосчатость под малыми углами, при этом дуги больших кругов и максимумы на диаграммах полюсов жил и полосчатости близки по ориентировке (см. рис. 2, V, VI, VIII). В северо-восточной части массива встречены жилы вебстеритов и дунитов, меняющие угол падения и мощность (см. рис. 4, в); шарниры этих изгибов близки шарнирам складок полосчатости. Отмеченные закономерности свидетельствуют о синскладчатом характере жил, ранние из которых оминались вместе с вмещающими перидотитами.

Подводя итог анализу структуры, отметим, что картирование полосчатости и уплощенности выявило крупные конические синформы, цилиндрические антиформы и синформы, разнообразные по морфологии и близкие параллельному типу складок — с относительно сжатыми ядрами и широкими плавными замыканиями. Они осложнены мелкими пологими складками и флексурами. Синскладчатая линейность фиксирует течение вещества в плоскостях полосчатости и уплощенности в направлении к вершинам конусов или вдоль шарниров цилиндрических складок. На северо-востоке Южного Крака установлены мелкие цилиндрические складки. Ряд участков является фрагментами крыльев крупных структур, на других — набор элементов формально отвечает системам цилиндрической или конической складчатости или фиксируются веерные структуры с выдержанными простираниями и варьирующими углами падений плоскостных элементов. Каждая серия имеет свои преобладающие залегания элементов, но на границах всегда обнаруживается структурное согласие серий, при этом структурные линии параллельны границам или чаще секут их. Крупных разрывных нарушений внутри массивов, за исключением Узянского Крака, не обнаружено.

Представляется наиболее вероятным одновременное образование всех крупных складок при смятии полосчатости и уплощенности. Появление конических форм объясняется разными наклонами полосчатости на разных участках к началу складчатости, что могло быть связано с первичными вариациями залеганий или с ранними пликативными деформациями, что более вероятно. Элементы конических, цилиндрических и веерных структур, граничащих без разрывных нарушений, имеют разнообразные залегания даже в пределах одного Южного Крака и не могут быть образованы в едином поле напряжений. Поэтому предполагаются более поздние пликативные деформации, приведшие к вращению участков с уже сформированной структурой вокруг субгоризонтальной оси с юго-восточным простиранием. Эти деформации, не сопровождавшиеся перераспределением вещества ультрабазитов, происходили в относительно низкотемпературных условиях.

Так как Кракинский аллохтон был смят совместно с автохтоном, то с целью выявления герцинских деформаций в ультрабазитах были составлены внутренняя структура массивов и структура вмещающих пород. Судя по диаграммам полюсов слоистости, автохтон Зилаирского синклинория (см. рис. 2, IX) испытал один этап складкообразования — открытые цилиндрические складки имеют падающую под углом 85° на юго-восток статистическую осевую плоскость и погружающийся под углом 10° на северо-восток шарнир. В нижней пластине Кракинского шарьяжа (см. рис. 2, X) определены падающая под углом 75° на юго-восток осевая плоскость и погружающийся под углом 20° на северо-восток шарнир. Слоистость осадочных и вулканогенно-осадочных пород в блоках меланжа (см. рис. 2, XI) и вмещающие серпентинитовые сланцы (см. рис. 2, XII) ориентированы более беспорядочно, но их полюса имеют тенденцию рассеиваться по дугам больших кругов, что определяет пологое северо-восточное погружение шарнира.

Близость ориентировок шарниров и осевых плоскостей автохтона, аллохтона и меланжа позволяет связывать образование проанализированных систем элементов с герцинской складчатостью. Залегания структурных элементов ультрабазитов принципиально отличаются от рассмотренных как по характеру рассеивания элементов, так и по пространственной ориентировке осевых плоскостей и шарниров. Следовательно, внутренние структуры ультрабазитов формировались в ином поле напряжений в области верхней мантии и не несут следов герцинской складчатости. Внутри массивов во время пермских деформаций могли образоваться только зоны серпентинитов: распределение их полюсов определяет шарнир (см. рис. 2, XIII), близкий по ориентировке герцинскому.

Таким образом, во внутренней структуре массивов Крака запечатлены ранние глубинные складчатые деформации, морфологически выраженные крупными коническими и цилиндрическими синформами и антиформами. Их соотношения позволяют предполагать, что пликативные деформации были не одноактны. Поздняя герцинская складчатость, четко проявленная в автохтонных образованиях Зилаирского синклинория, прослеживается в нижней пластине аллохтона и в серпентинитовом меланже, но не фиксируется в ультрабазитах, которые ведут себя как жесткие блоки с ранее сформированными структурами и реагируют на внешние деформации, по-видимому, лишь образованием зон серпентинитов.

ДЕФОРМАЦИОННАЯ ИСТОРИЯ МАССИВОВ

На первом этапе пластических деформаций в ходе метаморфической дифференциации образовались полосчатость и параллельные ей линейно-плоскостные текстуры в нижних частях разреза — до полосчатой серии. По-видимому, этот процесс был длительным, затрагивал вещество, уже обладавшее внутренней анизотропией, и сопровождался частичным плавлением. Мантийное вещество было представлено лерцолитами, наименее деплетированными породами в разрезе; следовательно, всестороннее давление превышало 700 МПа. Основным механизмом деформаций было внутрикристаллическое скольжение, которое осуществлялось по высокотемпературным системам. Согласно полосчатые и линейно-плоскостные текстуры имели, по-видимому, на разных участках однообразные залегания, поскольку поле напряжений не могло сильно менять ориентировку осей от места к месту, однако локальные вариации последней возможны. На конечных стадиях этапа предполагаются слабые пликативные деформации.

Второй этап деформаций выразился в смятии полосчатости и уплотнении с образованием крупных конических и цилиндрических структур. Наиболее важным синхронным элементом является линейность, субпараллельная шарнирам цилиндрических складок или сходящаяся к вершинам конусов, которая фиксирует интенсивное течение вещества в этих направлениях во время складкообразования. В крупных линейных агрегатах (ширах) концентрируются легкоплавкие компоненты лерцолитов, входящие в состав диопсида, энстатита и плагиоклаза. Последний образуется при снижении общего давления до 700 МПа при температуре около 1000°С. Температуры установления минеральных равновесий пироксенов — 1100—890°С [14] — характеризуют конечные стадии этого этапа. Ориентировка линейности (под большим углом к границам серий) отражает направление выведения легкоплавких компонентов из лерцолита — направление деплетирования.

Таким образом, в процессе интенсивных складчатых деформаций формировался современный разрез тектонитов, образованный все более истошающимся вверх мантийным веществом, предельным реститом которого является дунит. Именно этим можно объяснить наблюдающееся структурное согласие серий и пересечение их границ структурными линиями, а также то, что крылья одной структуры, в разной степени удаленные от границы с полосчатой серией, сложены породами сходного

петрографического состава, но заметно различаются по составам минеральных парагенезисов [14].

Внутрикристаллическое скольжение на этом этапе осуществлялось, по-видимому, преимущественно по более низкотемпературной системе $\{0kl\}$ [100] в оливине. По среднему размеру необластов оливина (0,2—0,4 мм) стресс во время этих деформаций составлял 30—55 МПа и локально повышался до 100—200 МПа (0,01—0,05 мм).

Следующий предполагаемый этап пликвативных деформаций привел к вращению отдельных участков с уже сформированной складчатой структурой относительно других. Так как при этом синдеформационные минеральные парагенезисы не образовывались, то эти деформации осуществлялись при относительно низких температурах.

Во время самых поздних деформаций, связанных с окончательным выведением масс, шарьированием их в область современного залегания, складчатостью, ультрабазиты Крака представляли собой жесткие тела, не деформировавшиеся пластически. Единственным следствием этой поздней истории являются, по-видимому, зоны серпентинитов, нарушающие внутреннюю структуру глубинных, мантийных пород.

Список литературы

1. Денисова Е. А. Структура лерцолитовых массивов Южного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1987. 19 с.
2. Казаков А. Н. Геометрический анализ складчатых структур с помощью стереограмм//Геологическая съемка сложноподстилающихся комплексов (Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 6). Л.: Недра, 1980. С. 28—48.
3. Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А., Гафаров Р. А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале//Геотектоника. 1971. № 1. С. 96—102.
4. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
5. Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 168 с.
6. Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е., Патхан М. Т., Рудник Г. Б. Гипербазитовый массив Южный Крака (Южный Урал)//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1976. № 6. С. 59—67.
7. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
8. Логинов В. П. Контактные изменения граувакковых песчаников около ультраосновного массива Южный Крака на Южном Урале//Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1970. Т. 2. С. 116—131.
9. Москалева С. В. О возрасте и структуре массива Крака на Южном Урале//Докл. АН СССР. 1959. Т. 127. № 1. С. 170—172.
10. Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитонность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
11. Ожиганов Д. Г. Геология района массивов Крака и критика взглядов на его шарьяжное строение//Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 242—249.
12. Пацков А. А. К вопросу о геометрии гипербазитовых массивов Крака//Геология, магнетизм горных пород и палеомагнетизм Южного Урала. Уфа: Баш. ФАН СССР, 1977. С. 72—84.
13. Радченко В. В., Клочихин А. В. Структурно-тектоническое положение района гипербазитовых массивов Крака (Южный Урал)//Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 232—241.
14. Савельева Г. Н., Денисова Е. А. Структура и петрология массива Средний Крака на Южном Урале//Геотектоника. 1985. № 4. С. 53—68.
15. Сенченко Г. С. Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 1976. 172 с.
16. Соколов Г. А. Основные результаты работ хромитовой группы Южноуральской экспедиции//Материалы по металлогении Южного Урала (железо, никель, хром). М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1941. С. 99—150.
17. Эз В. В., Гафт Д. Е., Кузнецов Б. И. Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклиория Южного Урала. М.: Наука, 1965. 102 с.
18. Penrose field conference on ophiolites//Geotimes. 1972. V. 17. № 12. P. 24—25.

УДК 552.311 : 551.24(729.1)

ИТТУРАЛЬДЕ-ВИНЕНТ М. А.

РОЛЬ ОФИОЛИТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ КУБЫ

На территории Кубы располагается большая часть офиолитового пояса Карибско-Антильского региона, изучавшаяся с 50-х годов, благодаря чему появились данные, оценка которых может привести к интересным выводам. В работе анализируется часть имеющейся информации, обсуждаются некоторые критерии и результаты исследований, касающиеся расчленения офиолитов, их классификация с тектонической точки зрения, а также положения офиолитов в структуре альпид.

В геологическом строении Кубы важную роль играют офиолиты, которые являются объектом детального изучения с 1950-х годов. По своему составу они могут быть подразделены на образования меланократового фундамента (перидотитовый и кумулятивный комплексы) и океанические образования (комплекс диабазовых даек и эффузивно-осадочный комплекс).

В пределах Кубы преимущественно развиты образования меланократового фундамента, имеющие поздне триасовый (?) — меловой возраст; океанические образования развиты сравнительно реже; их возраст определяется как титонский (?) — апт-альбский.

Основные выходы офиолитов протягиваются вдоль северной части о-ва Кубы; они сопоставляются с офиолитами тетического типа, образование которых можно связывать с зоной рифтогенеза, развивавшейся в пределах окраинного моря. Известны также мелкие тела офиолитов, которые локализуются на поверхностях надвигов среди метаморфических образований. Их происхождение является объектом рассмотрения в данной статье.

Автор благодарит Г. Мильяна и Е. Фонсека (Институт геологии и палеонтологии) и Х. У. Тиеке за доброжелательную критику и рассмотрение первого варианта данной работы.

РАСЧЛЕНЕНИЕ ОФИОЛИТОВ

В целом офиолиты Кубы не отличаются от офиолитов других регионов, хотя, естественно, и имеют некоторые особенности, которые следует отметить. На территории острова известны многочисленные поля развития офиолитов, которые подразделяются на перидотитовый комплекс (или комплекс метаморфизованных офиолитов), кумулятивный (полосчатые габброиды и ультраосновные породы), дайковый (диабазы и микрогаббро) и эффузивно-осадочный (базальты, гиалокластиты, силициты, туффиты; в отдельных случаях эти образования метаморфизованы [12, 22, 29, 32, 38 и мн. др.]).

Различные члены офиолитовой ассоциации, как это предлагал А. В. Пейве [6—8], могут быть объединены в две группы: образования меланократового фундамента и океанические. Важность такой группировки офиолитов будет ясной из последующего изложения.

Меланократовый фундамент слогаается образованиями перидотитового и кумулятивного комплексов и представляет собой субстрат океанов. Его можно противопоставить кристаллическому гранитно-метаморфическому фундаменту континентов. В состав меланократового фундамента входят породы, генетически тесно связанные между собой, хотя между ними и имеются небольшие петрохимические различия. По Р. Колману [18], А. В. Пейве [6] и др. перидотитовый и куму-

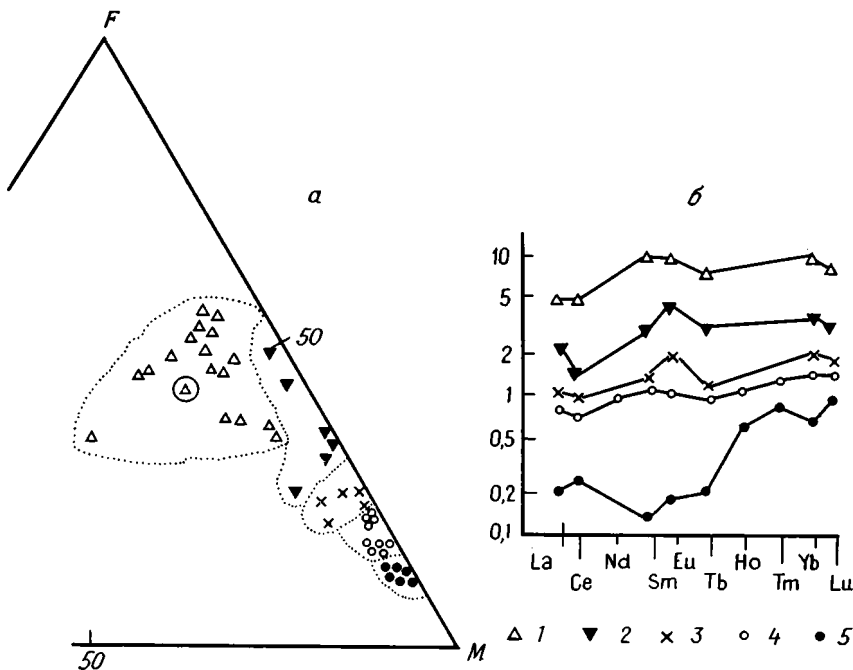


Рис. 1. Диаграмма *AFM* (*a*) и график нормализованных по хондритам содержаний редких земель (*б*) в кубинских офиолитах. По В. Замарскому и М. Куделяшковой [52] 1 — диабазы; 2 — габбро; 3 — габбро кумулятивные; 4 — ультрабазиты кумулятивные; 5 — метаморфизованные перидотиты

лятивный комплексы, разделенные перерывом, отражают два различных этапа геологического развития.

Однако на Кубе, по крайней мере в провинции Камагуэй, не отмечается четкого и ясного различия между обоими комплексами и, наоборот, создается впечатление о постепенных переходах между ними [29]. В. Замарский и М. Куделяшкова [52], рассматривая петрохимию офиолитов Кубы, отмечают, что существуют постепенные переходы между метаморфизованными перидотитами, перидотитовыми кумулятами и кумулятивными габброидами. Однако, как видно на рис. 1, на графике распределения нормализованных содержаний редких земель, имеется четкое различие в их содержаниях в перидотитовом и в кумулятивном комплексах; но эти различия не находят отражения на диаграммах *AFM*.

Породы меланократового фундамента, и в частности перидотитового комплекса, являются наиболее распространенным компонентом кубинских офиолитов. По данным А. В. Пейве [6—8], Р. Колмана [18], А. Л. Книппера и Р. Кабреры [32] породы перидотитового комплекса — наиболее древние образования планеты, однако эта концепция противоречит наблюдениям о постепенном переходе между перидотитовым и кумулятивным комплексами.

В связи с этим в данной работе рассматривается высказанное ранее нами мнение [26], что меланократовый фундамент сформировался в процессе раскрытия океанического бассейна во время рифтогенеза и, следовательно, имеет возраст этого процесса [24].

Океанические образования представлены комплексами эффузивно-осадочных и диабазовых даек (метадолеритов) и представляют собой породы «чехла» океанической коры. Они являются эквивалентом вулканогенно-осадочного чехла кратонов на континентах. Существование меланократового фундамента не обязательно приводит к развитию океанических образований, поскольку это зависит от развития внутренних процессов эволюции океанической коры. Если океанические образования представлены в разрезе, то они залегают на меланократо-

вом фундаменте несогласно, поскольку представляют уже другой этап развития земной коры, что отражается в их литологических и петрохимических характеристиках, которые хорошо отличаются от характеристик пород фундамента. На примере Кубы это было показано в работах [22, 52] и видно на рис. 1.

Океанические образования очень часто наблюдаются в обнажениях Северной Кубы, хотя их объем и невелик.

Интересно отметить, что диабазовые дайки на Кубе встречаются как в виде комплекса параллельных даек (роев даек), так и в виде одиночных даек или полей даек среди пород меланократового фундамента.

СТРУКТУРНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ КУБИНСКИХ ОФИОЛИТОВ

Исходя из общего состава офиолитов Кубы и главным образом из их тектонической позиции, среди них можно выделить пять главных типов. Такая типология не совпадает с разделением офиолитов, предложенным Г. Фуррасола и др. [23] или Р. Линаресом, П. Осадчим и др. [35], которые основывались главным образом на возрасте «интрузий». При разработке предлагаемой типологии использовались критерии А. Мейерхоффа [31], А. Л. Книппера и Р. Кабреры [32], Х. Альбеара и М. Итурральде-Винента [14] и других исследователей.

На рис. 2 показаны районы развития выделяемых типов офиолитов: пояс Мариель — Ольгин, массивы Маяри — Баракоа, массив Кахальбана, тела офиолитов среди амфиболитов, тела офиолитов среди образований сиалических блоков.

Три первых типа, как мы хотим это показать, в соответствии с классификацией Е. Муреса [43] могут рассматриваться как тетические офиолиты, в то время как два последних типа относятся к кордильерскому типу офиолитов, выделяемому тем же автором.

Пояс Мариель — Ольгин представлен серией изолированных, обычно вытянутых выходов различного размера. Между Мариелем и Гаваной пояс имеет северо-восточное простираие; выходы офиолитов на этом участке не превышают 15—20 км в длину при ширине 2—3 км [14]. По данным глубокого бурения, мощность тел офиолитов не превышает 2 км и лишь в одном случае составляет несколько более 4 км [35]. Офиолиты обычно располагаются среди разреза вулканогенно-осадочных образований мела и осадочных пород верхнего кампана — палеоцена, которые представляют собой аллохтонный меланж, залегающий на отложениях континентальной окраины Багамской плиты. От Матансаса и до района Лос-Арабес выходы офиолитов имеют такую же характеристику, за тем исключением, что их простираие изменяется на северо-западное [14, 26, 32, 35 и др.]. Далее к востоку, между Лос-Арабес и Чамбас, массивы офиолитов достигают в длину 80—90 км при ширине 10—15. Мощность их не определена, однако установлено, что они резко погружаются на юго-запад. Обычно тела офиолитов располагаются среди тектонических чешуй, надвинутых на континентальную окраину Багамской плиты. В то же время в южной части они залегают среди тектонических пластин, сложенных вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями мелового и палеогенового возраста, которые также надвинуты на южную окраину Багамской плиты [20, 26, 32, 35, 38, 45].

Районом, в котором офиолиты сохранились наиболее хорошо, является Камагуэй, где их выходы образуют выпуклую к югу дугу длиной до 90 км при максимальной ширине до 25 км. Данные бурения показывают, что офиолиты в этом районе выклиниваются на север, мощность их увеличивается в южном направлении, где, по гравиметрическим и магнитометрическим данным, достигает 5 км. В эрозионных врезках можно наблюдать тектоническое надвигание офиолитов на окраину Багамской плиты, что подтверждается и данными бурения. На южном же фланге офиолиты по тектоническому контакту залегают ниже вулканогенно-осадочных образований и эффузивов мела [29, 32 и мн. др.].

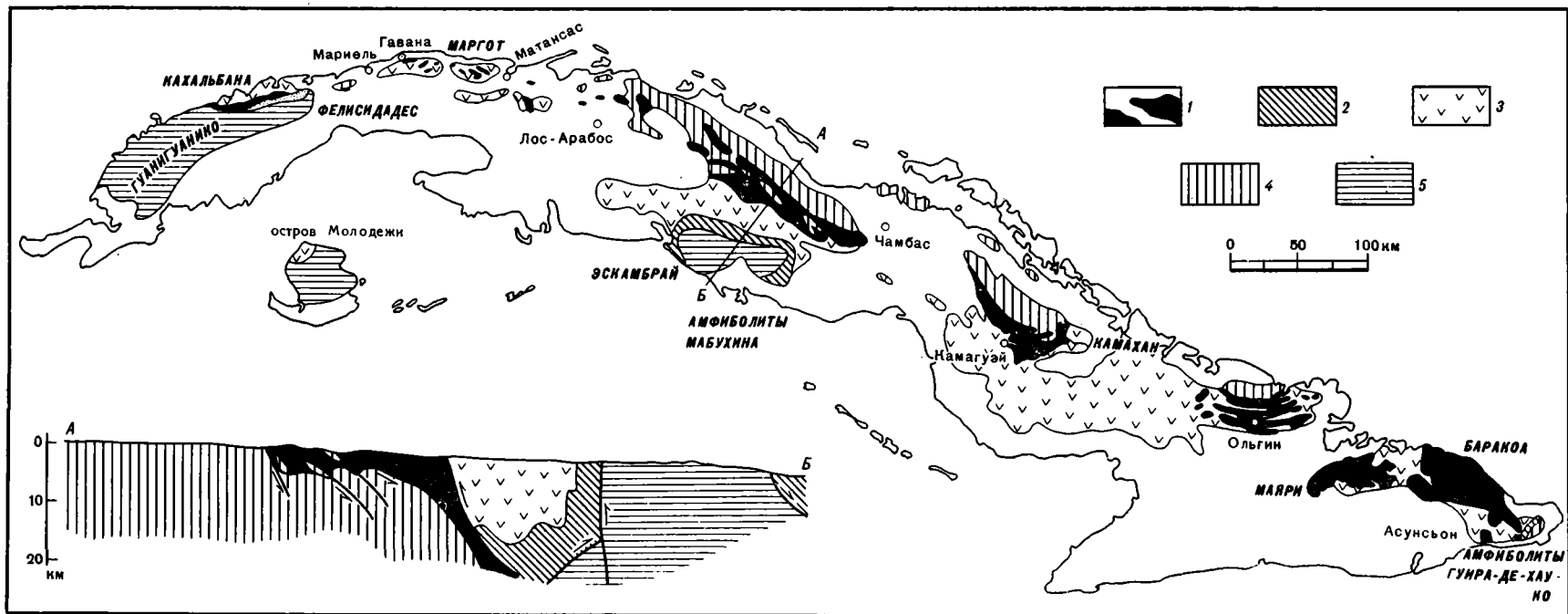


Рис. 2. Положение оphiолитов в геологической структуре Кубы
 1 — оphiолиты Северного пояса; 2 — амфиболиты с пластинами оphiолитов; 3 — меловые вулканоплутонические образования; 4 — палеоокраина континентальной Багамской плиты; 5 — южный микроконтинент

Самые восточные выходы рассматриваемого пояса офиолитов располагаются в районе Ольгина, где они также слагают дугу, слегка выпуклую на юг. Массивы офиолитов достигают здесь 80—90 км в длину и 5—10 в ширину. Они залегают среди вулканогенно-осадочных образований мелового возраста и осадочных пород верхнего кампана — эоцена, что очень сходно с их положением в районе Мариель — Матансас. Образованный этими породами тектонический меланж выклинивается в северном направлении и тектонически налегает на окраину Багамской плиты, в то время как южный фланг офиолитового меланжа тектонически перекрывается вулканогенно-осадочными породами мелового возраста [32, 33, 44 и др.].

Изложенные данные позволяют утверждать, что офиолиты пояса Мариель — Ольгин образуют полосу развития тектонического меланжа, в котором принимают также участие тектонические отторженцы континентальной окраины Багамской плиты, вулканогенно-осадочные образования мела и осадочные породы позднего кампана — эоцена. Этот меланж интенсивно деформирован и тектонически надвинут на континентальную окраину Багамской плиты; он в свою очередь тектонически перекрывается вулканогенно-осадочными и эффузивными образованиями мелового возраста. Во многих случаях на этих контактах отмечаются олистостромы.

Характерной чертой офиолитов этого пояса является их полный разрез, который включает в себя различные породы меланократового фундамента и океанических образований, в том числе дайки плагиогранитов; обычно, однако, здесь преобладают выходы перидотитового комплекса. На рис. 3 показан идеализированный реконструированный разрез офиолитов Камагуэя.

Следует отметить некоторые данные, касающиеся вопроса о возрасте рассматриваемых офиолитов. М. Итурральде-Винент указал, что меланократовый фундамент имеет триасово-юрский (дотитонский) возраст, в связи с чем он должен был бы формироваться во время открытия Тетиса. М. Л. Сомин и Г. Мильян [11] в кумулятивном комплексе Камагуэя обнаружили дайку анортозитов с К-Аг-возрастом 160 ± 24 млн. лет, что усиливает позицию автора. С другой стороны, в осадочных породах океанического комплекса были обнаружены микрофоссилии аптского — альбского возраста [11]; тот же возраст определен и в Камагуэе автором. Однако эти отложения могут относиться к более широкому возрастному интервалу, особенно если учесть, что в Пуэрто-Рико возраст офиолитов определяется в интервале титон — альб [36]. Находка среди отложений титонского возраста в Сьерра-де-Камахан толеитов, с петрохимической точки зрения сходных с океаническими образованиями, подкрепляет сделанное предположение [30].

Обычно офиолиты этого пояса Кубы рассматривались как интрузивные образования позднемелового возраста [23, 35 и др.], однако такая точка зрения в настоящее время обосновывается с трудом. Другие исследователи считают, что эти офиолиты являются естественным субстратом меловой вулканической дуги [32, 38, 41 и др.]. Последний вывод недавно подтвержден Г. Мильяном и М. Л. Соминым [41], которые основывались на том, что между офиолитами встречаются небольшие тела гранитоидов, геохимически сходных с гранитоидами вулканической дуги. Однако наличие таких небольших изолированных тел не является неоспоримым доказательством упомянутого вывода, поскольку они могли быть внедрены: 1) либо в виде аппендикса или ветви вулканической дуги, развивавшейся локально в пределах небольшого океанического бассейна, что часто наблюдается в вулканических дугах Тихого океана, 2) либо в виде малых поздних интрузий, прорывавших кору небольшого океанического бассейна, когда часть этой коры погружалась под вулканическую дугу (к рассмотрению этого последнего варианта мы еще вернемся). Автор согласен с тем, что меловая вулканическая дуга развивалась на океанической коре, однако хочет подчеркнуть, что указанная кора не является необходимым условием для развития офиолитов

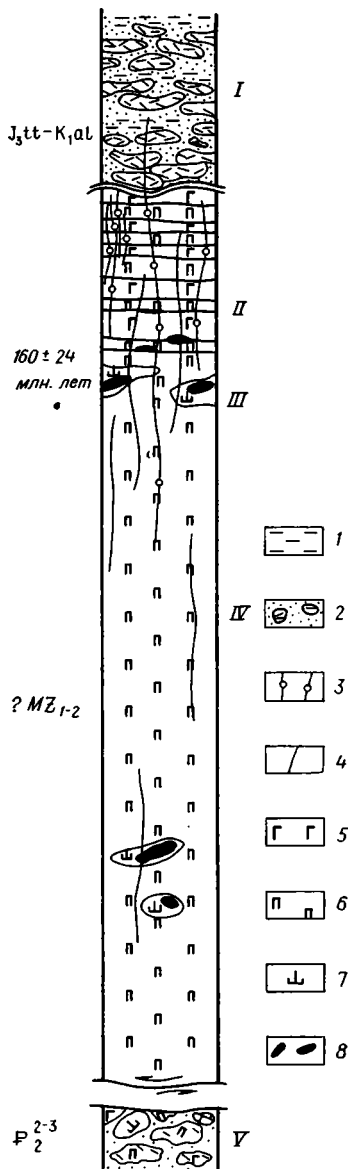


Рис. 3. Реконструированный разрез офиолитов Камагузэ

1 — радиолариты; 2 — базальты и гналокластиты; 3 — дайки диабазов; 4 — дайки габброидов; 5 — кумулятивные габброиды; 6 — перидотиты; 7 — дуниты; 8 — тела хромитов. Римские цифры: I — океанические отложения, эффузивный комплекс: базальты афировые и вариолиты, гналокластиты, радиолариевые халцедониты и алевролиты, местами метаморфизованные в фации зеленых сланцев. II—IV — меланократовый фундамент: II, III — кумулятивный комплекс: II — габбро оливиновые, нориты, троктолиты и анортозиты кумулятивные с гарцбургитами и лерцолитами; III — гарцбургиты, дуниты и кумулятивные габбро, хромиты. IV — перидотитовый комплекс: гарцбургиты, в меньшей мере — вебстериты и лерцолиты, редко — дуниты и хромиты. V — формация Сенато: конгломерато-брекчии полимиктовые и серпентиниты с олистолитами офиолитов и известняков

Северного пояса. Кажется более вероятным, что эти офиолиты представляют собой кору небольшого океанического бассейна типа окраинного моря, который располагался между меловой вулканической дугой и континентальной окраиной Багамской плиты [28, 29].

Е. Мурес [43], принимая во внимание тектоническое положение массивов офиолитов, различал офиолиты типа Тетис и кордильерского типа. Офиолитовый пояс Мариель — Ольгин может соответствовать тетическим офиолитам, поскольку они располагаются на континентальной окраине Тетиса и представлены всеми членами офиолитовой ассоциации. По данным указанного автора, а также Р. Колмена [18], эти офиолиты представляют собой реликты небольших океанических бассейнов или окраинных морей. Такая интерпретация согласуется с положениями, развиваемыми в данной статье.

