Академия наук СССР

HOTHICHIKA

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА-1975

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

MOCKBA

№ 6, 1975

СОДЕРЖАНИЕ

E. В. Павловский. Происхождение и развитие земной коры материков	
С. м. Тильман, С. Г. Бялобжеский, А. Д. Чехов, Л. Л. Красный. Особенности фор-	
мирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР	15
п в Гулдев. К тектонике Алазейского поднятия	30
М. Б. Шарковский. Тектоника Колымо-Индигирского междуречья	44
А. А. Константиновский. Древние глыбы в юрских отложениях хребта Черского	
(Северо-Восток СССР)	61
И. В. Архипов. «Континентальные» мезозойские геосинклинали	68
И. Н. Яницкий, В. М. Коробейник, Т. В. Созинова. Отражение разломов земной	
коры в полях гелия	80
коры в полях гелия	
зональным метаморфизмом	9:
А. В. Разваляев, А. И. Кривцов, А. Н. Вишневский. О ранних этапах развития	
Красноморской рифтовой зоны	101
В. В. Орленок. Неомобилизм в свете данных о структуре осадков дна Атланти-	
ческого океана	111
В. М. Литвин. О разломной тектонике дна Атлантического океана	122
D. H. VIII DIII. O Publicanica Tentonina And Tentonica Control	
Критика и дискуссии	
Ю. А. Зайцев. О варисцийских миогеосинклиналях и их соотношении с орогенными впадинами каледонид Центрального Казахстана (ответ на критическую статью В. М. Шужанова)	128
Хроника	
XI сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока (Тюмень, 17—20 марта 1975 г.)	137
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1975 г.	139

[©] Издательство «Наука», «Геотектоника», 1975 г.

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOTECTONICS

NOVEMBER -- DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1975

CONTENTS

c. v. Paviovsky. The origin and evolution of the crust on continents	- 3
S. M. Tilman, S. G. Bialobezhsky, A. D. Chekhov, L. L. Krasny. Specific features	
in the formation of a continental crust in the north-east of the USSR	15
P. V. Guliaev. To the tectonics of the Alazeisk uplift	30
M. B. Sharkovsky. The tectonics of Kolyvano-Indigirka uplift	44
A. A. Konstantinovsky. Old blocks in the Jurassic deposits of Ghersky mountain	
range (North-East of the USSR)	61
I. V. Arkhipov. Continental Mesozoic geosynclines	68
I. N. Yanitzky, V. M. Korobeinik, T. V. Sozinova. The reflection of crustal faults in	•
	80
Yu. V. Miller, R. I. Milkevich. On the deformations conjugated with a superimposed	•
zonal metamorphism	91
A. V. Razvaliaev, A. I. Krivtzov, A. N. Vishnevsky. On the early stages in the evo-	٠.
	101
V. V. Orlenok. Neomobilism in the light of data on the structure of bottom sediments	*0-
	111
in the Atlantic Ocean V. M. Litvin. On the fault tectonics of the Atlantic Ocean floor	122
V. M. Divin. On the fault tectomes of the Atlantic Ocean floor	
Critique and Discussions	
Yu. A. Zaitzev. On the Variscian miogeosynclines and their relations to the oroge-	
nic basins on Caledonides in Central Kazakhstan (A reply to a critical article	
by V. M. Shuzhanov)	128
Chronicle	
XI-th session of the Scientific Council on the tectonics of Siberia and the Far East	
(Tiumen, 17—20 March 1975)	137
(Humen, 17—20 March 1979)	101
Index of the «Geotektonika» magazine for 1975	139
mack of the *Geotektonika* magazine for 1970	105

УДК 551.24 (470)

Е. В. ПАВЛОВСКИЙ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ МАТЕРИКОВ 1

На основе новых данных в протогее выделяются лунная, нуклеарная, протоплатформенная и протогеосинклинальная стадии развития земной коры континентов. Отмечается, что первые гранитоиды возникли около 3,5 млрд. лет назад, что для протогея характерно преобладание вертикальных движений. В конце протогея появились наложенные типичные геосинклинали, расцвет которых падает на рифей. Формирование «гранитно-метаморфического слоя» материков, начавшееся 3,5 млрд. лет назад, продолжается до настоящего времени в теле разрастающихся платформ неогея и особенно в геосинклинальных областях, постепенно захватывающих окраины талассократонов. Для неотея характерно сосуществование полей вертикальных и горизонтальных напряжений в различных частях материковых массивов.

Еще недавно господствовала уверенность в том, что формирование «гранито-метаморфического слоя» неразрывно связано с геосинклинальным процессом. Выделялись две основные категории структурных элементов земной коры: складчатые зоны, возникшие, как правило, на месте геосинклиналей, и платформы. Зонами гранитообразования и метаморфизма считались, иногда считаются и теперь, геосинклинальные области. Принималось далее, что эволюция материковых частей земной коры в течение геологической истории шла от геосинклинальных условий к платформенным, начиная от архея. Выделялись циклы этого эволюционного процесса длительностью в сотни миллионов лет каждый².

Новые обильные исследования по геологии и геохронологии докембрия в различных частях мира позволяют убедиться в том, что традиционные представления о происхождении и развитии земной коры более или менее справедливы лишь для последнего отрезка геологической истории — для неогея. Для большей же части (примерно для 2) этой истории традиционные представления непригодны. Объективное изучение протогея позволяет подойти к раскрытию поразительного своеобразия истории и строения материковой земной коры и развить выводы и представления Н. В. Фроловой (1951, 1953, 1961; Frolova, 1962), А. М. Мак-Грегора (МсGroger, 1951), Ю. М. Шейнманна (1959), Е. В. Павловского (1953, 1970, 1973; Pavlovskij, 1974), М. С. Маркова (1962), П. Эскола (1967), М. В. Муратова (1957, 1970, 1972, 1973), Н. А. Штрейса (1968), Д. И. Мусатова (1964), А. М. Гудвина (Goodwin, 1967, 1971), С. Р. Анхейсера (Апһаеиssег, 1969, 1971), М. Н. Доброхотова (1971), П. Н. Кропоткина (1971), А. Л. Яншина (1966), И. П. Палея (1973), Е. М. Лазько (1971), М. З. Глуховского (1969, 1973), М. А. Гиляровой (1972), В. А. Рябенко (1970) и многих других отечественных и зарубежных геологов.

Вопреки скептицизму одного из основоположников геологии Дж. Гёттона появилась возможность исследования обычными геологическими методами начальных процессов формирования земной коры.

¹ Доклад, прочитанный на совещании Межведомственного тектонического комитета «глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии», Москва, февраль, 1975.

² В последние годы ореол геосинклинальной теории поблек в свете типотезы «глобальной тектоники плит». Для нашей темы эта типотеза не имеет пока суще**ствен**ного значения.

Существуют указания на то, что Земля в самом начале своей истории, в катархее (около 4,0—4,5 млрд. лет) проходила через лунную стадию, реликты которой недавно обнаружены на юге Алданского щита (рис. 1). Здесь распространена мощная базитовая толща, нижняя часть разреза



Рис. 1. Схема распространения катархея и архея Алданского щита (Глуховский, Павловский, 1973). 1— установленные и предполагаемые выходы катархея (лунная стадия); 2— массивы анортозитов; 3— структурные линии гнейсовых серий архея; 4— тлубиные разломы; 5— прочие разломы



которой сложена сутамской серией гиперстен-плагиоклазовых двупироксен-плагиоклазовых, гранат-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, оливин-пироксеновых, пироксен-гранатовых эклогитоподобных пород. Присутствуют также габбро-нориты и габбро-анортозиты.

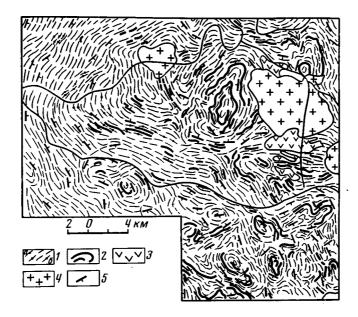


Рис. 2. Схема структуры катархея центральной части Сутамской чаши (Глуховский, Павловский, 1973).

1— структурные линии (а— кристаллические сланцы и гнейсы основного состава, б— глиноземистые породы); 2— пласты мономинеральных и железистых кварцитов; 3— габброанортозиты; 4— мезозойские граниты; 5— элементы залегания кристаллизационной сланцеватости

Подчиненное значение имеют высокоглиноземистые породы — силлиманитовые, кордиеритовые, сапфириновые, перемежающиеся с тонкими прослоями и линзами кварцитов и кальцифиров (Глуховский, Павловский, 1973). Исключительно высока степень метаморфизма пород сутамской серии. А. А. Маракушев (1965) выделил сутамскую фацию метаморфизма, возникшую при давлении в 10—12 кбар и температуре 700—800° С. По данным В. А. Глебовицкого и др. (1965), возраст сутамской серии равен 4,5—4,58 млрд. лет.

Основные породы серии (Глуховский, Павловский, 1973) по составу близки к океанитам и лунным базальтам. Негранитизированные основные породы обладают высокой плотностью (3,05—3,51 г/см³). Скорость прохождения продольных волн в этих породах равна 6,36—7,2 км/сек

при давлении в одну атмосферу.

Для сутамского катархея характерна своеобразная тектоника: господство отрицательных округлых структур типа чаш. В деталях (рис. 2) наблюдается хаотическое скопление кольцевых, овальных, петельчатых, амебовидных синформ, разделенных узкими, иногда гребневидными или брахиальными антиформами. Древнейший возраст пород сутамской серии, близость их состава к лунным базальтам, господство отрицательных неориентированных структур дает основание для отнесения серии к тем образованиям, которые возникли в течение лунной стадии жизни Земли. Сходство с Луной подчеркивается тем, что с полями распространения сутамской серии катархея и ее аналогов на юге Алданского щита связаны выходы крупнейших в мире Каларского и Джугджурского массивов анортозитов, как это видно на рис. 1.

Аналогами сутамской серии в пределах Алданского щита можно считать (Глуховский, Ставцев, 1973) несмуринскую толщу, иманграканскую и карурякскую свиты. Одновозрастными образованиями катархея являются габбро-норит-лабрадориты Мончетундры Кольского полуострова (Герлинг и др., 1968) с возрастом 4,0—4,5 млрд. лет, ортоамфиболиты французской Гвианы — 4,13 млрд. лет (Choubert, 1965), ортоамфиболиты Южной Родезии, подстилающие серию Себаквий (Stowe,

1971).

На Луне в это время (4,4 млрд. лет) завершились дифференциация и, по-видимому, остывание анортозитовой коры (Allègre, 1973), подвергшейся затем интенсивной метеоритной бомбардировке в интервале от

4,4 до 4,0 млрд. лет.

Можно думать в качестве предварительного вывода, что для лунной стадии развития Земли и ранней стадии жизни Луны было характерно господство отрицательных округлых вулкано-тектонических структур, осложненных разнотипными разрывами (Марков и др., 1972; Суханов, Трифонов, 1974). Кольцевые соизмеримые структуры этого типа, видимо, обладают исключительной устойчивостью и консерватизмом. Несмотря на сложные перипетии геологической истории нашей планеты, они сохранились до наших дней и хорошо видны на фотоснимках, снятых из космоса.

Более поздней следует считать нуклеарную стадию развития базитового фундамента континентов (Павловский, 1970), стадию длительных и мощных излияний лав преимущественно основного состава, отложения продуктов фумарольной деятельности, хемогенных и обломочных (граувакки) пород в бассейнах, разделявших зоны активного вулканизма. Бассейны обладали случайной, незакономерной ориентировкой в пространстве и были созданы в условиях сравнительно тонкой, нестабильной коры. Подобные бассейны в провинции Верхнего озера Канады были детально изучены А. Гудвином и Р. Шкланка (Goodwin, Shklanka, 1967). Незакономерная ориентировка бассейнов была, по-видимому, связана с очень специфичным тектоническим режимом тех времен — с отсутствием полей горизонтальных напряжений (Павловский, 1970). Надо думать. что именно этой спецификой нуклеарного режима обусловлена также незакономерная, нелинейная группировка гранитных куполов, появляющихся в конце нуклеарной стадии и группирующихся в «стада» по образному выражению А. Мак-Грегора. Эти «стада» прекрасно выражены на обзорных картах Южной Родезии, Гвианы и Украины (рис. 3—5).

Нижний возрастной предел нуклеарной стадии, по-видимому, не достигает рубежа в 4 млрд. лет. Ее верхний временной предел подвержен

значительным колебаниям от 2,6 (Гвиана), 2,8 (Канада) до 3,3 (Алданский щит) и даже до 3,5 млрд. лет (Украина).

Следует подчеркнуть, что гранитой впервые появляются в составе земной коры сравнительно недавно, как уже говорилось, в конце нуклеарной стадии около 3,3—3,5 млрд. лет назад (Павловский, 1970, 1973;

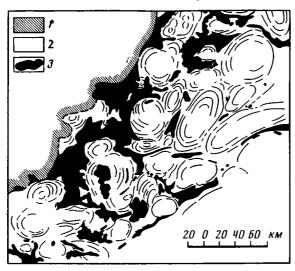


Рис. 3. Куполовидные структуры Южной Родезии (МсGregor, 1951). I—платформенный чехол; 2—граниты; 3—эффузивно - осадочные серии Себаквий, Булавайо и др.

Pavlovskij, 1974). К представителям этих древнейших гранитоидов относятся олигоклазовые граниты Кольского полуострова (Герлинг и др., 1968), добулавайские граниты Южной Родезии (МсGregor, 1951; Rankama, 1967; Stowe, 1971), гранитогнейсы Миннесоты в США (Rankama, 1967), тоналиты Кап Велли в Южной Африке (Anhaeusser, 1971; Visser, 1956), первые гранитоиды Гвианы (Choubert, 1965).

Рис. 4. Схема тектоники французской Гвианы (Choubert, 1965).

1 — гранитные купола и интрузивные граниты;

2 — древнейшие серии Кайенна и Парамако;

серии Орапю и Бонидоро;

4 — новейшие отложения прибрежной зоны Атлантического океана



Появление этих гранитоидов положило начало образования «гранито-метаморфического» слоя земной коры материков. Существенно, что гранитоиды появились после накопления эффузивно-осадочных толщ нуклеарной стадии. На Луне после консолидации ее поверхностной обо-

лочки, после завершения дифференциации анортозитовой коры (4,4 млрд. лет) ни атмосфера, ни гидросфера не удержались. Следовательно, на Луне не создалось предпосылок для формирования «гранито-метаморфического» слоя материков.

Наиболее распространена куполовидная форма тел древнейших гранитоидов. Замечательна длительность развития (Павловский, 1970) куполов (около миллиарда лет), сохранивших свое пространственное

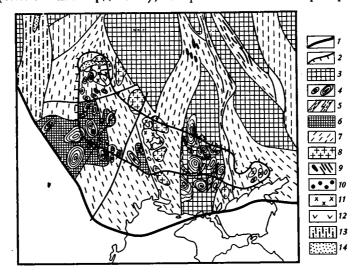


Рис. 5. Схема тектоники Украинского щита по М. В. Муратову (1973). 1— границы платформы; 2— граница плагформенного чехла; 3— архейские массивы; 4— куполовидные элементы структуры; 5— древнейшие основные гнейсы и амфиболиты (более 3,0 млрд. лет); 6— гранулитовый и чарножитовый комплекс; 7— архейские массивы, переработанные в протерозое; 8— граниты протерозоя; 9— палеоавлакотены; 10— граниты рапакиви; 11— коростенский комплекс; 12— анортозиты: 13— вепская серия платформенного чехла; 14— овручские песчаники

положение, несмотря на смену нуклеарного режима иными условиями протоплатформ и протогеосинклиналей. С ходом времени менялся химизм пород гранитного семейства. В схематичном виде это изменение выражалось переходом от древнейших плагиогранитов до «нормальных» калиевых разновидностей.

Рост гранитных куполов вверх и по периферии был в протогее ведущим фактором тектогенеза (Павловский 1970, 1973; Pavlovskij, 1974), осуществлявшимся в условиях господства вертикальных движений «всплывающих» куполов и отсутствия полей горизонтальных напряжений в земной коре. Следует обратить внимание на то, что развитие куполов вовсе не ограничивалось глубинными зонами. Нередко купола росли в приповерхностных частях коры, в среде слабометаморфизованных эффузивов и осадочных пород.

Забегая несколько вперед, подчеркнем, что в отличие от своих предков граниты неогея являются функцией тектогенеза. Главная масса их связана с линейными складчатыми структурами геосинклинальных областей, где они локализованы преимущественно в антиклинорных зонах или их расположение контролируется разломами.

Нуклеарный базитовый комплекс в ряде случаев впоследствии не вовлекался в геосинклинальный процесс, вслед за нуклеарной стадией наступала стадия протоплатформенного развития. Базитовый нуклеарный фундамент отлично сохранил нелинейную структуру, хорошо видимую, например, на структурной карте Канады в провинциях Невольничьей, Гренвилль, в отдельных участках провинции Верхнего озера

(Géologie..., 1972), на схеме тектоники Алданского щита в пределах Алдано-Тимптонского блока (Глуховский, Ставцев, 1973).

В случае наложения протогеосинклинали на базитовый нуклеарный фундамент он, этот фундамент, естественно, сминался в систему линейных складок вместе с перекрывающей его толщей протогеосинклинальных накоплений. В качестве примера можно как будто привести щит Западной Австралии (Glikson, 1971), некоторые блоки Украинского щита (Рябенко, 1970). Этот интересный вопрос требует дальнейших исследований.

Интенсивность метаморфизма эффузивно-осадочных пород нуклеарной стадии очень неравномерна. В этом, видимо, заключается одно из существенных отличий нуклеарной стадии от лунной. Региональный метаморфизм на уровне гранулитовой и амфиболитовой фаций характерен для щитов Евразии. Базиты нуклеарной стадии в пределах других континентов местами метаморфизованы совсем слабо (фация зеленых сланцев) и сохранили все свои текстурные и структурные особенности. Наиболее ярко это поразительное явление выражено в Южной Родезии (МсGregor, 1951), в Свазиленде (Anhaeusser et al., 1969), в отдельных частях Канадского щита (Марков, 1962; Géologie..., 1972). Таким образом, старинный тезис, гласящий, что, чем древнее тот или иной комплекс пород, тем он сильнее метаморфизован, не находит себе подтверждения. Также неверно и утверждение об обязательном всеобщем высокотемпературном метаморфизме архейских образований.

Как мы уже отмечали, вслед за режимом нуклеарной стадии обычно наступает режим протоплатформы. Чехол протоплатформы залегает трансгрессивно и несогласно на размытом базитовом фундаменте, в той или иной степени гранитизированном. Смена режима на разных континентах происходила в разное время. Наиболее солидный возраст этого рубежа намечается для приазовской части (Полуновский, 1969) Украинского щита (около 3,5 млрд. лет), для Кольского полуострова (не менее 3,1—3,4 млрд. лет) по данным Э. К. Герлинга и др. (1968). Более молодой возраст возникновения протоплатформенного режима

фиксируется на Канадском щите (около 2,4 млрд. лет).

Установление относительно спокойного режима протоплатформы иногда подчеркнуто присутствием каолинитовых кор выветривания или продуктов их переотложения, как это наблюдается на Балтийском щите (предъятулийская кора выветривания), Алданском щите (иенгрская и доудоканская коры выветривания), в приазовской части Украинского щита, на Канадском щите (предгуронская кора выветривания). Значительная мощность переотложенной коры выветривания, наблюдаемая, например, к западу от Алданского щита (тепторгинская серия нижнего протерозоя), свидетельствует о большом промежутке времени, отделившим общий подъем и высокое стояние денудированного базитового фундамента от последующей эпохи начала формирования протоплатформенного чехла. На Кольском полуострове об аналогичной смене режима свидетельствует появление типично платформенного расслоенного Мончегорского плутона пироксенитов, перидотитов и норитов на рубеже 3.1—3,4 млрд. лет.

Классическими представителями протоплатформенного чехла являются удоканская серия Востока Сибири (Федоровский, 1972), ятулий Карелии (Эскола, 1967; Палей, 1973), гурон Канады (Géologie..., 1972), серии Модис, Доминион-Риф, Витватерсранд, Трансвааль, Шамвай и другие Южной Африки (Anhaeusser et al., 1969; МсGregor, 1951; Visser, 1956), серии Бонидоро и Орапю французской Гвианы (Choubert, 1965).

Протоплатформенный чехол, мощность которого обычно измеряется километрами, иногда десятком и более км, сложен обломочными, вулканогенными, порой карбонатными породами. Седиментация происхо-

дила в пологих бассейнах, прогибавшихся конседиментационно. Изучение условий осадконакопления, фациального и формационного состава протоплатформенного чехла представляется интересной темой исследований тем более, что чехол содержит богатейшие месторождения золота типа Витватерсранд, руд урана, меди и других полезных ископаемых.

Как правило, чехол протоплатформы залегает спокойно. Характерны такие структуры, как моноклинали, грабен-синклинали, брахиформные складки, не подчиненные какому-либо определенному направлению, что характерно для структур платформенного типа.

Следует подчеркнуть существенную разницу между протоплатформами и платформами неогея. В условиях протоплатформенного режима продолжался процесс формирования гранитных куполов, начавшийся ранее в конце нуклеарной стадии. Более того, с установлением протоплатформенного режима нередко была связана наиболее интенсивная гранитизация базитового фундамента, дальнейший рост куполов, деформация и контактовый метаморфизм пород чехла по периферии куполов. Подобных явлений в жизни платформ неогея, как известно, не наблюдается.

В большинстве случаев режим протоплатформ оказался очень устойчивым. Земная кора, мощность которой значительно увеличилась благодаря появлению чехла, многих плутонов основного, ультраосновного, а главным образом кислого, гранитоидного состава, приобрела большую стабильность. На грани протогея и неогея во многих случаях протоплатформенный режим наследовался режимом знакомых нам платформ неогея, который и сохраняется до нашего времени (например, щиты Украины, Капвааля, Родезии, Канады).

Следует, однако, отметить, что на некоторых других щитах наблюдается несколько иной ход событий. Режим протоплатформы, возникший в пределах Алданского щита (Алдано-Тимптонский блок) свыше 3 млрд. лет назад, был заменен режимом протогеосинклинали. В течение длительного времени в протогеосинклинали шло накопление осадочных и вулканогенных толщ тимптоно-джелтулинской серии (Глуховский. Ставцев, 1973).

Протогеосинклиналями вслед за Н. В. Фроловой (1951), автором и М. С. Марковым давно уже было предложено называть огромные прогибы, обладавшие некоторыми признаками, свойственными геосинклиналям неогея. В прогибах накоплялись формации теосинклинального типа, наблюдается сходная с геосинклинальной эволюция магматизма от основного и ультраосновного до кислого, причем образование кислых плутонов часто связано с завершающими этапами развития протогеосинклинали. Характерны процессы анатексиса, мигматизации и высокотемпературного метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций. Специфика протогеосинклиналей, их отличие от геосинклиналей неогея, заключались в простой форме их, в отсутствии ясно выраженных внутригеосинклинальных поднятий, в фациальной устойчивости осадочных накоплений на значительных площадях. Для протогеосинклиналей характерна также относительная простота впервые возникших в истории Земли крупных линейных складок, выдержанных по простиранию на большом протяжении. Тип протогеосинклинальных складчатых линейных структур указывает на возникновение новой динамической обстановки в земной коре, на первое появление полей тангенциаль-

Структуры, подобные протогеосинклиналям, ближе всего подходят к тому определению геосинклинали, которое впервые было предложено Э. Огом еще в 1900 г.

В пределах Алданского щита протогеосинклиналь прекратила свое существование около 2,6 млрд. лет назад. От этого рубежа здесь вновь

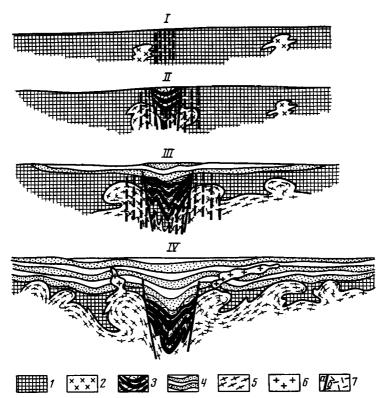


Рис. 6. Идеализированная схема развития палеоавлакогена (Лейтес и др., 1970).

I— древнейшая кора океанического типа; 2— центры древней архейской гранитизации; 3— комплекс вулканогенно-осадочных пород, слагающих палеоавлакогены; 4— терригенные отложения протоплатформенного чехла; 5— гранитогнейсы раннего протерозоя; 6— более поэдние гранитоиды раннего протерозоя; 7— разломы (a) и зоны проницаемости (6). Римскими цифрами обозначены стадии развития палеоавлакогена от I до IV

установился относительно спокойный режим протоплатформы, перешедший нечувствительно в неогее в еще более спокойные условия типичной платформы.

Наступление второй фазы протоплатформенного режима в пределах Алданского щита было ознаменовано исчезновением поля тангенциального сжатия, общим поднятием, формированием нового (второго) уровня каолинитовой коры выветривания. Вместе с тем в условиях расширения возникли многочисленные трещины. Зоны этих трещин, получивших название палеоавлакогенов (Лейтес и др., 1970), быстро заполнялись мощными толщами вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций (рис. 6). Узкие, длинные шовные прогибы типа палеоавлакогенов появлялись, по-видимому, в начальную фазу становления протоплатформенного режима не только на Алданском щите, но также и в Канаде. Речь идет о шовных прогибах темискамингского типа (Марков, 1962).

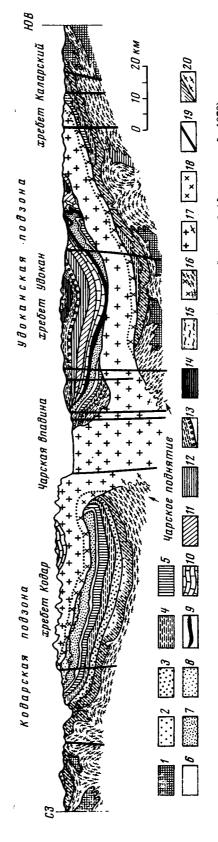
Появление палеоавлакогенов роднит протоплатформы с платформами неогея, с начальными моментами истории которых было связано возникновение грабеноподобных впадин и авлакогенов (Муратов, 1972,).

Протоплатформенный чехол на Алданском щите трансгрессивно перекрывает и палеоавлакогены и обширные площади денудированного протогеосинклинального и базитового фундамента, местами покрытого корой выветривания. В прогибах протоплатформы, оседавших конседиментационно, параллельно с накоплением мощных обломочных и вулканогенных серий чехла (прогибы Кодаро-Удоканский, Улканский

и др.) шел спазматический могучий процесс гранитизации, затрагивавший преимущественно фундамент, но воздействовавший также и на нижние части чехла. Более того, рост гранитных куполов определил ход седиментации в прогибах протоплатформы, а также детали их внутренней структуры, что отчетливо видно на рис. 7. Чехол протоплатформы, по мнению М. З. Глуховского, служил экраном для теплового потока и «сквозьмагматических» эманаций, шедших снизу. Конечная стадия формирования чехла Алданской протоплатформы была ознаменована внедрением огромного Кодарского гранитного лополита (рис. 7) около 2 млрд. лет назад (Федоровский, 1972; Ставцев, 1973). Глуховский, Примерно в то же время на юге Африки завершение протоплатформенного режима было связано с появлением известного лополита Бушвельд — близнеца Кодарской гранитной интрузии Восточной Сибири.

На прилагаемой схеме (рис. 8) того типа, который предложен Гликсоном (Glikson, 1971), намечены основные моменты развития земной коры в протогее. Из всего сказанного выше и из изучения этой схемы вытекает, что главной ареной гранитизации в протогее были протоплатформы. Следует добавить, что гранитообразование шло также и в немногочисленных протогеосинклинальных архейских прогибах, а также и в появившихся позже (в протерозое) первых геосинклинальных областях, сходных с одноименными структурами неогея. Здесь мы не будем останавливаться на протерозойских геосинклиналях, подобных, например, зоне свекофеннид Скандинавии. Резюмируя, можно сказать, что основа «гранитно-метаморфического» слоя земной коры была создана к концу протогея.

Дальнейшее усложнение структуры и состава этого слоя, наращивание его мощности происходили в неогее и протекали



метаморфизма удоканской серии; 16 - гранитогнейсы раннего протерозоя — зона прогиб (Федоровский, 1972) кодарского комплекса раннего протерозоя; 19 — разломы; пород удоканской серии на контакте с гранитоидами куандинского комплекса через Кодаро-Удоканский протоплатформенный 15 — свиты нижнепротерозойской — более молодые гранитоиды I — архейские кристаллические породы; 2—1 Рис. 7. Идеализированный динский комплекс); 17—18

по двум направлениям. Ареной процессов гранитизации, регионального и контактового метаморфизма прежде всего стали эвгеосинклинальные области, которым так много уделяется внимания в геологической литературе. Их расцвет падает, по-видимому, на рифей (верхний протерозой). В течение неогея, как это прекрасно показал Н. С. Шатский (1946), они постепенно, но неуклонно угасали, площадь их заметно со-

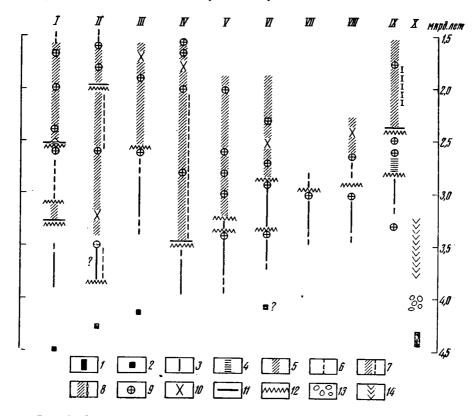


Рис. 8. Схема тектонического развития континентальной коры в протогее. Римские цифры: І — Алданский щит; ІІ — Балтийский щит (Кольский полуостров); ІІІ — Гвианский щит; ІV — Украинский щит; V — щит Капвааль; VІ — щит Родезии; VІІ — щит Западной Австралии — Пильбара; VІІІ — шит Кальгурли Западной Австралии; ІХ — Канадский щит; Х — Луна. Арабские цифры: І — формирование анортозитовой коры Луны; 2 — луниая сталия Земли. Дальнейшие процессы на Земле; 3 — нуклеарная стадия; 4 — развитие палеоавлакогенов; 5 — протоплатформенная стадия; 6 — протогеосинклинальная стадия; 7 — сосуществование протоплатформ и протогеосинклиналей в смежных блоках; 8 — сосуществование протоплатформ и изолированных геосинклинальных трогов; 9 — траниточиды; 10 — шитрузии основных и ультраосновных пород; 11 — коры выветривания; 12 — крупные перерывы и несогласия. Процессы на Луне; 13 — эпоха максимума метеоритной бомбардировки Луны; 14 — стадия базальтовых излияний

кращалась. Однако увеличение материковой коры происходило не только за счет сокращения размеров геосинклиналей. Площадное разрастание материковой коры шло также за счет захвата и переработки геосинклинальным процессом прилегающих участков океанического ложа, зоны первичных океанических платформ (Павловский, 1953), позже получивших название талассократонов. Вывод о существовании этого процесса в самых общих чертах вытекал из синтеза о соотношении материков и океанов, предложенного А. Н. Заварицким довольно давно (1946). Увеличение материковых площадей, т. е. латеральное разрастание

«гранитно-метаморфического» слоя, в последнее время привлекает вни-

мание многих исследователей (Пейве и др., 1971; Муратов, 1972).

Следует подчеркнуть, что разрастающиеся платформы неогея не остачотся инертными. Под влиянием мощного процесса аркогенеза крупные части платформ деформируются, становятся ареной разнообразной магматической деятельности. Появляются многочисленные интрузии гранитоидов, особенно в мезозое, как это видно на примерах Алданского щита, Северо-Американской и Северо-Китайской платформ (Павловский, 1973; Pavlovskij, 1974). Усложнение и пополнение «гранитно-метаморфического» слоя происходило, следовательно, не только в геосинклинальных областях, но и в теле платформ неогея.

Итак, становление «гранитно-метаморфического» слоя материков, жак это явствует из беглого обзора новых данных, прошло сложный путь, не укладывающийся в представление об аккуратной спирали, ветви которой плавно и неуклонно разворачивались с течением времени. Повторяемости крупных событий за 4,5 млрд. лет земной истории не наблюдается. Формирование «гранитно-метаморфического» слоя материковой коры началось вместе с появлением лервых гранитоидов около 3,5 млрд. лет назад. Этот процесс не закончен до настоящего времени, так же как и дальнейшее усложнение состава и структуры этого слоя.

Общий ход развития материковой коры не укладывается в тради-

ционные рамки униформитарианизма и является необратимым.

Литература

Герлинг Э. К., Маслеников В. А., Морозова И. М. Древнейшие горные породы Балтийского щита.— В кн.: Доклады сов. геологов на XXIII сессии МГК. Проблема 4. М., «Наука», 1968.

Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С., Судовиков Н. Г. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского щита и геохронологические данные. — В кн.: Абсолютный возраст до-кембрийских пород СССР. М., «Наука», 1965.

Гилярова М. А. Стратиграфия и структура докембрия Карелии и Кольского полуострова. Изд-во Ленингр. ун-та, 1972.

Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли.—

Геотектоника, 1973, № 2.

Глуховский М. З., Ставцев А. Л. Тектоника и основные этапы развития Алданского щита.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973. Доброхотов М. Н. Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита и

его основные структурные этажи. В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев,

«Наукова думка», 1971. Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.

Кропоткин П. Н. Глубинное строение и деформации древних платформ.— В кн.: Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М., «Наука», 1971.

Лазько Е. М. Основы региональной геологии СССР, т. 3. М., «Недра», 1971.

Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их роль в развитии древних платформ. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6.

- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фации метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии на при-
- мере Канадского щита.— В кн.: Геология и петрология докембрия. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5, 1962.
- Марков М. С., Суханов А. Л., Трифонов В. Г., Флоренский П. В., Шкерин Л. М. Геологическое картирование Луны. — В кн.: Современные представления о Луне. М., «Наука», 1972. Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин.— Бюл. МОИП. Отд.
- геол., 1957, № 5. Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые осо-
- бенности их развития. Геотектоника, 1970, № 2.
- Муратов М. В. Главные типы впадин древних платформ и проблема их происхождения. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972₁, № 5.
- Муратов М. В. Главные тектонические элементы материков. В кн.: Докл. сов. геологов на XXIV сессии МГК. Проблема 3. М., «Наука», 19722.
- Муратов М. В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973.

- Мусатов Д. И., Савельев А. А. Особенности платформенных структур протерозоя на примере Южной Сибири.— В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии МГК. Проблема 10. М., «Недра», 1964.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.— Изв. АН СССР, Сер. теол., 1970, № 5.
- Павловский Е. В. Гранитообразование и тектогенез.—Докл. АН СССР, 1973, т. 211,
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы теотектоники. В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. Тр. ГИН АН СССР, вып. 93, 1963.
- Палей И. П. Протоплатформенные образования Балтийского щита. В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и теосинклинальный процесс. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Полуновский Р. М. Разрез гнейсовой серии Центрального Приазовья и проблема еестратиграфии. — Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 6.
- Рябенко В. А. Основные черты тектоники Украинского щита. Киев, 1970. Суханов А. Л., Трифонов В. Г. Вулканизм и тектоника Луны.—Тр. ГИН АН СССР, «Наука», М., вып. 262, 1974.
- Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан.— Тр. ГИН АН СССР, 1972, вып. 236.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Тр. Иркутск. ун-та, № 5, вып. 2. М., 1951.
- Фролова Н. В. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 1.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири.— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5.
- *Шатский Н. С.* Гипотеза Вегенера и теосинклинали.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, No 4.
- Шейнманн Ю. М. Платформы, окладчатые пояса и развитие структуры Земли.—Тр. Всес. н.-и. ин-та золота и редких элементов, вып. 49. Магадан, 1959.
- Штрейс Н. А. Проблемы связи магматизма со структурой геосинклинальных систем. В кн.: Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. Проблема 2, М., «Недра», 1968. Эскола П. Докембрий Финляндии.— В кн.: Докембрий Скандинавии. М., «Мир», 1967.
- Яншин А. Л. (ред.). Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
 Allègre C. J. Evolution chimique de la Lune.—Compt. Rend. Somm. Soc. géol. France, fasc. 3, 1973.
- Anhaeusser C. R., Mason R., Viljoen M. I., Viljoen R. P. A. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology.—Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, No. 11.

 Anhaeusser C. R. Evolution of archaean greenstone belts.—In: Geol. Soc. Australia, spec. publ., No. 3. Canberra, 1971.
- Choubert B. Etat actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyane française.—
- Bull. Soc. géol., France, 1965, t. 7, No. 1. Frolowa N. W. Uber die Eutstehung der archäischen Granite Ost-Sibiriens.— In: Beiträge zum Granitproblem. Fortschr. der Sowiet. Geologie, 3. Berlin, Akademie-Verlag, 1961.
- Frolova N. V. Problèmes de la stratigraphie, du métamorphisme régional et de la granitisation de l'Archéen en Jakutie du Sud et en Sibérie Orientale. BRGM, traduction N 3814. Paris, 1962.
- Géologie et ressources minérales du Canada. Partie A. Ottawa, 1972.
- Glikson A. Y. Primitive archaean element distribution patterns: chemical evidence and geotectonic significance.— Earth and Planet. sci. letters. Amsterdam, 1971, v. 12, No. 3.
- Goodwin A. M., Shklanka R. Archaean volcano-tectonic basins: form and pattern.— Canad. J. Earth Sci., 1967, No. 4.
- Goodwin A. M. Evolution of Canadian Shield .- In: Geol. Soc. Australia spec. publ., No. 3. Canberra, 1971.
- McGregor A. M. Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia.—Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa, 54, 1951.
- Pavlovskij E. V. Historical-geological aspects of the granite problem. Krystalinikum, Prague, 10, 1974.
- Rankamā K. Global precambrian stratigraphy.— Sociatas scientiarum Fennica. Helsinki, Arsbook-vuosikirja. 1967, v. 45, No. 1.
- Stowe C. W. Summary of the tectonic development of Rhodesian archaean craton.—In: Geol. Soc. Australia, spec. publ., Canberra, No. 3, 1971.
- Visser D. J. L. and oth. The geology of the Barberton area. Spec. publ. Geol. Survey S. Africa, 15, 1956.

УДК 551.24+551.14(47+57-18)

С. М. ТИЛЬМАН, С. Г. БЯЛОБЖЕСКИЙ, А. Д. ЧЕХОВ, Л. Л. КРАСНЫЙ

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ: НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР 1

Выделены структуры с континентальной корой дорифейского (Сибирская платформа, Яно-Колымская и Анюйско-Чукотская миогеосинклинальные системы, Арктический пояс, срединные массивы) и позднемезозойского (Алазейско-Олойская и Гижитинская эвгеосинклинальные системы) возрастов, а также структуры, формирование континентальной коры которых не завершено (Корякско-Камчатская область). Сделан вывод о наличии на Северо-Востоке СССР эвгеосинклинальных зон двух типов, возникших в результате раздробления и раздвигания дорифейской континентальной коры и на первичной океанической коре.

В последние годы по мере накопления фактических данных по геологии континентов и особенно дна Мирового океана некоторые наши традиционные представления по тектонике и истории развития складчатых областей стали подвергаться существенному пересмотру. Сейчас геосинклинальный процесс отождествляется с формированием коры континентального типа, т. е. со сложным, но направленным процессом постепенного превращения океанической коры в континентальную, что происходит только в эвгеосинклиналях.

Закладываясь на меланократовом фундаменте (гипербазит-габбровый слой), эвгеосинклинали в своем развитии проходят три главные стадии: океаническую, переходную и континентальную (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971, 1972). Иногда океанической стадии предшествует грабеновая, свидетельствующая о раздроблении и раздвигании континентальной коры, в теле которой возникают вторичные эвгеосинклинальные зоны (Dewey, Bird, 1971). Каждой стадии соответствуют специфические формации, сменяющие друг друга во времени.

Грабеновая характеризуется накоплением грубообломочных пород, излияниями щелочных лав. Океанической свойственны толеитовые базальты, яшмы, граувакки, спилиты, кератофиры, пелагические известняки, силициты и др. Переходная стадия распознается по появлению лав дифференцированных вулканических серий, которые ассоциируют с туфами, аспидными и флишевыми толщами, образующимися как в морских, так нередко и в прибрежно-континентальных условиях. Структуры рассматриваемой стадии параллелизуются с современными островными дугами. Смена океанической стадии переходной в разных условиях осуществляется по-разному. На поднятиях, именуемых эвгеоантиклиналями, она сопровождается стратиграфическими перерывами, складкои разломообразованием, «вторжением» в верхние структурные этажи протрузий серпентинитов и внедрением габбро-плагиогранитных интру-

¹ Ниже публикуется четыре статьи: С. М. Тильмана и соавторов, П. В. Гуляева, М. Б. Шарковского и А. А. Константиновского, посвященные проблемам тектоники Северо-Востока СССР. В них по-разному рассматривается строение одних и тех же элементов структуры. Публикация различных точек эрения важна в связи с предстоящим Совещанием Межведомственного тектонического комитета по этим проблемам. Примечание редакции.

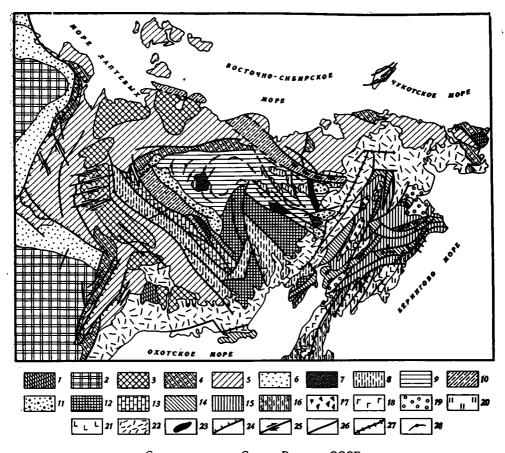


Схема тектоники Северо-Востока СССР

Континентальная кора дорифейского возраста (1600 млн. лет): I — обнаженная на дневной поверхности; 2 — под чехлом Сибирской платформы; 3 — в основании районов пологого залегания пород верхоянского комплекса; 4 — в основании краевых поднятий, сложенных карбонатными породами палеозоя (О—С₁); 5 — в основании миогеосинклинальных зон, сложенных складчатым верхоянским комплексом (Р— J_2); 6 — в основании Приверхоянского краевого протиба.

Континентальная кора позднемезозойского возраста (Алазейско-Олойская и Гижигинская системы): 7—комплексы грабеновой и океанической стадий (Рг); 8— комплексы ранней подстадии переходной стадии (Т—J2); 9—комплексы поздней подстадии переходной стадии; (J3—K1); 10— регенерированные рифтогенные зоны (J3—K1); 11—комплексы континентальной стадии (K).

Блоки дорифейской континентальной коры внутри эвгеосинклиналей: 12 — сложенные пологодислоцированным чехлом (R-J); 13 — сложенные складчатыми миогеосинклинальными комплексами (O-T). Области с незавершенным формированием континентальной коры. Зоны олигоцен-миоценовой консолидации: 14 — комплексы океанической и переходной стадий неразделенные $(Pz-K_1)$; 15 — комплексы ранней подстадии переходной стадии (K_4-K_2) ; 16 — комплексы поздней подстадии переходной стадии (K_2d-Pg_{1-2}) ; 17 — молассы (Pg_3-N_1) ; 18 — платобазальты (N-Q); 19 — неотектонические впадины (Q).

Зоны незавершенной консолидации: 20 — океанический и переходный комплексы неразделенные $(K_2$ sn $-N_1)$; 21 — платобазальты (N-Q).

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: 22 — покровы эффузивов разного состава (K_1 аl— K_2 ст). Другие знаки: 23 — зоны меланжа, протрузии гипербазитов, выходы меланократового фундамента; 24 — надвиги; 25 — сдвиги; 26 — разломы недифференцированные; 27 — граница внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 28 — оси аэромагнитных аномалий

зий. В смежных прогибах, не испытавших обращения тектонического режима, вулканические комплексы океанической стадии постепенно сменяются соответствующими формациями переходной.

Переходная стадия имеет разные стратиграфические объемы, но по сравнению с другими она оказывается почти во всех случаях самой продолжительной. Помимо только что указанных формаций структурные комплексы переходной стадии включают также нижнюю молассу и синхронные ей остаточные и регенерированные рифтогенные геосинклинальные образования.

По появлению субсеквентных вулканитов и калиевых гранитных интрузий, синхронных верхнему молассовому комплексу, определяется континентальная стадия. Она и знаменует собой эпоху повсеместного становления континентальной коры в эвгеосинклинальных системах.

Иначе протекают тектонические процессы в миогеосинклиналях. Это шельфовые образования, представленные карбонатными и терригенными отложениями большой мощности. Сингеосинклинальный вулканизм в них либо отсутствовал, либо проявлялся в очень слабой степени и зависел от магматических процессов, происходящих в соседних эвгеосинклиналях. Никакие стадии, отражающие эволюцию коры в эвгеосинклиналях, в миогеосинклиналях, конечно, не обнаруживаются. В них, если они не были затронуты вторичным рифтогенезом, кора всегда оставалась континентальной, претерпевая, видимо, лишь несущественные количественные изменения, то утоняясь в эпохи осадконакопления, то увеличиваясь в мощности в стадию орогенного развития систем.

Территория Северо-Востока СССР заключает в себе различные тектонические зоны, в которых формирование континентальной коры происходило в разное время (рисунок). Как и когда осуществлялся в конкретных случаях данный процесс и какими геологическими событиями он сопровождался — эти вопросы и составят основное содержание на-

стоящей статьи.

СТРУКТУРЫ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ ДОРИФЕЙСКОГО ВОЗРАСТА

Дорифейская континентальная кора находится в основании Яно-Колымской и Анюйско-Чукотской миогеосинклинальных систем, Арктического пояса, срединных массивов и восточного края Сибирской платформы. Мы можем проследить эволюцию дорифейской коры, если обратимся к анализу строения фундамента Сибирской платформы. Он вскрывается в пределах Анабарского массива и Алданского щита и представлен архейскими супракрустальными образованиями. В разрезе архея Анабарского массива, согласно Б. Г. Лутцу (1964) и М. И. Рабкину (1968), самое нижнее положение занимает далдынская серия, состоящая из первично-магматических пород преимущественно базальтоидного состава. Следующая анабаро-ломуйская серия образовалась за счет глубокого метаморфизма андезито-дацитовых лав и подчиненных им туфогенных, терригенных и карбонатных пород. Верхняя хапчанская серия состоит из парагнейсов и кристаллических сланцев, образовавшихся по песчано-глинистым и мергелисто-известковистым породам. Это мощный (около 20 км) комплекс, подвергшийся метаморфизму в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Он смят в линейные складки устойчивого запад-северо-западного простирания и осложнен разломами. Он вмещает межпластовые тела габброидов и многочисленные секущие массивы гранитоидов.

Архей Алданского щита в разных его частях фациально неустойчив (Салоп, 1968). Предполагают, что самым древним членом алданского архея является зверевская серия, целиком состоящая из метаультрабазитов и базитов. Выше по разрезу располагается иенгрская серия, сменяемая тимптонской и джелтулинской. В иенгрской серии развиты

17

кварциты, с которыми местами переслаиваются гнейсы и кристаллические сланцы, образовавшиеся по базальтам и их туфам. В тимптонской и джелтулинской сериях преобладают породы первично-вулканогенного генезиса (преимущественно базальтоиды).

Архейские породы Алданского щита дислоцированы иначе, чем на Анабарском массиве. Они образовали ряд куполовидных поднятий и овалообразных понижений, разделенных узкими зонами тесно сжатых складок. Простирания архейских толщ не выдержанные и варьируют от субширотных до меридиональных, фиксируя тем самым наличие кольцевых структур (Судовиков и др., 1962; Салоп, 1968). Алданский архей тоже заключает древние интрузивные образования, в том числе аляскитовые граниты, однако общая гранитизация толщ здесь проявилась в меньшей степени, чем на Анабарском массиве.

Многие значения абсолютного возраста гнейсов и кристаллических сланцев Анабарского массива и Алданского щита омоложены (1750—2600 млн. лет), и лишь некоторые определения попадают в возрастную «вилку» 2980—3900±300 млн. лет, а на юге Алданского щита породы, отобранные из толщ, эквивалентных зверевской серии, показали возраст более 4000 млн. лет (Глуховский, Павловский, 1973).

Приведенные фактические данные интерпретируются по-разному. Мы отдаем предпочтение следующей концепции, формулирующей особенности развития восточной части Сибирской платформы в раннем докембрии.

Вещественно-структурный комплекс, отвечающий зверевской серии Алданского щита, напоминает меланократовый фундамент океанической коры. Его аналоги на Анабарском массиве не известны. Если предположить, что кварциты, широко развитые в иенгрской серии, действительно представляют собой хемогенные осадки и образовались за счет разрушения пород основного состава (Фролова, 1951), то вся последовательность разреза Алданского щита предстанет в виде сложного сочетания вулканогенных, кремнисто-граувакковых и реже терригенных формаций. А учитывая преимущественное распространение в разрезе базальтоидных пород вплоть до джелтулинской серии включительно, есть достаточные основания полагать, что Алданский район претерпел в архее лишь одну «протоокеаническую» стадию развития.

Иная картина восстанавливается в Анабарском районе. Нельзя считать случайной наметившуюся здесь вертикальную смену формаций от спилит-диабазовой и базальтовой через андезит-дацитовую к карбонатно-терригенной и терригенной. Б. Г. Лутц (1964) указал даже на наличие в хапчанской серии отдельных толщ с флишоидным чередованием пород. Подобная последовательность указывает на то, что в Анабарском районе проявились по меньшей мере две стадии развития— «протоокеаническая» и «протопереходная». Хотя в разных районах Сибирской платформы тектонические процессы протекали различно, они нигде не сменились непосредственно орогенной стадией, поскольку нет никаких свидетельств образования соответствующих структурных элементов, формаций и магматических комплексов.

Судя по всем имеющимся в нашем распоряжении данным, к концу архея континентальная кора на площади, ныне занятой Сибирской платформой, по-видимому, еще не сформировалась. В одних районах она продолжала оставаться близкой к океаническому типу, в других — к переходному или субокеаническому. Несмотря на различия в архейской истории Анабарского и Алданского районов, которые продолжали оставаться и в последующем, качественные изменения коры и там, и здесь наступили позже. Окончательное формирование коры континентального типа приходится на тот самый рубеж (1750—2600 млн. лет), который фиксирует повсеместное послеархейское омоложение. Это была-

особая стадия в развитии Земли, ознаменовавшаяся первым появлением на планете настоящих платформ и геосинклиналей.

На наличие континентальной дорифейской коры в основании Яно-Колымской и Анюйско-Чукотской миогеосинклинальных систем и Арктического пояса указывают следующие данные.

Архейские породы Охотского и Омолонского массивов, Авековского блока и Чукотского поднятия, идентичные по вещественному составу алданскому комплексу, в последующем подверглись существенным преобразованиям. Последние выразились в метаморфизме первично-вулканогенных и кластических пород в гранулитовой и амфиболитовой фациях, в мигматизации толщ, в проявлении более позднего низкотемпературного кремнекалиевого метасоматоза, во внедрении гранитных интрузий, галька которых находится в рифейских конгломератах.

В Учуро-Майском районе гонамская свита нижнего рифея с размывом и несогласно залегает непосредственно на улканском комплексе, представленном молассами, субсекветными вулканитами среднего и кислого состава и субвулканическими интрузиями с абсолютным возрастом 1600 млн. лет.

Рифей Учуро-Майского района, Охотского и Омолонского массивов, Приколымского поднятия и некоторых других районов Северо-Востока СССР представлен в основании кварцевыми и аркозовыми песчаниками. Немалое значение имеют глауконитовые песчаники, слагающие отдельные пачки и (или) горизонты. Встречаются слои, обогащенные цирконом и гематитом. Такой состав песчаниковых отложений в значительной степени мог возникнуть за счет размыва кристаллического гранитизированного фундамента массивов, древних внутренних поднятий и щитов Сибирской платформы. По мере приближения миогеосинклинальных прогибов к областям сноса в них изменялись фации: песчаниковые толщи приобретали слабую окатанность обломочного материала и грубую сортировку.

В Арктическом поясе в предрифейское время существовала складчатая зона, обладавшая чертами завершенного геосинклинального развития. Об этом свидетельствуют особенности строения разрезов нижнего и среднего протерозоя, вскрытых на п-ове Таймыр, на о-вах Б. Ляховском и Врангеля, на Восточной Чукотке и на севере Аляски. Складчатые протерозойские пояса спаяли в Арктике архейские блоки, и в результате образовалась весьма устойчивая структура с типичной континентальной сильно гранитизированной корой в отличие от более южных районов Тихоокеанской провинции, почему в последующем здесь возникла обширная зона затухания мезозоид (Тильман, 1973₁).

Еще доказательствами существования дорифейской континентальной коры под миогеосинклиналями мезозоид служат: общий «германотипный» стиль их тектоники, структурное положение (они находятся по соседству с древними платформами), формационное выполнение рифейско-палеозойских и мезозойских прогибов, коровый гранитный магматизм в Аллах-Юньском, Адыча-Эльгинском, Анюйском и других районах и исключительно сиалическая металлогеническая специализация.

СТРУКТУРЫ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА

Речь будет идти об Алазейско-Олойской и Гижигинской эвгеосинклинальных системах, расположенных внутри и по периферии Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области (Шило и др., 1973; Тильман, 1973₂). Названные системы, по всем имеющимся в нашем распоряжении данным, не являются первичными, а возникли в результате деструкции дорифейской континентальной коры. В самом деле, непосредственно с Омолонским массивом соседствуют краевые Уш-Уракчанское и Еропольское поднятия, сложенные эвгеосинклинальными формациями палеозоя. К Приколымскому поднятию причленяются с неясными соотношениями структуры Алазейской зоны, с одной стороны, и Олойской—с другой. Авековский блок, сложенный докембрием, со всех сторон окружен структурными элементами, принадлежащими Гижигинской эвгеосинклинальной системе, и представляет собой, таким образом, отторженец от Омолонского массива. Алазейско-Олойская система на севере граничит по глубоким разломам с Анюйско-Чукотской и с Арктическим поясом.

Следовательно, Алазейско-Олойская система в особенности, и Гижигинская в меньшей степени, судя по их структурному положению и характеру соотношений с прилегающими миогеосинклинальными зонами и срединными массивами, представляют собой как бы «врезанные» в дорифейскую континентальную кору новообразования, эвгеосинклинальное развитие которых началось в палеозое.

Меланократовый фундамент и структурные комплексы океанической стадии в Алазейско-Олойской системе предположительно могут быть выделены в пределах Алучинского блока. Фрагменты этих структур, возможно, будут обнаружены на Уяндинском выступе и в некоторых других закрытых районах Индигиро-Колымского междуречья, для чего

потребуется провести специальные исследования.

На правом берегу Большого Анюя, против устья р. Алучина, на гипербазитах и габбро (взаимоотношения неясны) залегает вулканогенноосадочный комплекс видимой мощностью около 400 м. В самом низу
разреза, согласно Ю. М. Довгалю (1964), находится толща неравномерно переслаивающихся друг с другом диабазов и спилитов (165 м), которая выше постепенно переходит в 30-метровую пачку туфов и туфолав
базальтового состава. Далее следует очень пестрый разрез, составленный из пачек и горизонтов переслаивания кремнистых пород, полимиктовых песчаников и алевролитов, граувакк, туфов кератофиров, мелкогалечных туфоконгломератов и линз известняков. Первый алевролитовый слой с фауной средне- и верхнекаменноугольного возраста
появляется на 288-метровом уровне от подошвы охарактеризованного
комплекса. Ассоциация пород и их последовательность в разрезе не оставляют сомнений в том, что это океанические образования, включающие часть офиолитовой группы формаций.

В рассмотренном районе палеозойский океанический комплекс вмещает штоки и небольшие трещинные тела габбро, диоритов и плагиогранитов, а также протрузии гипербазитов, галька которых совместно со спилитами и кератофирами встречается в норийских конгломератах.

Близкий по вещественному составу и возрасту комплекс обнажается восточнее в бассейнах рек Яракваам и Вургувеем. Но, кроме того, здесь еще установлены среднепалеозойские вулканиты, состоящие из лав и туфов спилитов, базальтов и, возможно, кератофиров. На право- и левобережье Большой Анюй (верховья рек Яракваама и Привальной) на каменноугольных отложениях с размывом и несогласно залегают норийские, нижние базальные слои которых представлены конгломератами с галькой плагиогранитов, спилитов и других пород.

Триасовые и юрские отложения на Алучинском и Яракваамском поднятиях объединяют граувакко-сланцево-алевролитовую, а в отдельных местах неразделенную туфогенно-терригенную формации. Здесь они полого дислоцированы, обладают сокращенными мощностями и находятся в структурном несоответствии с палеозойским складчатым комплексом. В свое время эти данные послужили основанием для выделения в верховьях Большого Анюя самостоятельного элемента — Яблонского палеозойского массива (Тильман, 1962), который теперь, в свете современных представлений следует рассматривать как структуру эвгеоантиклинального типа.

В других районах Олойской зоны (Еропольский, Уш-Уракчанский, Верхне-Олойский) известны выходы палеозойских вулканогенных пород базальтового, трахибазальтового, андезит-базальтового, андезит-дацитового и липаритового состава, ассоциирующихся с кремнистыми сланцами, граувакками, туфами, алевролитами и известняками. Местами они охарактеризованы девонской, нижнекаменноугольной и верхнепалеозойской фауной, однако их тектоническая принадлежность остается неясной. Очень возможно, что часть этих образований представляет собой грабеновую фацию.

Переходная стадия в Олойской зоне охватывает триас — ранний мел, до неокома включительно, и разделяется на раннюю (триас—келловей)

и позднюю (верхняя юра — нижний мел) подстадии.

Линейные полосы морских отложений ранней подстадии прослеживаются в центральной и западной частях Олойской зоны (бассейны рек Кричальской, Банной и др.). Среди них выделяются вулканогенно-граувакковая, флишоидная и сланцево-песчаниковая формации. Первая объединяет карнийские и норийские слои, а толщи флишоидного чередования пород относятся к геттангскому, синемюрскому и плинсбахскому ярусам (данные А. И. Афицкого, В. И. Сизых и др). Возраст шлировой или сланцево-песчаниковой формации приходится на среднюю юру и келловей. В основании средней юры отмечены стратиграфические перерывы и несогласия. Суммарная мощность комплекса отложений ранней подстадии более 6000 м. Он смят в линейные складки и нарушен продольными и поперечными разломами, в том числе глубинными сдвигами, надвигами и взбросами, чем отличается от пологодислоцированных одновозрастных отложений Яблонской эвгеоантиклинали.

Вещественные комплексы поздней подстадии более многообразны. Это терригенные молассовые, наземные вулканогенные и геосинклинальные образования. Первые из них выполняют наложенные впадины, вторые слагают отдельные вулканические поля и пояса, а геосинклинальные толщи участвуют в строении узкой рифтогенной Южно-Анюйской зоны.

Переходный комплекс поздней подстадии сменяется в Олойской зоне наземными вулканитами и континентальной верхней молассой, слагающей чимчемемельскую и эквивалентные ей свиты и толщи альбского возраста. Им синхронны тополевский и некоторые другие интрузивные комплексы, внедрение которых совпало с началом континентальной стадии.

Близким геологическим строением обладает Алазейская зона, хотя она изучена хуже. С выделением этой зоны как элемента геосинклинальной системы было поставлено под сомнение существование Колымского срединного массива в границах, показанных на всех изданных тектонических картах и схемах (О. Н. Иванов, данные 1969 г.; Русаков, Виноградов, 1969; Шило, Мерзляков, 1972; Шило и др., 1973). От него осталось лишь Приколымское поднятие. Алазейская зона находится на непосредственном продолжении Олойской, что подтверждается общим характером аномального магнитного поля. Особенности ее строения раскрываются в пределах одноименного плоскогорья. На междуречье Седедемы, Кыллаха и в соседних районах распространены три вещественно-структурных комплекса: геосинклинальный (палеозой — низы средней юры), позднегеосинклинальный (средняя юра — нижний мел) и орогенный или послегеосинклинальный (верхний мел — кайнозой). Достоверно доказаны сборами фауны отложения карбона, перми, триаса и всех отделов юрской системы (Русаков, Виноградов, 1969; Шило и др., 1973; Русаков и др., 1974).

Геосинклинальный комплекс представлен многокилометровой толщей терригенно-вулканогенных морских образований: базальтов и их туфов, кератофиров, различных кремнистых пород (в том числе яшм с радио-

ляритов), граувакк, конгломератов и глинистых сланцев при ничтожной роли известняков. Породы сильно дислоцированы и разбиты разломами на отдельные блоки, где сближены разные фации. Геосинклинальные образования подверглись интенсивному зеленокаменному перерождению. Среди них находятся также и глаукофановые сланцы. Рассматриваемые образования пока не могут быть более дробно расчленены, однако, судя по вещественному составу пород, они несомненно включают комплексы, отвечающие как океанической, так и переходной стадиям развития.