Массивы Маяри — Баракое Восточной Кубы (см. рис. 2) образуют обширные поля, глубоко рассеченные современным рельефом. Речь идет о пластообразном, слабовыпуклом к северо-востоку и заметно выклинивающимся к краям теле офиолитов мощностью до 800 м, рассеченном рельефом на две части. Массив достигает 170 км в длину при

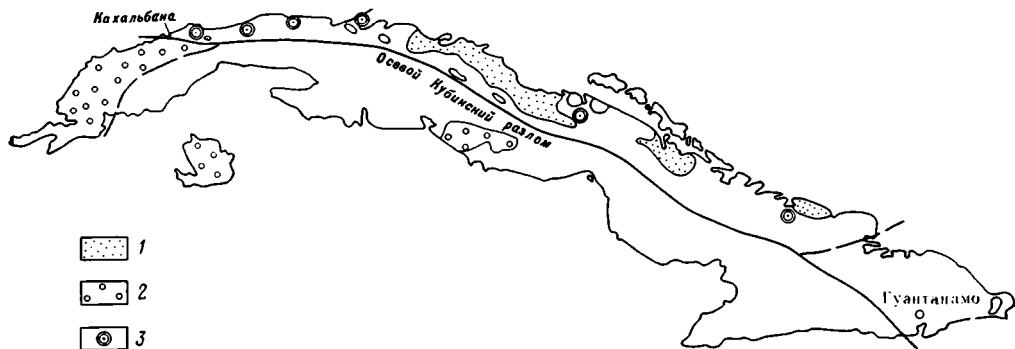


Рис. 4. Положение Осевого Кубинского разлома по В. А. Бушу и И. Н. Щербаковой [3]
 1 — выходы южной окраины Багамской плиты; 2 — южные континентальные блоки;
 3 — глубокие скважины, вскрывшие отложения чехла Багамской плиты

ширине 10—20 км. Современный фундамент этих офиолитов представлен вулканогенно-осадочными образованиями мела и осадочными отложениями маастрихта—палеоцена, в состав которых входят и олистостры. Последние представляют собой мономиктовый меланж, поскольку содержат преимущественно обломки офиолитов и только в нижней части включают блоки других пород. По геометрии и геологическому положению, но не по составу массивы Маяри—Баракоа значительно отличаются от пояса Мариель—Ольгин.

Значительную часть массива образуют породы меланократового фундамента, которые, как это было описано ранее, в вертикальном сечении обладают четко выраженной зональностью. Океанические образования, не очень хорошо изученные, представлены дайками диабазов, базальтами, силлиитами и пелагическими карбонатными отложениями [51]. Метаморфизованные эквиваленты океанических образований известны здесь под названием метаморфитов Кореа, протолитами которых, по данным М. Л. Сомина и Г. Мильяна [11, 40], являлись основные вулканы и силициты.

Принимая во внимание, что офиолиты пояса Маяри—Баракоа имеют полный разрез, характерный для офиолитов тетического типа, их, видимо, следует относить к этому типу. Многие данные говорят за то, что метаморфизованные карбонатно-терригенные образования района Асунсьон (см. рис. 2) располагаются в тектоническом окне, в котором обнажаются породы континентальной окраины Багамской плиты [11], что подтверждается и находками микрофауны поздней юры—позднего мела [41]. В этом случае как офиолиты Маяри—Баракоа, так и их вулканогенно-осадочный субстрат могут аллохтонно залегать на континентальной окраине Багамской плиты.

Офиолиты Маяри—Баракоа рассматривались также как зональные интрузии [13, 23 и др.], как субстрат вулканической дуги или как останец земной коры древнего окраинного моря [27]; последнее мнение и обосновывается в данной работе.

Следует обсудить вопрос о положении корней аллохтонных покровов офиолитов поясов Мариель—Ольгин и Маяри—Баракоа. По мнению большинства исследователей, эти корни располагались главным образом к югу или юго-западу от современного положения поясов. А. Л. Книппер и Р. Кабрера [32], в частности, указывали, что офиолиты в виде протрузий внедрились непосредственно к югу от континентальной окраины Багамской плиты. В. А. Буш и И. Н. Щербакова [3] и автор [27] различными путями также пришли к выводу, что корни офиолитов должны совпадать с глубинным разломом, протягивающимся вдоль юго-западной окраины Багамской плиты, который В. А. Буш и И. Н. Щербакова назвали Осевым Кубинским разломом (рис. 4). Существует также и точка зрения о возможной переброске покровов офиолитов из Юкатанского прогиба [11, 12 и др.].

Массив Кахальбана расположен на продолжении северного пояса офиолитов, к западу от г. Мариель (см. рис. 2). Речь идет о пластинообразном субширотном теле офиолитов, резко погружающемся на север. Тела офиолитов массива достигают 85 км в длину при ширине от 2 до 8 км. Наиболее крупное тело офиолитов имеет площадь примерно 12×8 км, а остальные тела по существу представляют собой узкие вытянутые линзы тектонических брекчий существенно офиолитового состава. Мощность главного тела пояса не превышает 1,5 км [22]. Северный контакт массива тектонический, по нему офиолиты погружаются под вулканогенно-осадочные образования мела и, возможно, местами выходят в тектоническом окне из-под аллохтонного покрова вулканогенно-осадочных пород (см. [48]). На юге офиолиты надвинуты на образования тектонической зоны Фелисидадес (см. рис. 2), которые в свою очередь тектонически перекрывают породы тектонической зоны Сьерра-дель-Росарио, отделяясь от них полосой олистостромов.

Отличия массива Кахальбана от пояса Мариель—Ольгин приведены ниже:

Пояс Мариель—Ольгин
 Массивы пояса погружаются на юг и юго-запад.
 Массивы залегают на континентальной окраине Багамской плиты, расположенной на северо-востоке.
 Массивы на юге и юго-западе залегают под вулканогенно-плутоническими образованиями мелового возраста.

Массив Кахальбана
 Массив погружается на север.
 Массив залегает на породах тектонической зоны Гуанигуанико, расположенной южнее.
 Массив на севере залегает под вулканогенно-осадочными образованиями мелового возраста.

Если принять во внимание эти данные, а также рис. 2, становится ясным, что офиолиты Кахальбана занимают симметричное положение по отношению к офиолитам пояса Мариель—Ольгин, однако с обратными залеганиями. Поэтому следует отметить, что продолжение массивов обоих поясов по простиранию является кажущимся и не соответствует их внутреннему строению.

На основании этих наблюдений многие геологи приходили к выводу, что офиолиты Кахальбана являются аллохтонными и что их корни, как и корни северного пояса, должны располагаться южнее блока Гуанигуанико [11, 48 и др.]. Не оспаривая рациональности этого вывода, автор предлагает другую точку зрения, а именно, что корни офиолитов Кахальбана располагаются в основном севернее массивов и сопоставляются с тектоническим швом, отделяющим сиалический блок Гуанигуанико от континентальной окраины Багамской плиты (рис. 5), что установлено методом «Земля». Такая двойственность возможных позиций корней офиолитов Кахальбана имеет существенные последствия, поскольку определяет направление перемещения покровов этих пород либо к северу, либо к югу.

По данным Г. Фуррасола и др. [23], А. А. Моссаковского и Х. Альбеара [4], А. Пшулковского [48], В. Е. Зелепугина и др. [53], Е. Фонсека и др. [22], главный массив офиолитов Кахальбана включает в себя комплексы меланократового фундамента. Здесь присутствуют также дайки диабазов, указывающих на развитие океанических образований.

Непосредственно к югу от главных выходов меланократового фундамента Кахальбана располагается тектоническая зона Фелисидадес, строение которой требует специального рассмотрения (см. рис. 5). Е. Фонсека и др. [2], В. Б. Зелепугин и др. [53] в этой зоне описали эффузивно-осадочные породы, входящие в состав океанических образований; эти породы они назвали свитой Энкрусиада. Разрез свиты представлен массивными или подушечными афировыми базальтами, а также гналокластитами, образующими мощные пачки, переслаивающиеся с метровыми горизонтами известковисто-углистых сланцев, алевролитов, тонкозернистых и биомикритовых известняков и черных радиоляритовых халцедонитов. В этих породах описаны *Hedbergella sp.*, *Ticinella sp.*, *Schacoina sp.*, *Nannoconus s. l.* апт-альбского возраста. Базальты

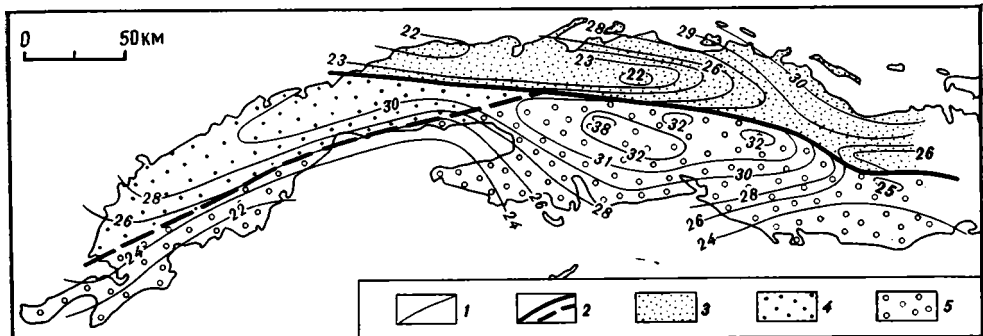


Рис. 5. Карта глубин залегания поверхности Мохоровичича (по В. Г. Бовенко, Б. Б. Щербаковой и Г. Эрнандесу [2])
 1 — изолинии глубин залегания поверхности Мохоровичича; 2 — сверхглубокие разломы; 3 — сиалический блок Багамской плиты; 4 — сиалический блок Гуанигуанико; 5 — южные сиалические блоки

зоны являются толеитовыми натровыми базальтами со средним содержанием SiO_2 47,8% и TiO_2 1,1%; их мощность достигает нескольких сотен метров. Выше располагаются отложения формации Киньонес сеноман-туронского возраста, представленные пачками красных радиоляритовых халцедонитов, алевролитов, туффигов и согласных тел базальтовых порфиритов; мощность формации около 650 м.

Разрез зоны Фелисидадес имеет аналог в провинции Матансас, где между офиолитами Северного пояса располагаются тектонические отторженцы площадью не более 1 км², которые относятся к формации Маргот. По данным Е. Фонсека и др. [22] и наблюдениям автора, разрез слагается массивными или подушечными афировыми базальтами и гналокластитами с прослоями микритовых или биомикритовых известняков, известково-углистых сланцев и черных радиоляритовых халцедонитов. Среднее содержание SiO_2 в базальтах составляет 47,6%, TiO_2 — 1,6%. Возраст формации определяется как апт-альбский, поскольку она содержит фауну: *Ticinella* sp., *Hedbergella* sp., а выше — *Ticinella roberti*, *Praeglobotruncana* sp., *Rotalipora cushmani*, *R. reucheli*. Этот разрез, минимальной мощностью в 30 м, перекрывается литокластическими туффидами, кристаллокластическими туфами, радиоляритовыми халцедонитами, микритовыми известняками, известково-углистыми сланцами и согласными телами порфиритовых базальтов. Возраст этой пачки по фауне (*Schackoina cenomana*, *Heterohelix simplex*, *H. planispera*, *Ticinella roberti*, *Praeglobotruncana delirioensis*, *Globigerinelloides* sp. и др.) определяется как сенманский. Представляется очевидным, что мощность пачки сокращена тектонически.

Стратиграфические разрезы зоны Фелисидадес и формации Маргот имеют ясное сходство с океаническими образованиями [21, 22]. Однако в то же время прослой осадочных пород сходны также с породами континентальной окраины Багамской плиты: с разрезом зоны Пласетас, сиалического блока Гуанигуанико, с разрезами Сьерра-дель-Росарио, Эсперанса и Киньонес. Эти факты подтверждают вывод о том, что офиолиты, располагающиеся вдоль северной половины Кубы, представляют собой субстрат древнего окраинного моря, которое сосуществовало в меловом периоде с вулканической островной дугой апт-кампанского возраста [27]. Это краевое море располагалось непосредственно на границе с южным палеосклоном Багамской плиты и блоком Гуанигуанико. Отсюда и простирается сходство в литологии обоих районов. Это литологическое сходство становится еще более четким, если принять во внимание, что в разрезах зоны Пласетас, как и в разрезах Сьерра-дель-Росарио, имеются толеитовые базальты [30, 49].

Таким образом, тектоническое положение, состав и происхождение офиолитов Кахальбана позволяют отнести их к тетическому типу по классификации Е. Муреса [43].

Тела офиолитов среди амфиболитов представлены линзообразными чешуями, залегающими среди пород амфиболитового комплекса, которые М. Л. Сомин и Г. Мильян [11] описали в районах Мабухина и Гуира-де-Хауко. Амфиболиты Мабухина залегают вблизи сиалического блока Эскамбрай и по данным И. Боянова и др. [16] содержат тела гипербазитов длиной до 5—5,5 км при максимальной ширине 2,5 км и еще более мелкие их тела; простирание офиолитов северо-западное. Тела гипербазитов сильноотрешиноваты, содержат ксенолиты амфиболитов, амфиболитовых сланцев, гнейсов, мигматитов, гранитов и пегматитов. Гипербазиты полностью серпентинизированы. Отмечаются также частично амфиболитизированные верлиты. В районе, расположенном западнее сиалического блока Асунсьон, располагаются амфиболиты Гуира-де-Хауко, между которыми отмечаются удлиненные тела серпентинитов и брекчий серпентинитов и амфиболитов. Эти серпентиниты являются интенсивно перетертыми апогарцбургитами; они также слагают вытянутые меридионально тела длиной 200—500 м. Природа амфиболитов достаточно дискуссионна, так как различные авторы по-разному высказываются по этому вопросу [5, 11, 16, 41, 42]. Однако, принимая во внимание, что речь идет о породах магматического и осадочного происхождения, которые залегают в основании вулканогенно-осадочного разреза мела, можно сделать предварительный вывод о том, что здесь развит метаморфизованный разрез вулканической дуги мелового возраста [11]. В этом случае тела серпентинизированных ультрамафитов могут рассматриваться как фрагменты меланократового фундамента, тектонические включенные в субстрат вулканической дуги. Прямых данных о возрасте этих офиолитов не имеется, но тот факт, что они тектонически включены в метаморфические породы, не является основанием, чтобы рассматривать их как докембрийские(?) образования [35]. Допустимой гипотезой является принятие для них того же возраста, что и для их вещественного эквивалента — офиолитов пояса Мариель — Ольгин, т. е. определить его как позднетриасовый — юрский (предтитонский).

Тела офиолитов среди сиалических блоков известны как в блоке Гуанигуанико, так и в блоке Эскамбрай (см. рис. 2); они обычно приурочиваются к плоскостям тектонических нарушений между покровами, слагающими указанные блоки. В блоке Гуанигуанико офиолиты встречаются в виде блоков в олистостромах, а также в виде интенсивно раздробленных чешуй, образующих тела длиной до 15 км и шириной 1—2 км. Эти чешуи представляют собой фрагменты меланократового фундамента, поскольку слагаются главным образом серпентинитами и в меньшей степени — амфиболитами и габброидами. На острове Молодежи Г. Мильян [39] описал небольшое тело антигоритовых серпентинитов в районе Ла-Фе. В Эскамбрае М. Л. Сомин и Г. Мильян [11] выявили линзообразные тела серпентинитов, метагаббро и метадиабазов, которые как бы «рассеяны» во всем этом регионе [41, 42]. Эти тела имеют линзообразную форму при видимой протяженности до 4 км. Все эти породы метаморфизованы в различной, но в одинаковой степени с вмещающими породами. Как на о-ве Молодежи, так и в Эскамбрае офиолиты связаны с метатерригенно-карбонатными породами мезозоя, в то время как в Гуанигуанико тектонические покровы слагаются терригенными и карбонатными образованиями позднего(?) триаса — раннего эоцена. Эти офиолиты рассматриваются как меловые [23] или более древние интрузии [35]. А. А. Моссаковский, Г. Е. Некрасов и С. Д. Соколов [5] высказали мнение, что серпентиниты могли иметь вулканогенный генезис, однако эта точка зрения не обоснована конкретными данными. В настоящее время все данные: тектоническое положение и петрографическая характеристика — говорят за то, что здесь мы имеем дело с телами, приуроченными к древним поверхностям надвигания покровов.

Офиолиты в сиалических блоках и среди амфиболитов имеют много общего по морфологии и характеру разрезов; среди них встречаются

фрагменты меланократового фундамента и редко — породы океанического чехла. Такой характер эти офиолиты сохраняют вдоль северной половины острова, что свидетельствует об их внедрении с помощью различных тектонических механизмов. Возможно, что в случае Гуанигуанико, о-ва Молодежи и Эскамбрая внедрение этих тел офиолитов было связано с зоной субдукции, располагавшейся севернее этих массивов, которые образовали часть микроконтинента; зона была наклонена к северо-северо-востоку, как это предполагали Р. Маттсон [37] и М. Итурральде-Винент [26, 27]. Особенности этих офиолитов приближают их к офиолитам кордильерского типа, развитым вдоль западной аккреционной окраины Северной Америки [43]. Е. Мурес рассматривал их как фрагменты внутридуговых или фронтальных прогибов вулканических дуг, что не противоречит конкретному положению этих образований на Кубе.

Рассматривая комплекс офиолитов Кубы, можно прийти к выводу, что в настоящее время не имеется соответствующих твердых критериев, чтобы считать, что существуют различные ассоциации офиолитов, имеющих различный возраст. Известные факты указывают скорее на то, что здесь имеется общий меланократовый фундамент, который по-разному обнажается в различных рассмотренных тектонических обстановках. Здесь известны также океанические образования, степень развития которых зависит от конкретных условий формирования океанической литосферы.

Видимо, следует принять гипотезу, что кубинские офиолиты сформировались в результате разламывания и диспергирования материка Пангеи внутри границ Средиземноморского — Американского региона и соответственно с этим образуют реликтовые фрагменты океанической литосферы Протокарибии — американского продолжения Тетиса. Отсюда вытекает важный вопрос: где располагается сutura Пангеи в пределах Кубы? Р. Маттсон [37] и М. Итурральде-Винент [26] конкретно показали, что этот шов располагался между континентальной окраиной Багамской плиты и южным микроконтинентом Гуанигуанико — о-вом Молодежи — Эскамбраем. Альтернативное положение этой сутуры вытекает из работ К. И. Шапошниковой [12], М. Л. Сомина [11], В. С. Шейна и др., которые считают, что все континентальные массы Кубы связаны между собою и имеют единый кристаллический фундамент, который протягивался до южной островной платформы. В соответствии с этой моделью сutura Пангеи должна была бы располагаться примерно на границе между Кубинским архипелагом и Карибским морем.

Независимо от положения этой сутуры следует рассмотреть вопрос о рифтогенной природе кубинских офиолитов. Прежде всего следует отметить отсутствие конкретных данных в пользу их интрузивного генезиса, как это было показано С. Дюкломом и В. Воганом [20], А. Л. Книппером и Р. Кабрерой [32] и многими другими авторами. Происхождение меланократового фундамента можно связывать с процессами в мантии во время рифтогенеза, которые вызывали фракционную дифференциацию ультраосновного расплава, кристаллизацию пород меланократового фундамента и начальную серпентинизацию комплекса офиолитов. Все эти процессы протекали в стадию утонения континентальной земной коры, но до ее раскола, поскольку в противном случае выход на поверхность раскаленных пород мантии привел бы к катастрофическим последствиям.

Когда меланократовый фундамент достиг ложа океана, он уже испытал значительные деформации в связи с диапироподобным подъемом с глубины и преобразованием в субгоризонтальные пластины мощностью до нескольких километров, которые надвигались в латеральном направлении одна на одну, по способу формирования мощных покровных структур. А. В. Пейве [6, 7] эти тектонические пластины называл литопластинами и указывал, что границы между ними могут совпадать с сейсмотектоническими рубежами. При латеральном перемещении ли-

топластин новые порции меланократового фундамента выходили на поверхность в глубинах океана. Обособление таких тектонических покровов А. В. Пейве [7] связывал с уменьшением плотности и вязкости пород в результате их кристаллизации и серпентинизации. Существование этих процессов надвигообразования основывается на структурных исследованиях, проведенных группой сотрудников Нантского университета (Франция), которые выявили наличие субгоризонтальных поверхностей потока и деформаций офиолитов [19].

Сходные факты были получены при драгировании стенки разлома Хизен в западной части Тихого океана [10], где обнажаются: на глубинах с 5640 до 5040 м — эпидот-актинолитовые апотуфогенные сланцы; с 4050 до 3900 м — перидотиты, апогарцбургиты, лерцолиты и гранулиты; с 3600 до 2300 м — габброиды; с 1000 до 662 м — долериты и базальты с прослоями известняков.

В этом нормальном для офиолитов разрезе обращает на себя внимание наличие метаосадочных пород в основании, а гранулитов — в средней части разреза. Присутствие этих метаморфических пород может совпадать с поверхностями надвигания отдельных литопластин.

На Кубе были описаны многочисленные включения метаморфитов высокого давления среди офиолитов [11]. Происхождение этих включений еще не имеет достаточных объяснений, хотя М. Л. Сомин и Г. Мильян [41] считают, что такие включения являются результатом субдукции офиолитов в северной половине Кубы. Гипотеза литопластин А. В. Пейве (см. выше) дает возможность альтернативно объяснить происхождение этих включений: они могли образовываться на поверхности контакта между литопластинами, а в дальнейшем, во время поднятия к земной поверхности, были включены в состав офиолитового меланжа.

Известно, что океанические отложения располагаются на породах меланократового фундамента несогласно, т. е. первые являются поверхностными образованиями по отношению ко вторым, имеющим глубинное происхождение [24]. По данным петрологических исследований А. С. Перфильева и Н. Н. Хераскова [9], дайки диабазов кристаллизуются в условиях растяжения на глубине, варьирующей от сотен метров до 1,5 км, генерируясь из магматических камер, расположенных на сравнительно небольшой глубине в породах меланократового фундамента. На Кубе, как и в других частях света, установлено, что диабазовые дайки обычно рассекают лишь верхнюю треть разреза меланократового фундамента [29] (см. рис. 3). Эти данные совпадают с результатами исследований А. С. Перфильева и Н. Н. Хераскова [9], которые достаточно логично показали, что магматические камеры — генераторы диабазовых даек — располагаются вдоль поверхностей латерального смещения литопластин. Таким же образом объясняются и черты петрохимического сходства между породами меланократового фундамента и океаническими образованиями (см. рис. 1).

Возраст океанических образований может рассматриваться как указание на время формирования и появления меланократового фундамента на поверхности. Однако, поскольку меланократовый фундамент постоянно образуется в результате рифтогенеза, возраст океанических образований может определять лишь древность подстилающего их меланократового фундамента. В соответствии с этим критерием рассматриваемый меланократовый фундамент Кубы появился на поверхности перед альбомом, а возможно, и перед титоном. Другими словами, с титона (?) или, совершенно уверенно, с апта уже существовал океанический бассейн внутриамериканской части Тетиса. Этот бассейн характеризовался по крайней мере двумя палеогеографическими особенностями: наличием архипелага вулканических островов, со своими различными структурными характеристиками, и существованием окраинного моря, граничившего с Багамской платформой. Возраст вулканической дуги по палеонтологическим данным определяется как аптский — раннекампанский, но он может быть и несколько более древним [23, 38 и др.]. Возраст же окраинного моря на основании вышеприведенных данных может опре-

деляться как апт — сеноман-туронский, но диапазон возраста может быть и более широким.

В заключение отметим, что конкретные данные, связанные с геологией офиолитов Кубы, поддерживают идею об их рифтогенной природе и принадлежности к тетисо-американскому океаническому бассейну.

Список литературы

1. Белоусов В. В. Программа изучения глубинного строения Советского Союза//Природа. 1982. № 1. С. 3—13.
2. Бовенко В. Г., Щербакова Б. Б., Эрнандес Г. Новые данные о глубинной структуре Восточной Кубы//Сов. геология. 1980. № 9. С. 101—109.
3. Буш В. А., Щербакова И. Н. Новые данные по глубинной тектонике Кубы//Геотектоника. 1986. № 1. С. 25—41.
4. Моссаковский А. А., Альбгар Х. Ф. Покровная структура Западной и Северной Кубы и история ее становления в свете изучения олистостром и моласс//Геотектоника. 1977. № 3. С. 100—118.
5. Моссаковский А. А., Некрасов Г. Е., Соколов С. Д. Метаморфические комплексы и проблема фундамента альпийских структур Центрального сектора Кубы//Геотектоника. 1986. № 3. С. 5—25.
6. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого//Геотектоника. 1969. № 4. С. 5—23.
7. Пейве А. В. Глубинные разломы//Тектонические исследования Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 95—122.
8. Пейве А. В. Геология поверхности Мохоровичича//Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 7—13.
9. Перфильев А. С., Херасков Н. Н. Геологическая природа диабазового комплекса//Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64—104.
10. Пуцаровский Ю. М. Проблемы тектоники океанов//Тектонические исследования Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 123—175.
11. Сомин М. Л., Мильян Г. Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981. 219 с.
12. Шапошникова К. И. Тектоника Центральной Кубы//Геотектоника. 1974. № 1. С. 29—43.
13. Adamovich A., Chejovich V. Principales características de la geología y de los minerales útiles de la region nordeste de la provincia de Oriente//Revista Technologica. 1964. V. 2. № 1. P. 14—20.
14. Albear J. F. de, Iturra-Vinent M. Posicion tectonica del complejo gabro-peridotitico de las provincias de La Habana//Contribucion a la geologia delas provincias de la Habana y Ciudad de la Habana. 1987. La Habana. Ed. Cient-Tecn. 1987. P. 87. a 93.
15. Auboin J., Bianchet R., Stephan J.-F., Tardy M. Tethys (Mésogée) et Atlantique: donnees de la geologie//C. R. Acad. Sci. Paris, 1977. T. 285. Ser. D. P. 1025—1027.
16. Boyanov I., Goranov G., Cabrera R. Nuevos datos sobre la geologia de los complejos de anfibolitas y granitoides en la parte sur de Las Villas//A. C. C. 1975. Ser. Geologica. 1975. № 8. P. 1—14.
17. Cobiella J. Una melange en Cuba oriental//La mineria en Cuba. 1978. № 14. P. 46—51.
18. Coleman R. G. Ophiolites. Ancient oceanic lithosphere. Berlin — New-York. Springer, 1977. 229 p.
19. Coleman R. G. The diversity of ophiolites//Geol. Mijnbouw. 1984. № 63. P. 141—150.
20. Ducloz C., Vaugna T. V. A proos de l'age des serpentinites de Cuba//Arch. Sci. Soc. Pays. Hist. Nat. Genove. 1962. V. 15. № 2. P. 309—332.
21. Fonseca E. Geoquimica de la asociacion ofiolitica de provincia de Pinar del Rio//Resumenes X. J. Cient. IGP. ACC. 1984. B. 53.
22. Fonseca E., Zelepugin M., Heredia M. Particularida des de la estructura de la asociacion ofiolitica de Cuba//Rev. Cienc. Tierra Espacio. 1984. № 9. P. 31—46.
23. Furrázola G., Bermúdez G., Judoley C. M., Mijailavskaya M. S. et al. Geologia de Cuba. La Habana: Er. Univ., 1964. 259 p.
24. Glennie K. W., Boeuf M. G., Hughes Clarke M. W., Moody Stuart M., Pillaar W. F., Reinhardt B. M. Late Cretaceous nappes in Oman mountains and their geologic evolution//AAPG Bull. 1973. V. 57. № 1. P. 5—27.
25. Iturralde-Vinent M. Estratigrafia del area Calabazas-Achotal (II)//La Minería en Cuba. 1977. V. 3. № 1. P. 32—40.
26. Iturralde-Vinent M. Nuevo modelo interpretativo de la evolucion geologica de Cuba//Rev. Cienc. Tierra Espacio, 1981. № 3. P. 51—90.
27. Iturralde-Vinent M. Reconstruccion palinospastica y paleogeografia del Cretacico Inferior de Cuba oriental y territorios vecinos//Mineria y Geologia. 1987. № 1. P. 1—14.
28. Iturralde-Vinent M. Composicion y edad de los depositos del fondo oceanico (complejo vulcanogeno-sedimentario) de las ofiolitas del Mesozoico de Cuba, en el ejemplo de Camagüey//Revista Technologica. 1988. № 3. P. 12—18.
29. Iturralde-Vinent M., Hartwich R. et al. Ofiolitas de Camagüey, Cuba: Naturaleza, posicion tectonica y sedimentos derivados//Rev. Technologica. Ser. Geologica. 1986. № 2. P. 29—32.
30. Iturralde-Vinent M., Mari T. Toleitas del Tithoniano de la sierra de Camajan. Probable datacion de la corteza oceanica//Rev. Technologica. 1988. № 1. P. 78—92.

31. *Khudoley K., Meyerhoff A. A.* Paleogeography and geological history of Greater Antilles//Geol. Accoc. Amer. Mem. 1971. V. 129. 199 p.
32. *Knipper A., Cabrera R.* Tectonica y geologia historica de la zona de articulacion entre el mio- y eugeosinclinal y del cinturón de hiperbasitas//Contribucion a la geologia de Cuba. 1974. P. 15—77.
33. *Kozary M.* Ultramafic rocks in thrust zones of northwestern Oriente Province, Cuba//AAPG Bull. 1986. V. 52. № 12. P. 2298—2317.
34. *Kudelasek V., Kudelaskova M., Zamarsky V., Orel P.* On the problem of Cuban ophiolites//Krystalikum. 1984. V. 17. P. 159—173. Checoslovaquia.
35. Mapa geologico de la Republica de Cuba. Escala 1:500 000. 1985. M. I. B. Cuba.
36. *Mattson R., Pessagno E.* Tectonic significance of Late Jurassic—Early Cretaceous radiolarian chert from P. Rican ophiolite//Geol. Soc. Amer. Abstract. 1974. V. 6. № 7. P. 859.
37. *Mattson R.* Subduction, bouyant breaking, flipping, and strike slipe faulting in the northern Caribbean//J. Geol. 1979. V. 87. P. 293—304.
38. *Meyerhoff A. A., Hatten C.* Diapiric structures in central Cuba//AAPG Mem. 1968. V. 8. P. 315—357.
39. *Millan G.* El complejo cristalino mesozoico de Isla de Pinos, su metamorfismo//ACC Ser. Geol. 1975. № 23. 16 p.
40. *Millan G., Somin M.* Litologia, estratigrafia, tectonica y metamorfismo del macizo del Escambray. La Habana: Ed. Academia, 1981. 104 p.
41. *Millan G., Somin M.* Contribucion al conocimiento geologico de las metamorfitas del Escambray y del Purial//Reportes de Investigation del IGP. 1985. № 2. 74 p.
42. *Millan G., Somin M.* Condiciones geologicas de laconstitucion de la capa granito-metamorfica de la corteza terrestre de Cuba//IGP. La Habana. 1985. 83 p. Edition en 1987.
43. *Moores E.* Origin and emplacement of ophiolites//Rev. Geophys. Space Phys. 1982. № 20. P. 735—760.
44. *Nagy E.* Ensayo de las zonas estructura-fanales de Cuba oriental//Contribucion a la geologia de Cuba oriental//Inst. Geol. y Paleontol. ACC. La Habana, 273 p.
45. *Pardo G.* Geology of Cuba//The Ocean bassins and margins. Plenum Press, 1975. V. 3. P. 553—613.
46. *Pszczolkowski A.* Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba: their lithostratigraphy, facies development, and paleogeography//Acta Geol. Polonica. 1978. V. 28. № 1. P. 1—96.
47. *Pszczolkowski A.* El banco carbonatado jurasico de la Sierra de los Organos, Provincia de Pinar del Rio: su desarrollo y situacion paleotectonica//Rev. Cienc. Tierra Espacio. 1981. № 3. P. 37—50.
48. *Pszczolkowski A., Albear J. F. de.* Subzona estructuro-facial de Bahia Honda, Pinar del Rio; sutectonica y datos sobre la sedimentacion y paleogeografia del Cretacico Superior y del Paleogeno//Rev. Cienc. Tierra y del Esp. 1982. № 5. P. 3—24.
49. *Pszczolkowski A., Albear J. F. de.* La secuencia vul canogeno-sedimentaria de la Sierra del Rosario prov. Pinar del Rio, Cuba//Rev. Cienc. Tierra Espacio. 1983. № 6. P. 41—52.
50. *Sheridan R., Gradstein F.* Early history of the Atlantic ocean and gas hidrates in the Blake outer ridge//Episodes. 1981. № 2. P. 16—22.
51. *Torres M., Fonseca E.* Caracteristicas geologo-petrologicas del contacto entre la asociacion ofiolitica y el arco de islas volcanicas en Moa-Baracoa.//Resumenes I Jornada Cient.-Tecn. Filial Camaguey SCG. 1987.
52. *Zamarski V., Kudelaskova M.* Estudio petrografico y petroquimico de las ofiolitas de Cuba//XXVII Congr. Geol. Intern. Moscu, 1984.
53. *Zelepuguin V., Fonseca E., Diaz De Villalvilla L.* Asociaciones vulcanogenas de la provincia de Pinar del Rio//Serie Geologica. 1982. № 6. C. I. G. P. 42—74.