В нижней части средней юры начинают появляться отложения, напоминающие молассовую формацию. Основание разреза сложено толшей валунно-галечных конгломератов мощностью не менее 250 м. Среди галек присутствуют вулканиты основного и среднего состава, яшмы, кремнистые сланцы и гранитоиды. Далее следуют туфопесчаники, алевролиты и сланцы, базальты, андезиты, андезито-базальты, кислые лавы и их туфы средне- и позднеюрского (до волжского яруса) возраста. Они представлены преимущественно в морских фациях. Геосинклинальные и позднегеосинклинальные образования со структурным несогласием перекрываются кислыми и средними вулканитами мела и меловой — кайнозойской континентальной молассой.

За пределами Алазейского плоскогорья фрагменты структур эвгеосинклинальной зоны встречаются в верховьях р. Рассохи, на северовосточных крыльях Тас-Хаяхтахского и Селенняхского поднятий и в северо-западной части Приколымского поднятия, где вскрываются частные разрезы палеозоя, сложенные преимущественно вулканогеннотерригенными породами. Детальнее всего изучен Рассошинский разрез ордовика и, возможно, верхнего кембрия (Мерзляков, 1971; Мерзляков, Лычагин, 1973), представленный мощной толщей (около 3500 м) дислоцированных базальных валунно-галечных конгломератов, аспидных сланцев, алевролитов, песчаников и известняков, кремнистых пород и туфоконгломератов, сменяемых вверху туфами, туфобрекчиями и лавами трахитов и трахибазальтов. На долю вулканогенной части разреза приходится примерно около половины мощности. Этот разрез не типичен для внутренних эвгеосинклинальных зон. Возможно, он близок грабеновым фациям, что подтверждается и его местонахождением рядом с Тасканской миогеосинклинальной зоной Омулевского поднятия.

В том же районе (верховья р. Зырянки) поверх ордовика с размывом и несогласно залегает типичный переходный комплекс, возрастной объем которого приходится на средний девон — триас. Он сложен конгломератами, гравелитами, известняками, кремнистыми и аспидными сланцами, туффитами, туфами и лавами андезитов и в редких случаях диабазов и андезито-базальтов. Это единая вулканогенно-карбонатнотерригенная формация мощностью не более 2000 м. Ее породы интенсивно дислоцированы, нарушены разломами и прорваны секущими дай-ками диабазовых порфиритов (Мерзляков, 1971).

При приближении к Элекчанскому и Гармычанскому грабенам и к собственно Илинь-Тасской зоне получают широкое распространение геосинклинальные верхнеюрские образования. По характеру формаций, а также по структурному положению Илинь-Тасская зона, взятая в целом, отождествляется с Южно-Анюйской и, как эта последняя, принадлежит к регенерированным элементам короткого развития. Орогенная (континентальная) стадия в Илинь-Тасской зоне наступила в середине мела. Ей сопутствовало образование зырянской серии, представленной паралической угленосной молассой.

Алазейско-Олойская система, обладая сложным внутренним строением, в то же время отличается и не совсем обычным тектоническим планом. На Селеннях-Уяндинском междуречье ее структуры кольцеобразно замыкаются. Дугообразный изгиб повторяет контуры внутреннего

угла Сибирской платформы, а также подчинен очертаниям Янской зоны, состоящей из ряда районов пологих дислокаций. Такие ограничения эвгеосинклинальных систем, оказывается, не являются исключением. Подобным образом ведет себя, например, Байкало-Патомская система, вдающаяся в Сибирскую платформу и расположенная в зоне влияния Байкало-Адычанского линеамента, связывающего воедино комплекс разнообразных структур, в том числе и Алазейско-Олойскую систему.

Именно с влиянием названного линеамента следует связывать образование Еропольского, Олойского, Алазейского и других рифтов. Следовательно, интересующая нас проблема не ограничивается только отрицанием Колымского срединного массива (хотя это очень эффектный вывод), а сводится в конечном счете к признанию вторичных (регенерированных) эвгеосинклинальных зон, периодически возникающих в теле древней континентальной коры. Впервые эта идея применительно к мезозоидам Северо-Востока СССР была высказана С. М. Тильманом (1962).

В связи с обсуждаемой проблемой об условиях формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР приобретает важнейшее значение вопрос о тектонической природе Иньяли-Дебинского синклинория. Мы склонны думать, что он возник на рубеже среднего и позднего палеозоя на утоненной континентальной коре, образовавшейся в результате растяжения дорифейского континентального блока. Какие к тому имеются обоснования?

В миогеосинклинальных областях Тихоокеанского и Атлантического сегментов подобные Иньяли-Дебинскому синклинорию структуры не встречаются; они являются принадлежностью только эвгеосинклинальных зон.

Мезозойские формационные ряды синклинория в отличие от всех других структур Яно-Колымской системы резко дифференцированы. Здесь выделяются аспидная и флишевая формации, характерные для переходных стадий развития эвгеосинклиналей (Чехов, 1971). Кроме того, триасовые и юрские толщи нередко содержат прослои и отдельные маломощные пачки тефроидов и туффитов среднего и иногда основного состава, а также обломки базальтов скорее всего местного происхождения.

Среди гранитоидов синклинория местами развиты высокоглиноземистые разности, которые, как известно, широко распространены в эвгеосинклинальных системах Сихотэ-Алиня, Индокитая, Кордильер Северной

Америки и в др.

Весьма специфичным выглядит магнитное поле синклинория, не похожее на поля типичных миогеосинклинальных зон (Верхоянская, Таймырская, Анюйско-Чукотская, пояс Милларда и др.). Линейные знакопеременные аномалии высокой интенсивности протягиваются в северозападном направлении вдоль всего синклинория, фиксируя наличие на глубине возмущающих объектов, каковыми могут быть породы метаморфического меланократового фундамента, а также тела основного и ультраосновного состава.

Для такого предположения имеется ряд оснований. В гранитах Негаяхского массива, как сообщила И. А. Загрузина, присутствуют ксенолиты мигматизированных сланцев основного состава, а в гранитах массива Маяк встречены округлые, вероятно, ксеногенные включения пироксенамфиболовых пород. И те и другие можно рассматривать с определенной долей условности как фрагменты метаморфического меланократового комплекса, залегающего в основании Иньяли-Дебинского синклинория.

Вдоль западного эндоконтакта гранитного плутона Маяк прослеживается параллельно складчатым структурам небольшой разлом, контролирующий породы гипербазит-габбровой ассоциации. По данным В. А. Серебрякова (1966), в этом месте обнажены на дневной поверхности полосчатые габбро, перидотиты, пироксениты и серпентинизиро-

ванные породы. Этот, пока единичный, факт несомненно указывает на

глубинную природу синклинория.

Наконец, следует обратиться к вопросу о первичном составе гранитоидов. Адамеллиты, гранодиориты и кварцевые диориты представляют собой породы, которые в конечной стадии оказались интенсивно переработанными процессами регионального калиевого метасоматоза, сопутствующего становлению раннеорогенных интрузивов. Если «отфильтровать» наложенные метасоматические явления, то исходные породы будут отвечать либо типичным натровым гранитам, либо, возможно, плагиогранитам, которые в совокупности с габброидами и диоритами дадут парагенетическую ассоциацию, свойственную переходной стадии развития эвгеосинклиналей.

Окончательное формирование континентальной коры в Иньяли-Дебинском синклинории совпало, как известно, с эпохой колымской складчатости.

Одновременно или почти одновременно континентальная кора образовалась в Гижигинской системе. Она занимает побережье одноименной губы. Фрагменты ее структур обнажаются, кроме того, в верховьях р. Парени, в бассейне р. Вилиги и в некоторых других районах. Меланократовый фундамент и структурные комплексы океанической стадии пока нигде не установлены. Мы можем говорить лишь о переходном эвгеосинклинальном комплексе. Он очень мощный (до 13 км); имеет объем от намюра до верхней юры — валанжина; представлен терригенными, граувакковыми, кремнисто-вулканогенными и реже вулканогенными формациями. Он вмещает местами габбро-плагиогранитные интрузии и протрузии гипербазитов. Геосинклинальные отложения в Гижигинской системе чрезвычайно интенсивно дислоцированы. Здесь встречаются самые разнообразные складчатые формы, но все они имеют линейную ориентировку и простираются в северо-восточном направлении согласно с Тихоокеанским планом.

По мере приближения Гижигинской системы к Омолонскому массиву постепенно изменяются формации и типы нарушений геосинклинальных отложений, и они приобретают облик верхоянского комплекса.

Как продолжается Гижигинская система на северо-восток — неясно, ибо на всем протяжении от долины р. Пенжины до истоков Малого Анюя развиты сплошные поля меловых эффузивов, скрывающие структуры основания. Представляется, однако, вероятным, что подходя к долине р. Еропола, Гижигинская система затухает и выклинивается, а синхронные геосинклинальному мезозойскому комплексу отложения в этих районах становятся эвгеоантиклинальными. Следовательно, через Яблонскую и Еропольскую эвгеоантиклинали происходит сочленение структур Гижигинской системы с Олойской зоной, которая, по-видимому, представляет ее побочную ветвь. Продолжение Гижигинской системы, очевидно, можно увидеть и в более западных районах, в частности на побережье Охотского моря, где известны разрезы мезозоя, составленные вулканогенным переходным комплексом, но уменьшенной мощности.

С Гижигинской системой структурно связана Приомолонская зона, которая также является побочной ветвью. В южной ее части выявляются сходные с геосинклинальным комплексом бассейна р. Вилиги парагенезисы пород, а в северной мезозойские толщи по формационному

типу приближаются к верхоянскому комплексу.

Геосинклинальные отложения Гижигинской системы в объеме от намюра до средней юры составляют переходный комплекс ранней подстадии, а верхнеюрские — валанжинские — поздней.

СТРУКТУРЫ С НЕЗАВЕРШЕННЫМ ФОРМИРОВАНИЕМ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Мезозоиды на востоке через Охотско-Чукотский вулканогенный поястраничат с Корякско-Камчатской геосинклинально-складчатой областью, континентальная кора которой еще окончательно не сформировалась. Согласно новым данным, в этой области хорошо обособляются различные структурные комплексы, отвечающие меланократовому фундаменту, океанической, переходной и раннеорогенной стадиям. Упомянутые комплексы либо наслаиваются друг на друга, либо замещаются в латеральном направлении. Из-за широко развитой покровной тектоникимногие детали строения разрезов остаются еще не распознанными и, кроме того, они с таких позиций только начинают изучаться.

Комплексы океанической стадии в разных районах имеют различный возраст. В Пенжинском кряже эти образования, покрывающие «гипербазит-габбровый слой», датированы силуром (Заборовская, Некрасов, 1974), в Усть-Бельском районе — среднепалеозойским (А. А. Александров, данные 1973 г.), а в Хатырской зоне — верхнепалеозойским. Пластины горных пород, где обнажен меланократовый фундамент и океанический комплекс, находятся в аллохтонном залегании. Океанические образования представлены либо базальтами, либо породами спилит-диабазового состава, чередующимися с фтанитами, яшмами и редко с известняками. Стратиграфически выше в указанных районах залегают вулканогенно-терригенные породы (граувакки, сланцы, песчаники, лавы и туфы андезитов) широкого возрастного диапазона от раннего мезозоя до среднего альба включительно. Мощность толщ непостоянная и колеблется в пределах от 6000 до 10000 м. Этот комплекс относится к переходному и нередко вмещает протрузии гипербазитов.

В других районах Корякского нагорья океанический и переходный комплексы охватывают только поздний мезозой (верхняя юра—сенон) и представлены разнообразными формациями: базальтовой и спилит-базальтовой, кератофировой, кремнисто-радиоляритовой, граувакковой, флишевой, турбидитной, аспидной, андезитовой и нерасчлененной терригенно-туфовой. Аналогами таких образований в Корякском нагорье являются кингивеемская, инаськваамская, койвэрэланская и некоторые другие свиты и толщи, датированные верхнеюрским — валанжинским возрастом. Все они распространены в узких протяженных зонах, вмещающих ленточные тела гипербазитов, в том числе серпентинизированных, и тектонически контактируют с авулканическими (терригенными) толщами того же и более молодого возраста. Неясно, наращивают ли они разрез более древнего океанического комплекса, или же начинают собой новый тектонический цикл, обусловленный повторным рифтообразованием. Последнее предположение, как показывают наблюдения в бассейне р. Ягельной, более вероятно.

Точно такими же особенностями состава и строения обладают некоторые свиты и толщи сенонского возраста, развитые в Алганской, Ванэтатско-Великореченской и в других зонах.

В Пенжинско-Анадырской и Корякской зонах континентальная стадия не выражена так, как в эвгеосинклинальных системах мезозоид. Можно говорить лишь о разновременной их стабилизации, отмечаемой развитием нижних моласс: в первом случае — о датско-палеогеновой; во втором — об олигоцен-миоценовой. Им соответствовали формирование Пенжинского, Рарыткинского и Опухско-Пекульнейского молассовых прогибов, трещинные излияния лав основного и кислого состава и повторное «вторжение» протрузий гипербазитов.

Особенностями тектоники Пенжинско-Анадырской и Корякской зон, как теперь это установлено, являются многочисленные полосы серпентинитового меланжа разного типа, тектонические покровы, длительно

развивавшиеся надвиговые и сдвиговые нарушения, сопровождаемые формированием олистостромовых толщ, и другие нарушения, свидетельствующие о значительных и неоднократных горизонтальных перемещениях (Александров, 1973; Чехов и др., 1974). Следует заметить, что в современном плане покровные структуры почти повсюду осложнены новейшими крутопадающими разломами, в основном сбросами, придающими им мозаично-блоковый облик. Это обстоятельство создает известные трудности при расшифровке внутренней тектоники рассматриваемой территории и объясняет причину ошибочности бытующих еще до сих пор представлений.

Южнее Корякской зоны располагается Олюторская, в строении которой принимают участие ватынская серия, ачайваямская, вочвинская, говенская, ильпинская и некоторые другие свиты и толщи, образующие мощный (более 16 км) геосинклинальный комплекс в объеме от сенона до нижнего миоцена. Он объединяет образования как океанической, так и переходной стадий, причем спилиты, базальты и яшмы, исключая ильпинскую свиту, доминируют в разрезе.

Судя по формационному составу выполняющих Олюторский прогиб отложений, а также по его структурному положению, можно думать, что эта зона возникла на первичной океанической коре и переживает еще сейчас, по-видимому, переходную стадию, поскольку нет прямых доказательств окончательного становления здесь коры континентального типа.

КРАЕВОЙ ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС

Охотско-чукотский вулканогенный пояс наложен на срединные массивы, на Яно-Колымскую и Анюйско-Чукотскую миогеосинклинальные системы, на Олойскую зону и Гижигинскую систему.

Согласно новым данным В. Ф. Белого и других геологов, начало формирования пояса приходится на альб. Более молодые вулканогенные толщи датируются по флористическим остаткам сеноманом. В конце мела и в начале палеогена имели место отдельные вспышки вулканической активности, однако образованные при этом эффузивы перекрыли уже сформированные структуры пояса и должны рассматриваться в качестве наложенных покровов.

В составе вулканических образований преобладают контрастные формации: базальты, андезито-базальты и андезиты, игнимбриты, липариты и реже дациты. Они слагают множество свит, корреляция которых нуждается в серьезном уточнении, особенно после того, как существенно сократился стратиграфический объем вулканитов.

Пояс обладает отчетливой зональностью. Со стороны мезозоид ясно прослеживается внешняя зона, а со стороны Корякско-Камчатской области — внутренняя. Фланги пояса устанавливаются в Охотском и Беринговоморском районах, где затухают его типичные признаки. Граница между внешней и внутренней зонами пояса в подавляющем большинстве случаев выражена системой сближенных, сопряженных под тупыми углами, реже кулисно расположенных разломов, вдоль которых произошло ступенчатое смещение блоков относительно друг друга. При этом во многих случаях опущенными оказываются блоки, находящиеся во внутренней зоне. Сближенные разломы разной природы (сбросы, сдвиги и надвиги), из которых составляется граница зон, укладываются в интервал шириной от первых сотен метров до 2,5—3 км. По всем признакам она отвечает сквозному глубинному разлому, который местами отчетливо проявляется в рельефе.

Различия в строении внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского пояса выражаются в следующем. Во внешней зоне широко развиты игнимбритовые толщи, в особенности в Центрально-Чукотском районе. В других районах (Средне-Анадырский, Пенжинский и Охотский) в раз-

резе сложно переплетаются вулканиты основного и среднего состава с кислыми. Суммарная мощность толщ нигде не превышает 2500—3000 м. Внешняя зона отличается мозаичным строением. Здесь широко развиты изометричные, реже линейные отрицательные вулканоструктуры, разделенные положительными формами (вулкано-купольные структуры). Последние представляют собой ремобилизированные поднятия, образовавшиеся в процессе внедрения интрузий. В целом вулканиты внешней зоны слабо покороблены или местами залегают практически моноклинально. Во впешней зоне магнитные поля по величине, морфологии и ориентировке аномалий идентичны полям в мезозоидах.

Вулканогенные толщи внутренней зоны сложены преимущественно андезито-базальтами, и лишь в самых верхах разреза сеномана встречаются игнимбриты и туфы кислого и умеренного состава. Обращает на себя внимание резкое увеличение мощности толщ, в особенности в грабенообразных вулкано-тектонических структурах, где она достигает 6000 м. Вулканогенные толщи во внутренней зоне намного сложнее деформированы. Различаются крупные антиклинальные поднятия и сопряженные с ними грабенообразные вулкано-тектонические депрессии. В сводовых частях поднятий иногда обнажаются породы основания пояса, что свидетельствует об унаследованном характере тектонического плана отдельных участков внутренней зоны. Крылья поднятий и депресский осложнены прерывистыми складками различный порядков. Во внутренней зоне меняется и характер магнитного поля. Здесь зафиксированы очень крупные и резкие магнитные аномалии северо-восточного простирания, срезающие поля внешней зоны.

Почти на всей территории Охотско-Чукотского пояса, за исключением Центрально-Чукотского района, широко развиты гранитоидные интрузии. В результате работ В. Ф. Белого, М. Л. Гельмана, Н. В. Ичетовкина, Г. Г. Кайгородцева, А. П. Милова, Г. Е. Некрасова, И. М. Сперанской и др. установлены существенные различия между гранитоидами внешней и внутренней зон пояса. Во внешней зоне преобладают эпизональные интрузии гранодиорит-гранитной формации, тогда как во внутренней части встречаются мезозональные кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты и граниты. Породы внутренней зоны характеризуются более высоким содержанием натрия: отношение К₂О: Na₂O (в вес. %) здесь колеблется от 1:4 до 1:2. Во внешней зоне отношение щелочей равно примерно 1.

Натровые гранитоидные серии свойственны не только внутренней зоне пояса. Они являются также принадлежностью орогенных интрузий Анадырско-Корякской системы и эвгеосинклинальных зон мезозоид востока Азии. Они подчеркивают, очевидно, глубокие различия типов коры в районах, приближенных к Тихому океану и удаленных от него.

выводы

Новые данные по тектонике Северо-Востока СССР убеждают нас в том, что на этой обширной территории к началу рифея обособились два крупных блока — Верхояно-Чукотский континентальный и Анадырско-Корякский океанический. Граница между ними совмещалась с разломами торцового типа и проходила примерно там, где сейчас протягивается Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Верхояно-Чукотский континентальный блок в среднем и местами раннем палеозое распался на эв- и миогеосинклинальные зоны и с этого времени наметились две тенденции развития. С одной стороны, происходило наращивание гранитно-метаморфического слоя и утолщение сформированной в докембрии континентальной коры, с другой — деструкция древней континентальной коры и созидание новой, окончательное становление которой пришлось на поздний мезозой. Анадырско-Корякский блок, в основании которого находилась первичная океаническая кора, претерпел направленное развитие,

однако окончательное формирование коры континентального типа здесь, по-видимому, еще не наступило. Мы имеем здесь дело с особым типом континентальной коры, геологическая сущность которой не совсем соответствует трехслойной геофизической модели.

С выделением новых эвгеосинклинальных зон иначе трактуются закономерности пространственного размещения полезных ископаемых. Равноценную практическую значимость в них будут иметь месторождения фемического и сиалического профиля. Существенно расширяется спектр золоторудных формаций, объединяющий золото-молибден-медную, золото-сульфидную, золото-редкометальную, золото-кварцевую и золото-серебряную. Начинают приобретать большой интерес еще пока слабо закартированные зоны меланжа, с которыми непосредственно может быть связан золото-лиственитовый тип оруденения. В связи с покровной тектоникой должно быть переосмыслено направление поисково-разведочных работ в Олойской зоне, в Корякском нагорые и в других районах, которые наряду с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом выдвигаются в разряд наиболее перспективных металлогенических провинций.

Литература

- Александров А. А. Серпентинитовый маланж верхнего течения р. Чирынай. (Корякское нагорье). — Геотектоника, 1973, № 4.
- Белый В. Ф. Главные типы вулканических поясов в областях мезозойского тектогенеза Восточной Азии.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Матер. VII сессии Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1971.
- Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли. Геотектоника, 1973, № 2.
- Доваль Ю. М. Офиолитовые формации Алучинского поднятия. В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. Тр. СВКНИИ, вып. 17. Матадан, 1964.

 Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е. Новые данные о стратиграфии палеозоя Понтонейских гор (Пенжинский кряж). В сб.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР (тез. межвед. совещ.) Магадан, 1974.
- Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., «Наука», 1964. Мерэляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия. — Тр. СВКНИИ
- АН СССР, вып. 19. М., «Наука», 1971.

 Мерэляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикском вулканизме Северо-Востока СССР.—В кн.: Мапматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволющии геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Рабкин М. И. Архей Анабарского массива. В кн.: Геологическое строение СССР,
- т. І. М., «Недра», 1968. Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная области
- Северо-Востока СССР.—Уч. зап. НИИГА, рег. геол., вып. 15. Л., 1969. Русаков И. М., Бондаренко Е. С., Кореньков Г. П., Кац А. Г. и Васильева Г. А., Николаев Ю. Т. Рабочая стратиграфическая схема палеозойских отложений ского плоскогорья. — В сб.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР докл. межведом. стратиграф. совещ. Магадан, 1974.
- Салоп Л. И. Архей. Алданский щит. В кн.: Геолюгическое строение СССР, т. І. М., «Недра», 1968.
- Серебряков В. А. Геологическое строение Негаяхского гранитоидного массива. Мат.
- по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 18, Магадан, 1966. Судовиков Н. Г., Другова Т. М., Крылова М. Д., Михайлов Д. А. Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горнопромышленного района.— Изв. АН СОСР. Сер. геол., 1962, № 11.
- Тектоническая карта Евразии. М-б 1:5000000, М., Изд-во ГУГК, 1966.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья.— Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 1. Матадан, 1962.
- *Тильман С. М.* Особенности орогенного развития Тихоокеанских мезозоид.— В кн.: Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. вып. 55, Магадан, 1973.

Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца.— Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 40. Новосибирск, «Наука», 1973₂. Фролова Н. В. Об условнях осадконакопления в архейской эре.— Тр. Иркутского гос.

ун-та, т. 5, сер. геол., вып. 2. М., Госгеолиздат, 1951.

Чехов А. Д. Сравнительная характеристика Иньяли — Дебинского и Ольдойского синклинориев. В кн.: Мезозойский тектогенез. Матер. VII сессии Научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, Магадан, 1971.

Чехов А. Д., Бялобжеский С. Г., Александров А. А. Меланж и олистостромы восточной части Корякского нагорья. — В кн.: Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Матер. Хабаровской конференции молодых геологов Дальнего Востока. Хабаровск,

Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964. Шило Н. А., Мерэляков В. М. Эвгеосинклинальные зоны мезозоид Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 1972, т. 204. № 5.

Шило Н. А., Мерэляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система — новый элемент мезозоид Северо-Востока СССР. —

Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5. Dewey J. F., Bird J. M. Origin and emplacement of the ophiolite suite; Appalachian ophiolites in Newfoundland. - J. Geophys. Res., 1971, v. 76.

СВКНИИ двиц ан ссср Статья поступила 9 декабря 1974 г.

УДК 551.242.055 (571.65)

П. В. ГУЛЯЕВ

К ТЕКТОНИКЕ АЛАЗЕЙСКОГО ПОДНЯТИЯ

Рассматриваются новые данные по геологии Алазейского поднятия. Имеющийся материал позволяет оспаривать появившиеся в последнее время выводы о наличии на Алазейском поднятии офиолитов, а следовательно, и развитие геосинклинали на океанической коре. Предлагается одна из возможных гипотез структурного развития Алазейского поднятия.

Рассматриваемый район расположен на междуречье Колымы и Индигирки и является сложно построенным тектоническим элементом Северо-Востока СССР. Точки зрения о характере строения этого района глубоко различны. Одни исследователи выделяли здесь платформу, «жесткую» устойчивую массу или срединный массив (Шатский, 1953; Пущаровский, 1955—1956, 1960; Аникеев и др., 1957; Тильман, 1958, 1969; Л. и Б. Снятковы, 1958; Васильев и др., 1959; Богданов, 1963; Белый и др., 1964; Мокшанцев и др., 1964 и др.). Другие авторы видели здесь геосинклинальную структуру (Кропоткин, Шаталов, 1936; Тетяев, 1935; Атласов, 1947, и др.).

В 1969 г. И. М. Русаков и В. А. Виноградов в пределах Колымо-Индигирского междуречья выделили две крупные тектонические зоны, отвечающие по своему типу эвгеосинклинали и миогеосинклинали.

В 1973 г. опубликованы статьи Н. А. Шило и др., в которых отрицается существование Колымского срединного массива и утверждается, что Алазейское поднятие является складчатой зоной, которая на востоке соединяется с Олойской, образуя единую складчатую систему. Развитие эвгеосинклинали, по их мнению, произошло на океанической коре. Геосинклинальные образования подвергались интенсивному зеленокаменному перерождению и вмещают тела гипербазитов.

Однако К. Б. Мокшанцев и его соавторы продолжают поддерживать точку зрения о существовании Колымского срединного массива ¹.

Автору пришлось проводить с 1968 г. по настоящее время геологосъемочные работы вначале в районе Олойского прогиба и Березовской зоны, а в последние годы — на Алазейском поднятии. За это время накопился большой фактический материал, позволяющий существенно полнее осветить стратиграфию и структуру этого района. Кроме собственных наблюдений использованы данные и устные сообщения ряда геологов объединения «Аэрогеология» — Г. А. Васильевой, Ю. Г. Гатинского, В. Б. Обухова и др., работой которых руководит А. Г. Кац. Особенно большой материал по триасовым и юрским отложениям любезно предоставлен З. Б. Флоровой, которой автор выражает благодарность.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

В результате проведенных исследований на Алазейском поднятии были выделены и закартированы нижне-, средне- и верхнекаменноугольные, нижне- и верхнепермские, верхнетриасовые, нижне-, средне- и верх-

¹ Доклад К. Б. Мокшанцева и др., прочитанный на Совещании по тектонике срединных массивов, созванном Межведомственным тектоническим комитетом в Москве в январе 1974 г.

неюрские, нижне- и верхнемеловые образования. Нижний палеозой и значительная часть среднего в пределах поднятия не установлены. Большинство стратиграфических подразделений охарактеризовано фауной и флорой. Многие из них выделены впервые.

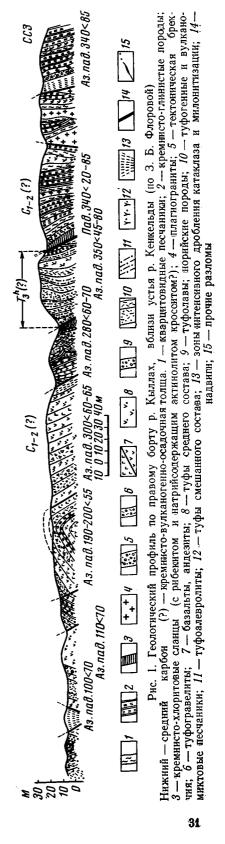
По причине еще не укрепившихся окончательно названий за выделенными и закартированными нами и частично установленными предшественниками стратиграфическими подразделениями мы используем термин «толща» как термин свободного пользования.

Ранне- и среднекаменноугольная (?) кремнисто-вулканогенно-осадочная ща распространена на площади междуречья Седедемы — Кенкельды, занимая центральную часть Алазейского поднятия. Представлена она грязно-зелено-серыми, темно-серыми вулканомиктовыми, туфогенными, реже известковистыми песчаниками, туфогравелитами, мелкогалечными конгломератами, темно-серыми базальтовыми и зелено-серыми андезитовыми порфиритами с прослоями кремнистых пород, кремнисто-глинистых сланцев и линзами (до 1×3 м) мраморизованных известняков, туфолавами и туфами преимущественно среднего состава.

Весьма приближенная мощность тол-

щи — порядка 1500—1700 м.

Породы толщи претерпели динамометаморфизм, выразившийся во вторичном окварцевании, кальцитизации; нередко вторичные процессы выражаются в хлоритизации, эпидотизации, придающими породам грязно-зеленый цвет. В результате интенсивной трещиноватости и разрывной тектоники наблюдается милонитизация и катаклаз. Наиболее сильные изменения отмечаются вблизи крупных разломов, где возникают чисто кремнистые породы — кварцитовидные песчаники с образованием кремнисто-глинистых и кремнисто-хлоритовых сланцев (водораздел рек Кенкельды, Эгелях, Систиннях и руч. Пологий). Особенно отчетливо глубокий метаморфизм проявлен вблизи крупного надвига по правому борту р. Кыллах около устья р. Кенкельды (рис. 1). Здесь на расстоянии около 0,2 км наблюдаются выходы сильно катаклазированных пород описываемой толщи, надвинутой на небольшой блок норийских (?) пород (в последних, по данным Шило и др., 1973, найдены остатки монотисов). Породы в зоне подверглись



брекчированию и превращены в тектоническую глинку. А тектоническая брекчия наиболее крепких пород (андезитов и базальтов) напоминает псевдошаровую отдельность, принимаемую некоторыми исследователями за шаровую отдельность спилитов. Подобная брекчия отмечается вдоль этого разлома в юго-западном (по всем правым притокам р. Кенкельды) и в северо-восточном (в небольшом распадке в верховьях одного из составляющих правых притоков р. Алазеи) направлениях. В зонах интенсивного сдавливания в кремнисто-хлоритовых сланцах по трещинам образуется щелочной амфибол (рибекит и натрийсодержащий актинолит). Иногда в виде пятен содержатся игольчатые кристаллы (размером 0,1—0,2 мм) кроссита (?) с плеохроизмом в фиолетово-голубых тонах и, вероятно, глаукофана 1. Подобные сланцы из этой же зоны описаны в работе Шило и др. (1973).