Объединение геологических
предприятий, г. Гавана,
Республика Куба

Поступила в редакцию
12.V.1988

УДК 551.243(234.9)

БАШЕЛЕИШВИЛИ Л. В.

**ТЕКТОНИКА ПОЛОСЫ СОЧЛЕНЕНИЯ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ И ГРУЗИНСКОЙ ГЛЫБЫ**

Приводятся новые данные о внутреннем строении полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы. В новом свете возрождена концепция о покровном строении северной периферии Аджаро-Триалетской зоны в западной ее части и выявлены природа и механизм формирования слагающих полосу сочленения тектонических структур.

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемый район охватывает полосу сочленения (длиной около 300 и шириной в среднем 20 км) двух тектонических единиц Кавказа: Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы Закавказского срединного массива.

Качественные отличия тектонической природы Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской складчатой зоны отражаются в значительном различии фаций и мощностей отложений, развитых в их пределах. Наиболее ярко это ощущается при сопоставлении меловых и палеогеновых разрезов этих зон. В пределах Грузинской глыбы они представлены субплатформенными, в основном карбонатными отложениями мощностью от 1200 до 2000 м, тогда как в пределах Аджаро-Триалетской складчатой зоны развиты вулканогенные и карбонатно-терригенные толщи общей мощностью до 6—7 тыс. м.

В современной структуре Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской складчатой зоны выделены продольные тектонические единицы более высокого порядка [8]. Автор выделяет также поперечные сегменты, отличающиеся от намеченных ранее [7] как границами, так и тем, что они включают прилегающие участки Грузинской глыбы. Такое совместное рассмотрение различных тектонических единиц оправдано, в первую очередь тем, что они резко отличаются интенсивностью и стилем деформации образующих их структур. На этом основании в полосе сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы выделяются три сегмента: западный, протягивающийся между побережьем Черного моря и пос. Маяковский, Центральный — от последнего до меридиана г. Хашури, и восточный — до меридиана с. Патардзеули (рис. 1, Б).

ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

Центральный сегмент полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы характеризуются сложным внутренним строением. Между Дзирульским выступом и Аджаро-Триалетской зоной протягивается узкий предгорный прогиб, сложенный меловыми, палеогеновыми и миоцен-плиоценовыми отложениями Грузинской глыбы.

По юго-западному краю Дзирульского выступа в предгорном прогибе вдоль граничного Сурамско-Гокишурского надвига (см. рис. 1, Б, 4)¹ [11] полоса нижне- и верхнемеловых отложений довольно интенсивно дислоцирована. Здесь развито множество мелких приразрывных складок. Наряду с этим установлено существование меридиональных сдвиговых нарушений (11) [5, 6].

¹ Далее ссылка на рис. 1, Б опускается, в скобках приводится лишь номер структур на этом рис.

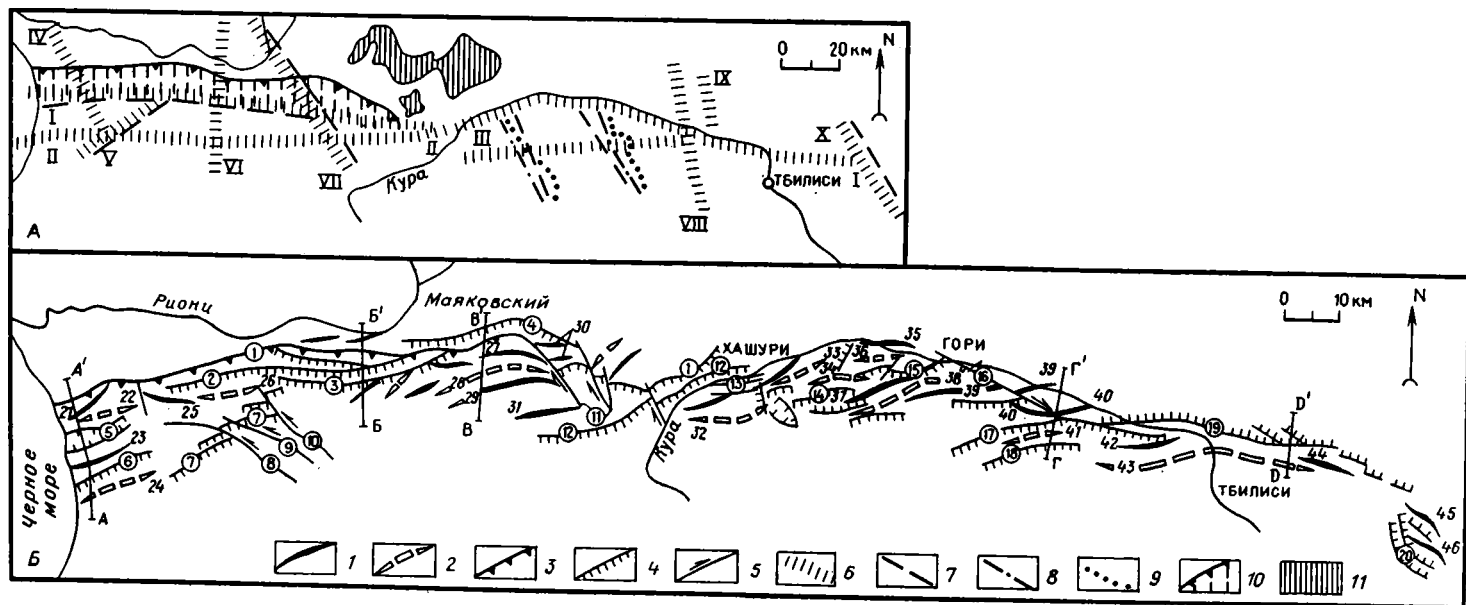


Рис. 1. Схемы глубинных разломов (А) и тектонического строения (Б) полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы
 1 — оси антиклиналей первого порядка; 2 — оси синклиналей первого порядка; 3 — фронт покрова; 4 — надвиги и взбросы; 5 — сдвиги; 6 — глубинные разломы; 7 — дешифрируемые линеаменты; 8 — границы поперечного поднятия по геологическим данным; 9 — то же, по геофизическим данным; 10 — область тектонического перекрытия; 11 — Дзирульский выступ фундамента Грузинской глыбы. Линии А—А', Б—Б', В—В', Г—Г', Д—Д' — положение на схеме профилей рис. 2. Остальные условные обозначения см. в тексте

Наиболее крупное нарушение — Сурамско-Гокишурский надвиг — проходит вдоль южного края Дзирульского выступа. Б. Ф. Мефферт [14] описал его как шарьяж с амплитудой около 20 км. Выводы Б. Ф. Мефферта были отвергнуты А. И. Джанелидзе [12] и А. А. Чиковани [17], которые отмечали взбросонадвиговый характер Сурамско-Гокишурского нарушения. Разрыв на всем протяжении сопровождается уступом в рельефе, около которого развиты обширные четвертичные оползни и другие экзотектонические явления [17].

Проведенные автором полевые исследования показали, что Сурамско-Гокишурский разрыв состоит из сочетания тектонических нарушений разного типа [6]. В восточной части линия разрыва имеет извилистое в плане очертание, простирается субширотно и в целом совпадает с простираемием слоев верхнего мела и эоцена, слагающих северную периферию Аджаро-Триалетской зоны. Такое же простираемие имеют отложения южной периферии Дзирульского выступа, развитые непосредственно к северу от указанного нарушения. Сместитель разлома залегает круче слоистости в породах его южного крыла и несогласно со слоями северного крыла. Таким образом, на описанном восточном отрезке Сурамско-Гокишурский разрыв представляет собой надвиг с небольшой горизонтальной амплитудой.

На западном участке Сурамско-Гокишурский разрыв имеет северо-западное простираемие, ориентирован косо по отношению к общему простираемию среднеэоценовых вулканогенных толщ Аджаро-Триалетской складчатой зоны и относительно прямолинейен. Сместитель залегает круче слоистости и сечет слои пород, слагающих оба крыла разлома. В юго-западном крыле разлома хорошо видно, что при приближении к нему слои вулканогенных пород и оси складок (27—29) меняют широтное простираемие на юго-восточное, т. е. происходит их «приспособление» к простираемию разрыва. Эти данные наряду с наблюдаемым кулисообразным расположением структур (30) в пределах предгорного прогиба Аджаро-Имеретинского хребта свидетельствуют о праводвиговом характере движения по Сурамско-Гокишурскому разрыву на рассмотренном отрезке [3]. Однако кроме сдвиговой этот разрыв здесь имеет и надвиговую составляющую перемещения.

Западнее Сурамско-Гокишурский разрыв вновь становится широтным и извилистым в плане. Здесь сместитель разлома падает к югу под углом 20—50° и залегает почти согласно со слоями пород южного крыла разлома.

На большей части центрального сегмента Аджаро-Триалетской складчатой зоны наблюдается весьма напряженная складчатость. Между тем в западной части центрального сегмента за пределами узкой полосы приразломных деформаций развиты лишь открытые складки (27—29) с пологими (10—20°) крыльями. Полоса развития этих аномально пологих структур шириной 13—15 км распространяется на юг. Интересны данные буровой скажины, пробуренной в пределах Гуртинской антиклинали (29), в 12 км южнее фронта надвига, указывающие на существование на глубине нескольких субгоризонтальных поверхностей срыва и многократное увеличение мощности глинисто-мергелистой толщи альфа — сеномана (рис. 2, В—В¹).

Описанный выше комплекс структурных данных позволяет нам поддержать выводы М. Ф. Мефферта о том, что Сурамско-Гокишурский разрыв на рассматриваемом западном участке представляет собой подошву тектонического покрова. Под тектоническим покровом, именуемым нами Сакраульским и сложенным породами Аджаро-Триалетской складчатой зоны, залегают породы Грузинской глыбы. Восточным ограничением Сакраульского тектонического покрова увляется Хидарский сдвиго-надвиг. Тектонический покров имеет форму пластины, а не опрокинутого крыла большой лежачей складки, как это представлялось М. Ф. Мефферту [14].

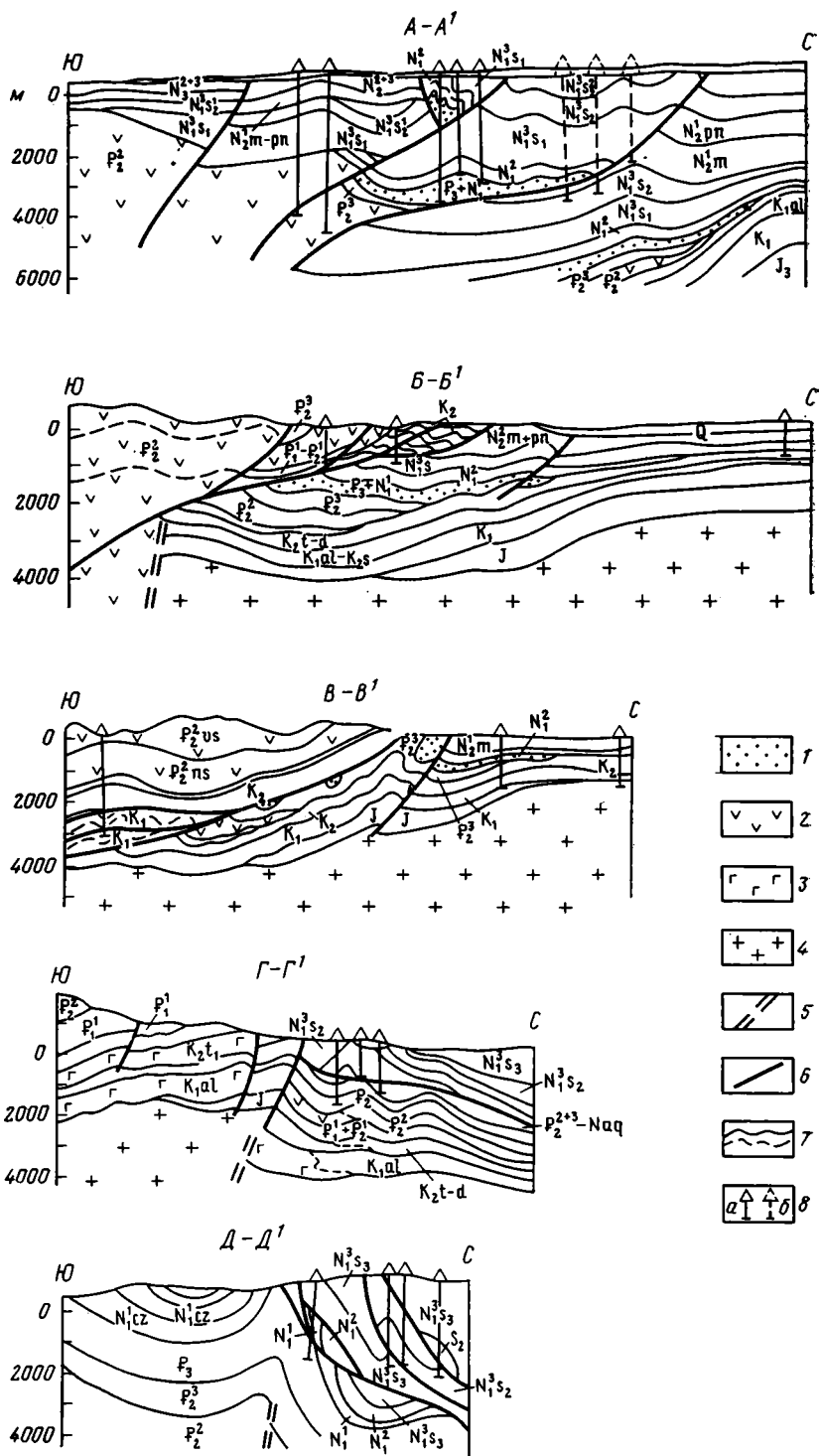


Рис. 2. Геологические профили через полосу сочленения Аджаро-Триалетской зоны и Грузинской глыбы
 1 — олигоцен-нижнеоценовые терригенные отложения западной части полосы сочленения; 2 — среднеоценовые вулканиты; 3 — меловые вулканиты; 4 — доюрский кристаллический фундамент; 5 — предполагаемые глубинные разломы; 6 — разломы чехла; 7 — мелкая складчатость; 8 — скважины вдоль профилей (а), скважины, спроектированные на профили (б)

Другой крупный субширотный разрыв северной периферии Аджаро-Триалетской складчатой зоны — Гори-Сахуларский надвиг (12—15). По мнению П. Д. Гамкрелидзе [11], он непрерывно прослеживается от г. Гори (на востоке) до ущелья р. Каршвета (на западе). Более поздние исследования [1, 15] показали, что этот надвиг на востоке состоит из нескольких самостоятельных разрывов (13—15), кулисообразно расположенных один относительно другого.

Самым северным из системы надвигов, развитых в западном сегменте Аджаро-Триалетской зоны, является западное продолжение Сурамско-Гокишурского надвига, или Главный фронтальный надвиг, по М. Ф. Мефферту. В окрестностях г. Маяковский надвиг разветвляется. Северная главная ветвь его (1) протягивается через села Инашаури, Салхино, Зеда-Вани. По этому разрыву верхнемеловые и среднеэоценовые отложения Гурийского хребта соприкасаются с миоценовыми отложениями предгорного прогиба. Западнее г. Самтредия выходы надвига перекрыты четвертичными отложениями. Далее на запад, вплоть до прибрежной части Черного моря, в скважинах (см. рис. 2, А—А') в окрестностях с. Чкуми и др. зафиксирован разрыв, сместитель которого с глубиной выполаживается. В этих скважинах на глубине примерно 2000—3000 м под нижнемиоценовыми вскрыты мезотическо-понтические отложения. Горизонтальная амплитуда надвига по перемещенным частям кровли нижнемиоценовых отложений составляет более 11 км. Надо полагать, что южнее плоскость надвига на глубине 5000—5500 м сечет и более древние отложения. К востоку глубина залегания сместителя Главного фронтального надвига Аджаро-Имеретинского хребта уменьшается. В окрестностях с. Дихашхо в скважине (см. рис. 2, Б—Б') на глубине 800 м вслед за верхнемеловыми известняками были вскрыты сарматские конгломераты и песчаники. Таким образом, при увязывании данных скважин с положением плоскости надвига на поверхности получается довольно пологая плоскость смещения.

Ответвляющийся к югу от Главного фронтального надвига Чохатаурский надвиг (3) протягивается широтно и на юго-западе кулисообразно замещается системой взбросовых нарушений (7), которые, видимо, являются поверхностным отражением глубинного разлома, намечаемого, по гравиметрическим и сейсмометрическим данным, по юго-восточному борту Гурийской депрессии (см. рис. 1, А, V). Отмеченная полоса развития взбросов северо-восточного направления пересекается ортогонально направленными к ней разрывами (8—10) сбросо-сдвигового характера [7].

Полоса, расположенная между Чохатаурским и Главным фронтальными надвигами, имеет чешуйчатое строение и осложнена несколькими взбросонадвиговыми нарушениями (2 и др.), которые на глубине, вероятно, сливаются с Главным фронтальным надвигом (см. рис. 2, Б—Б').

В западной наиболее погруженной части Гурийской депрессии, сложенной в основном миоцен-плиоценовыми и четвертичными отложениями, развиты субширотно наклоненные к северу складки (21—26), осложненные взбросовыми и надвиговыми нарушениями (5, 6).

В западной части восточного сегмента полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы в пределах складчатой зоны развиты в общем линейные довольно протяженные и интенсивно сжатые складки (32—37), кулисообразно замещающие одна другую по простиранию. Общее простирание складок (ВСВ) в этой части Аджаро-Триалетской зоны не совпадает с широтным простиранием ее северной границы. Они симметричны или слабо наклонены к северу и местами имеют своеобразную морфологию. В частности, там, где под палеогеновыми отложениями залегают более древние меловые породы, антиклинальные складки (Хведуретская — 35 и др.) имеют куполовидную форму. Часто наблюдаются фестончатые формы их периклинального окончания, а также S-образное искривление их осей. Синклинали-

ные складки, расположенные между этими антиклиналями, имеют чашеобразную или корытообразную форму.

Восточнее этого участка, в области восточного погружения Аджаро-Триалетской зоны, происходит общее упрощение складчатой структуры. Вместе с тем здесь в северной периферийной части зоны отчетливо проявлены направленные к югу движения (см. рис. 2, Д—Д¹), что выражается в возникновении на ее северном краю южновергентных надвигов (19). Более того, западнее разведочными скважинами устанавливается субгоризонтальный тектонический срыв, вызывающий смещение к югу осевых плоскостей складок в вертикальном сечении. Это явление особенно четко наблюдается в скважинах окрестностей г. Каспи и с. Метехи (см. рис. 2, Г—Г¹).

Структурный рисунок этого участка Аджаро-Триалетской зоны определяется в основном двумя складками первого порядка — Мухилети-Цедисской синклиналью (38) и Атенской антиклиналью (39). Южнее Атенской антиклинали в меловых отложениях хорошо фиксируется восточная часть Тедзамской антиклинали (40). Структурные построения, а также данные бурения отчетливо показывают, что на исследованном участке все эти складки разорваны взбросодвигом (16), именуемым нами Доеским [4], вдоль которого хорошо наблюдается смещение к юго-востоку в среднем на 1—1,5 км осей всех указанных складок.

В самой восточной части Аджаро-Триалетской зоны субширотные складки (43, 44), погружаясь, примыкают к Азамбургскому субмеридиональному поднятию, в пределах которого развиты чешуйчатые надвиги (20), направленные с востока на запад. Складчатые структуры (45, 46) здесь расположены под острым углом к линиям надвигов, создавая структуру «конского хвоста». Вместе с тем тектонические структуры Азамбургского поднятия в общем образуют четко выраженную горизонтальную флексуру, возникновение которой следует связать с разломом фундамента, имеющим северо-западное простирание и значительную правостороннюю составляющую перемещения [10] (см. рис. 2, А, Х).

Анализ геофизических материалов (сейсмических и гравиметрических данных, профилей КМПВ), данных глубокого бурения, а также дешифрирования космических фотоснимков позволяет наметить ряд погребенных поднятий и прогибов поперечного направления в Колхидской и Картлийской депрессиях, некоторые из них ограничены разломами глубинного заложения. Часть этих разломов прослеживается и в пределах Аджаро-Триалетской зоны (см. рис. 1, А, IV, VI—VIII), однако здесь господствующее положение занимают диагональные и особенно продольные разломы северной периферии этой зоны (см. рис. 1, А, I—III), являющиеся по возрасту донадвиговыми.

КИНЕМАТИКА ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ ПОЛОСЫ СОЧЛЕНЕНИЯ

Выявленные нами особенности тектонического строения полосы сочленения Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской зоны хорошо вписываются в общую кинематическую картину альпийской деформации Кавказского региона в целом.

Согласно новейшим мобилистским моделям геодинамической эволюции Кавказа и смежных с ним областей [7, 8, 13, 16], на месте современного Альпийского складчатого пояса в геологическом прошлом существовал крупный и довольно сложно построенный океанский бассейн, кора которого в конце альпийского цикла в большей своей части была уничтожена процессами субдукции, обдукции и коллизии.

Грузинская глыба представляет собой наиболее северный обломок Закавказского срединного массива, который в указанных моделях рассматривается в качестве микроконтинента или островной дуги на северном краю мезозойского Тетиса, в то время как Аджаро-Триалетская зона считается частью единой Черноморско-Аджаро-Триалетской рифтовой структуры, сформированной в альб-раннепалеогеновое время в цент-

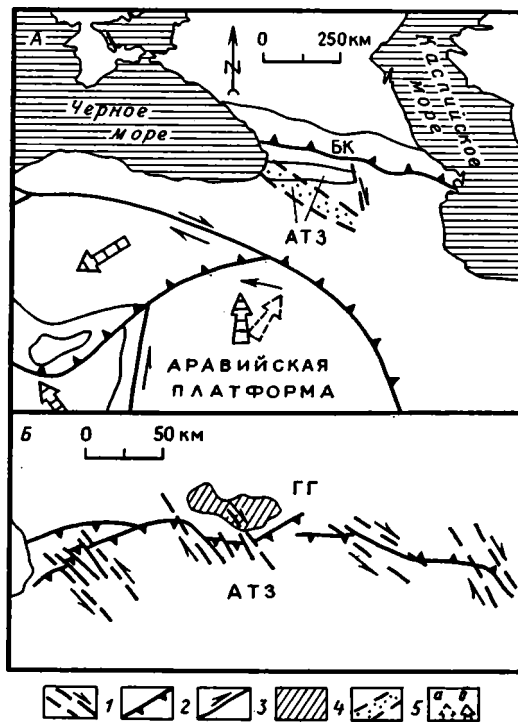


Рис. 3. Кинематическая схема центрального сегмента Средиземноморского пояса (А) и северной периферии Аджаро-Триалетской складчатой зоны (Б) 1 — сдвиговые зоны; 2 — надвиги и покровы; 3 — сдвиги; 4 — Дзирульский выступ кристаллического фундамента Грузинской глыбы; 5 — раннеальпийское расположение Аджаро-Триалетской зоны; 6 — векторы движения плит и микроплит: а — в раннеальпийское, б — в позднеальпийское время. БК — Большой Кавказ; АТЗ — Аджаро-Триалетская зона; ГГ — Грузинская глыба

ральной части этой дуги [7, 8, 13]. Последняя до этого, на протяжении всего раннего мезозоя, периодически превращаясь в сушу, испытала наибольший размыв.

Первые тектонические деформации в пределах Аджаро-Триалетской зоны были связаны с субгерцинской, а еще более четкие — с ларамийской (предпалеогеновой) фазой складчатости, когда были сформированы основные складчатые структуры. Вместе с тем, исходя из регионального структурного анализа [7, 16], а также палеомагнитных данных [2; Буртман, Баженов, ДАН АН СССР, Т. 293. № 2. С. 416—419], складчатая дуга Малого Кавказа является вторичной, образованной в послемеловое время. Причем, согласно палеомагнитным данным, в позднем мелу она представляла собой слабовыпуклую к югу дугу, а Аджаро-Триалетская зона и, следовательно, складки в ее пределах имели в общем северо-западное простирание (рис. 3, А). Однако в палеогене, видимо, в раннепиренейскую (триалетскую) фазу складчатости, здесь начинается постепенная смена плана деформаций, вызванная субмеридиональным продвижением к северу Аравийского выступа и его «внедрением» в тело Средиземноморского пояса [10]. Именно с этим изменением плана деформаций было связано преобразование (переориентировка) субгерцинско-ларамийских складок Аджаро-Триалети, что придает им весьма специфическую морфологию. Естественно, что эти морфологические особенности обнаруживаются главным образом в нижнем, допалеогеновом, этаже.

С целью изучения особенностей преобразования складчатых структур при указанном изменении плана деформаций нами совместно с сотрудниками отдела тектоники Геологического института им. А. И. Джалелдзе АН ГССР была проведена серия экспериментов на эквивалент-

ных материалах и получены все наблюдаемые в природе морфологические разновидности интерференционных складчатых структур [9].

Начиная с раннепиренейской (триалетской) фазы складчатости, Аджаро-Триалетская зона, как и другие тектонические единицы, расположенные непосредственно к северу от Аравийского выступа, испытывает в общем субмеридиональное сжатие. Последующая деформация Аджаро-Триалети, имеющая эпизодический характер, была связана со сближением относительно жестких обломков Закавказского массива: Грузинской и Артвино-Болнисской глыб. Характер структур, возникавших при этом в северной периферийной части Аджаро-Триалетской зоны, на границе с западной (Колхидской) зоной погружения Грузинской глыбы, определяется относительно свободным продвижением к северу Аджаро-Триалетской зоны под давлением более жесткой и приподнятой Артвино-Болнисской глыбы. Такое движение масс Аджаро-Триалетской зоны в наиболее значительную по интенсивности роданскую (предпозднеплиоценовую) фазу складчатости вызывает превращение всех крупных разломов этой зоны во взбросонадвиговые нарушения, а по северной ее периферии приводит к образованию тектонических покровов, перекрывших в западной части северный граничный глубинный разлом Аджаро-Триалети (см. рис. 1, А и рис. 2, Б—Б'), а также зарождению право- и левосторонних сдвиговых зон в основном северо-западного простирания (см. рис. 3, Б).

Особые условия для формирования тектонических структур создаются в полосе, примыкающей к Дзирульскому выступу Грузинской глыбы. Этот выступ, унаследованно развивавшийся (по крайней мере с позднего палеозоя) в позднемиоцен-четвертичное время, при общем продвижении к северу Аджаро-Триалетской зоны, служил жестким упором, огибание которого и определило разный характер перемещения здесь по Сурамско-Гокишурской системе разрывов: на южной периферии массива возник взбросонадвиг с небольшой горизонтальной амплитудой, вдоль юго-западного его края — сдвиг-надвиг, а западнее образовался Сакраульский тектонический покров. Такая кинематическая картина отразилась и на характере более мелких тектонических структур. Здесь возникают системы поперечных правосдвиговых зон разрывов в пределах северной периферии Аджаро-Триалетской зоны (см. рис. 3, Б) и кулисно расположенные присдвиговые складки по юго-западной периферии Дзирульского выступа в предгорном прогибе Аджаро-Имеретинского хребта, также смоделированные нами на эквивалентных материалах [5].

Еще большим препятствием, направленным к северу перемещением масс Аджаро-Триалетской зоны, оказались встречные движения, возникавшие под влиянием южновергентных тектонических покровов южного склона Большого Кавказа в чехле восточной (Картлийской) зоны погружения Грузинской глыбы. Столкновение северных и южных движущихся масс наиболее чувствительным становится в восточной части (к востоку от г. Гори) северной периферии Аджаро-Триалетской зоны (где в связи с этим образуется довольно протяженное Доееское взбросо-правосдвиговое нарушение) и на восточном ее погружении, по мере приближения к покровам южного склона Большого Кавказа. Здесь крупная горизонтальная флексура, отражающая, как отмечалось, правосдвиговое смещение по разлому фундамента, связанное с общим перемещением этой зоны к северу, затушевывается направленными к югу и юго-западу приповерхностными пологими тектоническими нарушениями Картлийской депрессии и северной периферии Аджаро-Триалетской зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Качественные отличия в тектонической природе Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской складчатой зоны отражаются в значительном различии фаций и мощностей развитых в их пределах отложений, что

в свою очередь обуславливает различную степень и характер дислокаций этих тектонических единиц Кавказа.

Детальное исследование характера современной структуры полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы показало, что в ней могут быть выделены три поперечных сегмента: западный, центральный и восточный, отличающиеся по стилю деформации образующих их тектонических структур. Центральный сегмент характеризуется развитием направленных к северу взбросо-надвигов по южному краю Дзирульского выступа, переходящих к западу в нарушенные сдвиго-надвигового характера, а еще западнее — в Сакраульский тектонический покров, перекрывающий кайнозойские отложения осадочного чехла Грузинской глыбы с горизонтальной амплитудой до 15 км. По северо-восточному краю Сакраульского покрова, в предгорном прогибе Аджаро-Имеретинского хребта, установлено развитие кулисообразно расположенных присдвиговых складок. Западный сегмент характеризуется в общем северовергентным складчато-чешуйчатым строением, а горизонтальная амплитуда тектонического покрова, судя по перемещенным частям кровли нижнемиоценовых отложений, составляет 11 км. В западной части восточного сегмента выявлено существование своеобразных (преобразованных или интерференционных) складчатых структур с весьма специфическими морфологическими особенностями. Подтверждено мнение о проявлении в восточной части Аджаро-Триалетской складчатой зоны направленных к югу движений. Показано возникновение в связи с этим южновергентных пологих тектонических срывов, а также Доеесского взбрососдвига.