По устным сообщениям Г. С. Гусева, на продолжении этого надвига, в первом правом крупном притоке р. Кенкельды, обнаружены по-

добные породы, содержащие глаукофан.

Вдали от разломов, уже на расстоянии 100—120 м, степень метаморфизма резко убывает. Однако под влиянием широко развитых гранитных интрузий, прорывающих данную толщу, породы последней в экзоконтактовой зоне претерпели интенсивное ороговикование. В таких случаях их первичная структура и текстура не всегда распознаются.

Органические остатки в толще не обнаружены, поэтому возраст ее дается с некоторой условностью. Породы толщи слагают наиболее низкие стратиграфические горизонты и по сравнению с другими фаунистически охарактеризованными наиболее сильно метаморфизованы. Возраст их нами определяется как нижний — средний отделы карбона. Не исключено, что нижняя возрастная граница их может быть опущена до девона.

К юго-востоку от выходов этой толщи развиты фаунистически охарактеризованные отложения среднего и верхнего карбона, нижней и верхней перми, верхнего триаса, нижней, средней и верхней юры.

Толща средне- и верхнекаменноугольных отложений узкой полосой простирается в северо-восточном направлении от низовья р. Салгы-Юрях до р. Кыллах. Отдельные выходы ее зафиксированы на правобережье р. Седедемы. Нижняя граница ее не установлена, а сверху она согласно перекрывается нижнепермскими отложениями. Толща представлена темно-серыми, серыми и табачно-серыми плотными, ороговикованными, иногда тонкополосчатыми полимиктовыми песчаниками с растительным детритом, среди которых встречаются вулканомиктовые и туфогенные разности, серыми и зеленовато-серыми алевролитами, нередко тонкополосчатыми, туффитами, туфогравелитами, туфолавами и лавобрекчиями кислого состава. Мощность порядка 750—800 м.

В нижних горизонтах обнаружена фауна Balakhonia settedabanica Abr. и др., а в более верхних — Yakutoproductus aff. parenensis Zav. Anidanthus ex gr. dicksoni Einor, а также Chonetes cf. variolatus Orb.? Jakutoproductus cheraskovi Kasch., Rhynchopora nikitini Tschern., Taimyrella pseudodarwini Einor и др., позволяющие датировать вмещающие породы средним — верхним карбоном.

Нижняя пермь на подстилающих отложениях залегает согласно и представлена пестро-голубыми, зеленовато-желтыми алевролитами, в том числе известковистыми, и песчаниками с подчиненными прослоями туфоалевролитов и туффитов. Мощность толщи 770—800 м.

Алевролиты содержат Chonetes transitionis Krot., Ch. variolatus Orb., Jakutoproductus protoverchoyanicus Kasch.— Fluctuaria cancriniformis

¹ Предварительные определения, оделанные в ИГЕМе АН СССР А. А. Глаголевым, показали, что в этих сланцах обнаруживается лишь рибекит и натреодержащий актинолит.

Tschern. и др., а также фораминиферы Orthovertella verchojanica Sossip., Protonodosaria rauserae Gerke и др., указывающие на раннеперм-

ский (ассельский — сакмарский) возраст вмещающих пород.

Особое место занимают нижне- и верхнепермские породы, представленные темно-вишневыми, розовато-серыми трахидацитами порфировидного и афирового сложения, липаритами и их туфами, левобрекчиями с редкими подчиненными прослоями туфопесчаников. Отдельные разности трахидацитов близки к кварцевым кератофирам. Мощность 600—700 м. Породы занимают промежуточное положение между фаунистически охарактеризованными нижне- и верхнепермскими отложениями, поэтому возраст их датируется как нижний — верхний отделы перми.

Верхнепермская осадочная толща фиксируется по левому борту р. Седедемы, в низовьях р. Сылгы-Юрях, а в северо-восточном направлении выходы ее простираются до левых крупных притоков р. Кыллаха. Представлена толща зелено-серыми, темно-серыми туфоалевролитами, алевролитами, зелено-желто-серыми туфопесчаниками и песчаниками, грязно-зелеными среднегалечными конгломератами в основании

толщи. Мощность более 450 м.

По фациальному составу породы прибрежно-морские, в них часто присутствует растительный детрит. Песчаники содержат фаунистические остатки Cancrinella cancrini Vern., Strophalosia ex gr. sibirica Lich, Kolymia sp. и др. и фораминиферы — Pseudonodosaria cf. ventrosa (Schleifer), Lenticulina permiana Gerke, Frondicularia cf. tsaregradskyi A. М. Maclay и др., позволяющие отнести вмещающие породы к поздней перми.

Мезозой в пределах Алазейского поднятия начинается с верхнего отдела триаса, при этом карнийский ярус появляется южнее р. Седедемы, а на междуречье Кенкельды — Эгелях известен лишь норийский ярус. На нижний и средний отделы триаса, по-видимому, падает пе-

рерыв

Карнийские терригенно-вулканогенные образования развиты в бассейне р. Седедемы и ее правых притоков (Отчагый — Кудерай). На более древних отложениях верхнего палеозоя, по данным И. М. Русакова и Ю. Т. Николаева, карнийские отложения залегают трансгрессивно со значительным стратиграфическим перерывом. Представлены они монотонно чередующимися туфопесчаниками, туфогравелитами, туффитами, лавами среднего или основного составов, их туфами с прослоями и линзами известковистых и доломитистых туфов. Общая мощность 250—270 м.

Возраст пород определяется верхами карнийского века на основании палеонтологических данных: Halobia kolymaensis Kipar, H. superba Mojs., H. cf. superbescens Kittl., H. austriaca Mojs., H. fallax Mojs.,

которые характерны для зоны Sirenites yakutensis (Kipar).

Норийские образования получили более широкое развитие в верховьях правых притоков р. Седедемы и в верховьях р. Эгелях. В наиболее полных разрезах установлено, что они согласно перекрывают карнийские отложения. Граница между ними проводится по туфопесчаникам с раннекарнийскими пелециподами. Севернее, в районе р. Эгелях, норий представлен более высокими горизонтами, где он трансгрессивно залегает на образованиях позднего палеозоя. В составе норийских образований участвуют туфогенные и вулканомиктовые песчаники, туфоалевролиты с прослоями и линзами известковистых пород с ракушняками. В подчинении находятся туфы среднего состава, туфоконгломераты, туфогравелиты. Мощность 450—500 м.

По двустворчатым моллюскам выделяется нижняя часть с остатками ранненорийских пелеципод Otapiria ussuriensis (Vor.); средняя—с Monotis scutiformis (Kipar.), M. versicostata Bytsch., M. pinensis

Wester., M. daonellaeformis Kipar. и верхняя, насыщенная монотисами преимущественно группы Monotis ochotica (Keys.) M. jakutica (Teller).

Комплексы двустворок позволяют возраст вмещающих пород определять норийским веком в его полном объеме с зонами Otapiria ussuriensis, Monotis scutiformis, Monotis ochotica.

Нижнеюрские породы по литологическому составу близки к поздненорийским. Они развиты на междуречье Эгелях — Седедема и по правым притокам последней. Представлены массивными алевролитами, туфоалевролитами, кремово-коричневого, голубовато- и зеленовато-серого цвета, переслаивающиеся со среднеобломочными туфами, с гравийными песчаниками, с прослоями мелкогалечных конгломератов, мелкообломочных туфов и туфобрекчий. Мощность 350—400 м.

Из нижней части в верховьях р. Эгелях, по левому борту среднего течения р. Кыллах и по р. Седедеме собраны следующие формы: Amaltheus ex gr. margaritatus Montf., A. talzosci Repin, Harpax laevigatus Orb., Pholadomya cf. glabra Quenst., Mytiloides ex gr. amygdoloides Goldt., Lima acuticostata Münst. и др., позволяющие отнести эту часть к среднему лейасу. Учитывая непрерывность разреза между норием и верхним лейасом и несмотря на отсутствие фаунистических остатков нижнего лейаса, можно с известной условностью говорить о раннеи среднелейасовом возрасте вмещающих пород (геттангского, синемюрского и частично плинсбахского ярусов). В верхней части собраны фаунистические остатки верхнего лейаса: Pseudolioceras cf. wilbiense-Buckm., P. cf. compactile Simps., Phylloceras sp. indet.

Среднеюрские отложения наиболее широко и полно развиты на междуречье Седедемы — Кыллаха и по правому борту р. Седедемы. Они согласно перекрывают верхнелейасовые образования и представлены вулканомиктовыми и туфогенными песчаниками от средне- до крупногрубозернистых зелено-серого цвета с прослоями алевролитов, аргиллитов, туфов. Выше залегает мощная (до 250—350 м) пачка базальных конгломератов, сменяющихся гравелитами и песчаниками от грубо- до мелкозернистых, в самых верхах переслаивающихся с пепловыми туфами и туфоалевролитами. Мощность порядка 1200 м.

Породы содержат фаунистические остатки Tugurites cf. whiteavesi (White), Pseudolioceras sp. (P. beyriche (Schloene)), Retroceramus ex gr. priscus Seig., R. mytilaformis (Fantini), R. mongkensis Kosch., R. elegans (Kosch.), R. juensis (Kosch.), R. popovi (Kosch.), R. provincialis (Kosch.), Variamussium pumilum (Zamk.), Trigonia sp., аммониты—Ammonites gen indet., Hammatoceras? и Pseudolioceras? Vel., характеризующие ааленский ярус. Выше конгломератов собраны Retroceramus lucifer (Eichw.), R. ex. gr. karakuwensis (Hayani.), R. ex gr. mongkensis Kosch. и аммониты—Halcophylloceras costisparsum Imlay, Arkelloceras cf. elegans Freb., Calliphylloceras sp. и др., характеризующие верхи раннего байоса, а еще выше Retroceramus eximus (Eichw.), R. kystatymensis (Kosch.), R. lucifer omolonensis Polub., R. elongatus (Kosch.). и др., указывающие на байос-батское время.

По мнению З. Б. Флоровой, на поздний аален и ранний байос падает перерыв, который подчеркнут базальными конгломератами. Южнее р. Седедема ею установлено, что ааленские отложения выпадают из разреза и на нижней юре залегают с размывом непосредственно-байосские отложения.

Верхнеюрские отложения широкое развитие получили на юге района, где по рекам Седедеме, Дойде описаны наиболее полные их разрезы. Представлены они туфопесчаниками, туфами среднего составажелтовато- и зеленовато-серого цветов с прослоями туфоалевролитов и туффитов, насыщенных в верхней части конкрециями известковистых пород. Мощность 1300—1500 м.

Собранные фаунистические остатки — Ptilorhynchia cf. orientalis sp. nov., Pinaxithyris sp. nov., Terebratula kolymaensis Moiss., Buchia ex gr. bronii (Rouill.) — указывают на келловей-оксфордский века. Выше — Calliphylloceras sp., Buchia mosquensis Buch., B. cf. rugosa (Tisch.), B. cf. orbicularis Hyatt. соответствуют киммериджскому веку, а в самых верхах — Buchia circula Parak., B. flexuosa Parak., B. gabri Pavl., B. cf. fischeriana (Orb.), B. orbicularis Hyatt. позволяют отнести вмещающие породы к ранне- и средневолжскому времени.

Меловые отложения представлены существенно вулканогенными образованиями. Они широко развиты на западе и северо-западе района, несогласно перекрывая древние толщи, или контактируют с ними по

разломам.

Разрез начинается зелено-серыми андезитами, темно-серыми андезитобазальтами афирового и порфировидного облика. Среди них наблюдаются дациты и резко подчиненные липариты, туфы и лавобрекчии среднего состава. Мощность 280—350 м.

Выше развиты светло-серые, белесо-серые, флюидальные и тонко-полосчатые липариты, фельзиты, липарито-дациты, дациты, лавобрек-

чии, спекшиеся туфы и игнимбриты. Мощность 250-300 м.

Толща кислых эффузивов несогласно перекрывается грубообломочными породами, которые закартированы лишь в верховьях р. Кадылчан, а также на водоразделе рек Кадылчан и Нелькан. Представлены они пестрыми и грязно-зелеными, слабо сцементированными конгломератами, полимиктовыми и туфогенными песчаниками, алевролитами с обилием углефицированного растительного детрита и примазками углей. Мощность 200—270 м.

Из алевролитов и песчаников собраны остатки растений Thallitis sp. Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer., Gingo ex gr. adiantoides (Ung.) Heer., Phoenicopsis sp., Conites sp., Wilssonia sp., позволяющие говорить с известной условностью о раннемеловом возрасте вмещающих отложений.

Верхнемеловые отложения несогласно перекрывают подстилающие. Они развиты локально. Состоят из темно-серых до черных и кремовосерых трахидацитов и трахилипаритов, трахитов, липаритов, их лавобрекчий и туфов. Мощность 220—240 м.

Самыми молодыми являются покровы темно-зеленых андезитов и темно-серых базальтов порфировидного или афирового сложения с миндалекаменной или массивной текстурой. Мощность 400—450 м.

Возраст описанных выше пород условно принимается как позднемеловой, учитывая, что они несогласно перекрывают терригенные породы пижнего мела.

Из интрузивных образований выделяются: ранне- и среднекаменноугольные (?) — габбро-диорит-гранитные, раннепермские — плагиогранит-порфировые; палеозойские интрузии — нерасчлененные и меловые диорит-монцонит-сиенитовые.

Ранне- и среднекаменноугольные (?) — габбро-диорит-гранитные интрузии включают габбро-диориты, диориты, гранодиориты и граниты. Они слагают в основном мелкие тела типа вытянутых штоков, пластовых или секущих даек линзообразной формы в плане. Имея строгую пространственную приуроченность к древней толще, интрузии вытянуты по простиранию пород последней. Установлено, что отдельные, даже мелкие тела сложно дифференцированы — в краевых частях выделяются габбро-диориты, диориты, в центральной же части, как правило, гранодиориты и граниты. Часто между всеми разностями наблюдается постепенный переход.

Раннепермские плагиогранит-порфировые интрузии представлены плагиогранит-порфирами, которые слагают субвулканические тела и закартированы преимущественно в юго-восточной части района, где они пространственно связаны с нижнепермскими породами. Верхняя возрастная граница устанавливается по находке этих пород в гальке конг-

ломератов в основании верхнепермских отложений.

Палеозойские интрузии, нерасчлененные, представлены габбро-диабазовыми, диабазовыми, базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами. Они слагают дайки, согласные тела типа силлов и лакколитов. Палеозойский возраст их в целом принимается по их совместной дислоцированности с вмещающими отложениями, складчатость которых произошла в домезозойское время.

Наиболее гетерогенными являются меловые диорит-монцонит-граносиенитовые интрузии как повышенной щелочности (монцониты, граносиениты), так и щелочноземельные (трахиты- и трахидолериты). Локализуются они в основном в западной части района, где выполняют штокообразные тела размером от 1×3,5 до 4,5×9 км. Интрузии прорывают меловые эффузивные образования и парагенетически тесно связаны с вулканическими излияниями. Многие из них имеют субвулканическое происхождение. Возраст рассмотренных интрузивных образований принимается меловым по их тесной пространственной связи или близости состава с соответствующими эффузивами. Возраст монцонитов и диоритов соответственно 88 и 93 млн. лет, что соответствует верхнему мелу.

К этому же возрасту относятся интрузии среднего (диориты, гранодиориты) и основного (диабазовые, базальтовые порфириты) составов. Они выполняют тела типа силлов и лакколитов, иногда в виде роя даек и реже штокообразные тела.

СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ

Алазейское поднятие имеет весьма сложное складчатое строение. Здесь наблюдается достаточно напряженная складчатость, которой охвачены почти все образования, участвующие в строении поднятия. Необходимо отметить, однако, что доступность изучения складчатых форм ограничена плохой обнаженностью и интенсивной дизъюнктивной тектоникой. Коренные выходы, как правило, наблюдаются фрагментарно, лишь в бортах долин крупных рек и отдельных ручьев. На водоразделах структуры практически не улавливаются, не отражаются они и на аэрофотоснимках, за исключением отдельных участков. Тем не менее, фиксируя в разных частях региона характер складчатых форм, удается установить, что они неодинаковы. Учитывая это и принимая во внимание резкое различие вещественного состава толщ, а также перерывы в разрезе и проявления магматизма, можно предварительно выделить следующие структурные комплексы: ранне- и среднекаменноугольный (?) (девонский?) — кремнисто-вулканогенно-осадочный, среднекаменноугольный — раннепермский — вулканогенно-осадочный, терригенно-осадочный, позднетриасовый — позднеюрский непермский прибрежно-морской терригенно-вулканогенный, раннемеловой — андезит-липаритовый, раннемеловой континентальных грубообломочных пород, позднемеловой трахилипарит-базальтовый.

Ранне- и среднекаменноугольный (?) (девонский?) кремнисто-вулканогенный и габбро-диорит-гранитовый комплексы слагают «жесткое ядро», которое в современном тектоническом плане представляет крупный изометричный блок, слегка вытянутый в северо-восточном направлении и почти со всех сторон окруженный разломами. Он занимает центральную часть района и распространен на междуречье Седедемы — Кыллах (рис. 2). Видимая длина его до 60—70 км при ширине 30— 40 км. В окраинах этого блока — на северо-востоке, востоке и юго-востоке развиты палеозойско-мезозойские вулканогенно-осадочные, а с северо-запада и запада — меловые вулканогенные образования, что

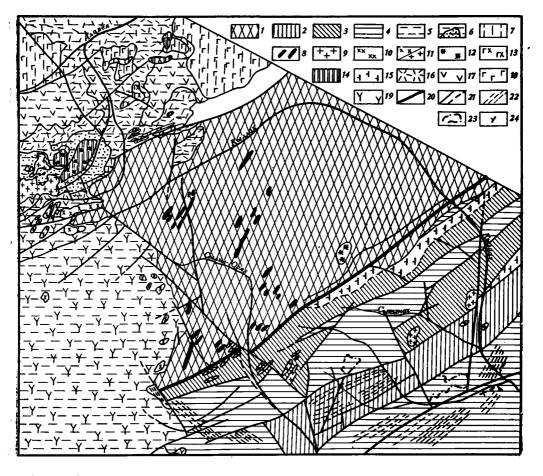


Рис. 2. Схематическая геолого-тектоническая карта центральной части Алазейского поднятия

І— Вещественные комплексы. 1- Ранне- и среднекаменноугольный (девонский?) кремнисто-вулканотенно-осадочный; 2- среднекаменноугольный — раннепермский вулканогенно-осадочный; 3- позднепермский терригенно-осадочный; 4- позднетриасовый — позднеюрский прибрежно-морской терригенно-вулканогенный; 5- раннемеловой андезит-липаритовый; 6- раннемеловой континентальный — грубообломочных пород; 7- позднемеловой трахилипарит-базальтовый. II. Интрузии. а) палеозойские: 8- раннеи среднекаменноугольные — габбро-диориты, палеозойские интрузии нерасчлененные — габбро-диабазовые, базальтовые порфириты; 6- меловые: 11- диориты, гранодиориты; 12- монцониты, граносиениты, сиенит-порфиры; 13- диабазовые и базальтовые порфириты; 14- субвулканические тела. III. Обозначения вулканитов: 15- трахидациты; 16- липариты; 17- андезиты; 18- базальты; 19- нерасчлененные вулканиты. IV. Тектонические обозначения: 20- крупные разломы, в том числе надвиги; 21- а) прочие разломы; 6- предполагаемые; 6- заменты залегания пород; 6- простирания осей складок; 6- элементы залегания

придает всей структуре черты мегантиклинория. Пликативные дислокации здесь выражены недостаточно четко. В бортах мегантиклинория отмечаются брахиформные, несколько вытянутые в длину складки и килевидные, часто осложненные флексурами. Обилие разрывов, как правило, не позволяет наблюдать складку в целом, и в обнажениях фиксируются лишь крупные крылья брахиформных структур с выдержанными моноклинальными падениями слоев или плоские их участки с горизонтальным и слабонаклонным залеганием пластов. Ширина складок от первых сотен метров до 2—3 км, видимая длина до 4—5 км.

Падение их крыльев от 15 до 30—40°. Замки складок на водоразделе опознаются с трудом. В приразломных зонах наблюдается вертикальное и даже опрокинутое залегание слоев (верховье р. Кыллах и его среднее течение вблизи устья р. Кенкельды). Здесь же фиксируются килевидные складки, осложненные флексурами.

В центральной части территории на водоразделе рек Кенкельды — Сылгы-Юрях наблюдается пологое, почти горизонтальное залегание, свидетельствующее о перегибе шарнира мегантиклинория. К западу от этого водораздела, ближе к периферии упомянутой структуры, фиксируется простирание складчатости, близкое к меридиональному, с тенденцией разворота на северо-восток в верховьях р. Кыллаха. В юговосточной периферической части этой структуры общее направление складчатости меняется на северо-восточное.

Интрузивные гранодиорит-гранитные тела имеют простирание, общее со структурами, т. е. участвуют в складчатости, что подчеркивается их региональным катаклазом.

Среднекаменноугольно-раннепермский вулканогенно-осадочный комплекс по фациальному составу является прибрежно-морским, так как в большинстве пород его обнаруживается растительный детрит. Взаимоотношения с описанным выше ранне- и среднекаменноугольным комплексом не установлены, так как повсеместно их породы соприкасаются по тектоническим контактам.

Породы комплекса смяты в вытянутые брахиформные и линейные складки, ориентированность простирания осей которых близка к северо-восточной. В плане наиболее отчетливо выделяется синклинальная складка, расположенная на междуречье Сылгы-Юрях и руч. Пологий. В долине последнего она имеет центриклинальное замыкание. Ось синклинали простирается в северо-восточном направлении. Ее видимая длина 12—15 км при ширине 7—9 км. Крылья синклинали выполняют средне- и верхнекаменноугольные отложения, а центральную часть нижнепермские. Отмечаются углы падения от 15 до 40°, в приразломных частях до 80°. В случае приразломной складчатости имеют место гребневидные складки, которые встречаются в долинах рек Эгелях, Сюстиннях и других местах. Складки осложнены флексурами. В целом простирание складчатости, судя по направлению осей отдельных складок, северо-восточное. Интрузии плагиогранит-порфиров, входящих в этот комплекс, выполняют субвулканические тела и участвуют в складчатости. Они будинированы, развальцованы, часто катаклазированы.

Позднепермский — вулканогенно-терригенный комплекс отделен от среднекаменноугольно-раннепермского угловым несогласием. В основании комплекса имеются базальные конгломераты, содержащие гальку плагиогранит-порфиров, входящих в нижележащий комплекс. Однако складчатые формы этого комплекса близки к структурам в нижележащих породах, хотя эти комплексы и разделены угловым несогласием. По крайней мере нет данных, указывающих на резкие морфологические отличия складчатых форм. Вместе с тем наличие углового несогласия свидетельствует, что полное совпадение в дислоцированности комплексов также отсутствует и, возможно, складки каждого из них имеют свои простирания, но близкие друг другу.

Структура позднетриасово-позднеюрского прибрежно-морского терригенно-вулканического комплекса характеризуется блоковостью, причем в пределах отдельных блоков проявлены брахиформные складки. В плане эти складки характеризуются кулисообразным расположением относительно друг друга. Занимая юго-восточную и восточную части периферии «жесткого ядра», складчатость комплекса оказывается наложенной на предшествующую, которая имеет северо-восточное простирание. Наиболее четко это устанавливается по р. Седедема (вблизи устья руч. Отчагый-Кудерая) и на междуречье Эгелях — Сюстиннях, где оси складок позднетриасово-позднеюрского комплекса и подстилающих комплексов перекрещиваются под значительными углами. Нередко породы описываемого комплекса выполняют узкие грабен-синклинали. Такая структура фиксируется на междуречье Сылгы-Юрях — Кыллах, которая простирается в северо-восточном направлении. Протяженность грабена до 35—40 км при ширине от 3 до 12 км. Его выполняют породы от верхнего триаса (норий) до средней юры (низы аалена).

Складчатость этого комплекса более спокойная. В целом породы погружаются на юго-восток под углами от 15 до 20°. Их структурные формы характеризуются пологими и широкими складками. Падения на крыльях не превышают 15—20°, в основном 5—10°. Положительные структуры медленно сменяются стрицательными и переходят в син-

клинальные складки.

Сравнительно простым строением характеризуются западная и северо-западная части территории, где развиты меловые вулканогенные породы. Здесь обособляется наложенная мульда. Слагающий ее раннемеловой андезит-липаритовый и континентальный грубообломочный комплексы, а также позднемеловой трахилипарит-андезит-базальтовый комплекс не складчаты. Они залегают полого, а на значительных участках почти горизонтально. Только в бортах мульды наблюдаются относительно крутые падения, достигающие 35—40°. Большинство структур второго порядка представлено куполами, в ядрах которых выступают более древние породы. Подобные купола наблюдаются в верховьях правого притока р. Нелькан, на междуречье Нелькана и Кадылчана, а также у слияния последних. К ядрам куполов приурочены либо выходы древних пород, как это имеет место по правому притоку р. Нелькана, либо, что чаще, выходы интрузивных тел мелового монцонит-сиенитгранитного комплекса. На кряже Алазея-Хадара наблюдается поднятие типа вала северо-восточного простирания — цепочка интрузивных тел монцонит-граносиенитового комплекса.

Разрывные нарушения распространены широко. Можно выделить три категории разломов: северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираний. Разломы северо-восточного простирания наиболее древние, долгоживущие и глубоко заложенные, которые часто сопровождают складчатые структуры. Один из таких разломов протягивается от верхнего течения р. Седедемы в северо-восточном направлении на расстоянии более 60 км, где за долиной р. Кыллах скрывается под рыхлыми образованиями. По нему контактируют различные стратиграфические уровни пород почти всех выделенных комплексов с древней кремнисто-вулканогенно-осадочной толщей. К нему приурочена серия мелких оперяющих разломов различных направлений. В долинах крупных рек, которые он пересекает, фиксируется как взбросовый, так и сбросовый его характер. Нередко в ассоциации с оперяющими разломами он является надвигом (верховье рек Эгелях, Сюстиннях, правобережье р. Кыллах, вблизи устья р. Кенкельды). Наиболее четко он откартирован по правым притокам р. Кенкельды, где ширина зоны дробленых пород достигает 3-4 км и доходит вплоть до самой долины Кенкельды. От устья последней и вниз по правому борту р. Кыллах наблюдается чешуйчатый характер этого надвига. Зона разлома хорошо отражена на местности и на аэрофотоснимках. Юго-восточнее и параллельно этому разлому в северо-восточном направлении простирается серия разломов, менее протяженных, но важных по значению. Так, на междуречье Седедемы — Кыллах два параллельных разлома образуют грабен-синклиналь, которую выполняют верхнетриасовые и среднеюрские породы. Также северо-восточного простирания разломы фиксируются в пентральной и северной частях Алазейского поднятия. В первом случае эти разломы контролируют складчатые структуры, во втором они разделяют меловые вулканогенные породы и породы «древней толщи».

Разломы северо-западного простирания менее протяженны. Они часто прерывают разломы северо-восточного простирания, а также осложняют складчатые деформации тех же направлений. Из других разломов читаются разломы субмеридионального простирания. Это наиболее молодые разломы, которые осложняют разломы как северовосточного, так и северо-западного простираний. Разломы других направлений более мелкие и чаще являются оперяющими главных разломов различных направлений. Кроме того, зафиксировано множество мелких трещин.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

40-летнее изучение тектоники Колымо-Индигирского междуречья не привело исследователей к единому мнению о его строении. Наоборот, в последние годы противоречия обострились.

Из приведенного фактического материала следует, что строение Алазейского поднятия не характеризуется признаками, типичными для геосинклиналей, развивавшихся на океанском дне. Прежде всего здесь не обнаружена офиолитовая ассоциация. Породы, которые некоторые исследователи принимали за гипербазиты, являются переработанными в зоне разлома вулканитами «древней» кремнисто-вулканогенно-осадочной толщи. Не убедительны данные и о присутствии «вулканогенного ядра». Андезиты, базальты и их туфы «древней» толщи в зоне разлома имеют шаровидную отдельность, принимаемую нередко исследователями за шаровую отдельность спилитов. Относимая к кератофирам мощная толща нижне- и верхнепермских вулканитов при петрографическом изучении определяется трахидацитами и липаритами, и лишь отдельные разности близки к кварцевым кератофирам. Что же касается пород, относимых к радиоляритовым яшмам, то их микроскопическое изучение показало, что они состоят из вторично окварцованных туфов и туффитов. Установлено также, что фронт так называемого регионального метаморфизма (процессы зеленокаменного перерождения в геосинклинальных образованиях) сужается до первого десятка метров и приурочен к крупным разломам. В результате мощных зон сдавливания образуются кварцево-хлоритовые (иногда с мусковитом) сланцы (до 1,5-2 м), содержащие натровый амфибол (и даже глаукофан). Столь узко направленная, хотя и протяженная зона развития зеленосланцевого метаморфизма, отражает, вероятнее всего, глубинные разломы. Вместо напряженной линейной складчатости со свойственными для типоморфных тихоокеанских эвгеосинклиналей узкими, четко ориентированными структурными элементами установлена лишь прерывистая, брахиформная или глыбово-блоковая складчатость.