Подтверждено также существование горизонтальной флексуры на восточном окончании Аджаро-Триалетской складчатой зоны, связанной с правосдвиговым перемещением по разлому фундамента.

На основании анализа геофизических материалов, данных глубокого бурения, а также дешифрирования космических снимков выявлен ряд погребенных поперечных поднятий и прогибов в Колхидской и Картлийской депрессиях, некоторые из которых ограничены разломами глубокого заложения, прослеживаемыми и в пределы Аджаро-Триалетской зоны. Показано, что в последней господствующее положение занимают диагональные и особенно продольные разломы ее северной периферии.

Расшифровка кинематики позднеальпийской деформации изученного района показала, что кинематическая природа позднеальпийских тектонических структур полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы в центральной и западной ее частях определяется движением масс в северном направлении и огибанием ими жесткого упора — унаследованно развивавшегося Дзирульского выступа Грузинской глыбы, а на востоке — столкновением северных и южных движений. Формирование интерференционных складчатых структур Аджаро-Триалетской зоны связывается с изменением плана деформации в раннепиренейскую (триалетскую) фазу складчатости, в частности с изменением направления сжатия с северо-восточного на меридиональное.

Литература

1. Агеев В. П., Девдириани Б. И., Папав Д. Ю. Новые данные о геологическом строении бассейна среднего течения р. Куры//Тр. ВНИГНИ. Тбилиси, 1975. Вып. 1986. С. 278—299.
2. Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З., Гамбашидзе Р. А. Палеомагнетизм верхнемеловых пород Южной Грузии и его геологическая интерпретация//Изв. АН ГССР. Сер. геол. 1979. № 5. С. 40—57.
3. Башелеишвили Л. В. Особенности структуры предгорного прогиба Аджаро-Триалетской складчатой зоны//Сообщ. АН ГССР. 1984. Т. 115. № 3. С. 569—571.
4. Башелеишвили Л. В. Особенности тектонического строения северной периферии восточного сегмента Аджаро-Триалетской складчатой зоны//Сообщ. АН ГССР. 1985. Т. 119. № 3. С. 557—559.
5. Башелеишвили Л. В. Тектоника полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы: Автореферат... канд. геол.-минер. наук. Тбилиси: ГИН АН ГССР, 1986. 25 с.

6. Башелишвили Л. В., Буртман В. С., Гамкрелидзе И. П. О характере сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Дзирульского массива//Докл. АН ГССР. 1982. Т. 266. № 1. С. 196—198.
7. Гамкрелидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 226 с.
8. Гамкрелидзе И. П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа//Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 105—184.
9. Гамкрелидзе И. П., Гиоргобиани Т. В., Башелишвили Л. В., Закарая Д. П. Эксперименты по моделированию преобразованных складчатых структур некоторых зон Кавказа//Сообщ. АН ГССР. 1985. Т. 120. № 2. С. 337—340.
10. Гамкрелидзе И. П., Гиоргобиани Т. В. Особенности альпийской деформации Кавказа и смежных с ним областей//Сообщ. АН ГССР. 1985. Т. 120. № 1. С. 116—118.
11. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы//Изв. АН ГССР. 1949. № 2. 508 с.
12. Джанелидзе А. И. К вопросу об орогенетических фазах//Сов. геология. 1940. № 5. С. 172—174.
13. Лордкипанидзе М. Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса//Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 69. Тбилиси, 1980. 160 с.
14. Мефферт Б. Ф. Геология нефтепроявлений в Аджаро-Имеретинском хребте//Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин. Вып. 180. Л., 1932. С. 3—27.
15. Папава Д. Ю. Вопросы геологии восточной части Триалетского хребта и перспективы нефтегазоносности меловых и палеогеновых отложений//Тр. ВНИГНИ. Вып. XI. М.: Недра, 1967. С. 188—204.
16. Хаин В. Е. Региональная тектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 343 с.
17. Чиковани А. А. Тектоника северной периферии Имеретинского хребта в связи с нефтегазоносностью//Тр. ВНИГНИ. Вып. XV. М., 1959. С. 112—141.

Геологический институт АН ГССР,
Тбилиси, 380093

Поступила в редакцию
4.V.1987

УДК 551.240:551.78(234.9)

МАРКУС М. А., ШАРАФУТДИНОВ В. Ф.

**ОЛИГОЦЕНОВЫЕ ОЛИСТОСТРОМЫ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА
И ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ**

Геологосъемочные и буровые работы в северной части Восточного Кавказа подтверждают олистостромовую, преимущественно подводно-оползневую, природу аллохтонных включений и деформаций в нижней части палеоген-неогеновых моласс, обрамляющих ороген с северо-востока. Устанавливается сингенетичное перемещение оползней и включений в северных направлениях и конседиментационные поднятия на юге. Складчатые деформации и структурная расчлененность рельефа, вызвавшие массовое образование оползней, обусловлены мощной тектонической фазой складчатости, время которой определяется для данной части региона как позднеолигоценное. Представления о гигантских шарьяжах и покровном строении Терско-Каспийского прогиба глубоко ошибочны.

Олистостромовые образования олигоцена на Восточном Кавказе продолжают привлекать внимание исследователей как геологическая запись крупных неординарных событий. От ее верной расшифровки зависят правильность построения геологических, тектонических и прочих карт региона, осмысливание истории его развития, оценка перспектив нефтегазоносности, обоснование поисков и разведки залежей нефти и газа.

С олигоцена начинается накопление мощного молассового комплекса пород (5—6 км) в Передовом прогибе Большого Кавказа. Терригенная моласса залегает здесь на карбонатных отложениях палеоцена-эоцена (мощность 110—200 м) и верхнего мела (340—1000 м). Общая мощность мезозойских пород — 2—4 км. Последние на юге слагают орогенно-складчатый комплекс Известнякового Дагестана с пологим зеркалом складчатости, а на севере глубоко погружены в Передовом прогибе. На границе этих макроструктур они образуют ступень амплитудой 5—7 км.

Наиболее полное геологическое описание района (в междуречье Сулак — Ярыкус) впервые сделано Н. С. Шатским в 20-х годах [17]. Аллохтонные включения и деформационные горизонты в нижнем майкопе им интерпретировались как плиоценовые надвиги. Но уже через несколько лет эти представления подверглись серьезной критике, в которой указывалось на подводно-оползневой характер этих образований, на их связи с фациями и палеогеографией майкопского осадконакопления. В последующий, более чем полувековой, период эти выводы многократно подтверждались и конкретизировались многочисленными исследователями.

Однако в последнее время отмечаются попытки возродить ранние представления Н. С. Шатского, распространить их по всему северному обрамлению Восточного Кавказа. Олистостромы представляются как меланж крупных покровов олигоцен-среднемиоценовых толщ, перемещавшихся со стороны Терско-Каспийского прогиба на юг в результате поддвига под них более жесткого верхнепалеозойско-мезозойского основания [5]. Глинистые толщи майкопа срезают (соскабливают) верхние горизонты верхнемел-эоценовых отложений на 600—1200 м, закатывая обломки в пластичную массу. Амплитуда надвигов (поддвигов) и сокращение земной поверхности предполагается не менее 100 км. Альтернативные аргументы исследователей при этом не рассматриваются.

Все это требует вновь обратиться к фактам, дополнив их данными, полученными при геологическом картировании в Присулакской области в 1983—1986 гг., а также при буровых, геофизических и специализированных работах последних десятилетий.

На признаки подводного оползания в горизонтах деформаций и чуждых включений, на фаціальную невыдержанность нижнего майкопа, залегающего на различных слоях вплоть до верхнего мела, на стратиграфические и угловые несогласия, на появления в разрезах галечно-валунных прослоев и конгломератов с галькой верхнемеловых и палеоцен-эоценовых пород впервые указала Н. Ю. Успенская [16]. Детально рассмотрены явления подводных оползней в этих отложениях В. Д. Голубятниковым [4]. Б. А. Алферов [1], много лет изучавший эти районы, конкретизирует геологические разрезы с подводно-оползновыми горизонтами, конгломератами, уточняет участки олигоценых размывов, мощности выпадающих осадков.

В дальнейшем крупномасштабными геологическими съемками А. И. Гусева, Ш. А. Абрамова, Б. К. Лотиева, Ю. Н. Елизарова, специальными работами В. Л. Галина, В. Д. Сомова, Н. А. Козловой, А. Ф. Щербаковой, Ф. Г. Шарафудинова, И. Г. Щербы и др. [6, 13, 15] уточнялись и детализировались изменения мощностей и фаций майкопских и подстилающих отложений, намечались синседиментационные структуры.

Палеооползни в подстилающих майкоп отложениях обнаружены на большой площади. В палеоцене — эоцене Дагестана и Чечено-Ингушетии установлено до девяти стратиграфических уровней палеооползней [10]. Широко известны они и в отложениях сантонского, кампанского, маастрихтского и датского ярусов [11]. Описаны и прослежены они также на десятки километров в миоценовых толщах чокрака, карагана, верхнего сармата, меотиса [1, 3] (рис. 1).

Завершая краткий обзор изученности рассматриваемых отложений, заметим, что горизонты сложных деформаций и аллохтонных включений являются безусловно олистостромовыми сингенетичными образованиями. Это подтверждают следующие наблюдения.

1. В майкопских отложениях широко развиты сингенетично оползневые структуры и деформации, особенно значительные в данном олистостромовом комплексе. Они ассоциируются с конседиментационными гравитационными складками нелитифицированных осадков, «зонами деформаций» и «рассланцевания», явными и скрытыми угловыми несогласиями, косой слоистостью, размывами и пр., которые чередуются со спокойной залегающими, недеформированными пакетами глин с алевролитами и песчаниками. Это свидетельствует о расчлененности олигоценового рельефа и значительных перемещениях донных осадков.

2. В большинстве случаев «прочтения» кинематики накапливающихся осадков, аллохтонных включений, подводных оползней устанавливается перемещение масс осадков и пород с юга на север. Об этом свидетельствуют асимметричные, опрокинутые к северу колобовые структуры в глинах и песчаниках, запрокинутые к северу гравитационные седиментационные складки (рис. 2), крутые северные крылья гравитационных антиклиналей, перекрываемые осадками с локальными размывами и скрытыми угловыми несогласиями, косые серии слоек, имеющих северное погружение и т. д. В пластовых аллохтонных включениях нередко именно северные концы оказываются наиболее дислоцированными и «скученными» (сдвоенными, строенными), причем верхние обломки перемещаются в северном направлении относительно более нижних (см. рис. 2). Мелкие складки волочения в глинах, подстилающих олистолиты, которые по ним скользили, также опрокинуты к северу. Все это указывает на существовавший в бассейне значительный уклон дна по направлению к северу, на перемещение седимента с южной приподнятой области на север, на гравитационное скольжение аллохтонных пластов по дну палеобассейна и разрушению их фронтальных (северных) частей при торможении и утыкании в препятствия. Такими препятствиями могли быть более ранние оползни, валы илистого осадка, нагромождаемые перед сползающей аллохтонной пластиной или глыбой, конседиментационные поднятия и т. п.

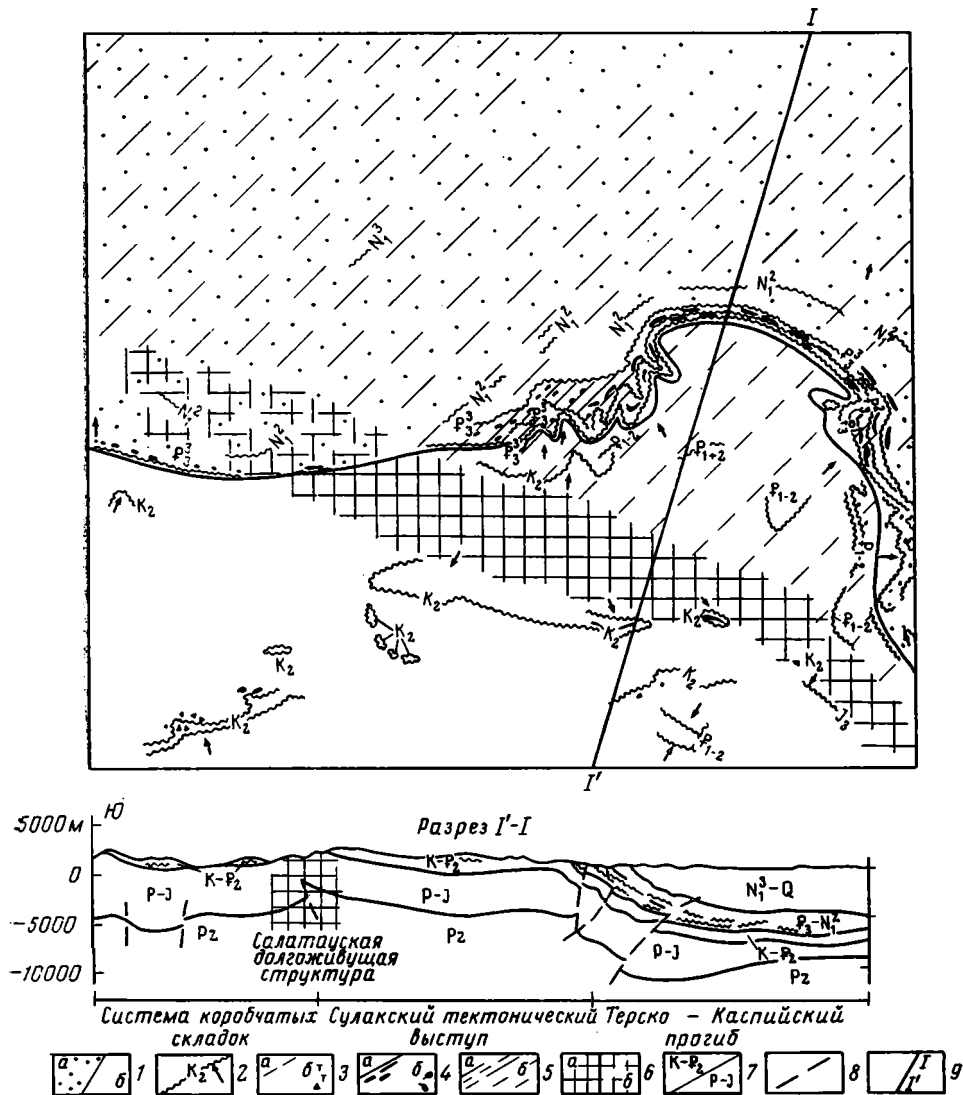


Рис. 1. Палеосхема Присулакского района (положение см. на рис. 3)
 1 — молассы (P_3-Q) Терско-Каспийского прогиба (а) и орогенно-складчатое сооружение мегантиклинория Большого Кавказа (б); 2 — палеооползни олистостром, направленные перемещения и время формирования (J_3 — поздняя юра, K_2 — поздний мел, P_{1-2} — палеоцен — эоцен нерасчлененные, P_3^1 — нижний олигоцен, P_3^2 — средний олигоцен, P_3^3 — поздний олигоцен, N_1^2 — средний миоцен, N_1^3 — поздний миоцен); 3 — олистолиты: пластовые, протяженностью сотни метров — первые километры (а); глыбовые (б); 4 — горизонты с мелкими олистолитами, валунами, конгломератами, галькой, щебнем известняков и мергелей (а) и экзотические утесы (б); 5 — олистостромовые толщи (P_3^3): а — выходы на поверхность, б — перекрытые молассами или эродированные; 6 — Салатауское долговживущее поднятие (J_2-P_3): а — установленное, б — предполагаемое; 7 — комплексы отложений: N_1^3-Q — верхнемиоцен-четвертичный, $P_3-N_1^2$ — олигоцен-среднемиоценовый, $K=P_2$ — мел-эоценовый, $P-J$ — пермь-юрский, Pz — палеозойский, 8 — разломы, 9 — линия профиля

3. Аналогичные явления развиты и выше по разрезу в миоценовых отложениях [3]. В чокракских толщах они приурочены к определенным горизонтам и распространены на больших площадях; в перемещении подводных оползней и седимента также преобладают северные направления. Известны подводно-оползневые образования в караганских, верхнесарматских, меотических осадках. Всегда это характерные горизонты деформаций нелитифицированных осадков с «катунами», обрывками пластов, зонами «рассланцевания» — скольжения пород. Широко распространены подводные оползни в верхнемеловых и палеоцен-эоценовых

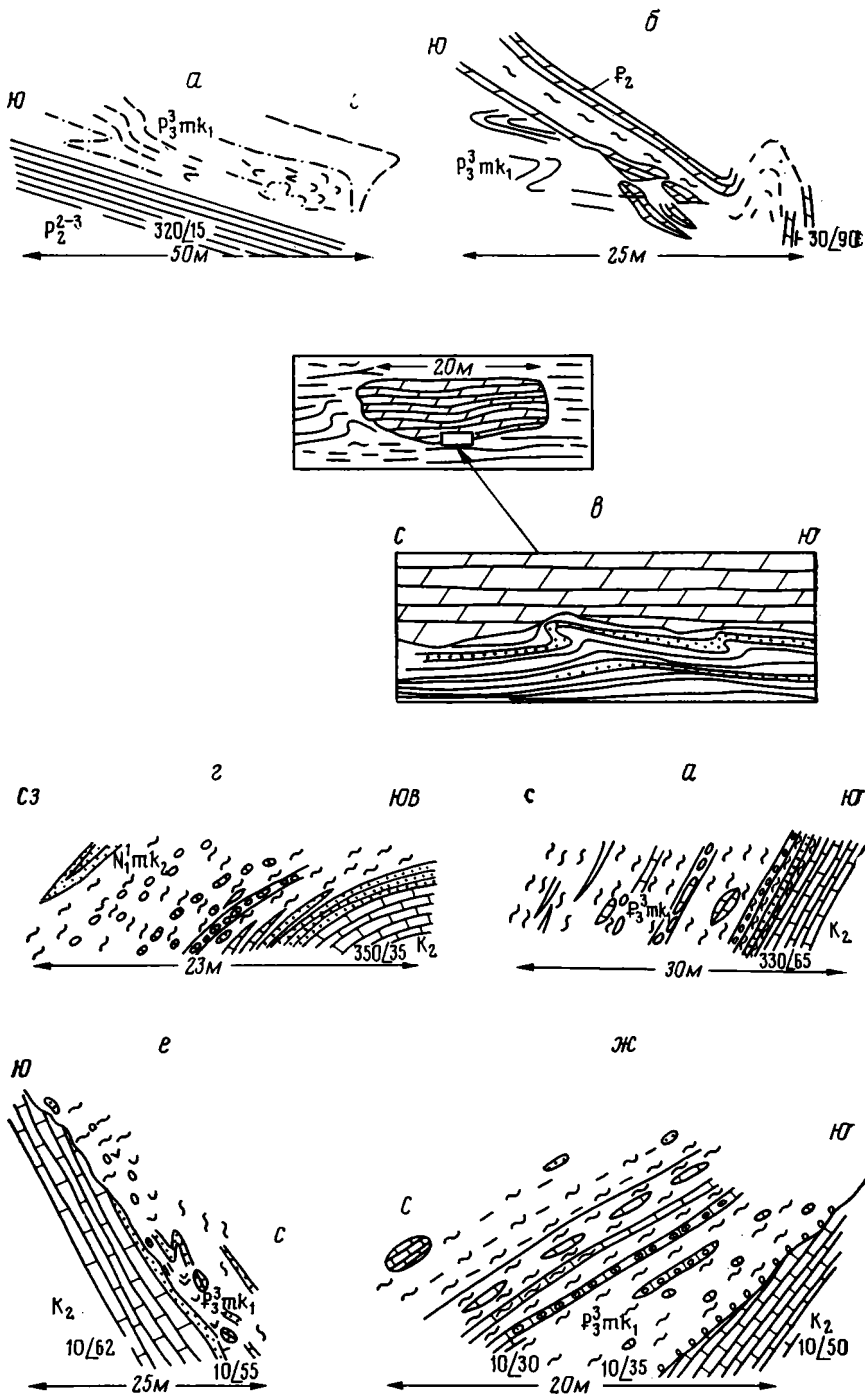


Рис. 2. Характер залегания майкопских осадков на меловых и палеогеновых отложениях (цифры — азимут и угол падения, град). а — р. Акташ. Майкопские глины ($P_3^3mk_1$) с прослоями алевролитов, сингенетично оползшие по пластам кумской свиты (P_2^{2-3}). Выпадают белоглинская и хадумская свиты; б — р. Сулак. Пластовые олистолиты эоценовых мергелей (P^2) в верхней части миатлинской свиты на деформированных глинах майкопа ($P_3^3mk_1$). Северные торцы пластов при оползании утыкались в препятствия, деформировались, ломались и напоззали друг на друга, перемещаясь с юга на север; в — с. Чиркей. Характер контакта в основании олистолитов с подстилающими глинами. Видны опрокинутые в северном направлении складочки; г — р. Бенной-Ясси. Трансгрессивное (с небольшим оползанием) перекрытие отложений верхнего мела (K_2) майкопской свитой реки ($N_1^1mk_2$) с септариевыми конкрециями, линзами песчаника, галькой, валунчиками известняка и песчаника. Выпадают часть осадков датского яруса, палеоцена, эоцена, олигоцена, д — р. Даттых (Ярыксу). Залегающие на отложениях

отложениях. Следы доолигоценовых деформаций некоторых олистоли- тов в майкопских отложениях свидетельствуют о многократности их участия в палеооползнях. Таким образом, сходные палеоусловия возникли неоднократно, хотя и не достигали такой интенсивности проявления, какая присуща олигоцену.

4. Майкопские олистостромовые образования, горизонты палеоополз- ней имеют общее стратифицированное положение, тяготея к середине миатлинской и к низам муцидакальской свит верхнего олигоцена с наи- большей концентрацией в первой свите. Это позволяет с значительной точностью наметить два временных интервала тектонических пароксиз- мов с образованием палеоструктур, расчлененности рельефа и, видимо, сейсмической активизации: среднемиатлинский (основной) и раннему- цидакальский позднего олигоцена. В южных районах, примыкающих к палеоподнятиям, где выклинивается нижний майкоп, вмещающий оли- стостромы, следы размывов палеооползней, отдельные олистоли- ты и конгломераты отмечаются и в вышележащих отложениях, включая низы верхнемайкопской подсерии (см. рис. 2). Палеоподнятия и их эродирова- ние сохранялись вплоть до начала раннего миоцена, после чего рельеф был сnivelирован.

5. По р. Сулак нижняя часть олистостромовой толщи представлена крупными пластовыми телами мощностью до нескольких десятков мет- ров и протяженностью до 1—3 км. В аллохтонных пакетах в нормальной седиментационной последовательности находятся верхнеэоценовые (до 20—30%) и ниже- и среднеолигоценовые отложения. Это значит, что, хотя смена терригенно-карбонатной формации на терригенную на- чинается с раннего олигоцена, изменение геотектонического режима на первых порах происходит медленно, и в раннем — среднем олигоцене накапливаются обычно маломощные карбонатные глины хадумской свиты. На локальных участках (р. Элистанжи и др.) в них отмечаются прослой конгломератов, стратиграфические и угловые несогласия, рез- кие изменения мощностей (Шуринская, Чиркейская депрессии). Однако начавшиеся воздымания на юге еще не привели к серьезным структур- ным дислокациям и расчлененности рельефа в северной части региона; это лишь «проба сил» грядущих тектонических коллизий.

6. В строении олистостромовой толщи сулакского разреза устанавливается определенная зональность. В ее нижней части сосредоточена основная часть крупных аллохтонных «пластин». В верхней части они мелкопластовые и глыбовые. Обычно они перекрываются горизонтом алевритистых песчаников со следами оползания в кровле миатлинской свиты. В подводных оползнях низов муцидакальской свиты эоценовые мергели обнаруживаются в 10—15 км к юго-востоку и юго-западу. В том же направлении крупные аллохтонные пакеты основной олистостромо- вой толщи сменяются более мелкими, а далее глыбами, валунами, об- рывками пластов известняков и мергелей палеогена и верхнего мела. В самых южных выходах происходит сокращение мощности олистост- ром, конседиментационные размывы олистоли- тов с накоплением мелких валунчиков, галек, гравия и щебня в тех же слоях (см. рис. 2). Отме- чаются прослой гравели- тов и конгломератов, а также палеодебиты, состоящие из угловатых и окатанных разновозрастных обломков извест- няков, мергелей, глин, песчаников, заключенных в глинистую массу первично илистого осадка.

верхнего мела (K_2) майкопские глины ($P_3^3mk_1$) содержат в подошве валунчики, галь- ку, обрывки пластов верхнемеловых известняков; e — р. Дышне-Гумс. Эрозионное пере- крытие верхнемеловых (K_2) известняков подводно-оползневым горизонтом нижнего майкопа ($P_3^3mk_1$). Из разреза выпадает большая часть осадков датского яруса, па- леоцена, эоцена, нижнего и среднего олигоцена; $ж$ — р. Гумс. Майкопские глины ($P_3^3mk_1$) с прослоями и валунчиками перестроенных известняков, с конгломератами и галькой известняков трансгрессивно, с угловым несогласием, перекрывают известняки верхнего мела. Из разреза выпадают указанные выше отложения

Таким образом, с севера на юг в олистостромовой толще зонально появляются мелководные склоновые фации с размывами подстилающего субстрата, отдельных олистолитов и всей толщи до полного ее выклинивания.

7. Белесые, зеленоватые, коричневатые глинисто-карбонатные прослои, иногда с крошкой известняков и мергелей среди темных глин нижнего майкопа, встречаются не только у подошвы, но и близ скопления олистолитов, где они нередко участвуют в сложных оползневых деформациях. Эта локальная фация майкопа появляется вблизи размываемых автохтонных и аллохтонных глинисто-карбонатных образований палеоцена — эоцена и верхнего мела. Известна и «засоренность» майкопских осадков фораминиферами этих возрастных интервалов. Включения майкопских глин нередко обнаруживаются в аллохтонных валунчиках, состоящих из галечно-щебневых образований верхнемеловых известняков.

То есть многократные оползания и размывы приводили к обогащению олигоценых илов карбонатной взвесью меловых и палеоцен-эоценовых пород, попаданию майкопских глин в цемент конгломератобрекчий, вновь размываемых и захороняемых в виде валунчиков и линз.

8. Майкопские олистостромы по составу и палеоструктурным элементам связаны с южными орогенными площадями. А. С приближением к Салатаускому палеоподнятию (истоки рек Аксай, Гумс) нижнемайкопские олистостромы обнаруживают признаки мелководности — склоновые фации с размывами, выклиниваниями, угловыми несогласиями и проч. Б. Седловидный прогиб в своде Хадумской антиклинали предопределил заложение долины р. Сулак. Но еще в миоцене и олигоцене по нему временами происходил повышенный вынос с юга псаммитового материала, образовавшего здесь наиболее песчаные разрезы миатлинской, муцидакальской и зурамакентской свит и отчасти чокрака. Аллохтонные пакеты миатлинских олистостром здесь же образуют серию вложенных друг в друга «чешуй», повторяющих форму более южного прогиба. В долине р. Сулак «чешуи»-оползни наиболее глубоко выпихивают нижележащие породы. К западу и востоку подошвы оползневых пакетов поднимаются, открывая остатки более ранних оползней и майкопские глины. В. Аллохтонные включения олистостром по составу зависят от подстилающих майкоп пород в более южных выходах. Изменение их состава и возраста приводит к увеличению или уменьшению тех же пород в аллохтонных включениях, расположенной севернее майкопской молассы.

Все это еще и еще раз убеждает, что именно растущий на юге ороген явился причиной возникновения размывов и оползней, стал поставщиком материала накапливающихся у его северных подножий в позднем олигоцене олистостромовых толщ.

В геологической практике сингенетичные оползни стали описываться сравнительно недавно, но уже очевидны их широкая распространенность в различных эпохах и недооценка как важной информации при геологических построениях и реконструкциях. Например, плейстоценовое понижение океанического уровня вызвало массовые обвалы и оползни. В Атлантическом, Тихом, Индийском океанах их языки протягиваются на десятки и сотни километров до глубин в 3—5 тыс. м и более, а площади, покрытые оползнями, определяются тысячами и десятками тысяч квадратных километров [18]. Нередки в оползнях и относительно крупные олистолиты. Так, после землетрясения 1923 г. промеры дна в бухте Сагами близ г. Токио показали, что оползшие массы имели в длину 10 км и повысили дно на 230 м. А. Д. Архангельский отмечал в Черном море оползшие глыбы пород в 30 км от берега, а яркие следы оползневых нарушений — в 145 км от берега на глубине свыше 2000 м.

В верхнем сармате Азербайджана от р. Кудиалчай до Каспийского моря у мыса Чандагар прослежен пакет глыбовых конгломератов мощностью 6—12 м, единственным способом образования которого мог явиться подводный обвал, одновременно происшедший по линии протяженностью в 80 км. По мнению В. В. Тихомирова и В. Е. Хаина, в верх-

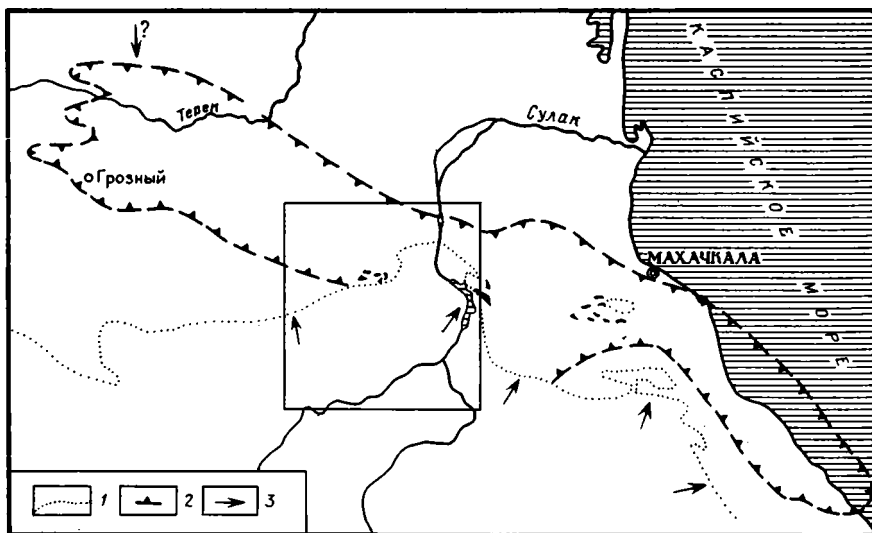


Рис. 3. Схема распространения олистостромовых образований верхнего олигоцена в Терско-Каспийском прогибе. 1 — выход на поверхность верхнемеловых отложений, 2 — область распространения олистостромовых образований, 3 — направление сноса олистостром. В рамке — положение рис. 1

неэоценовых и нижнеолигоценовых отложениях южного склона Большого Кавказа Б. М. Келлером и В. В. Меннером доказано перемещение экзотических глыб подводно-оползневых горизонтов на расстояние до 30 км; мощность горизонтов с включениями составляет 100—200 м. Протяженность отдельных оползших покровов достигает 10—15 км при мощности в сотни метров [7]. Очень похожие смещения целых участков склонов высотой до 200—250 м и более, описанные В. А. Болдыревым, сейчас наблюдаются на Черноморском побережье Кавказа. Верхнемеловые подводные оползни Дагестана [11] уже упоминались выше; мощность их достигает десятков и первых сотен метров, а протяженность — десятков километров. В барремских глинах Азербайджана хорошо известны описанные В. А. Гроссгеймом обвальнo-оползневые Дибрарские утесы юрских известняков. Древние оползни благодаря работам А. В. Хабакова известны в пермских отложениях Урала. Широко распространены древние обвалы и подводные оползни, описанные Н. Н. Черенковым в верхнепалеозойских толщах Тянь-Шаня, содержащих пластовые и глыбовые включения силурийских, девонских, карбоновых известняков. Не умножая примеров широкого распространения гравитационных обвалов и оползней в различных эпохах, известных из литературы и личных наблюдений авторов, напомним, что еще Д. В. Наливкин в книге «Учение о фациях» предупреждал, что древние подводные оползни обычно «принимаются за надвиги и близкие тектонические структуры. Выделение их — одна из... задач, стоящих перед советскими геологами» [12, Т. I, с. 106].

Олистостромы нижнего майкопа протягиваются вдоль горного сооружения Восточного Кавказа на 250—300 км (рис. 3). По естественным выходам и буровым скважинам ширина полосы их распространения достигает 40—50 км. По материалам 150 скважин 26 разведочных площадей мощность толщи, вмещающей олистостромы, изменяется от 0—200 до 800 м при градиенте 0,1—0,3, что свидетельствует о значительной вертикальной расчлененности палеобассейна. Присутствие крупных глыб и пакетов пластин верхнемеловых, эоценовых, ниже- и среднеолигоценовых пород олистостром установлено в 70% скважин и их доля нередко составляет 15—30% [2].

Севернее естественных выходов майкопских отложений олистостромовой толщи, по данным сейсморазведки МОВ ОГТ, соответствует сейсмофация хаотического залегания с волнистыми и нерегулярными отражениями мощностью до 700 м, которая заполняет наиболее понижен-

ные участки Терско-Каспийского прогиба. На его северном борту этим отложениям отвечает клиноформный сейсмокомплекс мощностью 300—600 м с характерным отражением внутренних слоев, образующих сложный сигмовидный косослоистый рисунок, типичный для обстановки бокового наращивания. Как и в естественных разрезах, указанные отложения залегают на хадумском горизонте или несогласно на более древних слоях, а перекрываются нормально-слоистыми муцидакальскими осадками. Поэтому их следует рассматривать как разновозрастные. Своеобразный стиль осадконакопления, положение и характер залегания в разрезе и палеоструктуре, корреляция с палеорельефом прогиба еще раз свидетельствуют о седиментационно-оползневой, но не покровной природе олистостром в описанной области.

Остановимся на некоторых структурах и палеообстановке северной части Дагестанского клина. Перманентное существование Салатауского долговязущего поднятия обнаруживается уже с аалена [8]. В байосе здесь отмечаются локальные выклинивания и размывы значительных мощностей осадков. Келловейские осадки в Салатауско-Варандийской сложной структуре представлены пестрыми песчаниками и гравелитами, хотя обычно они прибрежно-морские терригенно-карбонатные. Возрастает песчаность и в оксфорд-кимериджских известняках. Титонские отложения близ ядра структуры представлены брекчиями обрушения и оползания резко сокращенных мощностей. Гипсы здесь размывы или не отлагались, хотя в лагунных понижениях на крыльях и других участках их мощность значительна. С приближением к своду антиклинали валанжинские известняки частично замещаются песчаниками, а готеривские известняки и песчаники — глыбовыми брекчиями; мощности их уменьшаются. Сокращение мощности верхнемеловых отложений, появление конгломератов и подводных оползней в ядре и на северном крыле антиклинали отмечалось ранее [11].

С сантонского времени тектонические процессы на Восточном Кавказе активизируются, а в возникающих структурах просматриваются уже элементы современного строения. Расчленение подводного рельефа сопровождалось образованием многочисленных оползней. На южном крыле Салатауской антиклинали нами обнаружены крупные и протяженные, видимо, кампанские палеоползны, которые при своем движении выпаливали подстилающие осадки местами до горизонтов нижнего мела. Там же на различных готерив-аптских горизонтах обнаружены верхнемеловые экзотические утесы [8]. Как и сейчас, в позднемеловое время Салатауская структура была асимметричной, с более крутым южным крылом. По-видимому, она образовалась и существует как линейная антиклиналь над крупным длительно развивающимся взбросом северного блока с амплитудой около 2 км. Возможно, он является восточным продолжением Сунженской ветви Пшикиш-Тырныаузской шовной зоны. Судя по фациям, структура продолжала развиваться и в послемеловое время, причем в олигоцене ситуация качественно меняется.

Примыкающая к мезозойской геосинклинали и длительно погружающаяся южная краевая часть Скифской плиты начинает испытывать воздымание. С позднего олигодена интенсивность движений резко возрастает, а у подножия зарождающегося орогена закладываются прогибы. Подошва верхнего олигодена к началу миоцена оказалась сильно деформированной. В прогибах ее формировались осадки миатлинской и муцидакальской свит мощностью 500—1000 м и более при толще воды бассейна 300—500 м (по некоторым данным до 1000 м). В 20—25 км южнее на Салатауском поднятии эти осадки отсутствуют, эродированы отложения нижнего и среднего олигодена, эоцена, палеоцена, датского и маастрихтского ярусов мощностью 450—650 м. Таким образом, за короткий период относительные превышения в залегании подошвы верхнего олигодена достигали 1250—2100 м, а средний уклон — 4—7°. Последствия были катастрофическими. Стремление к выравниванию профиля бассейна привело к эрозионной нивелировке возвышенности на юге и интен-

сивному заполнению осадками прогибов на севере. Скорость седиментации возросла в 20 раз и более, начался массовый сход подводных оползней, которые захватывали не только илы и пески верхнего олигоцена, но и подстилающие породы и продукты их разрушения в литоральной зоне, особенно верхний эоцен, который поставлял основную массу включений. Оползали нередко целые пакеты с многократными перекрытиями и эрозионным выпавиванием ложа. Их срывы обычно происходили по свите кумских битуминозных глин и мергелей верхнего эоцена. В оползневые перемещения вовлекались и более древние горизонты, размываемые на юге. В немалой степени всему этому способствовала сейсмическая активность региона и интенсивные новейшие тектонические движения.

К концу олигоцена депрессии в бассейне были заполнены осадками, массовое оползание прекратилось. В Сулакском районе накапливаются пески морской дельты зарождающегося Прасулака. На юге до середины раннего миоцена еще сохранялись размываемые возвышенности (Салатауская и др.), и на их подводных склонах в осадках этого времени обнаруживаются конгломераты, отдельные верхнемеловые олистолиты, немногочисленные палеоползны. В 10—15 км южнее Салатауского, или Салатауско-Варандийского поднятия, заложился прогиб, наследуемый с позднего мела, в котором сохранились палеоцен-нижнеэоценовые осадки (Ансалтинская синклинали, Бетли), но уже в 8—10 км южнее маастрихтские известняки с размывом перекрываются верхнемайкопскими глинами нижнего миоцена, а затем чокракскими осадками среднего миоцена, что подтверждается нашими фаунистическими сборами у с. Буцра. В позднем олигоцене осадки здесь не накапливались, а известняки и мергели верхнего мела и палеоцена — эоцена мощностью 400—500 м были эродированы. Амплитуда деформаций подошвы толщи верхнего олигоцена (по изохронам) в этой области значительно меньше, чем на границе с передовым прогибом. Складки здесь были пологие, мульдообразные, типа Ансалтинской. В мелководном море возвышались гряды островов-поднятий высотой не более первых сотен метров. Но к середине раннего миоцена рельеф был сnivelирован.

Сходные стратиграфические несогласия отмечаются и восточнее, на Салтабакском и Карабудахкентском поднятиях, где верхнемайкопские осадки трансгрессивно перекрывают породы верхнего мела вплоть до туронского яруса, а также на восточном крыле Мугринской антиклинали. Дислокации олигоценового времени по таким показателям, как угол несогласия или амплитуда складок, составляют не менее 70% от их величин для всего палеогена [2]. Доказанные амплитуды олигоценовых складок в области прогиба достигают 0,5 км, а плотность их размещения значительно превышает плотность плиоценовых складок. В большинстве «сквозных» складок устанавливаются признаки их формирования в олигоценовое время. В Предгорном Дагестане по крайней мере в 9 из 12 хорошо изученных бурением антиклиналей эти признаки достаточно убедительны. Наряду с ними существует множество складок, рост которых прекратился или резко ослабел в миоцене.

Возвращаясь к попыткам изобразить Терско-Каспийский прогиб в виде покровного сооружения [5], отметим, что основываются они в основном на переинтерпретации олистостром олигоцена как результата и продукта более позднего тектонического шарьирования молассовых толщ из прогиба на ороген. При этом по сути игнорируются признаки их сингенетично-оползневой природы и фациальная связь с осадками, многократно подтверждаемая исследователями 30—80-х годов. Напомним, что основными признаками тектонических брекчий и меланжей является наличие в них обломков более молодых перекрывающих пород, явления катаклаза и минерализации цементирующей массы; для олистостром характерны отсутствие этих черт и следы седиментационного оползания или нормального накопления в цементе [14]. В данном случае нет никаких признаков первого и все признаки второго. Внутрифоро-

мационные размыты аллохтонных включений, чередование олистостромовых горизонтов с нормально-слоистыми породами, прослоями конгломератов и пр., исключают их позднее «тектоническое» образование.

Добавим, что олистостромы залегают, как обычные осадочные породы; вместе с ними они сминаются в складки и пересекаются разрывами плиоценовой фазы складчатости, сформировавшей в основном современный структурный и скульптурный план региона. Пликативные и дизъюнктивные дислокации тесно связаны. Дизъюнктивы в большинстве случаев сопровождаются зеркалами и бороздами скольжения, жильной минерализацией, чего лишены дебреты, осадочные брекчии, зоны скольжения оползней. Наиболее значительный Гилянский разлом в средне- и верхнемиоценовых отложениях имеет наибольшую вертикальную амплитуду — до 800 м; мощность зоны разлома несколько метров и сопровождается она тонкопрожилковым окварцеванием. В мезозойском ядре Варандийской антиклинали несколькими скважинами вскрыт другой надвиг, по которому пермские отложения местами перекрывают юрские, перемещаясь к северу на 1900—3000 м [9]. Надвиг обусловлен формированием Черногорской ступени и Варандийской антиклинали и севернее не прослеживается. Подобные надвиги установлены в зоне Передовых хребтов, на внешних крыльях Губденского и Талгинского выступов и в Восточной антиклинальной зоне над глубинными разломами. Мелкие сбросы, взбросы, сдвиги и надвиги, обычно в той или иной степени минерализованные, встречаются в шовной зоне между орогеном и прогибом в круто погружающихся породах верхнего мела, палеогена и неогена, в том числе содержащих олистостромы. Как правило, их амплитуды не превышают нескольких десятков метров, а сами разрывы не имеют отношения к покровам.

Помимо вышензложенного, «покровная концепция» строения Терско-Каспийского прогиба вызывает следующие существенные возражения. Столь крупное тектоническое событие, как крупноамплитудные (не менее 100 км) «пододвигания» и «шарьирование» горных масс, почему-то выпадает из геологической истории, не совпадает с тектоническими фазами и не сопровождается эндогенными проявлениями и формированием своих структурных планов и деформаций, т. е. фактически не оставляет следов.

Предполагаемое гигантское сокращение земной поверхности в короткие сроки — своего рода геологическая катастрофа — не сопровождалось соответствующим скупиванием горных масс, образованием «гималаев» на месте передового прогиба. В реальности прогиб продолжает развиваться последовательно с позднего олигоцена.

Не выдерживает критики эта концепция и для южной, орогенной области, где устанавливаются долгоживущие структуры [8], «мешающие» крупным горизонтальным перемещениям коры. В частности, сокращение мощности отложений нижней и средней юры до 714 м в Варандийской антиклинали и полное выклинивание их севернее, на Бенойской площади, вполне согласуется с признаками длительного положительного развития Варандийско-Салатауской системы и не увязывается с предположением, что этот участок переместился сюда с юга из геосинклинальной зоны, где мощность терригенных осадков нижней и средней юры превышает 10 км.

Концепция имеет и другие возражения. Например, при поддвиге майкопским глинам отводится роль «резца», вспарывающего и эродирующего сотни метров мощности подстилающих более прочных известняков и мергелей. Пододвиганием последних трудно без натяжек объяснить появление горизонтов аллохтонных включений не на контакте, а между нормально залегающими пакетами пластичных пород или вообще на сотни метров выше подошвы недеформированных майкопских осадков, стратиграфически (с фациальным переходом) перекрывающих мергели эоцена. Такие взаимоотношения прослеживаются на десятки километров, их нельзя объяснить «сколами» или «отрывами» плоскостей шарьирования, которые не образуются в пластичной среде.

Да идвигающее усилие не может передаваться в такой толще без ее деформации. Тем более не может быть речи об олигоценых надвигающих к югу нелитифицированных полужидких илов майкопского бассейна или пододвигание под эти осадки мергельно-известнякового ложа. В то же время в прогибе и орогене отсутствуют какие-либо перекрытия майкопских олигоценых толщ более древними отложениями, которые могли бы интерпретироваться как покровы.

Разбор можно было бы продолжить, но практика давно уже дала оценку подобным идеям. Уже несколько десятилетий как нефтяники по мере истощения верхних миоценовых горизонтов перешли к разведке и эксплуатации нефтегазоносных мезозойских отложений и подтвердили «сквозной» характер структуры. Данные бурения, сейсморазведки и гравиметрии однозначно свидетельствуют о единстве структурных планов и отсутствии сколько-нибудь значительных срывов между структурными этапами. Длительное унаследованное развитие отдельных структур практически бесспорно.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. Нижнемайкопские горизонты деформаций и аллохтонных включений являются типично седиментационными, преимущественно подводно-оползевыми образованиями олигоценом.

2. Представления о крупных предплиоценовых сокращениях земной поверхности в Терско-Каспийском прогибе и его покровном строении глубоко ошибочны.

3. Олигоценостромы в нижней части молассы свидетельствуют о мощно проявленной фазе тектогенеза, часто недооцениваемой, с которой начинаются орогенно-складчатые перестройки на Восточном Кавказе. Они позволяют точно датировать эту фазу поздним олигоценом. Тогда же закладывается структурный шов — пограничная ступень между орогенным и передовым прогибом.

4. Эти события подготовлены всей предыдущей геологической историей региона. Массовое появление подводных оползней в верхне-меловых отложениях свидетельствует об импульсивном нарастании тектонической активности уже с этого периода. После ее кульминации в позднем олигоцене вспышки затухающего процесса прослеживаются еще до среднего миоцена. После недолгого затишья в конце среднего — начале позднего миоцена тектоническая активность вновь нарастает, достигая максимума в плиоцене, когда наиболее полно оформилась современная орогенно-складчатая структура Большого Кавказа.

5. Сопоставление олигоценостром Восточного Кавказа с аналогичными образованиями «дикого флиша» южного склона Большого Кавказа [7] убеждает в их принципиальной однотипности и близости по времени образования. И те, и другие обусловлены одной фазой складчатости. Запаздывание тектонических событий на северном склоне (поздний олигоцен) по отношению к аналогичным событиям на юге (поздний эоцен — ранний олигоцен) позволяет установить направление перемещения волн деформаций и тангенциальных напряжений — с юга на север. Интервал между зафиксированными проявлениями тектогенеза на юге и севере является, очевидно, временем его «распространения» в пределах Большого Кавказа, временем пликвативно-дизъюнктивных деформаций земной коры этого региона.

Список литературы

1. Алфёров Б. А. Грозненский нефтяной район. Л.: Гостоптехиздат, 1954. 328 с.
2. Буторин Г. Д., Шарафутдинов В. Ф. Олигоценовая эпоха в формировании передовой складчатости Дагестана//Сб. трудов ИГ Даг. ФАН СССР. Вып. 30. Махачкала, 1984. С. 104—108.
3. Вассоевич Н. Б. Чокракско-караганская нефтеносная толща восточной части северного склона Кавказа//Тр. КЮГЭ. Вып. 3. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 401—547.
4. Голубятников В. Д. Явление древних подводных оползней и внутрiformационные нарушения//Тр. ВСЕГЕИ. Общ. серия. Сб. VII. Л., 1946. С. 48—53.
5. Дотдугев С. И. О покровном строении Большого Кавказа//Геотектоника. 1986. № 5. С. 134—149.

6. *Копп М. Л., Щерба И. Г.* История позднеальпийского развития Восточного Кавказа// Геотектоника. 1985. № 6. С. 94—108.
7. *Леонов М. Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 176 с.
8. *Маркус М. А.* Долгоживущие структуры Восточного Кавказа//Сов. геология. 1986. № 10. С. 63—69.
9. *Мацеева Т. В., Мацеев В. А.* Особенности геологического строения Варандийской антиклинали в бассейне р. Хулхулау (Восточный Кавказ)//Изв. СКНВШ. Естеств. науки. 1986. № 3. С. 116—119.
10. *Микуленко К. И.* Подводно-оползневые образования палеоценовых и эоценовых отложений Дагестана//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 134—149.
11. *Москвин М. М., Семихатов М. А.* Подводно-оползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 10. С. 67—84.
12. *Наливкин Д. В.* Учение о фациях. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. I. 535 с. Т. II. 595 с.
13. *Романов П. Г., Воцалевский З. С., Пчелинцев П. Е.* Новые данные о подводно-оползневых явлениях в олигоцене на территории Восточного Предкавказья//Сб. науч. тр. СевКавНИПИНефть. Вып. 41. Грозный, 1984. С. 78—84.
14. *Соколов С. Д.* Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 94 с.
15. *Станулис В. А., Хлуднев В. Ф., Щерба И. Г.* Палеогеновые олистостромы Терско-Сунженского района//Докл. АН СССР. 1984. Т. 285. № 4. С. 971—974.
16. *Успенская Н. Ю.* О фациях и условиях залегания майкопских слоев на северо-восточном Кавказе//Тр. Сев.-Кавказ. конф. геол. нефтяников. Вып. V. Л., 1933. С. 28—34.
17. *Шатский Н. С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Кавказ). М.: ВСНХ, 1929. 284 с.
18. *Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Гречин В. И. и др.* Геосинклиальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика). М.: Наука, 1984. С. 56—67.

ПГО «Севкавгеология», Ессентуки,
357600;
Институт геологии ДагФАН СССР,
Махачкала, 367029

Поступила в редакцию
7.VII.1987

УДК 551.24 : 551.35(261)

ЗОНЕНШАЙН Л. П., КУЗЬМИН М. И., ЛИСИЦЫН А. П.,
БОГДАНОВ Ю. А., САГАЛЕВИЧ А. М., БАРАНОВ Б. В.

**ТЕКТОНИКА РИФТОВОЙ ДОЛИНЫ
СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА МЕЖДУ 26
и 24° с. ш.: СВИДЕТЕЛЬСТВА ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ**

Был изучен отрезок Срединно-Атлантического хребта между 24 и 26° с. ш. во время 15-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» с использованием новых глубоководных обитаемых аппаратов «Мир-1» и «Мир-2». Рифтовая долина включает здесь семь магматических ячеек, которые находятся либо в конструктивной — вулканической, либо в деструктивной — невулканической фазе своей эволюции. Склоны двух типов обрамляют рифтовую долину. «Нормальные» склоны представлены серией сбросовых ступеней, наклоненных в сторону от рифтовой долины; они слабо возвышаются над неовулканическим хребтом в центре долины. «Аномальные» склоны подняты на 1—3 км над неовулканическим хребтом. На них обнажается почти ненарушенный разрез океанической коры от габбро через параллельные дайки до подушечных лав. Дайки падают вертикально, а лавы сохранили свое первичное залегание, что указывает на отсутствие вторичных наклонов блоков и говорит о преобладании чисто вертикального поднятия. Предполагается, что серпентинизация перидотитов верхней мантии ответственна за вертикальный подъем блоков на «аномальных» склонах. В деструктивные невулканические фазы морская вода по трещинам растяжения проникает сквозь кору до мантии, вызывая серпентинизацию перидотита и добавление серпентинитов в океанскую кору.

ВВЕДЕНИЕ

Срединно-Атлантический рифт между 26 и 24° с. ш., расположенный между областями TAG (Trans-Atlantic Geotravers) и MARK (Mid-Atlantic Ridge-Kane Fracture Zone), является, как и районы FAMOUS и AMAR [10], одним из наиболее изученных отрезков медленно спрединговых хребтов (рис. 1). Исследования в районе 26° с. ш. ведутся с начала 70-х годов [26, 28]. Они привели к открытию первых гидротермальных источников [26, 27] в медленно спрединговых хребтах. Район MARK был подробно изучен несколькими научными экспедициями. Больше внимание здесь было уделено восточному отрезку Срединно-Атлантического хребта (САХ), вытянутому вдоль 45° з. д., где пройдено четыре скважины глубоководного бурения, в том числе через гидротермальные отложения месторождения Змеиное логово и через серпентиниты внутри рифтовой долины [8, 14—16, 18, 20]. Среди полученных новых результатов следует отметить следующие: 1) значительные вариации морфологии рифтовой долины вдоль оси хребта; 2) выделение в эволюции рифта вулканических и тектонических эпизодов; 3) происхождение всех структур, находящихся в областях пересечения хребтов трансформными разломами, из оси спрединга, включая и «поднятия внутренних углов», т. е. гор, воздымающихся как раз на пересечении рифтовой долины с трансформным разломом; 4) разделение хребта по простиранию на ячейки с разной тектонической и магматической активностью.

Район САХ между 26 и 24° с. ш. в начале 1988 г. был исследован в 15-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш». Работы проводились под руководством А. П. Лисицына с использованием двух глубоководных обитаемых аппаратов (ГОА — «Мир-1» и «Мир-2» — с глубиной погружения до 6000 м).

С разной степенью детальности было изучено пять трансектов, начиная с 26° с. ш. в районе TAG и кончая западным пересечением САХ с зоной разлома Кейн в районе 24° с. ш. (см. рис. 1). В районе TAG проведе-

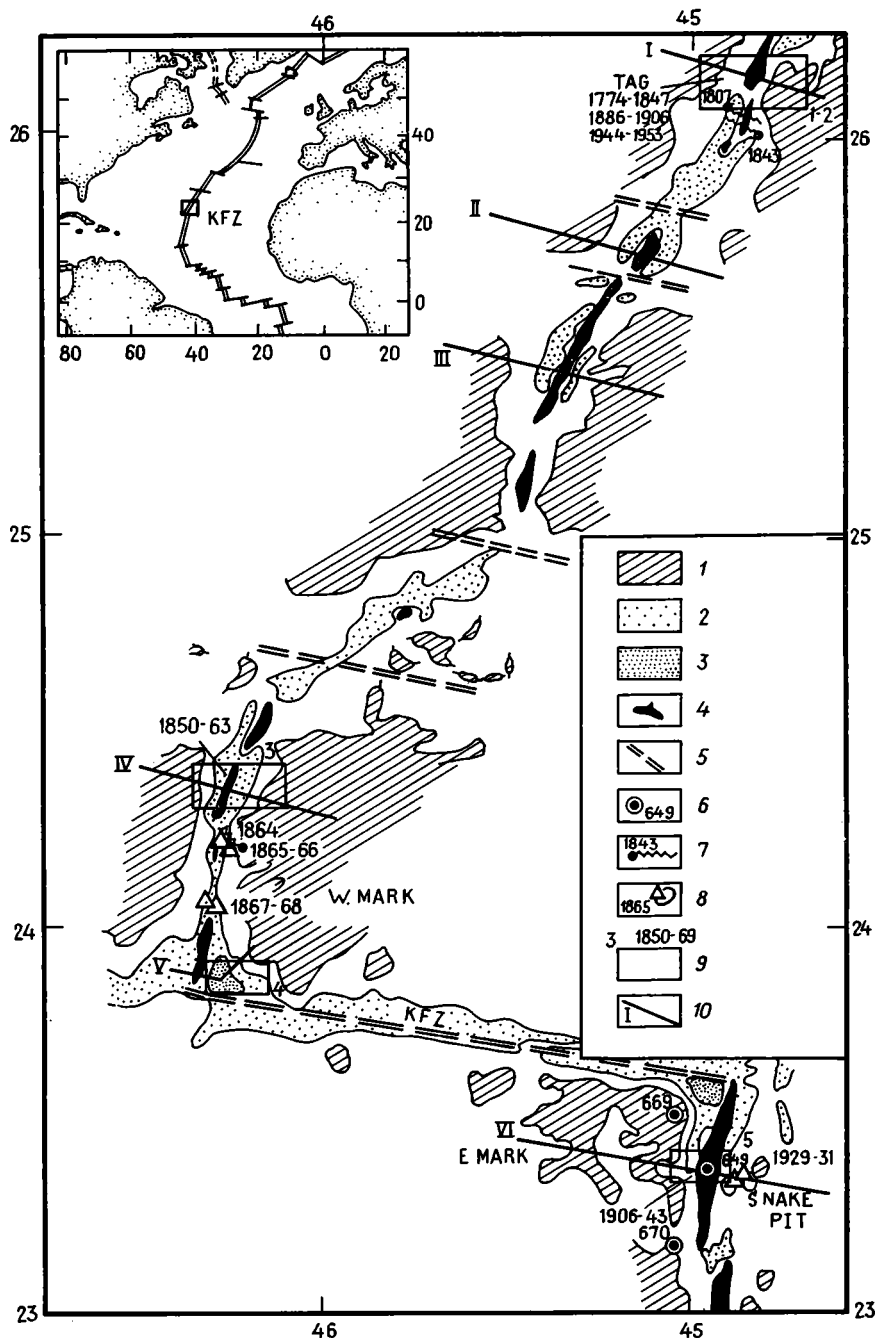


Рис. 1. Схема батиметрии Срединно-Атлантического хребта между 23 и 26° с. ш. 1—2 — глубины: 1 — < 3000 м, 2 — > 4000 м; 3 — нодальный бассейн; 4 — экструзивная зона; 5 — трансформные разломы; 6 — скважины глубоководного бурения; 7 — станции «Rosette»; 8 — геологические станции вне полигонов; 9 — полигоны и номера станций на них; 10 — линии трансектов. KFZ — трансформный разлом Кейн (Kape Fracture Zone)

ны наиболее детальные исследования, включавшие батиметрическую съемку, магнитные измерения, драгирование, опробование дна грунтовыми трубками и погружения ГОА. Батиметрическая съемка была также выполнена на трансекте IV, где она сопровождалась одним погружением подводного аппарата. Трансекты II и III представлены региональными батиметрическими пересечениями. Трансект V вблизи пересечения хребта с зоной разлома Кейн включал батиметрический профиль через риф-

товую долину, нодалный бассейн и «поднятие внутреннего угла», на котором было выполнено два погружения ГОА.

САХ между районами TAG и MARK имеет общее простирание СВ 30°, существенно отличное от направления ССВ 10° на полюс вращения Африканской и Северо-Американской плит. Это свидетельствует о существовании серии трансформных разломов с правосторонним смещением отрезков хребта. Наши трансекты были выбраны таким образом, чтобы они не пересекали трансформных зон и были расположены вблизи центров вулканических сводов, которые находятся на вершине магматических ячеек. Трансект V является единственным, расположенным близко к трансформному разлому.

ТРАНСЕКТ I: 26° с. ш., РАЙОН TAG

Главной морфологической особенностью рифтовой зоны этого района является его резкая асимметрия, выраженная в поднятии гор на восточном склоне рифта до глубин 2 км ниже уровня моря, в то время как западный склон имеет отметки около 3 км. Основные морфологические особенности видны на разрезе (рис. 2, I) и структурно-геологической схеме (рис. 3).

Западный «нормальный» борт имеет «обычное» для рифтов строение, будучи образован серией из 5—6 сбросовых уступов. Они имеют высоту 50—200 м и падают на восток под углом 60°. Морфология указывает, что сбросовые ступени наклонены от рифтовой долины под углами 5—10°. Уступы совпадают, вероятно, с листрическими сбросами. Разломы ориентированы в общем в направлении ССВ, но в деталях меняют простирание с ССВ 10—15° до СВ 30°. При драгировании с уступов были получены только базальты.

Внутренний рифт в пределах полигона углубляется с 3600—3700 м на севере до 4000—4100 м на юге. Рифтовая долина имеет извилистые очертания, будучи выгнута к северо-западу, как бы огибая уступ восточного склона. Она имеет расчлененный рельеф, состоящий из поднятий и впадин, вытянутых вдоль простирания рифта. Поднятия отвечают вулканическим постройкам, сложенным исключительно трубообразными подушечными лавами (рис. 4, 5). Два вулканических поднятия выделяются наиболее четко. Их вершины находятся на глубине около 3600 м. Они образуют поперечный порог, пересекающий внутренний рифт. Восточное поднятие увенчано гидротермальным холмом в районе 26°08,0' с. ш., 44°49,2' з. д. Наблюдения с подводных аппаратов и драгирование показали, что по крайней мере две генерации базальтов слагают это поднятие и предшествовали современной гидротермальной активности. Более древние лавы покрыты осадками от 0,5 до 1 м мощности, что при скорости осадконакопления в среднем 2 см/1000 лет позволяет оценить возраст базальтов в 25—50 тыс. лет. Поля развития древних вулканитов нарушены многочисленными небольшими сбросами и открытыми трещинами — гьярами. Молодые базальты, образующие вторую генерацию лав, были обнаружены на вершине поднятия и у основания гидротермального холма. Судя по мощности покрывающего их осадка (не более 10 см), эти лавы имеют возраст 5—10 тыс. лет, самые молодые лавы, возможно, не древнее 1000 лет.