Таким образом, приведенный фактический материал не позволяет усмотреть в пределах Алазейского поднятия эвгеосинклиналь, развившуюся на первичном океаническом субстрате.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как было показано, центральную часть Алазейского поднятия слагают породы, которые мы условно относим к ранне- и среднекаменноугольному (?) (девонскому?) возрасту. Учитывая состав, строение и структурное положение толщи, можно думать, что на месте Алазейского поднятия до образования толщи существовал крупный сиалический блок, вокруг которого располагались общирные палеозойские прогибы (Омулевские горы, хр. Тасхаяхтах и др.). Вероятно, в девоне блок этот раскололся вследствие развития рифтовой зоны. В этой последней началось формирование грубообломочных и вулканических толщ (рис. 3). По-видимому, в конце периода развития рифта внедрились интрузии диорит-гранитного состава. Доступ магмы осуществлялся, вдоль длительно живущих разломов, образовавшихся в начальные стадии формирования рифта при расколе сиалического блока. К тому же времени приурочена и среднепалеозойская складчатость. Развитие рифтовой зоны продолжалось, вероятно, до начала среднего карбона. Оно завершилось формированием относительно консолидированной структуры, однако достаточно податливой. В среднем карбоне — ранней перми здесь формировался вулканогенно-осадочный комплекс. Нуж-

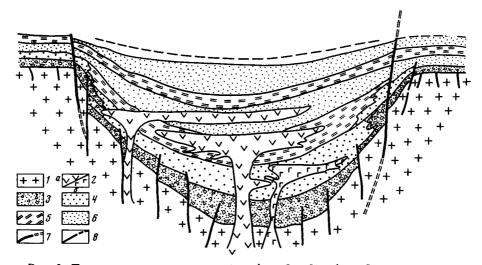


Рис. 3. Предполагаемая схема строения Алазейской рифтовой геосинклинали 1— предполагаемый сиалический блок; 2— а) андезиты и б) базальты; крупнообломочные породы: 3— туфы, туфобрекчии; 4— гравелиты, туфогравелиты; 5— кремнисто-глинистые породы; 6— песчаники; 7— главные разломы, образовавшиеся в сиалическом блоке в начальную стадию и, вероятно, унаследованные во все последующие тектонические эпохи; 8— прочие мелкие разломы и трещины

но отметить неодинаковые фациальные условия в это время: то прибрежно-морские (средний — верхний карбон), то сравнительно глубоководные (ранняя пермь). Затем имели место интенсивные восходящие движения, сопровождавшиеся излиянием трахидацитов, липаритов и образованием тесно связанной с ними интрузивной формации плагиогранит-порфир-гранитного ряда; шло также накопление лавобрекчий и туфов кислого и щелочного составов. Эти восходящие движения подтверждаются локальным перерывом в основании верхней перми и образованием в некоторых местах базальных конгломератов.

В верхнепермское время вновь происходили движения, что отмечено накоплением то относительно глубоководных осадков (алевролиты, аргиллиты, песчаники), то прибрежно-морских (грубообломочные породы, наполненные растительным детритом).

К началу мезозоя в результате восходящих движений территория выходит из режима осадконакопления и на нижний — средний триас падает перерыв. В это время контрастность движений увеличивается и, вероятно, проявляется складчатость.

С верхнего триаса (карнийский ярус) вновь наступает морской режим, который длится до средней юры (включая раннеааленское время). Следствием этого является трансгрессивное налегание с угловым несогласием образований верхнего триаса на подстилающие толщи, в том числе и верхнепермские. Прогибание территории происходит неравно-

мерно, и трансгрессия, скорее всего, наступает с юга. Об этом свидетельствует полный разрез карнийских и норийских отложений к югу от р. Седедемы и отсутствие карния к северу от последней в бассейнах рек Эгелях и Сюстиннях. Отложения этого времени представлены преимущественно морскими терригенными фациями с незначительным содержанием карбонатных пород. Туфогенные породы имеют резко подчиненное значение.

На рубеже ааленского и байосского времени в результате новых движений в пределах территории намечается локальный перерыв. Отчетливо он зафиксирован южнее р. Седедемы, где верхний байос ложится трансгрессивно с мощной (до 250 м) пачкой базальных конгломератов в основании на отложения нижней юры. На севере (бассейны рек Сюстяннях — Эгелях) он менее продолжителен и охватывает поздний аален --- ранний байос. В латеральном направлении наблюдается фациальная изменчивость пород этого возраста, выраженная в их огрублении в северо-восточном направлении. С байосского до волжского времени верхней юры характер осадков прибрежно-морской. Наряду с мощными терригенными образованиями появляется большое количество туфогенного материала, роль которого особенно усиливается к верхам разреза.

К концу волжского века тектонические движения привели к замыканию бассейна и превращению всего района в жесткую консолидированную структуру. Происходит общее воздымание с одновременным

складкообразованием.

Позднеорогенный этап начинается сраннего мела. На западе и северо-западе образуется депрессия, которая заполняется вулканогенными образованиями. Глубинные разломы способствуют интенсивной вулканической деятельности, которая проявилась в излиянии лав основного, а затем кислого составов. К концу нижнего мела контрастные движения приводят к значительным прогибаниям отдельных участков (междуречье Нелькан — Кадылчан), где формируются лагунно-континентальные образования.

На раннем этапе верхнего мела происходит поднятие территории, сопровождаемое излиянием лав щелочного состава. С ними тесно связано внедрение сиенитов, граносиенитов и субвулканических тел сие-

нит-порфиров.

В позднем мелу, а возможно, и раннем палеогене интенсивная вулканическая деятельность проявляется в излиянии лав среднего и основного составов, образовании суббулканитов и накоплении мощных толщ туфового материала. В это время вся структура дробится и приобретает блоковый характер.

Рассмотрение структурного развития в более позднее время уже не

входит в задачу данной статьи.

Литература

Добрецов Н. Л. Типы метаморфизма и метаморфические пояса северо-западной части Тихоокеанского обрамления. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука»,

Мерзяков В. М., Тильман С. М., Терехов М. И. Срединные массивы Северо-Востока СССР. Тез. докл. на Всесоюзном тектоническом совещании по срединным массивам. М., Ротапринт, 1974.

Мокшанцев К. Б., Гринберг Г. А., Гусев Г. С. Тектоника срединных массивов мезозоид

Северо-Восточной Азии. Тез. докл. на Всесоюзном тектоническом совещании по

срединным массивам. М., Ротапринт, 1974.

Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная области Северо-Востока СССР. — Учен. зап. н.-и. института геол. Арктики, региональн. геол., вып. 15. Л., 1969.

Торопчиной В. П., Меньшиков П. Н., Изаров В. Г. Тектоническое строение Колымского

срединного массива по данным аэромагнитной съемки. Тез. докл. V сеосии Научн. совета по тект. Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967.

Хаин В. Е. Современные представления о происхождении теосинклинальной складча-

тости.— Геотектоника, 1970, № 3. Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Алазейско-Олойская

эвгеосинклинальная система — новый элемент мезозонд Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, № 5, 1973.

Шило Н. А., Гельман М. Л., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Новая зона глаукофанового метаморфизма в Тихоокеанском поясе. — Докл. АН СССР,

1973, т. 213, № 6. Яншин А. Л. Проблемы срединных массивов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, № 11, вып. 5.

Аэрогеология '

Статья поступила 2 сентября 1974 г.

УДК 551.242.055 (571.65)

М. Б. ШАРКОВСКИЙ

ТЕКТОНИКА КОЛЫМО-ИНДИГИРСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Проблема тектоники Колымо-Индигирского междуречья является одной из самых дискуссионных на Северо-Востоке СССР. Рассматривая критерии выделения Колымского массива и сравнивая различные точки зрения, автор приходит к выводу о складчатом строении территории, большая часть которой относится им к Алазейской системе поздних мезозоид. Система заложилась на океанической коре и развивалась по эвгеосинклинальному типу. От смежных миогеосинклинальных прогибов Восточного Верхоянья в палеозое и раннем мезозое она отделялась теоантиклинальной грядой, распавшейся на ряд самостоятельных антиклинориев в результате складчатости на рубеже ранней — средней юры.

В геологической литературе в течение долгого времени господствует представление о существовании в междуречье Колымы и Индигирки древней массы, оказавшей влияние на распределение и развитие мезозоид Яно-Колымской и Анюйско-Чукотской геосинклинальных систем. Вслед за Н. С. Шатским (Шатский, Богданов, 1957) ее обычно называют Колымским срединным массивом (Пущаровский, Яншин, 1965; Щеглов, 1971) или выделяют в качестве платформы (Обручев, 1934; Шапошников, 1962; Аникеев и др., 1967). При некоторых расхождениях в трактовке размеров, деталей строения и особенностей тектонического режима большинство исследователей одинаково понимает роль этого тектонического элемента в общем плане мезозоил Северо-Востока как крупной стабильной структуры с корой континентального типа. В последние годы опубликованы работы, в которых предлапринципиально иное объяснение особенностей территории. Их авторы отрицают существование Колымского массива, а занимаемую им площадь включают в состав «эвгеосинклинальной области Северо-Востока» (Русаков, Виноградов, 1969) или Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы (Шило и др., 1973). Однако приводимые ими доказательства почти не содержат анализа и критики основных положений противоположной концепции. Учитывая, что эта концепция является традиционной и с ней связаны привычные, твердо установившиеся взгляды, многие геологи придерживаются ее до сих пор. В настоящей статье предпринята попытка рассмотреть имеющиеся по этому вопросу материалы с обеих точек зрения и путем сравнения постараться выяснить, какая из них точнее отвечает фактам или лучше их объясняет. Основная часть материалов, использованных в статье для характеристики геологического строения территории, получена в результате региональных геологосъемочных работ, проводившихся в течение ряда лет коллективом Аэрогеологической экспедиции № 8 при непосредственном участии автора. Во всех случаях, когда приводятся сведения из других источников, в тексте имеются соответствующие пояснения и ссылки.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОКРАИННЫХ ХРЕБТОВ

При выделении Колымского массива (или платформы) пользуются однотипной аргументацией, основанной на одних и тех же геологических и геофизических данных. Собственно геологические аргументы по числу и полноте весьма ограничены, и это понятно, если учесть, что площадь Колымо-Индигирского междуречья в своей большей части занята одноименной низменностью, в пределах которой развиты рыхлые кайнозойские отложения. Для расшифровки строения ее коренного цоколя приходится обращаться к горным хребтам и возвышенностям, окружающим низменность почти со всех сторон (рис. 1).

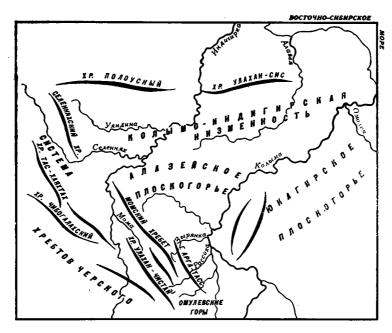


Рис. 1. Схема орографии бассейнов Колымы и Индигирки

На тектонических картах и схемах этим орографическим единицам отвечают «окраинные глыбовые поднятия», которые целиком или частично включаются в Колымский массив (Пущаровский, 1956; Богданов, 1963, и др.). Именно здесь в горном обрамлении находят признаки «этажного» строения, которое гипотетически распространяется на закрытую территорию прилегающей низменности. К нижнему структурному этажу, т. е. основанию массива, относят метаморфические толщи, обнажающиеся в центре и на юге Юкагирского плоскогорья, в Тас-Хаяхтахском хр. и на Селеннях-Уяндинском междуречье. Предполагается, что они имеют раннедокембрийский (архейский или нижнепротерозойский) возраст и отделены от вышележащих рифейских и более молодых образований поверхностью структурного несогласия.

Как выяснилось в последние годы, метаморфические толщи Тас-Хаяхтахского и Селенняхского хребтов, насколько можно судить по радиологическим данным, кое-где действительно включают докембрийские образования, но не древнее рифейских; в большинстве случаев их возраст пересмотрен и по находкам фауны определяется от ордовика до девона (Мусалитин, 1970). Повышенный метаморфизм не имеет выдержанной стратиграфической приуроченности и объясняется локальными тектоно-магматическими факторами. Соотношения между рифейскими и палеозойскими образованиями в зонах метаморфизма не ясны,

но, очевидно, между ними нет углового несогласия, поскольку они не различаются по характеру деформаций и их не удается разделить при

картировании.

В Юкагирском плоскогорье метаморфические образования являются продуктом динамотермального метаморфизма верхнепротерозойских карбонатно-терригенных отложений, с которыми они связаны постепенными переходами. Интенсивность метаморфизма различна на одних и тех же стратиграфических уровнях и обнаруживает закономерную связь с геолого-структурной обстановкой, возрастая в осевой части антиклинальных и приразломных зон. Предельная степень изменения пород достигает амфиболитовой фации, хотя обычно соответствуфиллитовой. зеленосланцевой или Максимальные радиологического возраста биотита из метаморфических сланцев оссалинской и ороекской свит, залегающих в низах разреза, составляют 650—694 млн. лет (В. М. Комарова, лаборатория объединения «Аэрогеология»). Более высокие горизонты, также местами подвергшиеся метаморфизму, содержат органические остатки средне-верхнего рифея и венда и сопоставляются с поздним докембрием Юдомо-Майского прогиба (Комар и др., 1970).

Рифейско-вендские образования (5—6 км) совместно с палеозоем участвуют в строении единой крупной структуры, линейно-вытянутой в меридиональном направлении на 450 км при ширине 100—120 км. Она широко известна под названием Приколымское поднятие, хотя в более определенной трактовке (Постельников, Пущаровский, 1959) по всем признакам соответствует антиклинорию и именно так упоминается нами в дальнейшем. Выходы рифея и венда, в том числе в метаморфических фациях, приурочены к центральной части антиклинория, выступающей в виде монолитного Столбовского блока, ограниченного разломами. К северу она расщепляется на две ветви — Дилимскую и Эджекальскую. В ряде участков присутствуют пестроцветные отложения нижнего кембрия, согласно залегающие на вендских доломитах. Крылья сложены терригенно-карбонатными толщами нижнего и среднего палеозоя (6 км), которые перекрываются верхнепалеозойскими и раннемезозойскими (триас — нижняя юра) отложениями преимущественно терригенного состава (4 км).

Палеозойские и раннемезозойские отложения Приколымского антиклинория смяты в однотипные голоморфные складки. В одном с ними направлении ориентированы близкие по формам складки, сложенные рифеем и вендом. Определенное сходство в характере складчатости можно наблюдать на профиле, составленном с учетом геологических карт северной и центральной частей антиклинория (см. рис. 2, A). Наряду с этим в осевой зоне на ряде стратиграфических уровней отмечаются перерывы, выпадение из разреза отдельных толщ и местные несогласия, затухающие на крыльях. Именно эти соотношения, видимо, ввели в заблуждение некоторых исследователей, которые придали им региональный характер и, выделив целый ряд структурных ярусов, распространили их на всю территорию Колымо-Индигирского междуречья (Тильман. и др., 1969). На самом деле соотношения, мощность и состав отложений имеют невыдержанный характер и закономерно меняются вкрест простирания антиклинория. На его западном крыле изменчивость разреза удается проследить, начиная с ордовика. Ордовикские отложения в береговых обрывах Колымы у Верхнего Половинного Камня представлены тремя толщами, соответствующими по возрасту аренигскому, лланвирскому и лландейльскому ярусам. Нижняя толща состоит из филлитов, алевролитов, углистоглинистых сланцев, в средней преобладают красноцветные известковистые песчаники с линзами гравелитов и конгломератов, верхняя сложена известняками и известковыми брекчиями. Общая: видимая мощность около 800 м.

Ближе в осевой зоне в междуречье Лев. Эджекала и Спиридоновой наблюдался сокращенный разрез ордовика. По стратиграфическому объему он, вероятно, примерно соответствует предыдущему, но имеет мощность всего 150 м. По данным А. Г. Каца, в нем выделяется две части: нижняя преимущественно терригенная с остатками нижнеордовикских брахиопод и верхняя карбонатная, которая условно сопоставляется с лландейльскими известняками Верхнего Половинного Камня.

Более четкая структурно-фациальная зональность характерна для отложений девона. Так, например, если сахинская свита эйфельского возраста вдоль западного борта антиклинория в полосе от Верхнего Половинного Камня до Известкового Карьера на Колыме согласно залегает на нижнем девоне и состоит из известняков, то в 70 км к востоку в бассейне р. Дилим та же свита с размывом перекрывает отложения нижнего кембрия, венда и рифея, замещаясь в нижней части толщей конгломератов мощностью до 400 м. Сходные изменения наблюдаются в основании эльгенекской свиты нижнего девона.

На более коротком восточном крыле палеозойские толщи быстро погружаются, скрываясь под молодыми отложениями Сугойско-Дилькучанского прогиба. Часть из них замещается пестроцветными осадками в связи с близостью континентальной суши в районе Омолонского массива. Влияние последней, накладываясь на общую картину структурно-фациальных переходов, усложняет ее расшифровку, но и здесь удается установить, что мощность отложений возрастает по мере удаления от оси антиклинория (рис. 2, A).

Из приведенных данных следует, что Приколымский антиклинорий развивался по типу геоантиклинального поднятия, осевая вона которого испытывала неоднократные воздымания, осущение и размыв. В нижнем и среднем палеозое существовал геоантиклинальный «гребень» в виде подводной кордильеры, с которой в современной структуре примерно совпадает ось антиклинория. Уже в средне-верхнем карбоне геоантиклинальный режим распространился практически на всю площадь антиклинория. Пермские, триасовые и нижнеюрские отложения, сохранившиеся преимущественно в областях периклинальных погружений, накапливались в обстановке преобладающей регрессии, периодически прерывавшейся наступлениями моря.

Движения палеозойско-раннемезозойского этапа на границе нижней: и средней юры завершились складчатостью, охватившей всю геоантиклиналь и распространившейся за ее пределы. Более поздние структуры: представляют собой пологие изометричные мульды и грабены, наложенные на складчатые и разрывные деформации досреднеюрского возраста. В их строении участвуют киммеридж-волжские, меловые и кайнозойские-орогенные формации (континентальная и прибрежная моласса, наземные вулканиты). Со складчатостью совпадает внедрение гранитов и гранодиоритов с радиологическим возрастом 170—180 млн. лет. Последующие складчатые движения проявились в ослабленной форме в конце мела и сопровождались дайками разного состава.

Таким образом, в докайнозойской структуре антиклинория выделяются два складчатых комплекса и соответствующие им главные структурные ярусы. Нижний охватывает по времени широкий возрастной диапазон от палеозоя, или даже рифея, до начала мезозоя (ранней юры включительно), верхний соответствует поздней юре и мелу. Более ранние движения каледонского и герцинского циклов носили колебательный характер и ограничивались в основном осевой зоной антиклинория, гдеони прослеживаются по многочисленным перерывам и местным несогласиям, имеющим второстепенное значение. Важно подчеркнуть, что, отражая прерывисто-пульсационный характер роста геоантиклинального поднятия, они не сопровождались региональной складчатостью и не привели к формированию самостоятельных тектонических структур.

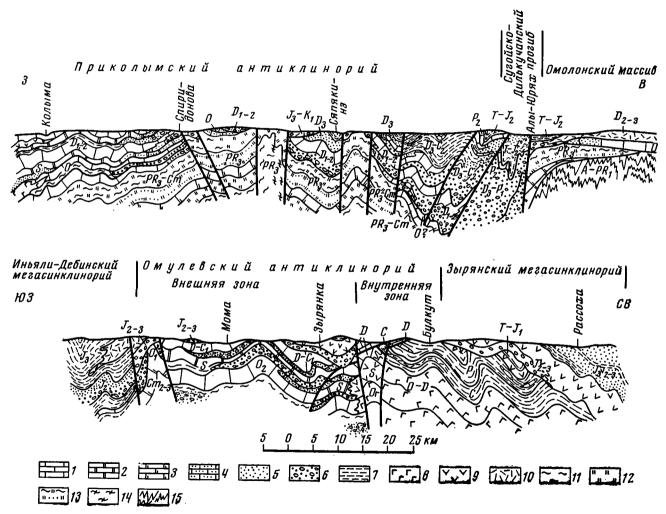


Рис. 2. Схематические геологические Приколымского (A) и Омулевского (Б) антиклинориев. Составили В. С. Шульгина и Е. П. Сурмилова. 1 — известняки, 2 — доломиты. 3 — мраморы, 4 — песчанистые стняки и доломиты, 5песчаники и гравелиты, 6 — конгломераты, 7 алевролиты и глинистые сланцы, 8 — лавы и туфы основного состава. 9 — то же среднего состава, 10 — то же кислого состава, 11 — филлиты, 12 — кварциты и кварцитопесчаники, 13 то же вместе с метаморфическими сланцами. 14верхнепротерозойс к и е кристаллические 15 — архей-нижнецы, протерозойские кристаллические сланцы и

гнейсы

Все другие «окраинные поднятия» в горном обрамлении Колымо-Индигирской низменности по своему строению принципиально близки Приколымскому антиклинорию и вместе с ним составляют единую цепь краевых антиклинориев, ограничивающих Верхоянскую складчатую систему в виде громадной дуги, открытой к северо-востоку. Отдельные «звенья» этой цепи, или антиклинории Омулевский, Тас-Хаяхтахский, Селенняхский, Улахансис-Полоусный, также имеют двухъярусное строение. В нижнем ярусе каждого из них преимущественно развиты карбонатные и терригенно-карбонатные формации, прослеживающиеся широкой полосой вдоль внешней окраины дуги на всем ее протяжении (внешняя формационная зона). На противоположной (вогнутой) стороне дуги вещественный состав нижнего яруса резко меняется за счет проявления в разрезе вулканогенных толщ. Вместе с ассоциирующими терригенными, кремнистыми и карбонатными отложениями они образуют группу осадочно-вулканогенных формаций (внутренняя формационная зона). Эта зона уже внешней окраины дуги часто перекрыта отложениями верхнего структурного яруса и кайнозойского чехла, тем не менее с разной полнотой она устанавливается на внутренних склонах всех краевых антиклинориев.

Например, на большей части Омулевского антиклинория нижний и средний палеозой (с ордовика, или верхов кембрия, по нижний карбон) представлен терригенно-карбонатным комплексом максимальной мощностью приблизительно 7 км, практически лишенным всяких перерывов. На северо-восточном крыле разрез в том же возрастном интервале быстро насыщается вулканитами (рис. 2, Б). Мощная осадочно-вулканогенная серия изучена В. М. Мерзляковым (1971) на левобережье р. Серечен. Она охватывает все три отдела ордовика и расчленяется на ряд толщ, большинство которых содержит горизонты лав и туфов трахибазальтового состава, перемежающихся с известковистыми и кремнистыми алевролитами. Севернее, в бассейне р. Зырянки, осадочно-вулканогенная толща, по-видимому, имеет силурийский возраст. Ее низы сложены известковистыми сланцами и песчанистыми известняками, средняя часть андезитами и трахиандезитами, верхи — пестроцветными конгломератами, песчаниками и мергелями. Мощность толщи 1,5 км. Далее к северовостоку вулканиты поднимаются еще выше по разрезу и в верховьях р. Увязка фиксируются на уровне девона. Они образуют две толщи, состоящие из спилитов, порфиритов, диабазов, кератофиров, редко туфов, лавобрекчий, глинистых сланцев и кремнистых пород. Видимая мощность нижней толщи 1200 м, верхней 900 м. Между ними залегают известковые песчаники (350 м). Нижнекаменноугольные карбонатные отложения замещаются кремнистыми породами, иногда с прослоями диабазов и базальтовых порфиритов. На них согласно залегают терригенные и туфогенно-осадочные образования верхнего палеозоя — нижнего мезозоя (до нижней юры включительно), составляющие верхнюю часть нижнего структурного яруса.

Фрагменты внутренней формационной зоны прослеживаются также на крайнем западе Приколымского антиклинория. Самым низким стратиграфическим уровнем, на котором здесь устанавливается присутствие вулканитов, является ордовик. Указания на присутствие эффузивов в ряде разрезов оссалинской и спиридоновской свит приколымского рифея нуждаются в проверке в связи с плохой обнаженностью этих участков. Осадочно-вулканогенная толща ордовикского возраста обнажается в обрывах Колымы ниже устья ее притока Ирелях-Сиене (Сурмилова, Шарковский, 1972 г.). Во вскрытом разрезе мощностью 480 м главную роль играют андезитовые порфириты, альбитизированные диабазы, липаритовые порфиры, в резко подчиненном количестве присутствуют известняки и доломиты. Толща охарактеризована граптолитами нижнего — среднего ордовика. Кроме того, признаки вулканизма установлены в девоне по

появлению в верхах сахинской свиты на границе эйфельского и живетского ярусов порфиритов и их туфов. Измененные основные и средние эффузивы в ассоциации с известняками и кварцитами обнаружены на том же западном крыле в составе толщи неясного возраста, подстилающей известняки с живетской фауной на р. Каменка.

На внутренних склонах Тас-Хаяхтахского и Селенняхского антиклинориев выделяется глинисто-карбонатная формация ордовика — среднего девона, содержащая пластообразные и будинированные тела спилитов, диабазовых и андезитовых порфиритов с подчиненным количеством туфов. В зонах метаморфизма, ограничивающих антиклинории, породы подвергаются значительным изменениям и переходят в зеленые сланцы и ортоамфиболиты.

Вероятно, тот же или близкий возраст имеют сходные образования, развитые на южном обрамлении Улахан-Сис-Полоусного антиклинория и относившиеся прежде к протерозою. Ближе к его осевой части выходы средних и основных эффузивов имеются в хр. Улахан-Сис. По данным И. М. Русакова и по мнению А. В. Артемова, проводившего картирование этой площади в 1967—1969 гг., эффузивы входят в состав пермской толщи, хотя могут быть и более древними.

Для нижнего яруса краевых антиклинориев в обеих формационных зонах характерны крупные линейные и брахиморфные складки с редкими малоамплитудными осложнениями. Ближе к бортам, особенно внутренним, напряженность деформаций возрастает, появляются узкие складки с острыми замками и крутыми крыльями, разорванными сбросами. По границе между зонами развиваются многочисленные надвиги и покровные структуры. Особенно эффектно они выглядят на северовосточном крыле Омулевского антиклинория, где нередко можно видеть отпрепарированные эрозией тектонические клиппы светлых девонских известняков, полого залегающих на СМЯТЫХ в крутые темноокрашенных породах верхнего палеозоя и триаса. Судя по составу покровов (известняки, доломиты), аллохтонные пластины двигались с юго-запада на северо-восток из внешней зоны во внутреннюю, местами полностью перекрывая последнюю. Об этом же свидетельствуют аномально высокие значения магнитного поля на таких участках, не характерные для карбонатных толщ, но свойственные осадочно-вулканогенным образованиям, залегающим в автохтоне. Амплитуда перемещений не менее нескольких километров.

Крупные надвиги отмечаются в аналогичной обстановке на крыльях Тас-Хаяхтахского и Селенняхского антиклинориев, смещения по ним происходили в обратном направлении от внутренней зоны к внешней (Гроздилов, Косько, 1972). Возможно, явления тектонического скучивания играли существенную роль в формировании всех краевых антиклинориев.

Верхний ярус антиклинориев состоит из обособленных структур наложенного или унаследованно-наложенного типа, выполненных грубообломочными и вулканогенными толщами. Наиболее представительный разрез верхнего яруса описан в Догдинской грабен-синклинали на северном фланге Тас-Хаяхтахского антиклинория (Косько и др., 1972 г.). Он начинается бат-келловейской толщей известняковых конгломератов, аргиллитов, алевролитов, глинистых известняков и туфогенных песчаников, залегающей с резким угловым несогласием на дислоцированных породах палеозоя (верхние горизонты нижнего яруса на этом участке уничтожены досреднеюрской эрозией). Мощность толщи изменчива и колеблется от 100 до 1000—1100 м. Выше располагается мукдуканская свита (400 м), состоящая из базальтовых лав с прослоями туфобрекчий, алевролитов, аргиллитов, кремнистых пород. По положению в разрезе она условно относится к оксфордскому ярусу. В кровле свиты фиксируется кора выветривания, на которой с перерывом, но без углового несо-

гласия, залегают лавы и туфы кислого и среднего состава догдинской свиты. Под догдинской свитой местами присутствует промежуточная угленосная пачка мощностью до 85 м с киммериджскими бухиями. Верхний возрастной предел свиты точно не установлен.

Аналогичные кислые вулканиты широко развиты в Омулевском антиклинории, где они входят в состав илиньтасской свиты киммериджранневолжского возраста (нижняя возрастная граница свиты на отдельных участках опускается до оксфорда). Местами илиньтасская свита участвует в строении разрезов, сходных с вышеописанными, но чаще залегает непосредственно на породах нижнего структурного яруса. Наблюдающееся при этом в подошве свиты угловое несогласие принималось иногда за доказательство позднеюрской складчатости, которой придавали большое значение. Однако совершенно очевидно, что в этой связи можно говорить лишь о расширении ареала вулканической деятельности. Для Омулевского антиклинория, как и для всех краевых антиклинориев, решающей оказалась предсреднеюрская складчатость, когда произошла резкая перестройка на границе между нижним и верхним ярусами.

Встречающиеся в литературе указания на складчатость и структурное несогласие в подошве нижнего и верхнего триаса опровергаются новейшими данными, полученными при съемке бассейна верхнего течения р. Зырянка (Омулевский антиклинорий) и при детальном изучении разрезов у пос. Лобуя (Приколымский антиклинорий). В обоих случаях нижний триас с перерывом, но без углового несогласия, залегает на верхнепермских известняках. Он начинается маломощным горизонтом базальных конгломератов (0,7 m), выше которого следует пачка известняков (8—12 M), внешне не отличимых от верхнепермских, но содержащих раковины пелеципод верхов индского-оленекского ярусов. На известняках располагается толща алевролитов (40—160 м) с аммонитами оленекского, анизийского и ладинского ярусов. Верхний триас образует трансгрессивную серию, перекрывая подстилающие отложения то карнийским, то норийским ярусом. При картировании, поскольку он лежит на разновозрастных толщах, создается впечатление несоответствия структурных планов, которое однако исчезает на участках, где развит полный разрез триаса.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ АЛАЗЕЙСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Присутствие вулканогенных пород в палеозое горного обрамления Колымо-Индигирской низменности было известно и раньше. Считалось, что вулканизм имел локальный характер и проявился в узкой полосе вдоль разломов, ограничивающих Колымский массив. На этом основании часть краевых антиклинориев (Момо-Полоусненская зона по Мокшанцеву и др., 1964) иногда отсекалась от массива и причленялась к Яно-Колымской геосинклинали (Тильман, Белый, 1969). Согласно другому предположению, осадочно-вулканогенные толщи из внутренней зоны окраинных хребтов продолжаются в закрытые районы Колымо-Индигирской низменности и входят в состав ее коренного цоколя (Русаков, Виноградов, 1969). Для решения этого вопроса важное значение имеют новые данные по геологии Алазейского плоскогорья, расположенного в центре Колымо-Индигирского междуречья. Это единственный участок, где в пределах низменности на относительно большой площади обнажаются образования древнее средне- и верхнеюрских. В тектонической структуре Колымского массива ему отводится роль центрального поднятия, сложенного породами чехла. Осадочно-вулканогенный комплекс, развитый в бассейнах рек Седедема, Кыллах, в верховьях р. Алазеи сопоставляется с кедонской серией среднего — верхнего девона, залегаюшей в чехле Омолонского массива (Пепеляев, Терехов, 1963), и тем самым проводится определенная аналогия между этими двумя районами,

или они даже объединяются в единый Колымо-Омолонский массив (Спижарский, 1968; Аникеев и др., 1970).

В результате тематических и съемочных работ, проведенных в последние годы геологами НИИГА, СВКНИИ и объединения «Аэрогеология», установлено, что осадочно-вулканогенный комплекс состоит из ряда толщ, сложенных граувакками, алевролитами, кремнистыми породами, туфами среднего и основного состава, конгломератами, присутствуют редкие линзы известняков. В некоторых толщах значительную роль играют спилиты и кератофиры. Мощность отложений, определяемая приблизительно в 5—6 км, может оказаться гораздо большей, учитывая плохую обнаженность района и разрозненный характер выходов отдельных толщ.

В разных частях разреза осадочно-вулканогенного комплекса собрана фауна карбона, перми, верхнего триаса и лейаса. Присутствие нижне-и среднетриасовых отложений предполагается, но не доказано палеонтологически. Не исключено также, что самые низкие горизонты могут оказаться и более древними, отвечающими по возрасту девону или даже ордовику.

Из-за плохой обнаженности соотношения между толщами в ряде случаев остаются неясными, однако не вызывает сомнения тот факт, что они участвуют в строении единого структурного яруса, для которого характерна линейная, местами брахиформная складчатость. Сложные деформации наблюдаются в зонах крупных продольных разломов северовосточного направления, часть из которых, по-видимому, является надвигами. В этих зонах породы раздроблены и милонитизированы, по ним развиваются новообразования кварца, альбита, карбоната, эпидота, пумпеллиита, в ряде случаев они превращаются в глаукофановые сланцы (Шило, Гельман и др., 1973).

Время складчатости устанавливаетя по резко несогласному налеганию на разные толщи базальных конгломератов средней юры. В гальке конгломератов содержатся все подстилающие породы, в том числе метаморфизованные разности. Размыву также подвергаются габбро-плагиогранитные интрузии, тесно связанные с осадочно-вулканогенным комплексом и образующие в нем мелкие конформные тела. Несогласные соотношения отмечаются, кроме того, в подошве верхней перми и верхнего триаса, но они имеют характер стратиграфических перерывов и не нарушают структурного единства комплекса.

Из приведенных фактов ясно, что описанные отложения по возрастному объему, вещественному составу и степени дислоцированности не имеют ничего общего с кедонской серией. С другой стороны, они не противоречат предположению о том, что внутренняя формационная зона краевых антиклинориев как бы открывается в сторону низменности и осадочно-вулканогенные формации продолжаются в ее цоколе, погребенном под рыхлыми отложениями.

СТАДИИ РАЗВИТИЯ И ОСНОВНЫЕ МОМЕНТЫ, ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

В сводном разрезе нижнего структурного яруса во внешней зоне краевых антиклинориев участвуют рифейские, палеозойские и раннемезозойские образования. Судя по вещественному составу отложений, этот длительный по времени этап (рифей — ранний мезозой) распадается на три главные стадии, каждая из которых характеризуется особыми условиями осадконакопления. На ранней стадии (рифей — кембрий) внешняя зона, видимо, составляла периферическую часть обширной области перикратонных опусканий, охвативших окраину континента к востоку от Сибирской платформы. Карбонатно-терригенный комплекс осадков, отвечающих этой стадии, во многих своих частях является прямым ана-

логом синхронных образований Юдомо-Майского прогиба. Соответствующую ему стадию развития можно назвать перикратонной. Типоморфными для нее являются толщи кварцитов и кварцито-песчаников, образовавшихся за счет размыва выступов архейско-раннепротерозойского основания области. Одним из таких выступов является Омолонский массив, расположенный в непосредственной близости от зоны. В центре его известны выходы раннедокембрийских кристаллических пород, а на периферии рифей имеет резко сокращенную мощность (1,5 км по сравнению с 6 км в Приколымье).

Начало средней стадии условно совмещается с ранним ордовиком и знаменуется усиленным карбонатообразованием, происходившим в условиях континентального шельфа. В отдельные моменты в бассейн поступал терригенный материал, источники которого по-видимому, располагались за пределами зоны. Резко полимиктовым составом он существенно отличается от обломочных образований предыдущей стадии.

К концу палеозоя карбонатные осадки вытесняются терригенными. Этот процесс растянут во времени и в зависимости от местоположения разрезов фиксируется на разных стратиграфических уровнях от верхнего девона до перми. Триас и нижняя юра повсеместно представлены алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками; прослои известняков редки и всегда содержат терригенную примесь.

Отложения средней и поздней стадий близки соответственно палеозою Сетте-Дабана и верхоянскому комплексу Яно-Колымской геосинклинали, отличаясь от последнего сокращенными мощностями. Обе эти стадии являются миогеосинклинальными и характеризуются соответствующим набором осадочных формаций (карбонатных и терригенных),
накопившихся в условиях геоантиклинального режима. Геоантиклинальное развитие наиболее полно проявляется во внешней зоне Приколымского антиклинория по изменчивости фаций и мощностей, а также по
размещению выходов палеозойско-раннемезозойских отложений. Сходные данные имеются для Омулевского антиклинория, где, например,
мощность ордовикских отложений на гребне «геоантиклинали» составляет 450 м и увеличивается в 8—12 раз на крыльях (Мерзляков, 1971).

Совсем по-другому развивалась остальная территория, заключенная внутри краевых антиклинориев. При сравнительном анализе особенностей строения Алазейского плоскогорья и внутренней зоны антиклинориев представляется наиболее вероятным, что в палеозое и раннем мезозое эта область обладала известной общностью тектонического режима. Аккумуляция происходила в обширной котловине и началась, по-видимому, в ордовике накоплением осадочно-вулканогенных формаций эвгеосинклинального ряда. Наряду с морскими терригенными сериями они включают толщи, горизонты и пласты базальтовых и андезитовых порфиритов, спилитов, диабазов, туфов среднего и основного состава, кислых эффузивов. С ними ассоциируют кремнистые породы (фтаниты и радиоляриты).

Среди вулканитов, как правило, преобладают разности «океанического» типа с повышенной щелочностью за счет избытка № (спилиты, кератофиры), и только вблизи внешней миогеосинклинальной зоны по периферии котловины появляются трахибазальты и трахиандезиты. К концу палеозоя намечается тенденция к дифференциации режима в пределах котловины, нарушается ее тектоническая однородность и на ее месте формируется Алазейская эвгеосинклинальная система. В результате частичной инверсии возникает центральное поднятие, область максимальных прогибаний и усиленного осадконакопления постепенно «отжимается» за счет его роста и локализуется в виде узких прогибов между поднятием и краевой геоантиклиналью внешней зоны.

В карбоне или несколько раньше, когда на поднятии впервые появляются фации мелководных осадков, в прогибах продолжают формиро-

ваться кремнисто-вулканогенные толщи. В дальнейшем (пермь, триас, нижняя юра) во всей системе происходит аккумуляция терригенных осадков, более грубых на поднятии и тонких в прогибах. В последних накапливаются мощные песчано-алевролитовые, иногда ритмично построенные толщи. Продукты вулканизма, в основном в виде пирокластической примеси, играют подчиненную роль. В нижней юре осадконакопление завершается складчатостью и внедрением синтектонических залежей и силлов габбро, таббро-диабазов, плагиогранитов. В ту же фазу во внешней (миогеосинклинальной) зоне происходит становление массивов гранитов и гранодиоритов. О возрастной близости интрузий свидетельствуют одинаковые цифры абсолютного возраста (170—180 млн. лет). Испытав поднятие и складчатость, внешняя зона вошла в состав краевых антиклинориев и вступила в орогенный этап развития. В этот процесс также была вовлечена периферическая часть Алазейской эвгеосинклинали, занявшая в структуре антиклинориев место внутренней формационной зоны. На остальной площади существенных изменений не произошло. В прогибах Алазейской системы, почти не изменивших своих очертаний, после краткого перерыва возобновилось опускание, и на смятом в складки палеозойско-раннемезозойском основании начали формироваться осадки следующего геосинклинального цикла (средняя юра поздний мел).

В настоящее время большинство прогибов перекрыто кайнозойскими отложениями. Только в Момо-Зырянском мегасинклинории вскрывается разрез, в котором можно проследить все стадии последнего цикла (Русаков, Виноградов, 1969). По данным Ю. Б. Алешко и Н. Н. Ремизова, в южном борту этой мегаструктуры, примыкающем к Омулевскому антиклинорию, разрез начинается осадочно-туфогенной илиньтасской свитой оксфорд-ранневолжского возраста, залегающей с резким несогласием на породах палеозоя и раннего мезозоя (р. Зырянка). В переменном количестве в ней содержатся андезиты, дациты, липариты, причем количество кислых лав увеличивается к юго-западу по направлению к антиклинорию. Мощность свиты колеблется от 250 до 800 м. Ближе к осевой зоне (р. Шумная) в основании разреза залегает толща филлитов, кремнистых пород, спилитов, базальтовых порфиритов с пластовыми телами габбро, габбро-диабазов, пироксенитов и серпентинитов. Видимая мощность толщи не менее 1,5 км. Верхняя ее часть по стратиграфическому положению синхронна илиньтасской свите, нижняя условно относится к средней юре. На обоих участках выше располагается мощная (около 6 км) флишоидная серия, состоящая из однообразного, иногда ритмичного чередования песчаников и алевролитов (бастахская свита, средневерхневолжский ярус). Разрез венчается угленосной зырянской серией мелового возраста (6 км).

Смена формаций в приведенном разрезе свидительствует о полной завершенности последнего цикла. Четко выделяются три стадии и соответствующие им формации: спилито-сланцевая $(J_2-J_3v_1)$, флишоидная (J_3v_{2-3}) и паралическая угленосная (К). Судя по размещению последней по площади, в конце средней стадии Момо-Зырянский прогиб разделился продольным поднятием на две части. В результате складчатости, последовавшей в конце мела, на их месте оформились Илиньтасский антиклинорий, Момский и Ожогинский синклинории. Дислоцированность толщ, в целом высокая, постепенно ослабевает к верхам разреза. Характерно полосовидное чередование зон линейных сжатых складок и участков относительно пологого залегания с широким развитием моноклиналей, флексур и разрывных нарушений.

Интрузивный магматизм этого этапа в прогибах проявился слабо. В Момо-Зырянском мегасинклинории к нему относятся пластовые залежи габброидов, пироксенитов и серпентинитов, генетически связанных со спилито-сланцевой формацией начальной стадии, и послескладчатые

дайки позднемеловых диабазов. Все кислые интрузии (граниты, гранодиориты, граносиениты) размещены в отрыве от прогибов и образуют параллельную им цепочку массивов на внешней стороне Улахан-Сис-Приколымского пояса. Внедрение этих интрузий обусловлено процессами, происходившими в соседней эвгеосинклинали, и находится в прямой связи с завершением последнего тектоно-магматического цикла. Аналогичные примеры «проникновения» кислой магмы в пограничные зоны смежных структур известны во многих местах (мезозойские интрузии Станового пояса, третичные граниты на востоке Китайской платформы и т. п.).

В Центрально-Алазейском поднятии стадийность, закономерная для прогибов, нарушается. Средне- и верхнеюрские отложения здесь представлены умеренно дислоцированной туфогенно-терригенной серией (4 км), существенно отличающейся от синхронных образований прогибов. В конце поздней юры поднятие полностью обособилось и, испытав складчатость, превратилось в антиклинорий. В мелу он был охвачен интенсивной вулканической деятельностью. Вулканогенный комплекс антиклинория объединяет разнообразные по составу, сложно перемежающиеся и замещающие друг друга лавы и туфы и относится к контрастной базальт-андезит-липаритовой формации. Вулканические покровы залегают субгоризонтально или слегка покороблены, крутые углы отмечаются только на склонах вулканоструктур. Среди интрузивных пород распространены гипабиссальные образования, связанные с меловым вулканизмом.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ДАННЫХ

Геофизическое «обоснование» Колымского массива сводится к попыткам расшифровки особенностей гравитационного и магнитного полей. Других материалов по этой территории не имеется, если не считать электроразведки, проводившейся на ограниченных площадях.

Общая положительная аномалия силы тяжести, характерная для большей части Колымо-Индигирского междуречья, обычно объясняется близостью к поверхности кристаллического фундамента, а частные отклонения блоковым его строением (Мокшанцев и др., 1964; Ляхов, Ляхова, 1968). Глубина залегания фундамента, вычисленная по расчетному профилю, колеблется от 1,5 км до 5,0 км и значительно уступает цифрам из соседней Яно-Колымской складчатой системы (8—10 км). Правда, при этом оказывается, что участок с приподнятым фундаментом не укладывается в контуры Колымского массива, значительно превосходя его по площади. Границы участка в ряде случаев под прямым углом секут геологические структуры. Выход из положения находят, выделяя Колымскую платформу (Шапошников, 1962), однако все равно остается непонятным, каким образом, например, Улахан-Сис-Полоусный антиклинорий режется границей «платформы» поперек на две половины. Второе несоответствие заключается в разном характере гравитационного поля Колымо-Индигирского междуречья и Омолонского массива. Последний оказывается ближе к Яно-Колымской системе, хотя, исходя из предполагаемой однотипности строения, должен быть сходным с Колымским «массивом» или «платформой».

На наш взгляд, указанные несоответствия возникают из-за ошибочной исходной посылки о приуроченности главной гравитирующей границы к перепаду плотностей между чехлом и кристаллическим фундаментом. Как вытекает из сравнения гравиметрических и сейсмических данных по профилю ГСЗ, пройденному в районе Магадана, график Δg в редукции Буге закономерно меняется в зависимости от положения границ Мохоровичича и Конрада и не обнаруживает прямой связи с геолого-структурной обстановкой (рис. 3). Нет оснований полагать, что эта зависимость нарушается дальше к северу. Другими словами, региональ-

ная положительная аномалия в Колымо-Индигирском междуречье может быть обусловлена поднятием глубинных границ «М» и «К», или одной из них, по отношению к окружающим областям. В тектонике это позволит обойтись без гипотетического фундамента, а геофизический «эффект» останется прежним. При этом получает объяснение не только общая аномалия, но исчезают и частные противоречия в направлении геологических структур и геофизических границ, поскольку они отражают явления разного порядка и глубинности.

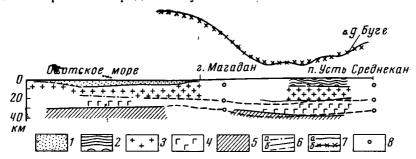


Рис. 3. Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных по профилю ГСЗ Магадан — Усть-Среднекан (по И. В. Беляеву, 1970).

1 — осадочный слой со средней скоростью 2,5 км/сек; 2 — то же со средней скоростью 5,2 км/сек; 3 — «гранитный» слой с граничной скоростью 6,0 км/сек; 4 — «базальтовый» слой с граничной скоростью 6,7 км/сек; 5 — подкорковый слой с граничной окоростью 8,1 км/сек; 6 — границы, установленные по сейсмическим данным (а — уверенно выделяемые, б — выделяемые по неполным корреляционным системам, в — правицы, подобранные по правиметрическим данным); 7 — аномалии Буге (а — наблюдаемая, 6 — подобранная от вероятных границ «М» и «К» как результат интерпретации гравиметрических данных); 8 — глубины от наиболее ярких границ раздела, полученные по сейсмическим наблюдениям

Еще одним обстоятельством, на которое следует обратить внимание, является совпадение регионального положительного гравитационного поля с участками новейших кайнозойских опусканий, занятыми в современном ландшафте обширными низменностями (Приморской и Колымо-Индигирской). Такое совпадение не может быть случайным. Оно сохраняется при введении поправок, исключающих влияние рельефа, и,. по-видимому, служит одним из доказательств «утяжеленной» коры и относительно приподнятого положения ее глубинных слоев. Таким образом, подтверждается общее положение, согласно которому гравиразведка, фиксируя современное состояние коры, наилучшим образом увязывается с новейшей тектоникой. Ее применение для расшифровки более древних структур возможно в случае унаследованного характера движений. В Колымо-Индигирском междуречье такая унаследованность проявляется в крупном плане и в самом общем приближении: низменные участки, отмечающие область кайнозойских опусканий, располагаются преимущественно внутри Улахан-Сис-Приколымской антиклинорной дуги, их конфигурация в целом примерно совпадает с очертаниями Алазейской эвгеосинклинали. Очевидно, при переходе последней в складчатую систему геосинклинальная кора (т. е. кора промежуточного типа), претерпев изменения, не дошла до полного формирования коры континентального типа. Мощность гранитного слоя оказалась сокращенной поотношению к остаточному Омолонскому массиву и окружающим сооружениям Яно-Колымской миогеосинклинальной системы, развивавшейся на краю древнего континента. Это объясняет, почему во время кайнозойской трансгрессии Арктического бассейна опускание, охватившее прибрежные районы, проникло внутрь материка на «подготовленную» таким образом площадь междуречья и не распространилось за его пределы.

На границе областей с разной корой возникла неустойчивая зона, где изостатическое равновесие местами не выработалось до сих пор. Например, в горной системе Черского к этой зоне приурочены эпицентры землетрясений, последнее из которых зарегистрировано в 1968 г., а вдолькрупных разломов распространены мощные обвальные накопления, перегораживающие современные долины.

Магнитное поле еще в меньшей степени, чем гравиметрическое, отвечает представлениям о Колымском массиве. В распределении магнитных

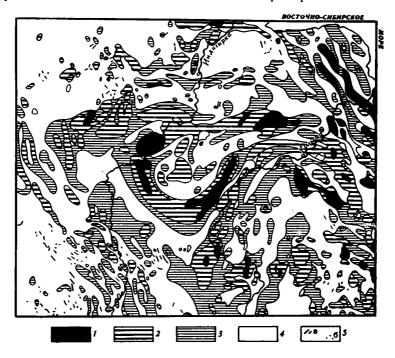


Рис. 4. Распределение магнитных аномалий (по схеме, составленной Д. Н. и И. В. Беляевыми, 1970).

1 — аномалии высокой напряженности; 2 — средней напряженности; 3 — малой напряженности; 4 — преимущественно спокойное магнитное поле; 5 — отдельные аномалии, не выражающиеся в масштабе карты (а — линейные, б — изометричные)

аномалий отчетливо намечаются две главные особенности: 1) они имеют линейный характер и расположены в виде концентрических дуг, параллельных поясу краевых антиклинориев; 2) на северо-востоке, в устье Омолона и к югу от него, направление аномалий меняется на субширотное, и они переходят в аналогичное поле Олойского прогиба (рис. 4).

Если допустить, как предполагают геофизики, что возмущающие объекты находятся в кристаллическом фундаменте, залегающем на небольшой глубине, становится непонятной конформность аномалий и складчатого обрамления массива. Исходя из структурной автономии массива, естественно ожидать не совпадения, а наоборот, перекрещивания и «утыкания» этих направлений. Столь же необъяснимо с этих позиций продолжение аномалий в Олойский прогиб. Более того, граница массива на этом участке, как она изображена на большинство тектонических схем, имеет явно искусственный характер и, не считаясь с особенностями магнитного поля, сечет аномалии почти под прямым углом.

Совсем по-другому интерпретируются данные магниторазведки в свете новых геолого-тектонических представлений. В этом случае магнитное поле, отражая строение Алазейской складчатой системы, хорошо увязы-

вается с общей геологической обстановкой, и отмеченные выше особенности находят свое объяснение. Действительно, поскольку Алазейская эвгеосинклиналь является частью Верхояно-Чукотской складчатой области, не возникает вопроса о совпадении ее структурного плана со складками сопряженной Яно-Колымской миогеосинклинали и поясом краевых антиклинориев, занимающим промежуточное положение. Линейный характер и интенсивность аномалий объясняются резкой дифференциацией разреза по вещественному составу и обилием послойных интрузий габброидов. Вполне естественным выглядит также сходство магнитных полей Алазейской системы и Олойского прогиба, а прослеживание аномалий из одного поля в другое свидетельствует о тесных структурных связях между этими двумя тектоническими элементами. Имеется даже мнение о необходимости выделения единой Алазейско-Олойской системы мезозоид (Шило и др., 1973).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

- 1. Вся сумма фактов, изложенных при рассмотрении геологических и теофизических данных, свидетельствует о сложном складчатом строении региона, и, наоборот, нет никаких доказательств существования жесткого массива с кристаллическим основанием и чехлом. Выделявшиеся ранее древние метамофические толщи и комплексы не образуют выдержанного стратиграфического уровня, подстилающего осадочный чехол, и не могут рассматриваться как фундамент массива или платформы. Они развиты в локальных зонах, и за их пределами замещаются отложениями, испытавшими слабые мнения или только обычный диагенез.
- 2. На месте прежнего Колымского массива выделяется ряд крупных складчатых структур с различной историей развития и особым тектоническим режимом. Главными из них являются Алазейская складчатая система, возникшая на месте эвгеосинклинали, и пояс краевых антиклинориев, окружающий ее в виде полузамкнутой дуги (рис. 5).
- 3. В строении краевых антиклинориев участвуют две зоны с принципиально разными типами разрезов. Более широкая внешняя зона относится к краевой части Яно-Колымской миогеосинклинали, внутренняя является переходной к Алазейской эвгеосинклинали.
- 4. Развитие эвгеосинклинали прослеживается, начиная с ордовика, в течение двух тектонических циклов (палеозойско-раннемезозойского и позднемезозойского), разделенных предсреднеюрской складчатостью. Для начальных стадий каждого цикла характерны проявления симатического вулканизма с излияниями базальтов, спилитов, кератофиров, ассоциирующих с толщами глинистых и кремнистых пород. В средние стадии накапливались преимущественно терригенные формации. Конечная стадия проявилась только в последнем цикле, который заканчивается субсеквентным вулканизмом, формированием наземной базальт-андезит-липаритовой формации в центре эвгеосинклинали и внедрением телемагматических гранитоидов в ее обрамлении.
- 5. В Колымо-Индигирском междуречье наблюдается картина, общая для всех складчатых систем: поднятия раньше прогибов заканчивают свое развитие, испытывают консолидацию и «выводятся» из геосинклинальных структур. В этом ряду, отражающем постепенное отмирание геосинклинального режима, устанавливается следующая последовательность: первыми на рубеже ранней и средней юры возникли краевые антиклинории, затем в конце поздней юры образовался Центрально-Алазейский антиклинорий; завершающая складчатость, оформившая остальные структуры Алазейской системы, произошла в позднем мелу.
- 6. Для объяснения изгиба пояса краевых антиклинориев и примыкающих к нему верхоянских складок не обязательно привлекать концепцию континентальной массы, которая, по мнению исследователей, выделяю-

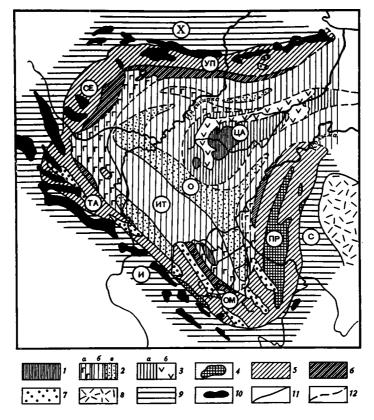


Рис. 5. Схема размещения формационных комплексов и главных тектонических структур на территории Колымо-Индигирского междуречья

Алазейская складчатая система: 1— палеозойско-раннемезозойские формации первого теосинклинального цикла (O—J₁, без разделения на стадии); 2— позднемезозойские формации в прогибах второго геосинклинального цикла: a— ранней стадии (J_2 — J_3 V₁), b— средней стадии (J_3 V₂₋₃), b— поздней стадии (K). a— то же в Центрально-Алазейском антиклинории: a— ранней и средней стадии (K). a— поздней стадии (K), a— палеозойско-раннемезозойские формации эвгеосинклинальных стадий (K), a— позднемезозойские формации (K), A0— позднемезозойские формации (K0—K1), K3— позднемезозойские формации (K1), K3— позднемезозойские формации (K1), K3— позднемезозойские формации (K1), K3— позднемезозойские формации в структурах восточного Верхоянья (верхоянский комплекс, K1); K3— крупные массивы позднемезозойских гранитоидов (K1), K3— границы формационных комплексов; K4— те же границы, предполагаемые под покровом кайнозойских отложений по данным интерпретации космических снимков и аэромагнитных карт.

Антиклинории: Центрально-Алазейский (ЦА), Илиньтасский (ИЛ), Улахан-Сис-Полоусный (УП), Селенняхский (СЕ), Тас-Хаяхтахский (ТА), Омулевский (ОМ), Приколымский (ПР); синклинории: Момский (М), Ожогинский (О), Хабджилах-Кондаковский (Х), Иньяли-Дебинский (И), Сугойско-Дилькучанский шовный прогиб (С)

щих Колымский массив, играла роль жесткого «упора» при складчатости. Сходные структурные формы могли возникнуть в обстановке, близкой к условиям образования островных дуг и прогибов, окружающих современные геосиклинальные котловины («микроокеаны») на юго-западе Тихого океана.

7. Именно океаническая, а не континентальная предыстория Алазейской системы определила широкое распространение симатического магматизма во внутренних районах Колымо-Индигирского междуречья. Только в мелу в заключительные моменты последнего геосинклинального цикла в Центрально-Алазейском антиклинории начал формироваться

вулкано-плутонический комплекс, состоящий из продуктов дифференциации гранит-липаритовой магмы. Его появление свидетельствует о глубоких изменениях в основании геосинклинали, сопровождавшихся зарождением коры континентального типа. Указанная последовательность магматических процессов, отражая направленность геосинклинального развития территории, является свидетельством отсутствия на рассматриваемой площади древнего массива с континентальным ядром.

Литература

- Аникеев Н. Н., Драбкин И. Е., Евангулов Б. Б., Зимкин А. В., Ларин Н. Ч., Матвеенко В. Т., Николаев А. А., Симаков А. С., Титов В. А., Шаталов Е. И., Шило Н. А. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 11, Магадан, 1957.
- Аникеев Н. П., Васьковский А. П., Драбкин И. Е., Попов Г. Г., Титов В. А. Гл. «Тектоника» в кн.: Геология СССР, т. XXX, ч. 2. Сев. Вост. СССР. «Недра», 1970.
- Беляев И. В., Беляева Д. Н., Мигович И. М., Титов В. А. Аномальное магнитное поле Северо-Востока СССР.— В кн.: Тектоника Сибири, т. IV. «Наука», 1970.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и восточной Арктики.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 99. Гроздилов А. Л., Косько М. К. Структурно-формационная характеристика Северной
- Гроздилов А. Л., Косько М. К. Структурно-формационная характеристика Северной части горной системы Черского.— В об.: Новые данные по металлогении и геол. строению Яно-Колымского междуречья, Ротапринт НИИГА, Л., 1972.
- строению Яно-Колымского междуречья, Ротапринт НИИГА, Л., 1972. Комар В. А., Семихатов М. А., Серебрянов С. Н., Воронов Б. Г. Новые данные по стратиграфии и истории развития рифея юго-восточной Сибири и Северо-Востока СССР.— Сов. геология, 1970, № 3.

 Ляхов В. А., Ляхова М. Е. Тектоническое строение Момо-Зырянской впадины и сопре-
- Ляхов В. А., Ляхова М. Е. Тектоническое строение Момо-Зырянской впадины и сопредельных структур по данным региональных геофизических исследований.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. «Недра», 1968.
- Мерэляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия.— Тр. СВКНИИ CO АН СССР, 1971, вып. 19.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гудков А. А., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. «Наука», 1964.
- Мусалитин Л. А. Стратиграфия осадочных и вулканогенно-осадочных отложений СЗ части Верхояно-Чукотской складчатой области.— В сб.: Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. XVI. Якутск, 1970.
- Обручев С. В. Материалы по тектонике Северо-Восточной Азии. Пробл. сов. геол., 1934, № 6, 7.
- Пепеляев Б. В., Терехов М. И. Стратиграфия и элементы тектоники Алазейского плоскогорья.— В сб.: Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, 1963, вып. 16. Постельников Е. С., Пущаровский Ю. М. О тектоническом строении Приколымского поднятия.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, № 6.
- Пущаровский Ю. М. О тектонике Северо-Востока СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1956, т. 31, № 5.
- Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная области Северо-Востока СССР.— Уч. записки НИИГА, регион. геол., вып. 15. Л., 1969.
- Спижарский Т. Н. Колымо-Омолонский срединный массив.— В сб.: Геологическое строение СССР, т. II. «Недра», 1968.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР. Объяснительная записка к тектонической карте Сев.-Вост. СССР, м-6 1:2500000.—Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 33, Магадан, 1969.
- Шапошников К. К. Тектоническое строение Колымской платформы по теофизическим данным. Геол. и полезн. ископ. Якутской АССР. Тр. ЯФСО АН СССР. Сер. геол., 1962, сб. 14.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5000000. Объясн. записка. М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система— новый элемент мезозоид Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5.
- Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5.

 Шило Н. А., Гельман М. Л., Мерэляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Новая зона глаукофанового метаморфизма в Тихоокеанском поясе.— Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 6.
- Щеглов А. Л. Металлогения срединных массивов. Л., «Недра», 1971.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., № 5, 1965.

Аэрогеология

Статья поступила 9 декабря 1974 г.

УДК 551.263.036(235.3)

А. А. КОНСТАНТИНОВСКИЙ

ДРЕВНИЕ ГЛЫБЫ В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ХРЕБТА ЧЕРСКОГО

(Северо-Восток СССР)

Крупные глыбы и скальные отторженцы палеозойских карбонатных пород размером до нескольких сот метров в поперечнике, обнаруженные в юрских кремнистых и вулканогенных образованиях на хр. Черского, отчетливо приурочены к бортам прогибов, ограниченных региональными вабросами и надвигами. Такое закономерное расположение позволяет считать эти глыбы олистолитами и допускать, что механизм их формирования не отличался от условий образования олистостром Альпийской области. Однаков отличие от типичных примеров олистолиты хр. Черского накапливались не во флишевых бассейнах, а в иных геологических обстановках.

При геологосъемочных работах объединения «Аэрогеология» в 1970—1971 гг. на левобережье р. Момы в осевой части хр. Черского М. Б. Шарковским, Л. Н. Липчанской и автором были обнаружены крупные блоки и глыбы палеозойских карбонатных пород, заключенные в лавах и кремнистых породах нижне-среднеюрского (?) и верхнеюрского возраста. Изучение контактов этих скальных отторженцев с вмещающими породами показало, что они не представляют собой обычные тектонические блоки, а являются конседиментационными включениями, представляющими собой ископаемые обвальные или оползневые массы.

Вмещающие описываемые глыбы нижне-среднеюрские (?) и верхнеюрские толщи слагают юго-западное крыло Момо-Зырянской впадины и выполняют смежный с ней узкий (5—7 км) и протяженный (более 150 км) Сумуно-Урультунский прогиб. Обе эти структуры большинством исследователей выделяются в качестве позднегеосинклинальных наложенных структур мезозоид (Пущаровский, 1956; Белый и др., 1965; Мерзляков, 1971) (рис. 1).