Лавы древней генерации представлены порфиоровыми базальтами с многочисленными вкрапленниками плагиоклаза, реже оливина, очень редко клинопироксена, которые часто образуют гломеропорфиоровые сростания, свидетельствуя о значительном фракционировании магмы. Среди базальтов молодой генерации наблюдались только афировые лавы, отмечающие сбросное излияние нефракционированных порций расплава. И порфиоровые, и афировые лавы были описаны ранее [7], они принадлежат к типичным базальтам СОХ. Очевидно, каждая генерация лав связана с независимым магматическим источником, возникавшим в разные периоды. Временной интервал между излияниями молодых и древних

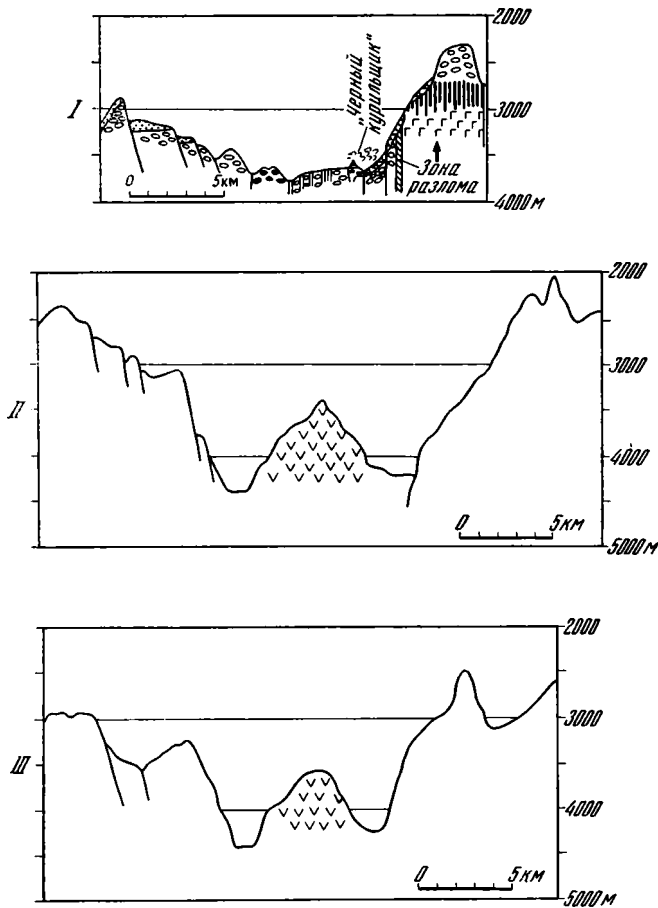


Рис. 2 (I—III)

лав составляет 15 тыс. лет. В это время не было магматической активности, магматический очаг не существовал.

Гидротермальная деятельность на полигоне проявлялась после каждого эпизода магматической активности. В осадочных карманах около восточного склона обнаружены металлоносные осадки (обогащенные Fe, Cu, Zn) с возрастом 17—11 тыс. лет, они формировались после древнего вулканического эпизода. Современная гидротермальная деятельность последовала за более молодым вулканическим эпизодом. Принимая во внимание перемежаемость вулканической и гидротермальной деятельности и поднятое положение данного трансекта относительно соседних отрезков САХ, можно полагать, что в районе TAG мы имеем дело с долго живущим магматическим сводом, продолжающим подниматься вплоть до настоящего времени.

Восточная, или «аномальная», стенка рифтовой долины имеет извилистые очертания в плане и размытые границы с ложем внутреннего рифта. Эти особенности связаны с широкомасштабными процессами массового разрушения пород, которые выражаются в рельефе появлением протяженных эрозионных каналов, врезаемых в склон. Почти весь склон покрыт продуктами массового разрушения, которые сливаются у подножия в широкий шельф, сложенный обломочным материалом. Современная активная осыпь, почти лишенная осадочного налета, развита в основном в нижней части склона между 3700 и 3500 м. На глубинах 3500—3200 м появляется осадочный карман, лежащий на более древней осыпи. Осадки имеют мощность несколько метров, их возраст до 80 тыс. лет.

Обнажения коренных пород редки. В ходе погружений ГОА «Мир», проходивших примерно вдоль $26^{\circ}08'$, они были обнаружены на трех уровнях: на глубинах 3450—3500, 3100—2900 и вблизи вершины горы на глу-

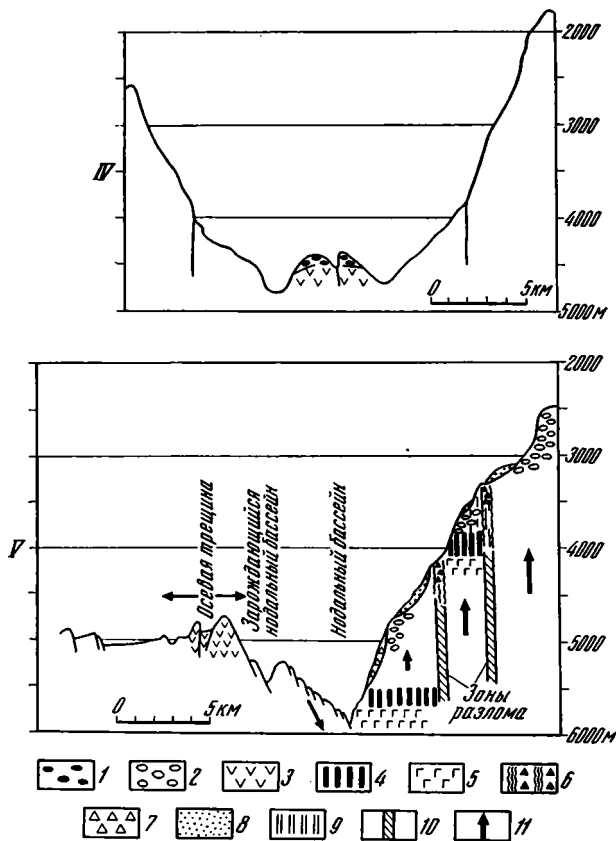


Рис. 2 (IV, V)

Рис. 2. Геологические разрезы через рифтовую долину Срединно-Атлантического хребта. Положение разрезов показано на рис. 1
 1 — молодые подушечные лавы; 2 — древние подушечные лавы; 3 — неовулканическая зона; 4 — параллельные дайки; 5 — габбро; 6 — зеленокаменные породы; 7 — осыпи; 8 — осадки; 9 — гейзеры; 10 — зоны разломы; 11 — перемещение блоков

бине 2500—2400 м ниже уровня моря. Обычно это крутые уступы, сильно измененные отделением крупных блоков при оползнях и обвалах.

В сбросовом уступе на глубине 3500 м, имеющем высоту 15—20 м, обнажаются почти не нарушенные подушечные лавы, являющиеся единственным морфологическим типом подводных излияний в данном районе. Насколько можно судить по осмотру обнажения, лавовые потоки сохранили свое первичное залегание, не испытав последующего наклона.

Вертикальная стенка на глубине 3000 м имеет высоту 100—150 м. В ней обнажаются массивные, но сильно трещиноватые породы, представленные, как выяснилось, габбро. Скальный обрыв разбит сетью ортогональных трещин. Две системы трещин являются вертикальными, простираясь соответственно субмеридионально и субширотно, а третья система следует вдоль горизонтальной плоскости. В обнажении не видно ни расланцевания, ни других признаков пронизывающей деформации.

Массивные породы (габбро) прорваны многочисленными пластинообразными телами — дайками мощностью 0,5—1 м. Дайки ориентированы СВВ 10° — ЮЗ 190°, т. е. строго перпендикулярно направлению спрединга. Часто они собраны в пакеты по несколько (до 5) даек и в этом случае очень похожи на обнажения параллельных даек в офиолитовых комплексах. Дайки падают почти вертикально, что указывает на отсутствие даже малого вращения блока.

Габбро — тонкозернистые слабопорфировидные породы, состоящие из плагиоклаза, оливина и клинопироксена. Породы претерпели зеленока-

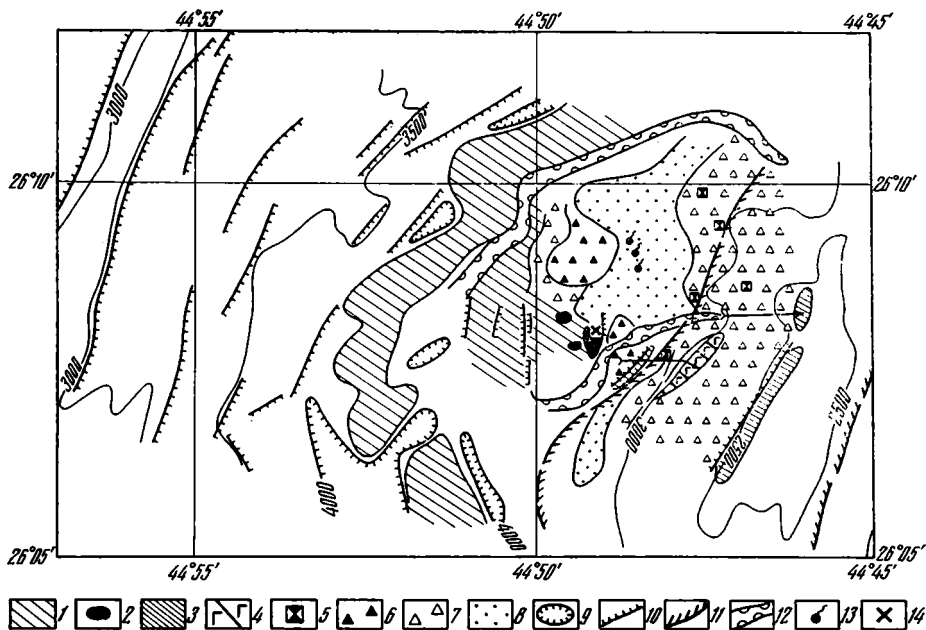


Рис. 3. Структурно-геологическая схема района TAG

1 — неовулканическая зона; 2 — наиболее молодые лавы внутри неовулканической зоны; 3 — обнажения древних лав восточной стенки; 4 — обнажения габбро и параллельных даек на восточной стенке, 5 — места драгировок зеленокаменных пород; 6 — молодые осыпи; 7 — древние осыпи, 8 — осадочные карманы; 9 — глубокие впадины внутреннего рифта; 10 — сбросы; 11 — зоны разлома, ограничивающие поднятый блок восточного склона; 12 — подводные каньоны; 13 — древние гидротермальные отложения; 14 — активный гидротермальный источник. Стрелками показаны линии маршрутов подводных аппаратов «Мир»

менные изменения, причем можно выделить три фазы изменений: первую — с развитием в породах актинолита по пироксену; вторую — наиболее интенсивную, проявившуюся вдоль плоскостей трещиноватости с образованием хлорит-эпидотовых, иногда альбитовых ассоциаций минералов вдоль трещиноватости; третью — низкотемпературную с выщелачиванием ранних метаморфических минералов. Можно полагать, что трещиноватость и раздробление произошли перед метаморфизмом. Морская вода проникала вдоль трещин в твердую породу, которая была, очевидно, еще достаточно разогрета, чтобы обеспечить зеленокаменные изменения.

В верхней стенке на глубине 2500—2300 м обнажаются трубообразные подушечные лавы. Вблизи вершины много пустотелых подушек, свидетельствующих о близости к центру вулканической постройки. В обнажении опять видна картина ненарушенного залегания пород с горизонтально лежащими уплотненными подушками. Нельзя отметить никаких признаков вторичного наклона лавовых потоков.

Драгирование восточного склона, проведенное в нашей экспедиции и предыдущими экспедициями ПГО «Севморгеологии» (по данным Колосова), доставило много образцов зеленокаменных пород со средней части склона в интервале глубин 3500—3000 м (см. рис. 3). Они локализируются вдоль узкой зоны, маркирующей, очевидно, глубокий разлом. Необходимо заметить, что ассоциация зеленокаменных минералов (хлорит, эпидот, альбит) была найдена в осадочных колонках из этой же зоны. В колонках были отмечены такие минералы, как серпентин. Драгированием были подняты также долериты и габбро, причем среди последних был образец грубозернистого дупироксенового габбро кумулятивного типа.

Таким образом, на восточном склоне срединной долины в районе TAG обнажаются относительно глубокие части океанической коры, которые в настоящее время подняты по крайней мере на 1 км выше базальтового



Рис. 4. Обнажения грубообразных подушечных лав на вершине холма неовулканической зоны. Глубина 3650 м, район TAG. Размер кадра 5 м

ложа внутреннего рифта. Они были выведены на поверхность благодаря вертикальным перемещениям блоков океанической коры. Несмотря на перерывы в обнажениях, удается восстановить почти ненарушенный разрез океанической коры от габбро через параллельные дайки до подушечных лав на восточном склоне рифтовой зоны (см. рис. 2, I). Учитывая горизонтальное залегание слоев, а также то, что переход от габбро к дайкам обнажается на глубине около 2900 м, а вершина горы на глубине 2300 м сложена подушечными лавами, мощность базальтового слоя (или 2-го слоя) равна здесь примерно 600 м, причем горизонты даек и лав имеют примерно равную мощность. Цифра 600 м является необычайно малой, так как 2-й слой в океане имеет мощность обычно в 2—3 раза большую. Тонкая кора указывает на то, что во время образования этой ее части в оси спрединга такого вулканического свода, как сегодня, еще не существовало. Крупные вертикальные перемещения на восточном склоне, очевидно, являются причиной отчетливой асимметрии в рельефе срединной долины района TAG.

ТРАНСЕКТ II: 25°43' с. ш.

Трансект расположен в 54 км южнее TAG, возможно, отделяясь от него зоной разлома 25°50' с. ш., (см. рис. 1). Рельеф склона рифтовой долины в данном сечении также обнаруживает явную асимметрию (см. рис. 2, II) с «нормальным» западным склоном, разбитым серией сбросов, и «аномальным» восточным склоном, почти полностью лишенным заметных сбросовых уступов и поднятым до отметок 2 км ниже уровня моря. С восточного склона в экспедициях Севморгеологии (по данным Колосова) были подняты оливиновые габбро и нориты.

Внутренний рифт в данном сечении имеет ширину 10 км. Экструзивная зона совпадает с вулканическим хребтом, имеющим ширину около 8 км и высоту около 800 м. Наименьшая глубина вулканического хребта составляет 3200—3400 м, т. е. на 200 м выше, чем в районе TAG. Пред-



Рис. 5. Сильно раздробленные подушечные лавы невулканической зоны вблизи небольшого сбросового уступа. Глубина 3600 м, район TAG. Размер кадра 3 м



Рис. 6. Обнажение зеленокаменных пород по габбро в обрыве восточного склона рифтовой долины. Глубина 4200 м, район пересечения рифтовой долины с трансформным разломом Кейн. Размер кадра 3 м

ставляется, что в данном участке САХ происходит наращивание вулканического свода, когда разделение плит и растяжение полностью компенсируются наращиванием новообразованной океанической коры.

ТРАНСЕКТ III: 25°25' с. ш.

Трансект пересекает очень длинный — до 45 км — вулканический хребет, протягивающийся по центру срединной долины. Мы имеем здесь опять асимметричную рифтовую долину с «нормальным», разбитым сбросами западным склоном и «аномально» поднятым восточным (см. рис. 2, III). Внутренний рифт имеет ширину 8 км и занят неовулканическим хребтом высотой 800—900 м. Его вершина находится на глубине 3500 м. По-видимому, трансект III очень похож на трансект II, находясь сейчас скорее всего в вулканической конструктивной фазе эволюции рифтовой долины.

ТРАНСЕКТ IV: 24°23' с. ш.

Широкая зона поперечных нарушений между 25° и 25°40' с. ш. отделяет трансект III от трансекта IV, который находится в 60 км к северу от разлома Кейн (см. рис. 1). В данном трансекте обнаруживается четкая симметрия со склонами одинаковой формы по обоим бортам долины (см. рис. 2, IV), но оба склона являются «аномальными», лишенными заметных сбросовых уступов; каждый из них напоминает восточный склон долины TAG, однообразно поднимаясь от 4700—4600 до 2500—2000 м с перепадом рельефа в 2000 м.

Внутренний рифт здесь на 500 м глубже, чем в северных сечениях. Экструзивная зона прослеживается прерывисто, причем уровень вершин вулканических гор понижается с севера на юг от 4100 до 4500 м. Маршрут ГОА «Мир» пересек экструзивную зону примерно вдоль широты 24°23'. Ширина ее в этом сечении составляет 4 км с относительным превышением около 300 м — от глубин 4750 м на флангах до 4450 м на вершине. Хребет имеет симметричное строение: более древние лавы, закрытые осадками мощностью около 1 м, обнажаются по краям хребта, тогда как молодые лавы слагают вершину хребта. Но и последние прикрыты осадками мощностью до 0,5 м, что свидетельствует об окончании вулканической деятельности в этом районе не менее 10 тыс. лет назад. Лавы разбиты многочисленными трещинами, гьярями и нормальными сбросами. Вершина экструзивной зоны обрушена и занята расселиной, или осевой депрессией, глубиной 100 м. Длина депрессии не менее 3 км, ширина около 300 м. Она имеет асимметричное строение: западный борт сброшен вниз на 100 м относительно восточного. Стенка почти вертикальная, состоит из двух уступов высотой 30 и 70 м.

Таким образом, экструзивная зона в трансекте IV находится сейчас в тектонической фазе с преобладанием растяжения и разрушения вулканического сооружения. Разделение плит идет главным образом вдоль осевой трещины и происходит без соответствующего наращивания базальтовой коры. Трансект отвечает отмирающей магматической ячейке.

ТРАНСЕКТ V: 23°50' с. ш., РАЙОН ЗАПАДНЫЙ МАРК

По западному пересечению САХ и трансформного разлома Кейн имеется карта SEABEAM [11, 20]. Геология района изучалась в американской экспедиции с использованием буксируемой фотокамеры «Ангус» [14]. Интерпретационный геологический разрез (см. рис. 2, V) построен с учетом результатов предшественников.

Западная часть трансекта V включает резко асимметричное сечение экструзивного неовулканического хребта: его западный борт приподнят, тогда как восточный резко спускается в nodальный бассейн. Неовулканический хребет имеет ширину 2,5 км и высоту около 300 м. В его центре располагается осевая депрессия, имеющая ширину 500 м и глубину 100 м, которая с обеих сторон ограничена разломами. Депрессия напо-

минает осевую трещину трансекта IV и отражает разрушение вулканического хребта. Вершина вулканического хребта находится на глубине 4800 м. Оба трансекта — IV и V — являются, по-видимому, частями одной магматической ячейки, которая значительно опущена по сравнению с более северными ячейками.

Склон неовулканического хребта спускается к нодальному бассейну, который имеет глубину 5900 м и заполнен осадками. Отрезок склона между неовулканическим хребтом и нодальным бассейном образован лестницей сбросовых уступов, спускающихся к ложу бассейна. Эта картина в какой-то мере напоминает структуру приокеанических склонов глубоководных желобов, где океаническая пластина затягивается вниз благодаря охлаждению, т. е. под действием гравитационных сил.

Дополнительный хребет высотой 300 м появляется в 5 км к востоку от неовулканического хребта на глубине 5200 м. Она напоминает современный неовулканический хребет, и его можно рассматривать как отмершую экструзивную зону, отодвинутую от оси спрединга. Бассейн, разделяющий два хребта, имеет ширину около 1 км и глубину 5400 м. Он является, очевидно, зарождающимся нодальным бассейном, тогда как отмершая экструзивная зона является зарождающимся «поднятием внутреннего угла».

Современное «поднятие внутреннего угла» воздымается от нодального бассейна до отметок 2000 м. Его склон в интервале глубин 4900—2900 м был исследован в двух погружениях ГОА «Мир». Большая часть склона покрыта осадками мощностью в несколько метров. Они перекрывают более древние осыпи. Современное сбросообразование и связанное с ним формирование оползней не отмечается. Современная тектоническая активность сместилась в зарождающийся нодальный бассейн.

Обнажения коренных пород разбросаны по склону. Самое нижнее обнажение встречено на глубине 4860 м, где из-под осадков обнажаются подушечные лавы. Следующие обнажения появляются на глубинах 4200—3900 м, где развиты зеленокаменные породы (рис. 6). Обнажения представляют собой прежние субмеридиональные сбросы. Наблюдаются три системы трещин: две из них вертикальные, ориентированные соответственно 150—180 и 90—110°, третья система — горизонтальная. Образцы зеленокаменных пород сложены ассоциацией эпидота, хлорита и альбита, реже отмечается актинолит. Судя по кристаллическим очертаниям первичных минералов, метаморфические минералы образовывались по плагиоклазу и пироксену, т. е. первичной породой являлось габбро. Пронизывающей деформации в породах не отмечается, метаморфизм в основном термальный. Есть в породах поздние прожилки, выполненные низкотемпературными кальцитом и опалом.

В интервале глубин 3900—3500 м отмечались обнажения тонкозернистого габбро, долеритов и зеленокаменно измененных базальтов. Иногда породы брекчированы с зеленокаменной матрицей, хотя изменения захватывают в основном внешнюю кайму, оставляя внутренние части неизмененными. Судя по набору пород, здесь обнажаются верхние габбро, параллельные дайки и частично лавы. Более верхние части склона до глубин 3000 м заняты глыбовыми осыпями, перекрытыми молодыми осадками. Из-за осыпей периодически проступают небольшие вертикальные стенки, в которых обнажаются подушечные лавы, залегающие почти горизонтально.

Можно полагать, что зеленокаменные породы по габбро на глубине 4100 м и зеленокаменные брекчии на глубине 3500 м связаны с зонами разломов. В соответствии с вертикальным падением трещин в обнажениях наиболее вероятно вертикальное залегание зон разломов. Две зоны расположены на расстоянии 2,5 км друг от друга, но они могут принадлежать к одной более широкой зоне, которая разделяет опущенное базальтовое ложе нодального бассейна, обнажающееся в основании склона на глубине около 4900 м, и поднятый блок «внутреннего угла», где обнажаются более глубокие части океанической коры.

Вариации в рельефе неовулканической зоны по простиранию. Полученные данные по изменению морфологии неовулканического хребта в принципе согласуются с основными закономерностями, которые установлены к югу от зоны разлома Кейн [15]. Используя высоту и размеры неовулканического хребта в качестве показателя эволюции экстрезивной зоны, можно наметить семь магматических ячеек между районами TAG и MARK на расстоянии 330 км, причем каждая ячейка имеет длину от 20 до 50 км. Исследование пяти ячеек показывает, что каждая из них находится в различной стадии эволюции. Район TAG является единственным, где магматическая ячейка активна и где неовулканический хребет растет. Ячейки, отвечающие трансектам II и III, где вулканические хребты имеют минимальную глубину (3200—3400 м), очевидно, завершили свою конструктивную фазу. Неовулканический хребет, пересеченный трансектами IV и V, в настоящее время разрушается за счет сбросообразования и появления осевой трещины. Этот отрезок хребта переживает фазу тектонической активности.

Высоты вершин неовулканических хребтов в магматических ячейках исследованного отрезка хребта варьируют в пределах 4200—3200 м в зависимости от стадии эволюции. Максимальные высоты приближаются к высотам рифтовых гор на нормальных склонах рифтовой долины. Поэтому рельеф «нормальных» склонов может быть интерпретирован как простое включение неовулканического хребта в склон в результате сбросо- и грабенообразования внутреннего рифта [13]. Этот процесс сопровождается поднятием блоков на несколько сотен метров, и возможно, механизм динамического подпора [17, 23] ответствен за это маломасштабное вертикальное поднятие.

Общее погруженное положение неовулканического хребта в районе между TAG и MARK относительно среднего мирового уровня (2600—2700 м) отражает, очевидно, соответствующее понижение уровня астеносферы [2]. Это может объясняться тем, что данная область находится далеко от регионов развития горячих точек, таких, как Азорская, и расположена в пределах холодного поля мантии Земли [1, 2].

Происхождение аномальных склонов рифтовой долины. Аномальные склоны имеют одну и ту же морфологию во всех трансектах, включая «поднятие внутреннего угла» в районе западный MARK, соответственно аномальный склон может быть прослежен по всей длине рифтовой долины. Таким же аномальным является западный склон рифтовой долины к югу от разлома Кейн [14, 15].

Базальтовое ложе внутреннего рифта отделяется от более глубоких пород океанической коры, обнажающихся на аномальных склонах, зоной разлома. Разлом большей частью представляет собой полосу развития зеленокаменных пород по габбро. Существуют данные о присутствии в этих зонах ультраосновных пород, в особенности серпентинитов ([15, 18], результаты наших драгировок к югу от разлома Кейн в районе 23°21' с. ш.).

На аномальных склонах обнажаются глубокие части океанической коры, включающие дайки и габбро. Кроме районов TAG и западный MARK они описаны к югу от разлома Кейн [15] и на «поднятиях внутренних углов» других трансформных разломов [3, 24]. Полученные данные показывают, что разрез океанической коры, обнажающейся на аномальных склонах, практически не нарушен: дайки падают вертикально, лавы сохраняют первичное залегание. Заметим, что вертикально падающие дайки были описаны ранее в районе восточный MARK [14] и в районе пересечения САХ с разломом Океанографер [24]. Эти данные исключают какую-либо существенную роль вращения блоков при образовании аномальных склонов в отличие от нормальных склонов с их листрическими или иными сбросами, при которых идет вращение блоков. Образование рифтовых гор аномальных склонов рифтовой долины САХ произошло, таким образом, в результате почти чистого вертикального поднятия.

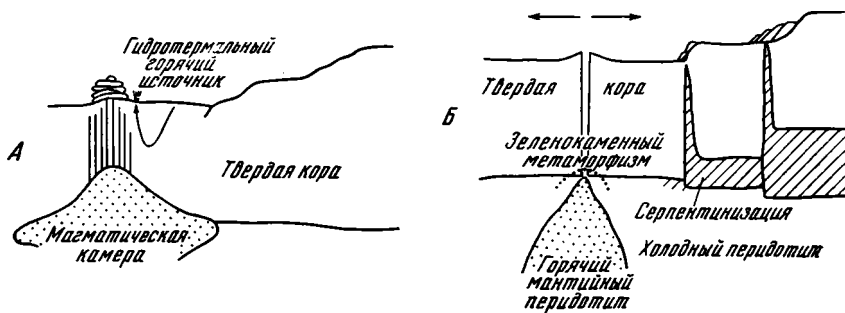


Рис. 7. Модель подъема блоков коры в результате серпентинизации мантийного перидотита. А — вулканическая фаза, Б — тектоническая фаза

Относительное превышение рифтовых гор над гребнем неовулканического хребта, равное 1—1,5 км, может служить оценкой величины вертикального поднятия, поскольку верхние базальты, венчающие вершины рифтовых гор, отвечают гребню прежнего неовулканического хребта.

Серпентинизация как механизм вертикального поднятия. Гравитационные данные показывают [9], что рифтовые горы изостатически компенсированы на уровне коры. Это значит, что для поднятия какой-то части океанической коры необходимо добавить к ней плавучесть. Представляется, что серпентинизация — наиболее вероятный процесс, который может обеспечить дополнительную плавучесть блокам океанической коры.

Когда серпентинизированные ультраосновные породы были открыты в трансформных разломах и даже пробурены на флангах САХ [4, 6, 21, 22], многие авторы сразу предположили, что проникновение воды в мантийный перидотит и его серпентинизация могут быть главным механизмом для внедрения ультраосновных тел [6, 12, 19]. Существующие модели основаны на хорошо известном уменьшении плотности ультраосновных пород при серпентинизации от 3,1—3,2 до 2,4—2,6 г/см³, что даже меньше плотности верхней базальтовой коры (2,8 г/см³). Считалось, что главными местами серпентинитовых протрузий являются трансформные разломы. Более тонкая и более охлажденная или сильно раздробленная кора вблизи пересечения хребтов с трансформными разломами дает хорошую возможность для проникновения воды в перидотит, а соответственно и внедрению серпентинитовых протрузий. Очевидно, те же условия могут существовать внутри рифтовой долины, где появляются серпентиниты.

Мы предполагаем, что серпентинизация ведет не только к узким серпентинитовым протрузиям вдоль плоскостей сбросов, но охватывает широкие области под корой, вызывая поднятие крупных блоков коры над серпентинитовым слоем. Рифтовые горы аномальных склонов рифтовой долины являются в этом случае поверхностным выражением серпентинизации мантийного перидотита (рис. 7).

Реакция серпентинизации, т. е. взаимодействие перидотита с морской водой, идет при температурах 400—500°С и давлениях 1 кбар [19, 29]. Существование близповерхностного очага под внутренним рифтом препятствует проникновению воды в глубокие части коры. Очевидно, поэтому под быстрострединговыми хребтами, где доказано существование такого очага, процесс серпентинизации не происходит, а на уровне базальтового слоя формируются гидротермальные ячейки с горячими источниками на дне. Пока такого рода очаг не обнаружен под низкострединговыми хребтами, за исключением района Снейк Пит к югу от разлома Кейн [25].

В исследованном районе САХ практически нет молодой вулканической деятельности, а длительность невулканических интервалов составляет 10—15 тыс. лет, что достаточно для затвердения коры. Эта твердая, местами аномально тонкая кора в течение тектонических фаз быстро дробится и морская вода легко проникает по трещинам в более глубокие части коры и в верхи верхней мантии, которые еще достаточно разогреты, чтобы обеспечить термальный метаморфизм. Указанием на проникновение воды глубоко в затвердевшую океаническую кору служат зеле-

нокаменно измененные габбро, а также появление в габбро вторичного амфибола. Осевые трещины типа наблюдаемых на трансекте IV являются благоприятным местом для проникновения морской воды в кору и даже далее вниз до мантийного перидотита. Анализ распределения температур в коре медленноспрединговых хребтов, проведенный П. П. Шиловским (1988 г.), показал, что в случае отсутствия магматического очага, т. е. в тектоническую фазу, область температур 400—500°С существует на глубинах около 4 км на расстоянии 7—10 км от оси хребта. В случае тонкой коры здесь можно предполагать границу между базальт-габбровыми слоями и слоем кумулятивных ультраосновных пород, где соответственно и могут протекать процессы серпентинизации.

Простые расчеты показывают, что для поднятия блока коры высотой 4 км с плотностью 2,8 г/см³ на 1 км необходимо серпентинизировать слой перидотитов мощностью почти 2 км. В течение более коротких вулканических фаз может идти только гидротермальная циркуляция (см. рис. 7, А), питающая горячие источники, такие, как в районах TAG и Снейк Пит.

ВЫВОДЫ

1. Рифтовая долина между районами TAG и MARK погружена до 3200—4700 м по сравнению со средним уровнем 2600—2700 м. Это может быть связано с понижением уровня стояния астеносферы в этом районе.

2. По простиранию рифтовой долины намечается серия магматических ячеек. В районе TAG и, возможно, в районе 25°43' с. ш. ячейки находятся в конструктивной фазе, когда растут вулканические своды. Ячейки на 24°23' с. ш. и в районе западный MARK находятся в деструктивной, или тектонической, фазе, когда неовулканический хребет разрушается сбросообразованием. В центре неовулканического хребта возникает осевая трещина, отмечающая место разделения литосферных плит.

3. Склоны двух различных типов обрамляют рифтовую долину: нормальные и аномальные. Нормальные склоны включают сбросовые блоки, которые испытывают вращение в сторону от рифтовой долины. Они похожи на борта рифтовой долины в районе FAMOUS. По-видимому, они поддерживаются динамическим подпором поднимающегося астеносферного течения. Аномальные склоны, прослеживающиеся почти непрерывно вдоль восточного борта исследованного отрезка рифта, подняты на 1—1,5 км над гребнем неовулканического хребта и отмечают избыток рельефа, соответствующий вертикальному поднятию блоков океанической коры.

4. На аномальных склонах обнажается почти ненарушенный разрез океанической коры от габбро через параллельные дайки до подушечных лав. В районе TAG мощность даек и лав составляет всего 600 м. Дайки в обнажениях падают почти вертикально, а перекрывающие их лавы сохраняют свое первичное залегание. Это свидетельствует о том, что не было вращения блоков или их наклона в сторону от рифта. Блоки на аномальных склонах были подняты почти вертикально, без вращения.

5. Лучшим механизмом вертикального поднятия блоков коры на аномальных склонах является серпентинизация мантийного перидотита, которая может идти в течение длительных невулканических фаз эволюции рифтовой долины, когда не существует магматического очага и когда морская вода может свободно проникать через застывшую твердую кору вплоть до мантии. В результате серпентиниты, т. е. перидотиты + морская вода, добавляются снизу в океаническую кору.

6. Очевидно, океаническая кора, создаваемая в медленноспрединговых хребтах, должна иметь пятнистое строение и состоять из перемежающихся участков, включающих серпентиниты и лишенных их. Серпентиниты не добавляются в земную кору быстроспрединговых хребтов, за исключением областей пересечения хребта с трансформными разломами. Таким образом, должны существовать большие различия в строении земной коры, создаваемой в быстро- и медленноспрединговых хребтах. Поэтому в зоны субдукции может попадать кора различного состава, что, вероятно, отражается в составе вулканических комплексов, формирующихся над зонами субдукции.

Список литературы

1. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И.* Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли//Геотектоника. 1983. № 1. С. 28—45.
2. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И.* Рифтовые зоны Земли//Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. М.: Наука, 1985. С. 146—205.
3. ARCYANA. Transform fault and rift valley from bathyscaph and diving saucer//Science. 1975. V. 190. P. 108—116.
4. *Aumento F., Loubat H.* The Mid-Atlantic Ridge near 45° N, Serpentinized ultramafic intrusions//Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 631—663.
5. *Ballard R., van Andel T. H.* Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat. 36°50' N on the Mid-Atlantic Ridge//Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. V. 88. P. 507—530.
6. *Bonatti E.* Serpentinite protrusions in the oceanic crust//Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. V. 32. P. 107—113.
7. *Bryan W. B., Thompson G., Ludden J. N.* Compositional variations in normal MORB from 22—25° N: Mid-Atlantic ridge and Kane fracture zone//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 11815—11836.
8. *Cannat M., Juteau T.* Strongly deformed and fertile harzburgites from the MAR rift valley at 23° N (Leg ODP 109): a petrographical and structural study//Abstracts of the Symposium on Ophiolites and Oceanic Lithosphere—TROODOS 87. Nikosia, 1987. P. 123.
9. *Collette B. J., Verhoe J., de Mulder A. F. G.* Gravity and model of the median valley//J. Geophys. Res. 1980. V. 47. P. 91—98.
10. *Crane K., Ballard R. D.* Volcanism and structure of the FAMOUS Narrowgate Rift: Evidence for cyclic evolution//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 5112—5124.
11. *Detrick R. S., Fox P. J., Kastens K., Ryan W. B. F., Mayer L., Karson J. A.* SEABEAN Survey of the Kane fracture zone and the adjacent Mid-Atlantic Ridge rift valley//EOS (Amer. Geophys. Union Trans.). 1984. V. 65. P. 1106.
12. *Fransis T. G.* Serpentinization faults and their role in the tectonics of slow-spreading ridges//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 11616—11622.
13. *Gente P.* Etude morphostructural comparative de dorsales oceaniques a taux d'expansion varies//These de doctorat. Brest: L'Universite de Bretagne occidentale. 1987. Nouvelles serie № 21. 373 p.
14. *Karson J. A., Dick H. J. K.* Tectonics of ridge-transform intersections of the Kane fracture zone//Mar. Geophys. Res. 1983. V. 6. P. 51—98.
15. *Karson J. A., Thompson J., Humphris S. E.* Along-axis variations in seafloor spreading in the MARK area//Nature. 1987. V. 328. P. 681—685.
16. *Kong L., Ryan W. B. F., Mayer L., Detrick R., Fox P. J., Manchester K.* Bare-rock drill sites, ODP Legs 106 and 109: Evidence for hydrothermal activity at 23° N in the Mid-Atlantic Ridge//EOS Amer. Geoph. Trans. Union. 1985. V. 66. P. 936.
17. *Lachenbruch A. H.* Dynamics of a passive spreading centre//J. Geophys. Res. 1976. V. 81. P. 1883—1902.
18. Leg 106 Scientific Party. Ocean Drilling Program. Drilling the Snake Pit hydrothermal sulfide deposit on the Mid-Atlantic Ridge, 23°22' N//Geology. 1986. V. 14. P. 1004—1007.
19. *Macdonald A. H., Fyfe W. S.* Role of serpentinization in seafloor environments//Tectonophysics. 1985. V. 116. P. 113—135.
20. *Mayer L., Ryan W. B. F., Detrick R., Fox P. J., Kong L., Manchester K.* Structure and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge south of the Kane fracture zone based on SEAMARK I and SEABEAM site surveys//EOS (Amer. Geophys. Union Trans.). 1985. V. 66. P. 1092.
21. *Melson W. G., Rabinowitz P. D. et al.* Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 45. Wash. Govern. Press, 1978. 718 p.
22. *Miyashiro A., Shido F., Ewing M.* Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° north latitude//Contr. Miner. Petrol. 1969. V. 23. P. 117—127.
23. *Morgan J. P., Parmentier E. N., Lin J.* Mechanism for the origin of mid-ocean ridge axial topography: Implication for thermal and mechanical structure of accreting plate boundaries//J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 12823—12836.
24. OTTER. The geology of the Oceanographer transform: The ridge-transform intersection//Mar. Geophys. Res. 1983. V. 6. P. 109—141.
25. *Purdy G. M., Detrick R. S.* The crustal structure of the Mid-Atlantic Ridge at 23° N from seismic refraction studies//J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. 3739—3762.
26. *Rona P. A.* TAG hydrothermal field: Mid-Atlantic Ridge crest at latitude 26° N//J. Geol. Soc. London. 1980. V. 137. P. 385—402.
27. *Rona P. A., Klinkhammer G., Nelson T. A., Trejry J. H.* Black smoker, massive sulfides and vent biota at the Mid-Atlantic Ridge//Nature. 1986. V. 321. P. 33—37.
28. *Scott R. B., Rona P. A., McGregor B. A., Scott M. R.* The TAG hydrothermal field//Nature. 1974. V. 251. P. 301—302.
29. *Seyeried Jr. W. E., Dibble Jr. W.* Seawater-peridotite interaction at 300° C and 500 bars: Implications for the origin of oceanic serpentinites//Geochim. et cosmoch. acta. 1980. V. 44. P. 309—321.

Институт океанологии АН СССР,
Москва, 117218;
Институт геохимии СО АН СССР, Иркутск, 664033

Поступила в редакцию
5.VII.1988

УДК 551.242 : 525.35

АЛЕЙНИКОВ А. Л., БЕЛЛАВИН О. В., КАШТАНОВ А. А.,
ЯЩЕНКО В. Р.**КОЛЕБАТЕЛЬНЫЙ ХАРАКТЕР СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ
ДВИЖЕНИЙ И ВЕРОЯТНАЯ СВЯЗЬ ЕГО С ВАРИАЦИЯМИ
РОТАЦИОННОГО РЕЖИМА ЗЕМЛИ**

В статье рассматриваются вопросы современных вертикальных движений и их связь с вариациями ротационного режима Земли.

Как известно, при изучении современных движений различными методами была выявлена смена направления вертикальных движений одних участков относительно других. Результаты археологических, геоморфологических и некоторых других исследований свидетельствуют о том, что изменение знака происходит, как правило, периодически. При этом выделяются циклы колебательных движений разных порядков длительности. Д. А. Козловский [5] указывает на существование колебаний с периодом около 3—4 тыс. лет. По результатам исследований Херсонеса «... за последние 3 тыс. лет выявлено 5 вековых волн с периодом около 5—6 веков» [5, с. 65]. Ю. А. Мещеряков [9], анализируя данные о вертикальных движениях на побережье Неаполитанского залива (Почцуоли), также приходит к выводу о колебательном характере их. Продолжительность периода он определяет в 600—700 лет.

Смена знака относительных вертикальных движений отмечается и по данным повторных нивелировок. Так, например, в Эстонии [4] за время с 1937 по 1948 г. по трассе Лелле — Пярну происходило поднятие со скоростью $V_1 = +1,5$ мм/год, затем с 1948 по 1961 г. — опускание ($V_2 = -0,93$ мм/год). По трассе Раквере — Йыхви $V_1 = -1,52$ мм/год; $V_2 = +0,65$ мм/год. По трассе Пылтсамаа — Лелле $V_1 = +0,95$ мм/год, $V_2 = -5,6$ мм/год. Очень большая скорость опускания в последнем случае, по мнению Г. А. Желнина [4], может быть связана с резким понижением уровня грунтовых вод. По предварительному заключению Г. А. Желнина, движения эти являются периодическими, причем период ориентировочно равняется 30 годам.

По данным В. А. Матцковой [7], в промежутке времени примерно с 1930 по 1950 г. изменение направления относительного вертикального смещения земной поверхности в разных блоках происходило во многих регионах Советского Союза. На линии Берчогур — Аральск по результатам нивелирований в 1907 и в 1944 гг. на участке Челкар — Аральск происходило интенсивное воздымание со скоростью до +6 мм/год, а в период 1942—1955 гг. — опускание с такой же примерно скоростью. По профилю протяженностью 1215 км Курган — Новосибирск в промежутке времени с 1902 по 1941 г. отмечается поднятие, достигающее 3 мм/год, а за время с 1941 по 1960 г. — опускание со скоростью 2—3 мм/год. На линии Безенчук — Челябинск (1090 км) по нивелировкам 1902—1941 гг. на участке Безенчук — Талды-Булак скорости вертикальных движений близки к нулю, а к востоку от этого участка установлено опускание, скорость которого составляла 6—9 мм/год; по данным 1941—1956 гг., наоборот, воздымание со скоростью 4—5 мм/год (рис. 1, 2).

Явление смены знака современных вертикальных движений наблюдается не только в материковой части Евразии. На Японских островах на профиле Такасаки — Симосува с 1888 по 1932 г. было проведено нивелирование несколько раз [10]. Профиль длиной 120 км проходит по участкам, характеризующимся разной скоростью относительных движений.

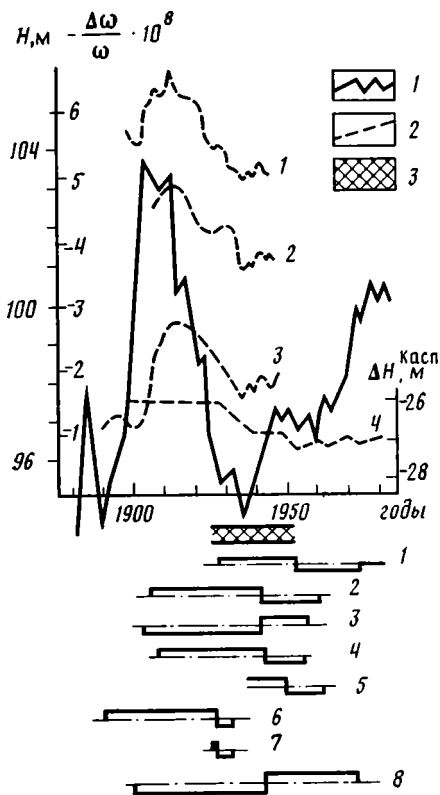


Рис. 1. Сопоставление данных о смене знака современных вертикальных движений с неприливыми вариациями скорости вращения Земли и изменением уровня озер

1 — график неприливных вариаций скорости вращения Земли; 2 — графики изменения уровня различных озер (1—3) и Каспийского моря по [14] (4); 3 — временной интервал смены знака современных вертикальных движений. Профили повторных нивелировок: 1 — Пермь — Свердловск, 2 — Курган — Новосибирск, 3 — Безенчук — Челябинск, 4 — Челкар — Аральск, 5 — Лелле — Пярну, 6, 7 — Такасаки — Симосува, 8 — Ачинск — Владивосток по [11]

Как показано на рис. 3, в течение 1925—1926 гг. характер движения их примерно такой же, как и за весь период с 1888 по 1925 г. За промежуток времени с 1926 по 1932 г. направленность движений блоков одного относительно другого изменилась на противоположную.

Таким образом, непостоянство во времени знака современных вертикальных движений на одних и тех же участках фиксируется на громадной площади от Прибалтики до Японских островов включительно, причем изменение направления смещений происходит примерно в одно и то же время. Это дает основание предполагать, что изменения скорости вертикальных смещений связаны в основном не с местными факторами, а обусловлены глобальными причинами. Точное время смены знака относительных перемещений блоков не установлено, так как нивелировки повторялись обычно через десятилетия, и только в Японии зафиксировано изменение направления движения блоков одного относительно другого в интервале времени не более пяти лет (1926—1932 гг.). В других местах смена знака локализуется в промежутке времени примерно с 1925 по 1950 г.

Попытаемся представить, с какими планетарными физико-геологическими процессами могут быть связаны наблюдаемые изменения в характере современных вертикальных движений. На рис. 1 приведен график, характеризующий неприливые вариации скорости вращения Земли. Отмеченный выше временной интервал, на котором происходит смена знака относительных вертикальных подвижек (1925—1950 гг.), примерно совпадает с промежутком времени, в течение которого ускорение вращения Земли сменялось замедлением. В изменении скорости вращения Земли наблюдается некоторая периодичность. Продолжительность наиболее выраженного периода по наблюдениям с 1800 г. составляет приблизительно 60 лет. Поэтому можно ожидать, что смена знаков скоростей относительных вертикальных движений также происходит периодически, примерно через 30 лет. О существовании такого периода в изменении скорости современных вертикальных движений говорит и Г. А. Желнин [4].

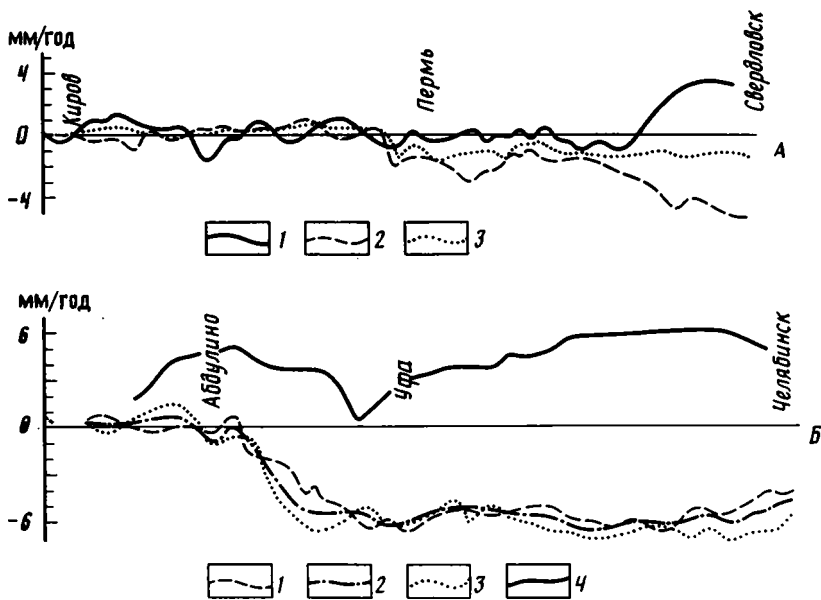


Рис. 2. Графики скоростей современных вертикальных движений по линиям Киров — Свердловск (А) и Абдулино — Челябинск (Б)
 Даты повторных нивелировок: А: 1 — 1930—1952 гг., 2 — 1952—1975 гг., 3 — 1930—1975 гг., Б: 1 — 1940—1956 гг., 2 — 1940—1956 г., 3 — 1956—1979 гг., 4 — 1904—1911 ÷ ÷ 1927—1943 гг.

Как показал П. Н. Кропоткин [6], с неприливыми вариациями скорости вращения Земли может быть связано изменение и ее сейсмической активности. В вулканической деятельности наблюдается определенная периодичность, в известной мере совпадающая во времени с изменением напряженного состояния литосферы [1, 8]. При этом предполагается, что изменение величины и знака напряжений обусловлено вариациями ротационного режима Земли. Интересно, что по данным наблюдений и в европейской, и в азиатской части СССР подобная периодичность отмечается и в колебании уровня озер (см. рис. 1), причем считается, что это явление определенным образом связано с изменением климатических условий, в частности с количеством выпадающих осадков [12, 13]. Максимальные значения уровня озер приходятся примерно на 1914—1915 гг., что совпадает со временем усиления активности большинства типов вулканов [8]. Известно, что вулканическая деятельность влияет на состояние атмосферы, обуславливая изменение влажности климата и уровня воды в озерах. Подобное явление отмечалось, например, в 1982—1984 гг. после извержения вулкана Эль-Чичон [15].

Таким образом, при рассмотрении результатов инструментальных измерений величин, характеризующих такие явления, как изменение ротационного режима Земли, сейсмичности и вулканизма, относительных вертикальных смещений отдельных участков земной поверхности, колебание уровня озер, можно говорить об определенной тенденции проявления их во времени. Конечно, продолжительность наблюдений (1880—1980 гг.) недостаточна, чтобы надежно установить какие-то закономерности в таких глобальных природных явлениях, однако представляется вероятным, что существенные изменения в ходе рассмотренных процессов тяготеют к отрезку времени примерно с 1930 по 1950 г. Причина такого совпадения пока не установлена. Возможно, что изменение скорости вращения Земли в какой-то мере предопределяет непостоянство направленности вертикальных движений, сейсмичности и др. Но не исключено, что все рассмотренные явления, в том числе изменчивость ротационного режима Земли, обусловлены какой-то общей причиной или комбинацией различных (эндогенных и экзогенных) процессов.

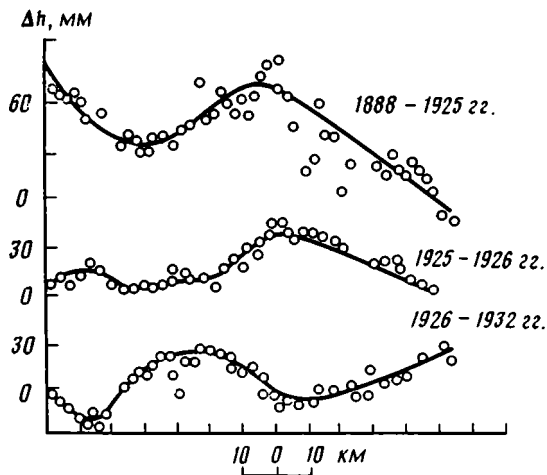


Рис. 3. Изменение амплитуд современных движений по линии Такасаки — Симосува (Япония) по [10]

Следует обратить внимание на то, что наряду с более или менее периодическими изменениями скорости вращения Земли существуют и кратковременные нерегулярные, но сопоставимые с ними по величине вариации. По-видимому, можно ожидать, что кроме периодических колебательных современных движений могут происходить своего рода «скачкообразные» незакономерные деформации поверхности Земли, также охватывающие значительные территории.

Очевидно, что направленность движения и амплитуда смещения земной поверхности во многом зависят от тектоники района. Например, в Предуралье наблюдаются малые подвижки, а для Урала характерны большие амплитуды поднятий и опусканий. Поэтому при дальнейших исследованиях необходимо выяснить, как связаны особенности современных движений с глубинным строением, с изменением напряжений, действующих в земной коре.

Решение этой задачи позволит подойти к пониманию вопроса о том, каков механизм современных движений отдельных блоков и всего Урала в целом; оно будет полезно также для выделения и изучения подвижных зон и динамических условий современного тектогенеза.

Колебательный характер современных движений и возможность эпизодических изменений их знака следует учитывать в ходе анализа материалов повторных нивелировок. Кроме того, в будущем, вероятно, может быть поставлен вопрос о необходимости построения карт скоростей современных движений на определенные промежутки времени (эпохи), соответствующие этапам замедления или ускорения вращения Земли.

Список литературы

1. Белов С. В. О периодичности современного и древнего вулканизма Земли//Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 2. С. 421—425.
2. Величко А. А., Климанов В. А., Беляев А. В. Каспий и Волга 5,5 и 125 тысяч лет назад//Природа. 1987. № 3. С. 60—66.
3. Голицын Г. С. Нужна ли переброска воды в Каспий?//Природа. 1987. № 3. С. 66—72.
4. Желнин Г. А. О колебательном характере современных движений земной коры в Эстонской ССР//Современные движения земной коры. Тез. докл. IV Междуведомственное совещание по современным движениям земной коры в Таллине. Тарту, 1965. С. 241—247.
5. Козловский Д. А. О ритме вековых колебаний земной коры//Современные движения земной коры. Тарту, 1965. С. 62—70.
6. Кропоткин П. Н. Пульсационная геотектоническая гипотеза В. А. Обручева и мобилизм//Проблемы расширения и пульсации Земли. М.: Наука, 1984. С. 24—33.
7. Матцова В. А. О периоде современных движений и качественной характеристике кривой скорости движений//Современные движения земной коры. Тез. докл.

- IV Межведомственное совещание по современным движениям земной коры в Таллине. Тарту, 1965. С. 233—239.
8. Мехтиев Ш. Ф., Хаин В. Е., Исмаил-заде Т. А., Халилов Э. Н. Пространственно-временные закономерности вулканических извержений//Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. № 6. С. 1462—1464.
 9. Мещеряков Ю. А. Рельеф и современная геодинамика. Избранные труды. М.: Наука, 1981. 277 с.
 10. Тектоносфера Земли/Отв. ред. В. В. Белоусов. М.: Наука, 1978. 531 с.
 11. Туезов Н. К., Золотарская С. Б. Особенности современных вертикальных движений по трассе Ачинск—Владивосток//Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 3. С. 693—698.
 12. Шнитников А. В. Внутривековые колебания уровня степных озер Западной Сибири и Северного Казахстана и их зависимость от климата//Тр. лаборатории озероведения АН СССР. Т. I. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. С. 28—129.
 13. Шнитников А. В. О внутривековых колебаниях уровня степных озер на юго-востоке центра европейской части СССР//Тр. лаборатории озероведения АН СССР. Т. II. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 93—107.
 14. Яценко В. Р. Легенды Каспия//Наука и жизнь. 1977. № 7. С. 86—87.
 15. New Scientist. 1986. V. 110. N 115. B. 24.

Институт геофизики УО АН СССР, Свердловск,
620219;
УАПО «Уралаэрогеодезия», Свердловск,
620062

Поступила в редакцию
22.1.1988

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24(235.216)

ЛЕОНОВ М. Г.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ
ЗЕРАВШАНО-ТУРКЕСТАНСКОЙ И ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОЙ
СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Изучение зон сочленения различных структурно-формационных элементов покровно-складчатых сооружений — актуальная задача любого геотектонического исследования. Не является в этом смысле исключением и Южный Тянь-Шань, тектонический план которого определяется серией структурно-формационных зон субширотного простирания, сочленение которых осуществляется или по крупным разломам, или они разделены узкими шовными зонами, имеющими специфическую внутреннюю структуру и отличный от соседствующих зон набор отложений. Одной из интересных с этой точки зрения является область сочленения крупнейших структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня: Зеравшано-Гиссарской и Зеравшано-Туркестанской в районе северного склона Зеравшанского хребта (бассейны ручьев Риват, Вашан, Мадм). Работа выполнена в рамках исследований по комплексно-целевой программе проблемной комиссии «Земная кора» многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран.

В пределах изученного района обнажены отложения трех структурно-формационных зон (рис. 1, 2): Зеравшано-Гиссарской (ЗГ), Зеравшанской (З) и Зеравшано-Туркестанской (ЗТ). ЗТ зона сложена комплексом (до 4000 м) терригенного флиша лландовери-венлокского возраста. Тектонический стиль зоны определяется серией разномасштабных асимметричных и запрокинутых к югу складок и надвигов [4]. Морфология структур и их ориентировка указывают на надвигание масс горных пород в южном направлении. Особенности литологии и строения разреза ЗГ зоны видны из геологической карты и профилей. Структура ЗГ зоны представляет собой серию тектонических чешуй, разделенных крутыми надвигами, выполаживающимися с глубиной. Общее направление движения масс с юга на север, т. е. обратное тому, которое наблюдается в ЗТ зоне. Зоны ограничены крупными протяженными разрывами надвигового типа. Надвиги наклонены во встречном направлении; крутые в верхней своей части, они выполаживаются книзу. В месте схождения северного и южного надвигов образуется субвертикальный сутурный шов, по которому приходят в соприкосновение отложения ЗГ и ЗТ зон. Зеравшанская зона (З) представляет собой, таким образом, клин, зажатый между двумя разрывами и расширяющийся книзу и в восточном направлении.

В пределах З зоны выделяется два структурных этажа, разделенных поверхностью размыва и резкого (до 90°) углового несогласия. Нижний этаж сложен каменноугольными отложениями, которые подразделены на две свиты 5,7: вашанскую (С₁₋₂) и дарахтисурхскую (С₂₋₃) [7]. Существует мнение о несколько более древнем возрасте этих отложений — намюрском для вашанской свиты и раннемосковском для дарахтисурхской [5]. Вашанская свита представлена толщей (до 500 м) тонкослонистых пелитоморфных известняков, полимиктовых песчаников и кремней; дарахтисурхская — сложена мощным (более 500 м) терригенным флишем с прослоями глыбовых брекчий, реже конгломератов и гравелитов. В основной массе заключены также отдельные глыбы и пластины (протяженностью до 1 км и более) известняков более древнего, чем вмещаю-

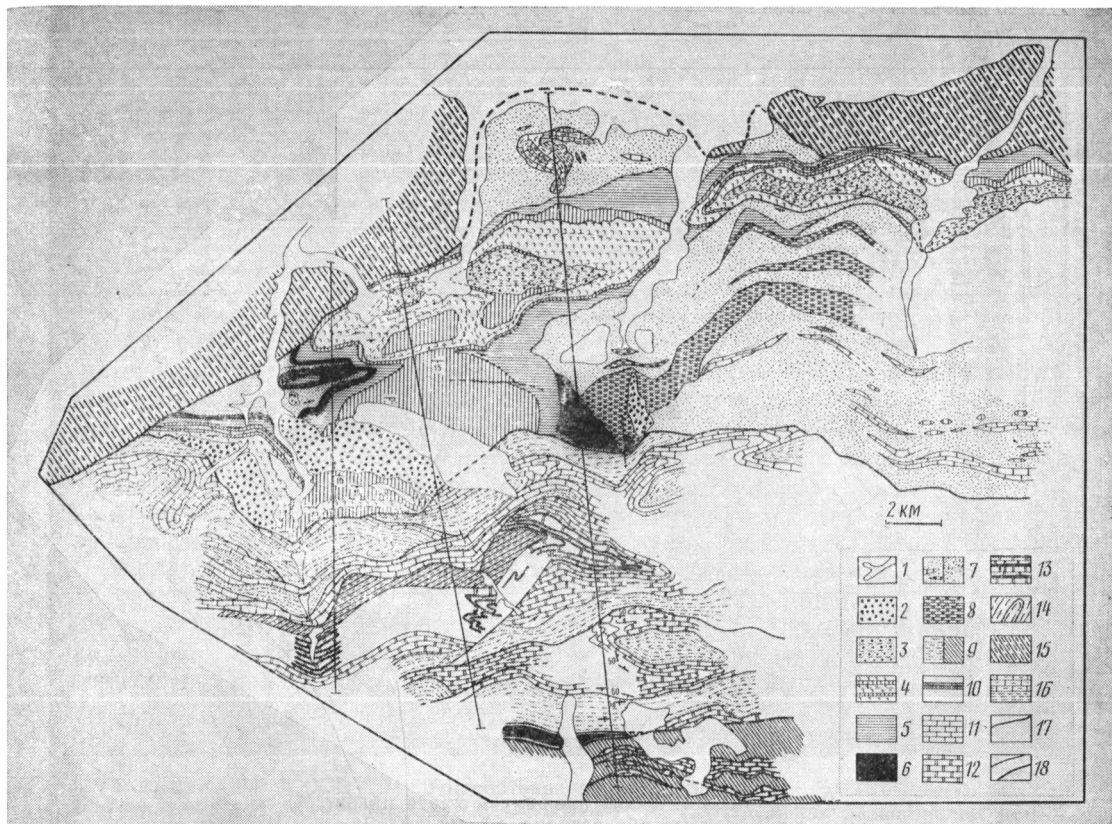


Рис. 1. Геологическая карта района бассейнов ручьев Риват, Вашан, Мадм (северный склон Зеравшанского хребта)

1 — четвертичные отложения (аллювий, делювий); 2 — четвертичные тектоногравитационные микститы; 3 — неоген: конгломераты, песчаники, глины; 4 — верхний мел — палеоген: мергели, глины, песчаники, гипсы (вертикальная штриховка — маркирующие горизонты известняков и карбонатных песчаников); 5 — верхний мел: конгломераты, песчаники, глины; 6 — лейас: конгломераты, песчаники; 7 — верхнепалеозойский флиш с глыбами (а — на карте, б — на профилях); 8 — средний (нижний) карбон: известняки, кремни; 9 — средний девон — нижний карбон: кремни, терригенные отложения (а — неметаморфизованные, б — метаморфизованные разности); 10 — средний девон: кремни акбасайской свиты; 11 — верхний лудлов: известняки; 12 — нижний лудлов: известняки, доломиты; 13, 14 — лландовери — венлок (?): 13 — преимущественно известняки, кремни, 14 — преимущественно терригенные породы, зеленые сланцы; 15 — нижний силур: песчано-сланцевые толщи; 16 — олистолит, сложенный породами кштут-урметанского типа разреза; 17 — стратиграфические границы; 18 — разломы (а), надвиговые границы структурно-формационных зон (б)

щая масса, возраста [4], в том числе отторженцы пород вашанской свиты. Отложения дарахтисурхской свиты могут быть отнесены к категории флиша с телами олистостромов [7] или тектоногравитационных микститов [3]. Считавшийся ранее коренным выход отложений конденсированного кштут-урметанского типа разреза [5, 6] также, по-видимому, расположен внутри флишевых отложений и является крупным олистолитом или конседиментационным покровом. Это наблюдение показывает, что в данном случае мы имеем дело с отторженцем неизвестной в коренном залегании зоны, скрытой от наблюдения в пределах сутурного шва.