Момо-Зырянская впадина расположена на погруженном северо-западном продолжении Омулевского поднятия, сложенного в основном терригенно-карбонатными породами нижнего палеозоя и представляющего собой выступ основания мезозоид. Сумуно-Урультунский прогиб в отличие от Момо-Зырянской впадины расположен на мезозойских складчатых структурах северо-восточного крыла Инъяли-Дебинского синклинория, сложенного в пределах описываемого района песчаносланцевыми породами нижне-среднеюрского возраста. Прогиб вытянут вдоль регионального Дарпирского разлома, отделяющего Омулевское поднятие от Инъяли-Дебинского синклинория.

Рассматриваемые ископаемые обвалы или оползни в Момо-Зырянской впадине встречены в бассейне р. Талбыгыр среди агломератовых андезитобазальтовых лав, слагающих нижнюю часть разреза ее юго-западного крыла, и, что примечательно, в непосредственной близости от расположенного южнее выступа палеозойских пород, отделенного от описываемых вулканитов надвигом (рис. 2 и 3).

вулкано-плутонический комплекс, состоящий из продуктов дифференциации гранит-липаритовой магмы. Его появление свидетельствует о глубоких изменениях в основании геосинклинали, сопровождавшихся зарождением коры континентального типа. Указанная последовательность магматических процессов, отражая направленность геосинклинального развития территории, является свидетельством отсутствия на рассматриваемой площади древнего массива с континентальным ядром.

Литература

- Аникеев Н. Н., Драбкин И. Е., Евангулов Б. Б., Зимкин А. В., Ларин Н. Ч., Матвеенко В. Т., Николаев А. А., Симаков А. С., Титов В. А., Шаталов Е. И., Шило Н. А. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР.— Матер. по геол. и полезн. мокоп. Сев.-Вост. СССР, вып. 41, Матадан, 1957.
- Аникеев Н. П., Васьковский А. П., Драбкин И. Е., Попов Г. Г., Титов В. А. Гл. «Тектоника» в кн.: Геология СССР, т. ХХХ, ч. 2. Сев.-Вост. СССР. «Недра», 1970. Беляев И. В., Беляева Д. Н., Мигович И. М., Титов В. А. Аномальное магнитное поле
- Северо-Востока СССР. В кн.: Тектоника Сибири, т. IV. «Наука», 1970.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и восточной Арктики.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 99.

 Гроздилов А. Л., Косько М. К. Структурно-формационная характеристика Северной части горной системы Черского.— В об.: Новые данные по металлогении и геол. строению Яно-Колымского междуречья, Ротапринт НИИГА, Л., 1972. Комар В. А., Семихатов М. А., Серебрянов С. Н., Воронов Б. Г. Новые данные по стра-
- тиграфии и истории развития рифея юго-восточной Сибири и Северо-Востока
- СССР.— Сов. геология, 1970, № 3.

 Ляхов В. А., Ляхова М. Е. Тектоническое строение Момо-Зырянской впадины и сопредельных структур по данным региональных геофизических исследований. В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. «Недра», 1968.
- Мерэляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия. Тр. СВКНИИ СО АН СССР, 1971, вып. 19.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гудков А. А., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. «Наука», 1964.
- Мусалитин Л. А. Стратиграфия осадочных и вулканогенно-осадочных отложении СЗ части Верхояно-Чукотской складчатой области.— В сб.: Матер, по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. XVI. Якутск, 1970.
- Обручев С. В. Материалы по тектонике Северо-Восточной Азии. Пробл. сов. геол., 1934, № 6, 7.
- Пепеляев Б. В., Терехов М. И. Стратиграфия и элементы тектоники Алазейского плоскогорья. — В сб.: Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, 1963, вып. 16. Постельников Е. С., Пущаровский Ю. М. О тектоническом строении Приколымского
- поднятия. Бюл. МОЙП. Отд. геол., 1959, № 6. Пущаровский Ю. М. О тектонике Северо-Востока СССР. Бюл. МОИП. Отд. геол.,
- 1956, т. 31, № 5. Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная области Северо-Востока СССР.— Уч. записки НИИГА, регион. геол., вып. 15. Л., 1969.
- Спижарский Т. Н. Колымо-Омолонский срединный массив. В сб.: Геологическое строение СССР, т. II. «Недра», 1968.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР. Объяснительная записка к тектонической карте Сев.-Вост. м-6 1:2500000.— Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 33, Магадан, 1969.
- Шапошников К. К. Тектоническое строение Колымской платформы по теофизическим данным. Геол. и полезн. ископ. Якутской АССР. — Тр. ЯФСО АН СССР. Сер. геол., 1962, сб. 14.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5000000. Объясн. записка. М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система — новый элемент мезозоид Северо-Востока СССР. —
- Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5. Шило Н. А., Гельман М. Л., Мерэляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Новая зона глаукофанового метаморфизма в Тихоокеанском поясе. -- Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 6.
- *Шеглов А. Л.* Металлогения срединных массивов. Л., «Недра», 1971.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., № 5, 1965.

Аэрогеология

Статья поступила 9 декабря 1974 г.

УДК 551.263.036(235.3)

А. А. КОНСТАНТИНОВСКИЙ

ДРЕВНИЕ ГЛЫБЫ В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ХРЕБТА ЧЕРСКОГО

(Северо-Восток СССР)

Крупные глыбы и скальные отторженцы палеозойских карбонатных пород размером до нескольких сот метров в поперечнике, обнаруженные в юрских кремнистых и вулканогенных образованиях на хр. Черского, отчетливо приурочены к бортам прогибов, ограниченных региональными вабросами и надвигами. Такое закономерное расположение позволяет считать эти глыбы олистолитами и допускать, что механизм их формирования не отличался от условий образования олистостром Альпийской области. Однако в отличие от типичных примеров олистолиты хр. Черского накапливались не во флишевых бассейнах, а в иных геологических обстановках.

При геологосъемочных работах объединения «Аэрогеология» в 1970—1971 гг. на левобережье р. Момы в осевой части хр. Черского М. Б. Шарковским, Л. Н. Липчанской и автором были обнаружены крупные блоки и глыбы палеозойских карбонатных пород, заключенные в лавах и кремнистых породах нижне-среднеюрского (?) и верхнеюрского возраста. Изучение контактов этих скальных отторженцев с вмещающими породами показало, что они не представляют собой обычные тектонические блоки, а являются конседиментационными включениями, представляющими собой ископаемые обвальные или оползневые массы.

Вмещающие описываемые глыбы нижне-среднеюрские (?) и верхнеюрские толщи слагают юго-западное крыло Момо-Зырянской впадины и выполняют смежный с ней узкий (5—7 км) и протяженный (более 150 км) Сумуно-Урультунский прогиб. Обе эти структуры большинством исследователей выделяются в качестве позднегеосинклинальных наложенных структур мезозоид (Пущаровский, 1956; Белый и др., 1965; Мерзляков, 1971) (рис. 1).

Момо-Зырянская впадина расположена на погруженном северо-западном продолжении Омулевского поднятия, сложенного в основном терригенно-карбонатными породами нижнего палеозоя и представляющего собой выступ основания мезозоид. Сумуно-Урультунский прогиб в отличие от Момо-Зырянской впадины расположен на мезозойских складчатых структурах северо-восточного крыла Инъяли-Дебинского синклинория, сложенного в пределах описываемого района песчаносланцевыми породами нижне-среднеюрского возраста. Прогиб вытянут вдоль регионального Дарпирского разлома, отделяющего Омулевское поднятие от Инъяли-Дебинского синклинория.

Рассматриваемые ископаемые обвалы или оползни в Момо-Зырянской впадине встречены в бассейне р. Талбыгыр среди агломератовых андезитобазальтовых лав, слагающих нижнюю часть разреза ее юго-западного крыла, и, что примечательно, в непосредственной близости от расположенного южнее выступа палеозойских пород, отделенного от описываемых вулканитов надвигом (рис. 2 и 3).

Лавовый покров мощностью не менее 150 м с угловым несогласием залегает на сильно смытых сланцах верхнего триаса. В основании покрова прослеживается невыдержанный пласт обломочных известняков и конгломератов с карбонатной галькой мощностью 3 м. Слагающие покров андезитобазальты представлены плотными и пузыристыми разностями обычно красновато-бурого цвета, переполненными в нижней и верхней частях покрова угловатыми и оплавленными обломками того же

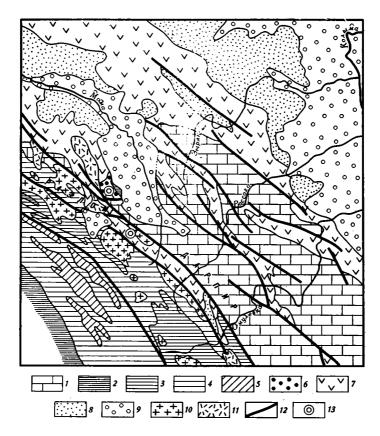


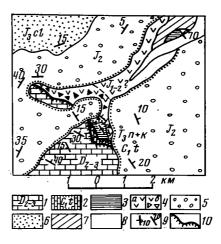
Рис. 1. Схематическая теологическая карта бассейнов рек Момы, Рассохи и Омулевки. 1 — палеозой (O_1-P_2) , 2 — верхний триас, 3 — нижняя юра, 4 — средняя юра, 5 — верхняя юра (келловейский ярус), 6 — нижняя (средняя?) юра, 7 — верхняя юра (оксфорд-волжский ярусы), 8 — нижний мел. 9 — кайнозойские отложения, 10 — гранитоиды (J_3-K) , 11 — субвулканические липариты (J_3-K) , 12 — разрывные нарушения, 13 — участки преимущественного распространения олистолитов

состава. В его центральной части наряду с более редкими обломками лав беспорядочно рассеяны глыбы и крупные блоки палеонтологически охарактеризованных известняков девона и нижнего карбона, аналогичных тем, которые слагают расположенный рядом горстовый выступ палеозойского основания. Размеры изометричных глыб и блоков достигают $15 \times 20 \times 30$ м. Наряду с ними наблюдается фрагмент круто изогнутого пласта известняков длиной 120 м и толщиной до 8 м. Такие крупные размеры глыб и скальных отторженцев свидетельствуют о том, что фронтальная часть упомянутого надвига была в ранне-среднеюрское (?) время выражена в рельефе в виде обрывистого уступа, что указывает на активные перемещения по этому нарушению.

Мощность покрова андезитобазальтов с удалением от надвига в глубь-Момо-Зырянской впадины заметно сокращается и в 5 км от него, на выходе р. Талбыгыр из гор, не превышает 30 м. Это позволяет предположить, что излияние лав имело трещинный характер и было приурочено к указанному разлому.

Возраст лав остается неясным. Многочисленные растительные остат-ки, собранные М. Б. Шарковским и автором в перекрывающей вулкани-

Геологическая Рис. карта бассейна р. Талбыгыр. 1 — известняки, миты (D_{2-3}) ; 2 — известняки (C_1t) ; 3 — глинистые сланцы $(T_3 k+n)$; 4a андезитобазальты, туффиты $(J_{1-2}?);$ 46 — то же с олистолитами известняков; 5 известняковые конгломераты (J_2) ; 6 — песчаконгломераты, алевролиты (J_3cl) ; 7 морена (Q_3) ; 8 — аллювий (Q_4) ; 9 — элементы залегания слоев; 10 надвиги



ты пачке туффитов, представлены одним видом папоротников Cladophlebis ex gr. haiburnensis (L. et H.) Brongn. и поэтому, несмотря на хорошую сохранность, могут свидетельствовать, по заключению В. А. Вахрамеева, лишь о юрском возрасте вмещающих отложений. Несогласно перекрывающая лавы, туффиты и палеозойские породы мощная (1000 м)

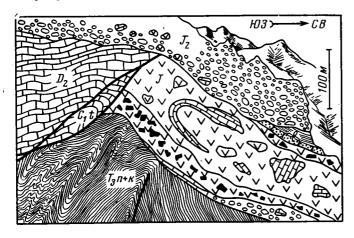


Рис. 3. Олистолиты палеозойских известняков в лавах андезитобазальтов нижне-среднеюрского (?) возраста, наблюдающиеся в обрывах левого борта правого безымянного притока р. Талбыгыр. Черные пятна — обломки андезитобазальтов в англомератовых лавах

толща известняковых конгломератов, в низах содержащая также гальку и валуны подстилающих андезитобазальтов, уверенно коррелируется с аналогичной по составу толщей более северных районов (джабульдингинской свитой), содержащей комплекс среднеюрских (батских?) моллюсков. Таким образом, возраст лав с глыбами палеозойских породнижне- или среднеюрский.

Красноватая окраска андезитобазальтов в сочетании с хорошо сохранившимися остатками наземной флоры в туффитах позволяет считать, что излияние происходило в континентальных условиях. О первопачальной площади распространения этой толщи судить трудно из-за недостаточной изученности района. По-видимому, лавы не имели широкого площадного распространения, а скорее всего слагали неширокую полосу, приуроченную к разлому, ограничивающему с юго-запада Момо-Зы-

рянскую впадину.

В Сумуно-Урультунском прогибе отдельные обломки и глыбы палеозойских известняков встречены среди выполняющих его морских верхнеюрских отложений на протяжении 30 км от истоков р. Чукчи до верховьев р. Гырбыны, но больше всего их обнаружено в междуречье Тирехтях-Гырбынья на отрезке протяженностью 8 км. Все находки приурочены к средней части разреза, представленной мощной (до 1200 м) толщей кремнистых пород, согласно залегающей на черных палеонтологически охарактеризованных глинистых сланцах оксфорд-нижневолжского возраста и перекрытой мощным (свыше 2000 м) комплексом вулканитов кислого состава также верхнеюрского возраста. Перечисленные
толщи слагают юго-западное крыло прогиба и падают к северо-востоку
под углами от 15 до 70°. Противоположное крыло прогиба в пределах
изученного района срезано Дарпирским разломом.

Среди обломков и глыб (до 4 м) известняков, заключенных в кремнистых породах, преобладают разности, идентичные известнякам нижнего карбона и нижнего девона, развитым на северо-восточном крыле смежной с Сумуно-Урультунским прогибом Тирехтяхской антиклинали Омулевского поднятия. Среди глыб выделяется своими размерами огромный отторженец темно-серых палеонтологически охарактеризованных известняков нижнего девона, обнаруженный в истоках правого притока р. Чугулукка-Юрюе, где он прекрасно наблюдается в обрывистой стене ледникового кара среди полого (15-20°) залегающих слоистых кремнистых пород. Этот отторженец имеет вытянутую согласно слоистости вмещающих пород форму. В длину он достигает 300 м, в поперечнике — 150 м и состоит из трех различно ориентированных крупных блоков. Угловатые промежутки между ними заполнены сингенетичной осадочной брекчией, в которой куски известняков сцементированы кремнистым осадком. Вдоль боковых ограничений отторженца видны резкие изгибы и подвороты слоев вмещающих пород и рассеянные в них обломки известняков. Все это указывает на то, что описываемый отторженец и другие глыбы представляют собой ископаемые обвалы или оползни, которые могли образоваться лишь в непосредственной близости от обрывистого берега, либо крутого подводного уступа, по всей вероятности совпадающего с Дарпирским разломом.

Для кремнистых пород, в которых заключены глыбы палеозойских известняков, характерны тонкая полосчатость, обусловленная чередованием слойков (0,5—1 см) светло-коричневого, зеленоватого и черного цветов, следы небольших размывов и подводно-оползневые текстуры. При микроскопическом изучении в них постоянно удается различить примесь мельчайших серповидно-изогнутых осколков кислого вулканического стекла. Однообразный состав толщи нарушается лишь в ее верхней части, где встречаются отдельные тонкие линзы известняков и известняковых конгломератов.

Тесная парагенетическая связь кремнистой толщи с прибрежно-морскими вулканогенно-осадочными образованиями кислого состава и отсутствие близких по возрасту основных и ультраосновных изверженных пород указывают на то, что она не является членом офиолитовой формации, а имеет, вероятно, пепловую природу, о чем свидетельствует постоянная примесь пирокластов кислого состава.

В нижних горизонтах описываемой толщи в окремнелых пепловых туффитах Е. П. Сурмиловой обнаружены отпечатки и ядра Buchia (Aucella) sp., свидетельствующие по заключению З. Б. Флоровой о верхнеюрском возрасте вмещающих отложений. Учитывая положение толщи в разрезе, ее возраст, вероятнее всего, средневолжский.

Характер отложений и заключенная в них фауна указывают на то, что их накопление происходило в морском бассейне. Последний в виде узкого залива распространился в Сумуно-Урультунский прогиб, по всей вероятности, с северо-запада, со стороны Момо-Зырянской впадины.

Породы, сходные с описанными, развиты в Сумуно-Урультунском прогибе не только в пределах изученного района, но и к северо-западу и к юго-востоку от него. Они описаны там при геологосъемочных работах как самостоятельная толща полосчатых «роговиков» или выделены в составе вышележащего верхнеюрского вулканического комплекса. Общая протяженность полосы выходов кремнистой толщи и сходных с ней, вероятно, одновозрастных пород не менее 100—120 км.

Образования, подобные описанным ископаемым обвалам и оползням коренных пород, широко известны главным образом среди мезозойских и третичных отложений Альпийской складчатой области от Альп в районе Центральной Швейцарии до Гималаев, хотя встречаются и среди более древних структур Урала и Тянь-Шаня (Богданов, 1946; Хворова, 1960; Черенков, 1963, 1964, 1970). Такие глыбы древних, иногда экзотических пород среди более молодых отложений принято называть олистолитами, а их появление связывать с разрушением фронтальных частей крупных надвигов, вдоль которых обычно во флишевых бассейнах олистолиты нередко образуют целые горизонты глыбовых брекчий, характерных для так называемого дикого флиша.

Структура зоны сочленения Сумуно-Урультунского прогиба и Тирехтяхской антиклинали свидетельствует о том, что Дарпирский разлом являлся в позднеюрское время крупным взбросом или надвигом. На это указывает опрокинутая в сторону Сумуно-Урультунского прогиба форма Тирехтяхской антиклинали, а также срезание разломом смежных крыльев этих структур. Нахождение глыб палеозойских пород среди верхнеюрских отложений в глубоком прогибе перед фронтом этого регионального взброса (надвита?) свидетельствует о том, что механизм формирования олистолитов хр. Черского сходен с образованием их в Альпийской области, хотя общая геологическая обстановка заметно отличалась. Так, накопление глыб происходило не во флише, а в кремнистых отложениях; в юго-западной части Момо-Зырянской впадины — вообще среди лав, изливавшихся в континентальных условиях. Правда, верхнеюрские (келловейские) флишевые толщи известны сравнительно недалеко от Сумуно-Урультунского прогиба, в северо-восточной части Инъяли-Дебинского синклинория (Попов, 1970), однако глыб древних пород в них не обнаружено.

Накопление олистолитов по обе стороны Тирехтяхской антиклинали свидетельствует о том, что эта структура развивалась в ранней или средней (?) и поздней юре как конседиментационное линейное поднятие типа кордильеры, а взбросово-надвиговый характер ее ограничений позволяет предполагать, что в условиях начавшегося горизонтального сжатия она формировалась подобно диапиру, имея в своем ядре пла-

стичные мраморы протерозойского (?) возраста (рис. 4).

Сумуно-Урультунский прогиб в этой связи можно рассматривать как конседиментационно развивавшуюся сопряженную с ней шовную струк-

туру — грабен-синклиналь.

Приведенные данные указывают на то, что в зоне сочленения Яно-Колымской ветви мезозоид с позднепалеозойским Омулевским поднятием условия общего сжатия и конседиментационное складкообразование, приведшие к завершающей складчатости на рубеже юры и мела, начались еще в ранней или средней (?) юре и продолжались в течение поздней юры. Это подтверждается также локальным проявлением в зоне хр. Черского одной из первых фаз складчатости (угловое несогласие в основании описанного выше лавового покрова на юго-западном крыле Момо-Зырянской впадины, наблюдаемое на р. Талбыгыр) (рис. 3).

Период общего горизонтального сжатия в пределах рассматриваемой зоны приблизительно совпал с эпохой инверсии, начавшейся в Инъяли-Дебинском прогибе в поздней юре. На это указывает локальное накопление в его пределах флишевых толщ келловейского возраста и отсутствие более молодых морских верхнеюрских отложений.

На последующем за складчатостью длительном орогенном этапе развития рассматриваемого региона, продолжающемся по настоящее время, движения по Дарпирскому разлому не прекратились, хотя их харак-

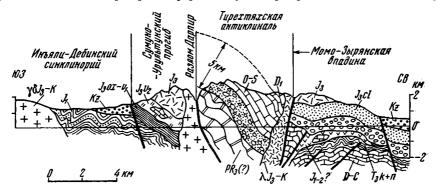


Рис. 4. Схематический геологический разрез хр. Черского в бассейнах фек Тирехтях и Гырбынья

тер существенным образом изменился: субгоризонтальные перемещения сменились вертикальными. Восточное крыло этого разлома (Тирехтяхская антиклиналь) испытало поднятие с амплитудой не меньше 5 км. На это указывает следующее. Огромные размеры олистолита нижнедевонских известняков в верхнеюрской кремнистой толще Сумуно-Урультунского прогиба исключают возможность его перемещения на скольконибудь значительное расстояние от места обвала. Однако ни на крыльях, ни в своде Тирехтяхской антиклинали вблизи этого олистолита известняков нижнего девона нет — она сложена здесь значительно более древними толщами. Известняки этого возраста в современной структуре сохранились лишь в 25—30 км севернее, в бассейне р. Талбыгыр, что связано с глубоким денудационным срезом структуры во время послеюрского ее поднятия. Учитывая мощность размытых ордовикских и силурийских отложений, несколько превышающую 5 км, можно соответственно оценить и амплитуду поднятия (рис. 4).

О продолжающихся неотектонических перемещениях по Дарпирскому разлому, сопровождаемых, по всей вероятности, землетрясениями, говорят многочисленные крупные обвалы и ступенчатые оползни коренных пород, местами перегородившие ущелья, протянувшиеся вдоль этого разлома. Такие обвалы и гигантские оползни наблюдаются на левом берегу р. Тирехтях против устья р. Чугулукка-Юрюе, на правом берегу р. Гырбыньи, где она пересекает хр. Черского, и в безымянном правом притоке р. Тирехтях ниже устья р. Чугулукка-Юрюе, где обвальные массы, состоящие из мраморов, слагающих восточное крыло Дарпирского разлома, образуют плотину высотой более 400 м и шириной 1500 м, перегородившую ущелье. Выше плотины расположено аккумулятивное днище ныне высохшего подпрудного озера.

Близкое взаиморасположение современных обвалов в зоне Дарпирского разлома и их ископаемых аналогов — верхнеюрских олистолитов свидетельствует об отсутствии значительных горизонтальных перемещений по этому разлому в послеюрское время, а приведенные выше данные однозначно указывают на унаследованные крупные вертикальные поднятия его северо-восточного крыла.

Литература

Бельій В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР масштаба 1:2500000, Изд-во ГУГК, 1965.

Богданов А. А. О происхождении горизонтов глинистых брекчий в каменноугольном флише бассейна р. Сакмары. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 6.

Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия (Северо-Восток СССР). M., «Наука», 1971.

Попов Л. Н. Верхнепалеозойские и мезозойские отложения верхней части бассейна р. Индигирки (стратиграфия, литология, палеогеография). Автореф. «канд. дис., ВСЕГЕИ, Л., 1970.

Пущаровский Ю. М. О тектонике Северо-Востока СССР. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1956, № 5.

Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. Изв. вузов.

Геол. и разведка, 1960, № 2.

Черенков И. Н. Верхнепалеозойский флиш в бассейнах рек Кшемыш и Каравшин (северный склон Туркестанского хребта).— Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, 1963,

Черенков И. Н. Обвалы и оползни во флишевых отложениях бассейна р. Каравшин (северный склон Туркестанского хребта).— Литол. и полези. ископ., 1964, № 6. Черенков И. Н. О тиллитоподобных породах Гиссаро-Алая. — Докл. АН ТаджССР, 1970, т. 13, № 2.

ЦНИГРИ

Статья поступила 25 февраля 1974 г.

1975 г.

УДК 551.242.3

И. В. АРХИПОВ

«КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ» МЕЗОЗОЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

В статье рассматриваются своеобразные разновидности геосинклинальных прогибов, отличающихся от типичных геосинклиналей главным образом континентальным составом заполняющих их отложений.

Среди структур Средиземноморского геосинклинального пояса, а также складчатых систем Южно-Американских Кордильер выделяются своеобразные линейные зоны, испытавшие в мезозое интенсивное прогибание. Обладая многими признаками типичных геосинклиналей, они в то же время отличаются от последних некоторыми характерными особенностями и в первую очередь присутствием среди слагающих их отложений в более или менее значительных количествах континентальных образований. Вместе с тем по целому ряду причин эти прогибы не могут быть отнесены также к структурам орогенного и платформенного типов.

В пределах Средиземноморского пояса к таким структурам, по нашему мнению, принадлежат нижнеюрский прогиб гор Мечек в Венгрии, часть раннемезозойских прогибов Центрального Ирана и Северного Афганистана, триас-юрский Заалайский прогиб, юрские прогибы Ферганского хребта и Восточного Тибета, а также, по-видимому, некоторые другие раннемезозойские прогибы северных окраин этого пояса. Характерным примером структур подобного типа вне Евразиатского континента можно считать позднемезозойские прогибы Центральных Анд.

Прогиб гор Мечек заложился в пределах Паннонского срединного массива в начале ранней юры (Фюлёп, 1971). Заполняющие этот глубокий и узкий прогиб отложения без перерыва сменяют лагунно-озерные осадки верхнего триаса. В течение раннеюрского времени (геттанг и ранний синемюр) в прогибе накапливались угленосные отложения паралического типа мощностью до 1200 м. В позднем синемюре они сменились сублиторально-неритовыми осадками карбонатного и песчаноглинистого состава, отложение которых продолжалось до байоса включительно, а общая мощность составила 2600 м (Фюлёп, 1971). О мелководном характере этих осадков, среди которых преобладающее развитие имели пятнистые мергели, свидетельствует, в частности, присутствие их разрезе пород типа горючих сланцев. Выше по разрезу следуют уже существенно иные отложения — красные комковатые известняки бат-келловейского возраста общей мощностью всего 12 м, а еще выше — тонкослоистые радиоляритовые известняки оксфорда (Фюлёп, 1971).

Таким образом, в прогибе гор Мечек в течение лишь лейаса и ааленбайоса накопилась толща континентально-морских осадков мощностью около 4 км. При этом следует отметить весьма незначительную ширину самого прогиба — в среднем около 20 км. Прогиб Мечек асимметричен: его южный борт, контролировавшийся конседиментационным разломом, значительно круче и уже северного (Nagi, 1971). Примечательно, что во время наиболее активного развития этого прогиба в лейасе — байосе осадконакопление в пределах соседних с ним районов имело совершенно иной, нежели в прогибе характер (происходило отложение мало-

мощных, преимущественно карбонатных осадков), а местами, по-видимому, вообще отсутствовало.

Во всем Центральном Иране рэт — лейас представлен песчано-сланцевыми угленосными отложениями с отдельными горизонтами морских пород. Эти отложения залегают на мелководных карбонатных осадках нижнего и среднего триаса, относящихся к платформенному чехлу, а также на различных палеозойских и местами даже на докембрийских породах. Они дислоцированы, слабо метаморфизованы и прорваны мелкими интрузиями гранитоидов. Вверх по разрезу преимущественно континентальные рэт-лейасовые отложения сменяются морскими осадками средней и верхней юры (Штёклин, 1966; Stöcklin, 1968).

В отличие от нижнего и среднего триаса рэт — лейас Центрального Ирана характеризуется резкими изменениями мощностей — от первых сотен метров до 2 км и более. Сильно изменчив также и характер дислоцированности рэт-лейасовых отложений, значительно усиливающейся с увеличением их мощностей (наиболее отчетливо это выражено в западной части массива Лут). Накопление мощных толщ рэт-лейасовых отложений Центрального Ирана происходило в ограниченных разломами грабенообразных прогибах. Последние располагались между значительно менее подвижными блоками срединного массива, в пределах которых формировались сравнительно маломощные осадки, одновозрастные отложениям, заполнявшим прогибы (Stöcklin, 1968).

В Северном Афганистане в начале триаса заложились и до конца позднего триаса — начала лейаса интенсивно развивались Парапамиз-Гиндукушский и Банди-Туркестанский прогибы. Первый из них заполнялся преимущественно терригенно-вулканогенными, а второй — терригенными толщами, мощность которых достигает 3000—5000 м (Казьмин, Кулаков, 1969).

Состав вулканических пород, представленных лавами, лавобрекчиями, туфолавами и туфами, изменяется от основного до кислого (от андезитобазальтов до кварцевых порфиров). Среди осадочных пород, присутствующих как в виде самостоятельных толщ, так и отдельных горизонтов в эффузивных комплексах, преимущественно развиты мелкообломочные терригенные и терригенно-глинистые разности (часто туфогенные). Менее широко распространены конгломераты и карбонатные породы. Местами чередование осадочных пород в разрезе имеет флишочидный характер. Верхи триаса (карнийский и рэтский ярусы) почти повсеместно представлены континентальными и дельтовыми фациями, характеризующимися присутствием углистых аргиллитов и пластов углей. Комплекс вулканогенных и осадочных пород прорван гранитоидами, внедрившимися на рубеже триаса и юры (Колчанов и др., 1970).

Триасовые отложения обоих прогибов достаточно интенсивно дислоцированы, но сравнительно слабо метаморфизованы (Егупов, 1970). На подстилающих палеозойских породах они залегают несогласно. Вмещающие их прогибы, судя по структурно-морфологическим признакам (прогибы достаточно узкие, но сильно вытянутые), а также по глубине прогибания и по интенсивности проявления вулканических процессов, возникли и развивались по системам крупных разрывных нарушений.

Заалайский раннемезозойский прогиб располагается в пределах одноименного хребта Северного Памира и восточной части хр. Петра Первого. Возникновение этого узкого и глубокого прогиба было связано с интенсивными опусканиями периферийной зоны Северного Памира вдоль Северо-Памирского (Каракульского) глубинного разлома, которые начались еще в поздней перми, но достигли наибольшей активности в начале мезозоя.