Палеозойские толщи нижнего структурного этажа смяты в крутые, сжатые до изоклиналиных складки с субвертикальными осевыми плоскостями и острыми замками. Пласты стоят на головах или имеют южные (на южном борту) или северные (на северном борту) падения, образуя веерообразную структуру, слегка раскрывающуюся книзу. На отдельных участках тектоническая переработка столь интенсивна, что породы теряют слоистость и стратификацию. Слои песчаников будинированы, разорваны, развальцованы; глинистые разности образуют бесструктурную

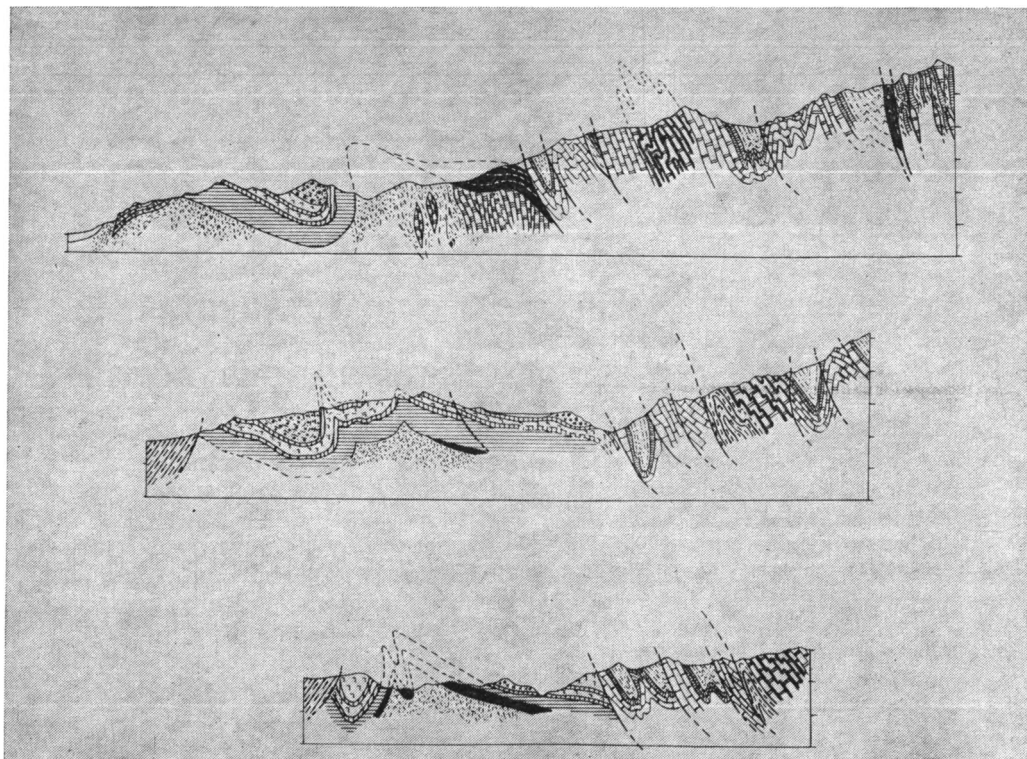


Рис. 2. Геологические профили к карте на рис. 1.
Условные обозначения см. на рис. 1

массу. Возникает хаотическая структура со сложными разорванными петьчататыми складками, морфология которых свидетельствует о тектоническом перетекании материала и нагнетании отдельных объемов пород в ядра антиклинальных перегибов, образуемых породами верхнего структурного этажа.

Верхний структурный этаж 3 зоны представлен отложениями лейаса, верхнего мела, палеогена и миоцена [1, 2]. Структура верхнего комплекса образует сопряженные между собой крупные синклинали и антиклинальные складки, слегка запрокинутые к северу. Мощные компетентные конгломератовые отложения лейаса и миоцена обуславливают достаточно простые структурные формы. В ядре же антиклинальной складки, выполненном пластичными глинами, известняками и гипсами мела — палеогена, образуется серия напряженных килевидных складок второго порядка. Наблюдается изменение мощности гипсовых горизонтов, связанное с перетеканием пластичных гипсов по простиранию. Отложения мезозоя и кайнозоя с юга повсеместно ограничены надвигом, но если в западной части района на молодые толщи надвигнуты палеозойские толщи 3Г зоны, то восточнее надвиг сформирован из крыла запрокинутой к северу складки, образованной породами верхнепалеозойского флиша самой 3 зоны. С севера зона также ограничена надвигом, но надвиг этот, в отличие от южного, в новейшее время обновлен не повсеместно — в восточной части района разрыв трансгрессивно перекрыт отложениями верхнего мела.

Морфология структур 3 зоны и их взаимоотношение в пространстве показывают, что тектонический стиль зоны образован в условиях поперечного субмеридионального сжатия, которое проявилось в два этапа. Сжатие началось в середине карбона, что подтверждается возникновением в это время мощных тел тектоногравитационных микститов и конседиментационных покровов. К концу каменноугольного периода в результате образования пликативных структур со сжатыми субпараллель-

ными крыльями возможность дальнейшего поперечного сжатия пространства за счет складчатости была, вероятно, исчерпана. Именно поэтому на втором этапе поперечного сжатия, в неоген-четвертичное время, происходит сдавливание Z зоны между встречными надвигами при активном субпластическом перераспределении толщ горных пород. Надвигание отложенных соседних структурно-формационных зон приводит к относительноному погружению Z зоны и частичному выдавливанию пластичных пород с образованием псевдодиапировых структур. Таким образом, современная структура Z зоны обязана своим происхождением сложению двух механизмов: поперечному задавливанию, связанному с надвиганием $ZГ$ и $ZТ$ зон, и пластическому перераспределению масс верхнепалеозойского флиша. Южный надвиг при этом более активен, чем северный; северный надвиг на многих участках не обновлен в новейшее время, вдоль южного же разрыва образовались практически современные тектоногравитационные микститы, которые слагают обширные и мощные (до 100 м) поля, примыкающие к фронту этого надвига.

Таким образом, поперечное сокращение пространства в пределах Z зоны помимо формирования складок и надвигов компенсируется за счет выжимания по системе пологих надвигов отложений $ZТ$ и $ZГ$ зон и погружения (вероятно, с боковым латеральным растеканием) образований Z зоны. В верхних горизонтах надвиги становятся более крутыми и, сходясь, образуют субвертикальный сутурный шов. Вниз, расширяясь в виде веера, отложенные Z зоны уходят под в значительной мере аллохтонные массы $ZТ$ и $ZГ$ зон.

Список литературы

1. Геология СССР. Т. XXIV. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 735 с.
2. Давидзон Р. М., Крайденков Г. П., Салибаев Г. Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 151 с.
3. Леонов М. Г. Олигостромы в структуре складчатых областей//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 344. М.: Наука, 1981. 173 с.
4. Рогожин Е. А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука, 1977. 97 с.
5. Салтовская В. Д. К стратиграфии терригенных толщ девона и карбона Зеравшано-Гиссарской горной области//Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1964. С. 126—139.
6. Торшин Н. С. Зональность девонского осадконакопления в Зеравшано-Гиссарской горной области//Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1970. Т. 168. С. 185—194.
7. Черенков И. Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1973. 170 с.

Геологический институт АН СССР
Москва, 109017

Поступила в редакцию
30.III.1988

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.71/72 : 551.24

РАННЯЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ И ОСОБЕННОСТИ ЕЕ ТЕКТОНИКИ

(О КНИГЕ В. Е. ХАИНА И Н. А. БОЖКО
«ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОТЕКТОНИКА. ДОКЕМБРИЙ»¹)

Последние 10—15 лет знаменуются повышенным интересом геологической общественности к ранней истории Земли, что проявилось в появлении большого количества публикаций на эту тему как в отечественной литературе, так и за рубежом.

Это обусловлено несколькими причинами: во-первых, успехами изотопной геологии и массовыми определениями радиологического возраста пород; во-вторых, спецификой тектоники раннего докембрия и выяснением вопроса о том, как далеко в глубь геологической истории продвигаются те геодинамические закономерности, которые установлены для современного лика Земли; в-третьих, успехами сравнительной планетологии, выявившими особенности геологического строения Луны, Меркурия, Марса и Венеры.

Авторы упомянутой книги проанализировали огромный фактический материал по докембрийским образованиям различных регионов нашей планеты, включая блоки докембрийских пород, заключенные внутри фанерозойских складчатых зон. Таким образом, рассматриваемая монография представляет собой полную, но достаточно краткую (видимо, из-за ограничения объема) сводку распространения докембрийских образований.

Книга начинается главой, в которой рассмотрены данные об образовании Солнечной системы и аккреции планетных тел. Даже краткое рассмотрение этих проблем показывает, что здесь еще много неясного и спорного. А они, несомненно, важны для понимания начальных условий развития Земли, и в частности таких, как температура ее недр. Эта глава заканчивается рассмотрением ранней стадии развития Земли, которая, по моему, неудачно названа «догеологической». Действительно, на поверхности Земли мы пока не знаем пород (за исключением некоторых австралийских образований, которые соответствовали бы первым 500—600 млн. лет ее истории). Однако такие породы известны на Луне, и там, рассматривая их, мы говорим о геологии Луны, или селенологии. Ассоциации лунных пород ничем не отличаются от земных аналогов более молодого возраста.

Наконец, в конце этой главы, авторы, опираясь на последние данные по геологии Венеры, говорят, что ранняя Земля скорее напоминала Венеру, чем Луну. Но нельзя забывать, что на соседней с нами планете в основном представлены молодые структуры с возрастом 1—0,5 млрд. лет, как это показывает плотность распределения ударных кратеров. Поэтому такое сравнение вряд ли правомочно. Также не снимает вопроса об образовании гранулитовых комплексов архея принятие взглядов В. И. Шульдинера о плотной углекислой атмосфере ранней Земли, ибо если это и может объяснить повышенные температуры, то никак не объясняет существование высоких давлений, необходимых для образования гранулитов. Ведь давление на поверхности Венеры около 100 атм. Кроме того, последние данные по соотношению дейтерия и водорода в атмосфере Венеры позволяют предполагать, что углекислая атмосфера не существует на этой планете изначально, а является результатом эволюции более близкой по газовому составу к земной ранней атмосфере.

Следующие три главы части I книги посвящены рассмотрению тектоники и геодинамики катархея, архея и раннего протерозоя. В каждой из этих глав дается последовательное описание состава и строения соответствующих образований для разных регионов. Естественно, что из-за ограниченного объема книги описание достаточно краткие и многие дискуссионные вопросы стратиграфии выпали из описания. Тем не менее эти разделы дают достаточно наглядное представление о строении разрезов метаморфических комплексов и являются фактурой для общих разделов о тектоническом режиме соответствующих этапов развития планеты.

В начале главы 2 приводятся основные принципы стратиграфического расчленения образований раннего докембрия. К катархею отнесены породы с возрастом 4—3,5 млрд. лет, к раннему архею — 3,5—3 млрд. лет, позднему архею — 3—2,6 млрд. лет. К логике стратиграфического расчленения раннего докембрия я еще вернусь.

Для катархейского этапа развития Земли авторы предполагают существование атмосферы венерианского типа и одновременно гидросферы, чему есть свидетельства в виде субкавальных образований (например, в зоне Исуа в Западной Гренландии). Для меня неясно, как это возможно.

Говоря о «серых гнейсах» как об образованиях ранней протоконтинентальной коры, авторы не упоминают по крайней мере еще одну удивительную их особенность — высокоглиноземистый состав, что в известной мере сближает эти породы с породами лун-

¹ Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

ных материков — наиболее ранними коровыми образованиями планет земной группы и их спутников.

Глава 3 посвящена архею — времени существования гранит-зеленокаменных областей и высокометаморфизованных зон, представленных в основном сиалическими комплексами. В этой главе авторы вполне справедливо отмечают, что разрезы зеленокаменных поясов устроены неодинаково. Существуют пояса с мощными разрезами коматитовых и толеитовых лав и большим количеством интрузивных тел основного и ультраосновного состава. В то же время есть зеленокаменные пояса, где породы такого состава не развиты или развиты слабо. В этих случаях в них преобладают бимодальные (данные С. Б. Лобач-Жученко с соавт. и др.), а иногда и последовательно дифференцированные серии, как это было показано А. Гудвином для Канадского щита. Вполне естественно, что эти структуры соответствуют зонам разной степени растяжения протоконтинентальной сиалической коры. Было бы интересно посмотреть, как распределены эти два типа зеленокаменных поясов в пределах одной гранит-зеленокаменной области и как они соотносятся по латерали. Наконец структурно зеленокаменные пояса тоже распадаются на два типа: узкие линейные зоны и червеобразные выходы, зажатые между гранитогнейсовыми куполами. Возможно, что это также свидетельствует о разных геодинамических условиях формирования этих структур. Среди линейных поясов также можно выделить два подтипа: один, закрытие которого связано с широким развитием тектонических покровов (например, зеленокаменный пояс Барбертон в Южной Африке), и второй, который приурочен к зонам крупных сдвигов (например, пояс Колм-озеро-Воронья на Кольском полуострове). Это показывает, что механизмы формирования и развития зеленокаменных поясов неодинаковы и, возможно, связаны с разными геодинамическими обстановками. Особую проблему, как мне кажется, представляет анализ вулканических или вулканоплутонических серий зеленокаменных поясов, поскольку эти данные напрямую связываются с истолкованием их генезиса и с геодинамическими обстановками их существования. Действительно, бимодальные серии зеленокаменных поясов весьма сходны по петрохимии и геохимии (особенно по характеру распределения РЗЭ) с вулканитами современных внутриконтинентальных рифтов, а непрерывно дифференцированные серии сходны с магматическими комплексами островных дуг. Однако, как мне кажется, не следует забывать, что петрохимия и особенно геохимия магматических пород определяются степенью плавления мантии и коры и минеральным составом рестиита, что в свою очередь зависит от *PT*-условий на соответствующих глубинах литосферы и мантии. Можем ли мы утверждать, что эти условия сохранялись неизменными в истории Земли? Вряд ли. Об этом пишут и сами авторы рассматриваемой работы, говоря о более высокой температуре Земли на ранних этапах ее развития, свидетельством чему является обилие коматитов в раннем докембрии. В связи с этим мне представляется, что переносить напрямую геодинамику современной Земли в ранний докембрий, используя петро- и геохимические особенности магм, вряд ли правомочно.

В этой главе авторы монографии отмечают, что большая масса континентальной коры была сформирована к концу архея. Однако, как показывают материалы радиометрических определений, этот процесс был длительным и значительно растянутым во времени. Континенты в их почти современном оформлении были сформированы к концу раннего протерозоя. Особенно это касается южного (гондванского) ряда древних платформ.

Глава 4 посвящена рассмотрению раннего протерозоя, который, по мнению авторов, был временем частичной деструкции ранней Пангеи и появления первых офиолитовых (вернее, протоофиолитовых) комплексов. Таким образом, в это время появляются первые признаки существования той океанической коры, которую мы в изобилии видим в складчатых зонах позднего протерозоя и фанерозоя.

В то же время раннепротерозойские протоофиолитовые комплексы имеют существенное отличие от своих более поздних гомологов. В их разрезах очень слабо развиты кумулятивные комплексы пироксенитов и габброидов. Связано ли это с малой мощностью раннедокембрийской океанической коры, когда не могли образовываться большие отстойные очаги базальтовой магмы, или с какими-либо другими причинами — это задача будущих исследований.

Не очень ясной представляется мне и трактовка Беломорской зоны как зоны раннепротерозойской тектонотермальной переработки. Действительно, в Беломорье на протяжении свекофеннид есть наложенные раннепротерозойские деформации и метаморфизм, но эта зона в целом сохраняет и более ранний стиль тектоники, и радиологический возраст пород в подавляющем большинстве случаев свидетельствует о более древнем хорошо сохранившемся субстрате этой зоны.

Вообще в понятие пояса тектонотермальной переработки, как мне представляется, объединены разные структуры. Одни из них представляют зоны коллизии микроконтинентов (типа пояса Лимпопо), другие маркируют края будущих позднепротерозойских континентов и представляют собой зоны скучивания сиалического материала (зона Гренвилля). Детальное описание этих структур и их типизация, несомненно, крайне важны и интересны.

Особое место в монографии занимает рассмотрение тектоники и геодинамических обстановок позднего протерозоя. Это действительно важно, так как именно в это время происходит переход от специфических геодинамических ситуаций раннего докембрия к той тектонике Земли, которую мы видим в течение фанерозоя. Это, как мне кажется, определяется тем обстоятельством, что крупные блоки континентальной коры окончательно сформировались в это время и приобрели в результате гранитизации и метаморфической дифференциации вещества коры ту необходимую стабильность, которая позволила им реагировать на горизонтальные напряжения как единым литосферным

блокам. Сейчас все больше появляется данных, что литосфера древних платформ и особенно щитов имеет глубокое мантийные корни.

Теперь мне хотелось бы вернуться к проблемам расчленения докембрия. Общеизвестно, что отсутствие ископаемых остатков заставляет геологов при расчленении докембрийских комплексов пользоваться историко-геологическим методом, т. е. выделять в истории Земли этапы, отличающиеся особенностями развития, спецификой структур и геодинамическими обстановками. В этом плане мне представляется, что за катархеем следует сохранить тот ранний этап в развитии Земли, который соответствует эпохе формирования ее протокры и который нами пока еще плохо изучен. Однако его существование вытекает из сравнительно-планетологических данных.

Архей в этом случае будет включать в себя эпоху формирования гранит-зеленокаменных и высокометаморфизованных областей.

Протерозой — это время появления протоофиолитов, массовое формирование комплексов пород, сходных с комплексами пассивных континентальных окраин, и начало распада Пангеи I.

Конечно, рубежи, разделяющие эти этапы, не были кратковременны и внутри каждого из них зарождались или отмирали структуры и формационные комплексы последующего и предыдущего этапов. Кроме того, как отмечают авторы монографии, нет уверенности в строгой синхронности проявления этих рубежей на разных континентах. Однако общая схема стилей деформаций, типов структур и геодинамических обстановок остается неизменной.

В конце работы авторы формулируют основные проблемы, которые следует решать при дальнейших исследованиях. Они следующие: 1) способ формирования нашей планеты — гомогенная или гетерогенная аккреция? Время образования ядра Земли и температура первичной Земли; 2) состав и возраст первичной коры; 3) происхождение серых гнейсов; 4) условия образования наиболее ранних гранулитовых комплексов; 5) модель развития зеленокаменных поясов; 6) модель развития поясов ТТП (гранулитовых поясов); 7) возраст и происхождение Тихого океана и диссимметрия Земли; 8) конфигурация Пангеи I; 9) возможное изменение радиуса Земли в докембрии (с. 355—356).

Эти вопросы, конечно, не исчерпывают все проблемы, стоящие перед докембрийской геологией, и часть спорных проблем геологии и тектоники прямо вытекает из данной рецензии.

Таким образом, оценивая в целом монографию В. Е. Ханна и Н. А. Божко «Историческая геотектоника. Докембрий», необходимо отметить, что обобщение мировых данных по докембрию земного шара является несомненным шагом вперед в деле изучения ранней геологической истории Земли. Эта сводка позволила ее авторам оценить специфику тектонических обстановок на нашей планете и сопоставить их с развитием современной Земли. Наконец монография позволила определить первоочередные задачи дальнейших исследований, касающихся весьма продолжительного этапа развития нашей планеты.

М. С. Марков

ХРОНИКА

УДК 551.24 : 061.3(092)

ЧТЕНИЯ, ПОСВЯЩЕННЫЕ 80-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ
АКАДЕМИКА А. В. ПЕЙВЕ

9 февраля 1989 г. состоялись научные чтения, посвященные 80-летию со дня рождения академика А. В. Пейве (1909—1985 гг.), которые были организованы Геологическим институтом АН СССР и Междуведомственным тектоническим комитетом. Во вступительном слове академика Ю. М. Пушаровского и в докладе А. В. Суворова был прослежен творческий путь академика А. В. Пейве и показано значение его исследований для развития геологической науки.

Академику А. В. Пейве принадлежат важные результаты в области теоретической тектоники. Многие ныне широко известные концепции были предложены А. В. Пейве. В 40-х и 50-х годах им было разработано учение о роли глубинных разломов в строении и развитии земной коры. В 60-е годы А. В. Пейве независимо от американских исследователей пришел к выводу о том, что офиолиты складчатых областей представляют собой фрагменты океанической коры геологического прошлого. В составе офиолитовых ассоциаций им были выделены образования океанического фундамента и океанического чехла. Нижняя часть разреза офиолитов, сложенная гипербазитами, была сопоставлена с верхней мантией, вышележащие габброиды и амфиболиты — с базальтовым слоем современных океанов, а граница между гипербазитами и габброидами — с разрезом Моховичича. Вулканогенно-осадочная часть разреза офиолитов была параллелизована с аналогичными образованиями в океане. Эти работы А. В. Пейве внесли крупный вклад в тектонику и в преодоление разобщенности между геологией континентов и океанов.

Последнюю четверть века А. В. Пейве посвятил разработке концепции тектонической расслоенности литосферы и проблемам формирования континентальной коры. Он подчеркивал, что все складчатые области прошли три стадии развития: океаническую, переходную (с корой островных дуг и краевых морей) и континентальную.

Труды А. В. Пейве имели большое влияние на развитие разных направлений в области тектоники. С его именем связано возрождение идей мобилизма в нашей стране. Большой вклад внесли его исследования в познание структуры складчатых областей, в региональную тектонику Средней Азии, Урала и Кавказа. Следует отметить роль А. В. Пейве в разработке новых принципов составления тектонических карт. А. В. Пейве был ученым-новатором. Его идеи отличались смелостью и широким размахом. Они взламывали старые представления и, естественно, встречали оппозицию. И А. В. Пейве боролся за признание своих идей. А. В. Пейве видел геологические явления в их противоречивом единстве. Поэтому явления, казавшиеся альтернативными, находили в его построениях закономерные места. «Иден А. В. Пейве нашли многочисленных сторонников, последователей и продолжают развиваться его учениками», — сказал в заключение своего доклада А. В. Суворов.

С. В. Руженцев посвятил доклад проблеме тектонической расслоенности литосферы в связи со строением складчатых поясов. Сейчас очевидно, что линейные складчатые пояса являются областью развития обширных тектонических покровов. Амплитуда горизонтальных перемещений достигает в Альпах 250 км, в Гималаях — 350 км, в варисцидах Европы — 450 км, в Аппалачах — 600 км. Концепция тектонической расслоенности литосферы была предложена А. В. Пейве вследствие трудности объяснить структуру складчатых поясов с помощью плейт-тектонических построений. Концепция тектонической расслоенности базируется на следующих фактах: 1) покровном строении складчатых поясов, доказывающем региональные коровые срывы; 2) особенностях соотношения различных элементов офиолитовых ассоциаций и надофиолитовых комплексов; конкретно проблема сводится к объяснению формирования офиолитов лигурийского типа; 3) сейсмологических и сейсмических данных, в первую очередь результатах зондирования МОВ на континентах (работы по программе СОСОРР).

В результате рассмотрения круга проблем, связанных со строением складчатых областей, С. В. Руженцев пришел к выводу, что в формировании покровно-складчатой структуры можно выделить два этапа: аккреционный и коллизионный. В аккреционный этап в процессе мантийного диапиризма, сопутствующего становлению структуры активной континентальной окраины, создаются предпосылки для тектонического расслоения литосферы на обособленные литопластины. В полной мере это явление реализуется в коллизионный этап, когда образуются покровные системы, представляющие собой пакеты гигантских относительно тонких пластин различного уровня заложения. Надвижение таких пластин на расстоянии в сотни километров остается главной проблемой, особенно применительно к офиолитовым аллохтонам. Очевидно, что имеет место процесс пододвигания континентальных блоков под офиолитовые аллохтоны. Этот процесс обуславливает появление высокоплотных масс океанической коры и мантии над континентальными. Их дальнейшее расползание в виде офиолитовых пленок, по-видимому, связано с гравитационным течением. С этим же явлением, по-видимому, связано выполаживание поверхностей базальных надвигов и формирование субгоризонтальных покровных пакетов.

В докладе А. В. Лукьянова «Тектоническое течение литосферы и парагенезы структур» было подчеркнуто, что исследование тектонического течения основано на изучении парагенезов структур и образуемых ими структурных рисунков. Этот метод выявления горизонтальных движений земной коры был разработан в 50-х годах в Геологическом институте АН СССР под научным руководством А. В. Пейве. Для интерпретации условий образования структур геологического прошлого использовались парагенезы структур, возникающие при современных землетрясениях. Закономерное место в структурных рисунках нашли разные типы разломов, зоны пластической деформации, поднятия и впадины, месторождения полезных ископаемых. К настоящему времени учение о парагенезах структур развилось в особое научное направление. Его школы сформировались в Московском университете, Институте физики Земли АН СССР, Институте геологических наук АН КазССР. Появилась возможность количественной оценки деформаций, перемещений тектонических пластин и литосферных плит. Выявлена большая роль в развитии деформаций воды и других флюидов, снижающих прочность пород на порядок и более из-за эффекта Ребиндера, причем давление флюидов закономерно пульсирует. Оценивается влияние на распределение деформаций неоднородностей среды и частичного плавления вещества. Заключившая обзор, докладчик подчеркнул многофакторность тектонического течения, разнообразие его механизмов и проявлений на разных уровнях литосферы, рудообразующую и сейсмогенерирующую роль парагенезов структур.

А. А. Пейве выступил с докладом «Офиолиты Северной Пацифики», в котором представил новые данные по геологии континентального обрамления северной части Тихого океана и рассмотрел историю развития наиболее крупных офиолитовых комплексов Корякского нагорья, Аляски и Калифорнии. Было отмечено, что в пределах рассматриваемых районов Северной Пацифики образование офиолитов и выведение офиолитовых покровов имело место в широком возрастном интервале — от кембрия до мела. Выделяются три этапа формирования океанической коры. На первом этапе были сформированы кембрийские и ордовикские офиолиты Тринити и Понтонейских гор. К этому этапу могут быть отнесены и раннедевонские офиолиты Усть-Бельских гор. Все они не претерпели значительных горизонтальных перемещений и формировались вблизи континентальных окраин. На следующем этапе возникли офиолиты Эконайской зоны (карбон — триас) и пояса Кламат (пермь — ранняя юра). Отмечено большое сходство между этими офиолитовыми комплексами. В них широко распространены известняки с тетической фауной, что наряду с палеомагнитными и другими данными указывает на значительную первичную удаленность комплексов от континентальных окраин. Столкновение с последними произошло в ранней — средней юре. Офиолиты Центральной Аляски (пояс Юкон — Коюкук) не укладываются в эту схему. По структурному положению и составу они близки раннепалеозойским офиолитам Корякии и Климата, но по возрасту охватывают интервал от девона до ранней юры. На третьем этапе возникли позднеюрские офиолиты Джозефин, Береговых хребтов, титон-валанжинские Майницкие офиолиты и блоки в Восточном поясе Францискана. Все они формировались в краевых морях за счет растяжения участков ранее сформированной коры. Самые молодые образования представлены блоками и тектоническими пластинами верхнемеловых вулканогенно-кремнистых пород Янранайского комплекса Корякии и Берегового пояса Францискана.

После научных чтений воспоминаниями об академике А. В. Пейве поделились Р. И. Пейве и П. Н. Крopotкин.

В. С. Буртман, В. Г. Трифонов

УДК 551.24 (092)

АЛЕКСАНДР АЛЕКСАНДРОВИЧ МОССАКОВСКИЙ
(к 60-летию со дня рождения)

Исполнилось 60 лет заместителю главного редактора журнала «Геотектоника», главному научному сотруднику Геологического института АН СССР, доктору геолого-минералогических наук А. А. Моссаковскому.

А. А. Моссаковский известен как один из виднейших ученых страны в области региональной геологии и тектоники. Главные его исследования связаны с изучением складчатых сооружений палеозойского, раннемезозойского и кайнозойского возраста. К большим научным обобщениям А. А. Моссаковский подошел с десятилетним опытом геолого-съемочных работ, которые он проводил в Алтае-Саянской горной области, будучи геологом Всесоюзного аэрогеологического треста Мингео СССР. Этот опыт позволяет ему решать сложнейшие тектонические проблемы с реалистических позиций. Помимо юга Сибири А. А. Моссаковский выполнял фундаментальные тектонические исследования в Казахстане, Монголии и на Кубе. В сравнительном плане им глубоко изучены многие другие районы земного шара. Новаторские региональные разработки А. А. Моссаковского оказывают большое влияние на дальнейшее проведение геолого-съемочных работ и имеют важное значение для выяснения закономерностей распространения полезных ископаемых.

А. А. Моссаковскому принадлежат выдающиеся научные труды по трем главным направлениям современной геотектоники. Первое из них — связь тектоники и магматизма, особенно проблема тектонических закономерностей проявления орогенного магматизма, в том числе вулканических поясов разных типов, гранитоидного плутонизма, сводовых поднятий и др. Результаты этого исследования, имеющего важное теоретическое значение, были опубликованы в нашем журнале в 1970—1972 гг.

Второе направление — формирование континентальной коры в результате структурных и вещественных преобразований коры океанов, островных дуг и окраинных морей, стадийность этого сложного процесса, глобальные и региональные закономерности его проявления. Этой проблеме посвящена монография «Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры», увидевшая свет в 1975 г., и серия статей, опубликованных в 70-х годах.

Третье направление — выявление в структуре современных континентов океанических структур геологического прошлого и выяснение геодинамики и кинематики их возникновения, развития и преобразования в покровно-складчатые сооружения. Проблема решалась на основе анализа впервые выделенного Казахстано-Сибирского палеоокеана, Палеотетиса, палеоокеана Япетус и структурной эволюции Карибского региона. Многочисленные статьи, опубликованные А. А. Моссаковским в 70-х и 80-х годах, посвящены решению этой проблемы.

Своими трудами А. А. Моссаковский способствовал развитию отечественного тектонического картографирования и разработке новых методов составления мелко- и средне-масштабных тектонических карт. При его самом активном участии создавались такие крупные работы, как Тектоническая карта Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000, 1980; Тектоническая карта Монголии масштаба 1 : 1 500 000, 1974; Тектоническая карта Кубы масштаба 1 : 500 000, 1987; Тектоническая карта востока Алтае-Саянской области масштаба 1 : 1 000 000, 1962. Под его редакцией издана Тектоническая карта Казахстана масштаба 1 : 2 500 000, 1982.

Особо следует подчеркнуть крупный вклад, внесенный А. А. Моссаковским в изучение геологии Кубы. Возглавляя группу Геологического института АН СССР, в результате полевых исследований он высказал принципиально новые идеи о геологическом строении и формировании структуры Кубы. Полученные им данные использованы при составлении впервые изданной Геологической карты Кубы в масштабе 1 : 250 000, в редактировании которой А. А. Моссаковскому принадлежит ведущая роль. Упомянутая Геологическая карта, Тектоническая карта острова масштаба 1 : 500 000 и монография «Тектоника Кубы» в совокупности представляют выдающийся научный труд, основанный на новаторской тектонической концепции и являющийся большим вкладом в геотектонику.

А. А. Моссаковским опубликовано более 100 научных работ.

А. А. Моссаковский — член бюро Комиссии по международным тектоническим картам, член Межведомственного тектонического комитета, научный руководитель Саянской научно-исследовательской экспедиции Геологического института. Большую работу ведет А. А. Моссаковский как член редколлегии и заместитель главного редактора нашего журнала. Желаем дорогому Александру Александровичу осуществления его замыслов, крепкого здоровья и новых творческих успехов.

Редколлегия журнала «Геотектоника»

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора А. А. МОССАКОВСКИЙ

Ответственный секретарь В. С. БУРТИАН

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

Адрес редакции

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

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией *М. Н. Шуплецова*

Технический редактор *Л. В. Кожина*

Сдано в набор 06.05.89	Подписано к печати 27.06.89	Т-00415	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 11,2	Усл. кр.-отг. 17,8 тыс.	Уч.-изд. л. 12,3
		Тираж 1567 экз.	Зак. 2945

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

1 р. 40 к.
Индекс 70228

ISSN 0016-853X Геотектоника, 1989, № 4

0

В 593
НОВОСЕНЕВСКИЙ ПР 19-1-140
ПОСПЕЛОВ И И
70228