Прогиб заполнен мощной (свыше 1600 м) толщей различных порфиритов и их туфов, образующих несколько пачек мощностью до 300—400 м, а также красноцветных и пестроцветных гравелитов, песчаников,

алевролитов, глинистых и углисто-глинистых сланцев, нередко находящихся в ритмичном чередовании (Кафарский, Пыжьянов, 1963). Возраст этой толщи, соответствующей верхней части выделенной впервые М. И. Шабалкиным в 1936 г. мынтекинской свиты, по мнению одних исследователей (Кафарский, Пыжьянов, 1963) оценивается как лейасовый, а по мнению других (Григорьев, 1958)— как триас-лейасовый.

По своему структурному положению раннемезозойский Заалайский прогиб занимает промежуточную позицию, располагаясь между эпигерцинской платформенной областью Южного Тянь-Шаня и Северо-Памирским поднятием, в пределах которого мезозойские отложения отсутствуют (здесь они либо совсем не накапливались, либо образовывали маломощный и не повсеместно развитый чехол, уничтоженный последующей эрозией). Приуроченность прогиба к зоне глубинного разлома позволила Б. А. Петрушевскому (1955) выделить его в качестве своеобразного приразломного прогиба, названного им Заалайско-Кашгарским.

Юрский прогиб Ферганского хребта заполнен мощной толщей сероцветных континентальных отложений рэтского яруса верхнего триаса, нижней, средней и верхней юры, несогласно залегающих на палеозойских породах. В составе этих отложений преобладают разнообразные, нередко ритмично переслаивающиеся песчано-глинистые породы с горизонтами углистых сланцев и прослоями углей. Их мощность достигает 2500—3000 м (Бабадаглы, Джумагулов, 1968). При этом наибольшие мощности отмечаются в восточной части прогиба — в зоне Таласо-Ферганского разлома, что свидетельствует об асимметрии прогиба (его восточный борт значительно круче западного). Юрские отложения за пределами прогиба, непосредственно к востоку и к западу от него, образуют маломощный чехол, сохранившийся от размыва в отдельных мелких депрессиях.

Отложения, слагающие прогиб Ферганского хребта, в различной степени метаморфизованы (до глинистых сланцев) и дислоцированы, образуя морфологически весьма разнообразные складчатые структуры, в том числе линейные и изоклинальные. Степень метаморфизма и складчатых деформаций юрских отложений возрастает вместе с увеличением их мощностей в восточном направлении. Заложение и формирование прогиба Ферганского хребта связано с развитием Таласо-Ферганского разлома. Замыкание прогиба, сопровождавшееся складчатостью в заполняющих его отложениях, произошло, по всей вероятности, на рубеже юрского и мелового периодов (Шлезингер, 1971а).

К структурам рассматриваемого типа, по всей вероятности, относится также и весьма своеобразный юрский прогиб Восточного Тибета. Прогиб заполнен мощной толщей континентально-морских осадков преимущественно песчано-глинистого состава, залегающих на красноцветных породах триаса. Низы юрского разреза угленосны, однако содержат редкие горизонты известняков. Чередование пород часто носит ритмичный флишоидный характер. Верхи разреза образованы в основном морскими отложениями, включающими континентальные красноцветы. Характерно присутствие средних и основных эффузивов, а также интрузивных тел основного состава. Юрские отложения местами, особенно в южной части прогиба (южнее Лхассы), участвуют в достаточно сложных складчатых дислокациях и прорваны гранитоидами.

Состав, мощности и характер дислокаций юрских отложений Восточного Тибета вызывают затруднения при определении места вмещающего их прогиба в ряду геосинклинальных или платформенных структур. Многие исследователи считают Восточно-Тибетский юрский прогиб структурой геосинклинального типа и относят его к Южно-Тибетской зоне мезозоид Юго-Восточной Азии (Тектоника Евразии, 1966). Хуан Цзи-цин рассматривает этот прогиб в составе Тибет-Западно-Юннаньской платформы (Huang, 1960).

Кроме рассмотренных примеров прогибов подобного рода к их числу в пределах северных зон Средиземноморского пояса, по-видимому, следует отнести также раннемезозойские прогибы Равнинного Крыма. В Равнинном Крыму рядом скважин вскрыты терригенные континентально-морские отложения нижнего мезозоя, представленные песчаниками, алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с телами изверженных пород основного и среднего состава (Железняк и др., 1973). Накопление их происходило в грабенообразных прогибах, перекрытых в настоящее время чехлом меловых и кайнозойских отложений.

Одним из наиболее ярких и показательных примеров структур рассматриваемого типа могут служить прогибы, существовавшие в позднем мезозое и в начале кайнозоя в Центральной части Анд (в Чили и в

Перу).

В Чилийских Андах, в пределах Главной и Береговой Кордильер, качиная с лейаса, происходило интенсивное накопление мощных осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных толщ. В течение юрского времени отлагались в основном морские и лишь частично континентальные осадки, однако после неокома (а местами раньше — с кимериджа и титона) в пределах всей северной и центральной части Чили, за исключением только отдельных прогибов вдоль современной береговой линии, накапливались уже исключительно континентальные серии (Ruiz, 1965; Пущаровский, Архипов, 1972).

Характернейшей особенностью этих серий, формирование которых продолжалось в течение мелового и палеогенового периодов, является их исключительно высокая насыщенность вулканогенным материалом преимущественно андезитового состава (лавами, лавобрекчиями, туфами). Осадочные образования, представленные в основном различными обломочными и терригенно-глинистыми породами, чаще всего не образуют самостоятельных толщ, а присутствуют среди вулканических серий в виде более или менее мощных пачек и отдельных горизонтов. В ряде мест мел-палеогеновый комплекс прорван гранитами. Общая мощность континентальных мел-палеогеновых образований Чилийских Анд достигает 5000—6000 м, причем вкрест простирания величина ее подвержена резким и быстрым колебаниям. Характер пространственного развития и изменчивости мощностей этих континентальных толщ, а также обилие в них вулканических пород позволяют считать, что накопление их происходило в сравнительно узких, но протяженных прогибах, ориентированных в близком к меридиональному направлению вдоль западного ограничения Южно-Американской платформы. По своему местоположению и ориентировке эти прогибы в целом могут рассматриваться как структуры, непосредственно унаследованные от юрско-неокомской геосинклинали.

В Восточной Кордильере Перуанских Анд широко развита толща пестроцветных и красноцветных пород карбонатно-песчано-конгломератового состава, мощность которой достигает 3000 м. Эта толща, накопившаяся в позднем сеноне, завершает здесь мезозойский разрез Андского складчатого комплекса (Богданов, 1970). Выше нее залегает мощная вулканическая серия палеогенового возраста.

Нами были вкратце рассмотрены некоторые мезозойские прогибы, заполненные континентальными и континентально-морскими отложениями, лишь в пределах Средиземноморского геосинклинального пояса и Кордильер Южной Америки. Это не означает, конечно, что такого рода структуры строго ограничены в своем развитии только этими регионами и приведенными примерами. Есть основания считать, что они имеют значительно более широкое распространение в пространстве, а также, повидимому, и во времени.

Приведенные примеры дают возможность определить наиболее общие и характерные признаки рассмотренных структур.

Это линейно-вытянутые глубокие прогибы, как правило, связанные с крупными разрывными нарушениями. Прогибы заполнены мощными толщами осадочных и вулканогенных образований, в различной (в том числе и весьма значительной) степени дислоцированных и метаморфизованных, а также нередко прорванных интрузиями. Магматизм вообще весьма характерен для данного рода прогибов.

Одним из главных отличительных признаков этих прогибов является преимущественно континентальный состав заполняющих их отложений, среди которых наиболее широко распространены песчано-глинистые породы. Морские осадки присутствуют часто, но, как правило, в подчиненных количествах, обычно в виде отдельных горизонтов и пачек. Важной и характерной особенностью осадочных отложений этих прогибов следует считать отсутствие в них сколько-нибудь значительных количеств грубообломочного материала. Достаточно типичным, но не обязательным и не повсеместно встречающимся признаком осадочных образований прогибов этого типа является их красноцветность и угленосность (часто в прогибах развиты в основном сероцветные и пестроцветные породы).

Среди вулканогенных образований, участвующих в заполнении рассматриваемых прогибов, резко преобладают породы среднего состава. Значительно реже встречаются основные и кислые эффузивы. Количественные соотношения осадочных и магматических компонентов в вулканогенно-осадочных комплексах могут быть самыми различными, меняющимися от полного преобладания в разрезе пород осадочного происхождения до обратных соотношений, когда мощные серии оказываются почти нацело сложенными вулканическими образованиями.

Несмотря на то что вулканогенным образованиям принадлежит весьма важная роль в заполнении некоторых из прогибов рассматриваемоготипа, выделить среди них особую вулканогенную группу, которая четко отделялась бы по возрастным, структурным или каким-либо другим признакам от континентальных прогибов «чисто» осадочного происхождения, не представляется возможным.

К характерным признакам интересующих нас прогибов необходимо отнести также и особенности палеогеографической обстановки их формирования. Эта обстановка, судя по всем данным, представляется как область слабо расчлененной невысокой суши (в ряде случаев периодически заливавшейся шельфовым морем), внутри которой располагались глубокие прогибы-рвы, частично или полностью изолированные от моря. Обилие поступавшего в эти прогибы мелкообломочного терригенного и глинистого материала было, по всей вероятности, обусловлено в основном обширностью площадей размывавшейся суши. Несомненно, весьма существенной при этом была роль речного сноса.

Рассматриваемые прогибы вместе с их структурным обрамлением не могут быть отнесены к образованиям орогенного типа. Как известно, под орогенными структурами большинством исследователей в настоящее время понимаются структуры, непосредственно связанные в своем возникновении с процессами горообразования. Но именно его-то и не было при формировании рассматриваемых нами структур. Области, скружавшие прогибы, не только не имели расчлененного горного рельефа (о чем убедительно свидетельствуют незначительные количества в этих прогибах грубообломочного материала), но и, по всей вероятности, представляли собой в большинстве случаев участки суши со сравнительно небольшими высотами. На последнее обстоятельство, в частности, указывают нередкие, хотя и кратковременные, проникновения в эти прогибы морских вод. Сказанное не означает, конечно, отрицания того, что в ряде случаев прогибы могли ограничиваться поднятиями, которые, однако, ни по своему масштабу, ни по структурному значению не принадлежали к классу орогенных. Кроме того, рассмотренные прогибы не

отличаются большим морфологическим разнообразием, свойственным

орогенным структурам (все прогибы отчетливо линейны).

Заполняющие эти прогибы континентальные серии вверх по разрезу нередко сменяются морскими отложениями. Иначе говоря, континентальные серии в подобных прогибах как бы заменяют собой комплексы морских осадков начальных и главных этапов развития типичных геосинклинальных прогибов.

В тех случаях, когда заполняющим прогибы континентальным сериям непосредственно предшествуют типичные геосинклинальные образования (как, например, в Чилийских Андах), положение этих континентальных серий над геосинклинальными, казалось бы, может служить вполне достаточным основанием для отнесения их к орогенному комплексу, а вмещающих их структур — к орогенному классу. Однако, если кроме геосинклинальной предыстории этих прогибов учитывать также и другие их особенности (такие, как состав осадочного и вулканогенного заполнения прогибов, их морфологические признаки, характер пространственного развития), то они свидетельствуют скорее об обратном — о трудности причисления данных структур к типу орогенных.

Здесь следует остановиться на континентальности осадков как признаке орогенных образований. В рассматриваемых прогибах континентальность имеет, как нам представляется, иную по сравнению с орогенными структурами тектоническую природу: континентальные отложения в этих прогибах обязаны своим возникновением не орогеническим, а эпейрогеническим движениям. Действительно, поднятия окружавшей прогибы суши были в основном не контрастно дифференцированными, а слабыми и спокойными с широким площадным охватом, т. е. такими, характер которых лучше всего передает, быть может, и несколько старомодный, но, несомненно, весьма важный и нужный термин — «эпейрогенез».

Континентальность осадков, безусловно, один из главных палеогеографических признаков и показателей обстановки осадконакопления. Что же касается роли этого критерия в тектонике, то здесь его применимость представляется более ограниченной и относительной, так как в ряде случаев его нельзя считать решающим признаком для установления тектонического режима и для достаточно уверенного разделения структур, относящихся к разным генетическим типам и находящихся на разных стадиях своего развития.

Прежде всего это относится к орогенным образованиям, при выделении которых континентальности осадков нередко принадлежит роль одного из решающих критериев. Но, очевидно, далеко не всегда континентальный характер осадков может считаться достаточным и надежным показателем орогенеза. Не все активно прогибавшиеся структуры, сложенные континентальными отложениями, следует, по-видимому, однозначно относить к орогенному типу и не любую смену во времени морских осадков континентальными рассматривать как свидетельство перехода вмещающих их структур от геосинклинального к орогенному этапам развития.

Не являясь орогенными структурами, рассматриваемые прогибы в то же время ни по составу накопившихся в них отложений, ни по степени их складчатых деформаций и метаморфических изменений не могут быть безоговорочно отнесены также и к геосинклинальным образованиям в наиболее широко распространенном и признанном их понимании (Богданов и др., 1972).

От «нормальных» геосинклиналей эти прогибы отличаются прежде всего преимущественно неморским составом заполняющих их отложений. Характерным отличием их от типичных эвгеосинклиналей является также отсутствие в них ультраосновных пород и значительных масс габброидов. В противоположность геосинклинальным трогам, обычно

образующим достаточно сложные системы, интересующие нас прогибы часто встречаются в виде обособленных и одиночных структур. В этом отношении они близки к моногеосинклиналям (по Ч. Шухерту). Наконец, говоря о различиях типичных геосинклинальных и рассмотренных прогибов, нельзя не отметить сравнительную непродолжительность развития последних.

Вместе с тем ряд особенностей рассмотренных структур несомненно сближает их с прогибами геосинклинального типа. Так, по количеству присутствующего в некоторых из них вулканического материала среднего состава они нисколько не уступают «сиалическим» геосинклиналям (Кузнецов, 1970). Что касается таких признаков геосинклинальных прогибов, как их морфологические особенности, характер складчатых дислокаций в заполняющих их комплексах вулканогенно-осадочных образований, тип и степень метаморфизма этих комплексов, то они в целом свойственны рассматриваемым прогибам, хотя и далеко не всегда выражены в достаточно полном и отчетливом виде.

При сравнении интересующих нас прогибов с типичными геосинклиях перекомпенсированного осадконакопления, т. е. нельзя не учитывать того, что эти прогибы могли представлять собой не что иное, как «норналями нельзя исключить возможность формирования первых в условимальные», но переполненные осадочным или осадочно-вулканогенным материалом геосинклинальные прогибы. Допуская такую возможность для развития отдельных прогибов подобного типа или их частей, мы вместе с тем полагаем, что объяснить происхождение их всех только лишь одним явлением перекомпенсации затруднительно.

Этому прежде всего противоречит преимущественно песчано-глинистый состав заполняющих прогибы осадков (известно, что избыточная компенсация чаще всего бывает связана с накоплением грубообломочного материала), а также в целом достаточно хорошо выдержанный и устойчивый характер этих осадков в латеральном и вертикальном направлениях. С предположением, что прогибы подобного рода представляют собой в основном перекомпенсированные «нормальные» геосинклинали, плохо согласуется и тот факт, что континентальным отложениям в этих прогибах на смежных с ними слабопрогнутых участках соответствуют по возрасту также главным образом континентальные отложения.

Есть достаточно веские основания не относить рассматриваемые прогибы также и к типу геоантиклинальных структур. Последние, как известно, представляют собой такие участки относительных и абсолютных поднятий, в пределах которых процессы размыва если в целом и не преобладали над осадконакоплением, то играли весьма существенную роль. Интересующие же нас прогибы являются, напротив, зонами интенсивного прогибания, а окружающая их территория хотя и была чаще всего сущей, однако, как правило, не обнаруживала признаков общих активных воздыманий.

Не представляется, наконец, возможным рассматривать эти специфические прогибы и как платформенные структуры (структуры платформенного чехла). Согласно общепринятым представлениям, платформенный чехол характеризуется широким развитием недислоцированных или слабо нарушенных неметаморфизованных осадочных пород, резко подчиненной ролью магматических образований и их преимущественно щелочным и базальтовым составом. Все перечисленные характеристики не являются признаками рассматриваемых прогибов. Их структурноморфологические особенности, величина и характер изменчивости мощностей слагающих их отложений, состав вулканических образований, степень дислоцированности, а нередко также и метаморфических изменений пород не дают возможности трактовать эти прогибы как структуры платформенного типа (и в том числе как грабенообразные впади-

ны, возникающие на самых ранних стадиях формирования осадочного чехла платформ). Что же касается областей низменной суши, в пределах которой были размещены эти прогибы или с которой они соседствовали, то близость их тектонической природы к платформенной достаточно очевидна (об этом еще будет сказано ниже).

Итак, мы приходим к выводу, что рассмотренная разновидность прогибов не может быть отнесена ни к орогенным, ни к типичным геосинклинальным, ни к геоантиклинальным, ни к платформенным структурам. Однако, если говорить о том, к какой категории главных тектонических элементов земной коры все-таки ближе всего эти прогибы по всем своим основным характеристикам и признакам, то, на наш взгляд, такой категорией следует считать геосинклинальные структуры.

На самом деле: ведь если отвлечься от целиком или частично континентального состава отложений, заполнявших эти прогибы, то сами по себе они будут отличаться от геосинклиналей в их типичном виде не столь уж существенно. Это относительно узкие, линейные, глубокие, связанные с крупными разломами структуры, являющиеся зонами активного и контрастного прогибания, часто интенсивного вулканизма и нередко сложных складчатых дислокаций. К тому же по своему структурному положению эти прогибы обычно как бы заменяют собой типичные геосинклинальные троги, т. е. мы имеем дело с такими зонами интенсивного прогибания, которые, характеризуясь рядом признаков типичных геосинклиналей, отличаются от последних в основном лишь тем, что осадконакопление в них было частично или полностью континентальным.

Хотя рассмотренные прогибы и наделены признаками, позволяющими считать их достаточно специфическими структурными образованиями, вряд ли есть основание и необходимость выделять их в какую-то особую и самостоятельную категорию структур под новым названием, равно как и пользоваться для их обозначения спасительными приставками «квази» или «пара» (квазиплатформенные и парагеосинклинальные прогибы). На наш взгляд, для определения их сущности вполне достаточно называть их своеобразными континентальными разновидностями «нормальных» геосинклиналей.

Касаясь терминологической стороны вопроса, следует отметить, что для прогибов геосинклинального типа, заполненных континентальными отложениями, Г. Штилле уже было предложено понятие «континентальная геосинклиналь», а геосинклинали, расположенные внутри континента и сложенные морскими и континентальными отложениями, Э. Ог назвал «эпиконтинентальными» (Материалы по тектонической терминологии, 1961). Термин «континентальная геосинклиналь» был, кроме того, использован Д. В. Наливкиным для обозначения складчатых и метаморфизованных комплексов континентальных осадков (Наливкин, 1956). Раннемезозойские терригенные прогибы Центрального Ирана с континентальными угленосными отложениями М. В. Муратов называет своеобразными геосинклинальными структурами (Муратов, 1969).

К выводу о возможности рассматривать некоторые мезозойские и кайнозойские континентальные впадины Азиатского материка как особые геосинклинальные структуры в свое время пришли Ю. А. Косытин И. В. Лучицкий (1962). Впадины этого возраста, в которых мощные осадочные и эффузивные образования подверглись не только складчатым, но и частично метаморфическим процессам, названные авторы характеризуют как континентальные гомологи геосинклиналей, предлагая для них особый термин — «террасинклиналь» (Косыгин, Лучицкий, 1962).

Для палеозойских прогибов, которые заложились на более или менее консолидированном основании вблизи от еще продолжающих свое развитие геосинклинальных зон и заполнялись различными переходными

(в том числе континентальными) формациями, было предложено название внешних геосинклинальных прогибов (Белостоцкий и др., 1959) и пригеосинклинальных прогибов (Мелещенко и др., 1960). Эти прогибы во многом сходны с рассмотренными выше мезозойскими континентальными прогибами. Однако между ними есть и существенные отличия, заключающиеся главным образом в том, что последние располагаются, как правило, не на границе с активными геосинклинальными системами, а в более или менее значительном удалении от них.

Все это свидетельствует о том, что взгляды на геосинклинальную природу некоторых континентальных прогибов не новы в геологической литературе. Многие исследователи считали возможным и необходимым называть геосинклинальными структуры разного возраста, одно из главных отличий которых от «нормальных» геосинклиналей заключается в преимущественно неморском составе заполняющих их отложений.

В какой тектонической обстановке, когда и где могли возникнуть и развиваться прогибы рассмотренного типа? Какова их природа и какое место они занимают в структуре складчатых поясов и в истории их развития? Эти вопросы, естественно, не могут не встать после всего изложенного выше.

Как следует из приведенных примеров, континентальные эквиваленты мезозойских геосинклиналей всегда располагались или на окраине платформенных областей (как древних, так и молодых), или между структурами, характеризовавшимися весьма малой подвижностью и слабой расчлененностью, что отразилось в составе, мощностях и степени дислоцированности развитых в их пределах отложений. Такими структурами в Средиземноморском геосинклинальном поясе являлись срединные массивы (для рассмотренных примеров Паннонский, Центрально-Иранский, Тибетский и др.) и относительно слабо подвижные поднятия (Северо-Афганское, Северо-Памирское и др.).

Приуроченность «континентальных» геосинклиналей к малоподвижным структурным элементам земной коры — не единственное условие их возникновения. Эти своеобразные прогибы появлялись лишь в тех случаях, когда вмещающие или ограничивающие их срединные массивы и части платформ были в течение более или менее продолжительного времени к тому же еще и приподняты над уровнем моря, причем приподняты относительно невысоко. В противном случае располагавшиеся внутри или рядом с ними прогибы заполнялись бы большим количестном грубообломочного материала и представляли по существу уже орогенные структуры (при условии сильной приподнятости срединных массивов и платформенных участков) или были бы структурами, в которых происходило накопление чисто морских осадков, по своим формационным характеристикам ничем не отличающихся от типичных геосинклинальных серий (при условии расположения средних массивов и платформенных участков ниже уровня моря).

Нельзя не отметить, что при той небольшой высоте, которую должны были иметь срединные массивы и части платформ, вмещающие и ограничивающие «континентальные» геосинклинали, было достаточно самых незначительных опусканий и поднятий, чтобы прогибы стали ареной аккумуляции морских или континентальных отложений. Иначеговоря, даже весьма малые различия в гипсометрии (батиметрии) поверхностей слабо приподнятых или опущенных платформенных участков и срединных массивов, фактически не отражающие изменений их структуры, могли иметь большие седиментологические последствия и привести к тому, что расположенные в их пределах по существу однотипные прогибы заполнялись в одних случаях морскими, а в других — континентальными осадками.

Следовательно, необходимым и обязательным условием формирования «континентальных» геосинклиналей является наличие зон актив-

ного и контрастного прогибания в пределах слабо приподнятых относительно уровня моря срединных массивов или частей платформ. Наиболее благоприятной для возникновения подобных условий должна была быть тектоническая обстановка начальных стадий развития геосинклинальных поясов и областей, характеризующихся, как правило, повышенной интенсивностью процессов заложения новых прогибов. Появление «континентальных» геосинклиналей в такой обстановке вполне естественно, поскольку активное опускание при этом, судя по всему, испытывали зоны в пределах самых различных по тектонической природе структурных элементов земной коры, — начиная с участков развития безгранитной земной коры и кончая платформенными областями с корой континентального типа, в том числе такими, которые были слабо приподняты над уровнем моря. При этом возникали эвгеосинклинальные прогибы, если субстратом служила безгранитная земная кора (первичная или вторичная), преимущественно миогеосинклинали, когда заложение прогибов происходило на сиалическом основании, расположенном в целом ниже уровня моря, и наконец, «континентальные» геосинклинали, когда сиалический субстрат был слабо, но устойчиво приподнят над уровнем моря.

Наложение активного процесса трогообразования на тектонически разнородный субстрат является, таким образом, по нашему мнению, одной из главных причин возникновения разнообразных типов геосинклинальных прогибов, и в том числе «континентальных» геосинклиналей. Появление последних представляется, следовательно, частным случаем процесса активного трогообразования и в то же время вполне закономерным явлением, сопровождавшим этот процесс.

В Средиземноморском поясе наиболее подходящая для образования

«континентальных» геосинклиналей тектоническая обстановка возникла в раннем мезозое, в начале альпийского геосинклинального этапа его развития, когда в его пределах существовали обширные, слабоподвижные участки молодых платформ и срединных массивов и вместе с тем резко активизировался процесс геосинклинального трогообразования. В результате этого процесса возник целый ряд киммерийских (возрожденных, по А. Е. Шлезингеру) прогибов, замыкание которых, однако, не привело к возникновению самостоятельных складчатых систем (Шлезингер, 1971₂). В то же время необходимо отметить, что хотя именно начальные стадии развития геосинклинальных областей были, по всей вероятности, наиболее благоприятными для возникновения «континентальных» геосинклинальных прогибов, их образование не было строго ограничено только этими стадиями. Так, в пределах Цен-

тральных Анд подобного рода прогибы развивались в основном в позднем мезозое — раннем кайнозое, т. е. уже в конце их геосинклинально-

то развития.

В генетическом отношении рассмотренные прогибы не представляют, на наш взгляд, особый тип тектонических образований, относясь к категории своеобразных геосинклинальных структур, развитие которых происходило в иных по сравнению с «нормальными» геосинклиналями условиях (в более приподнятом положении). Иначе говоря, и «континентальные» и типичные (с морским осадконакоплением) геосинклинали рассматриваются нами как результат проявления одного и того же геосинклинального процесса в близкой структурно-тектонической, но различной гипсометрической обстановке, а сами «континентальные» геосинклинали — как не морские эквиваленты «нормальных» геосинклиналей.

Продолжительность развития отдельных «континентальных» геосинклиналей весьма различна, хотя чаще всего составляет одну-две эпохи. Значительно реже встречаются прогибы близкого к геосинклинальному чипу, в которых континентальные условия осадконакопления в целом сохранялись на протяжении трех и более эпох. Наконец, некоторые прогибы подобного рода формировались еще более продолжительное время — в течение целого периода и даже дольше (Чилийские Анды).

Пространственные и временные границы участков развития геосинклинальных прогибов «континентального» типа, а также нередко и самих этих прогибов далеко не всегда могут быть определены с достаточной точностью из-за того, что кроме «чистых» структур такого типа часто возникали и прогибы, которые по своим структурным и формапионным характеристикам были более близки или к типичным геосинклинальным, или к орогенным, или к платформенным прогибам. Кроме того, известны и такие прогибы, в которых морские отложения многократно чередуются в разрезе с континентальными и находятся с ними приблизительно в равных количественных соотношения. То обстоятельство, что в некоторых случаях орогенные формации оказываются весьма сходными с геосинклинальными и даже с платформенными и что это сходство вызывает значительные трудности их выделения и расчленения, справедливо отмечал еще Н. П. Херасков (1967).

Факт существования не морских эквивалентов мезозойских геосинклиналей представляется важным и примечательным по нескольким причинам.

Он прежде всего является одним из серьезных свидетельств всешире и чаще устанавливаемого в последнее время многообразия форм геосинклинального процесса, служит красноречивым указанием большие различия в условиях и обстановке геосинклинального развития, в видах и типах возникающих при этом структур. Этот факт является убедительным подтверждением того, как мало пригодны геосинклинальные явления для стандартизации и как трудно поддаются они унифицированию.

Он свидетельствует также о том, что в характере взаимоотношений геосинклинального и платформенного режимов развития земной коры часто может одновременно проявляться, с одной стороны, их независимость (расположение активно прогибавшихся трогов среди устойчиво сохранявших свое приподнятое положение срединных массивов), а с другой — их пространственная совместимость, существование одного режима в другом (наложение прогибов геосинклинального типа на платформенные структуры).

Факт существования «континентальных» геосинклиналей указывает на большое значение для формы проявления геосинклинального процесса наряду с многими другими условиями также и гипсометрической (батиметрической) обстановки, в которой находилось структурное обрамление геосинклинальных прогибов.

Наконец, все это дополнительно поднимает вопрос о критериях установления геосинклинальных и орогенных структур, о надежности признаков, по которым производится их выделение и разграничение, в частности, — вопрос о критерии континентальности. Последняя, по-видимому, далеко не всегда может считаться решающим показателем орогенного тектонического режима.

Литература

Бабадаглы В. А., Джумагулов А. Стратиграфия мезозоя юго-западной Киргизии, т. 1—

2. «Недра», 1968.
Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н., Кудрявцев Г. А., Мосса-ковский А. А., Пожарисский И. Ф., Херасков Н. Н. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюл. МОИП. Отд. теол., 1959, вып. 6.

Богданов А. А. О геологии Перуанских Анд.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, вып. 2. Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В., Наливкин В. Д., Пущаровский Ю. М., Хаин В. Е., Цейслер В. М., Штрейс Н. А. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. Геотектоника, 1972, № 5.

Григорьев А. В. К нижнемезозойской истории Памиро-Алайской тектонической зоны.— Тр. Всес. аэрогеологического треста, 1958, вып. 4.

Егупов С. В. Стратиграфия триасовой системы. В кн.: Геология и нефтегазоносность

севера Афганистана. «Недра», 1970. Железняк В. Е., Каменецкий А. Е., Покровская Л. В., Силонов Ф. А. История геологического развития Западного и Северного Причерноморья, Равнинного Крыма

и прилегающих акваторий.— Тр. ВНИГРИ, 1973, вып. 137. *Казьмин В. Г., Кулаков В. В.* Некоторые черты тектонического строения Ирана и Афганистана. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, вып. 2.

Кафарский А. Х., Пыжьянов И. В. К вопросу о расчленении мынтекинской свиты Северного Памира. В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе, Издво АН ТаджССР, 1963.

Колчанов В. П., Кулаков В. В., Михайлов К. Я. К вопросу о стратиграфии триасовых отложений Западного Гиндукуша (Афганистан). - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970,

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Кузнецов Ю. А. Основные типы матмоконтролирующих структур и магматические формации. — Геол. и геофизика, 1970, № 9.

Материалы по тектонической терминологии. Ч. 1, Новосибирск. Изд-во СО АН СССР,

Мелещенко В. С., Янов Э. Н., Казаков И. Н. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области. — Матер. по геологии и полезным исколаемым Восточной Сибири. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1960, вып. 32.

Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969,

Наливкин Д. В. Учение о фациях. т. І, Изд-во АН СССР, 1956.

Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпитерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во-AH CCCP, 1955.

Пущаровский Ю. М., Архипов И. В. Тектонические аспекты Чилийских Анд.— Геотектоника, 1972, № 1.

Тектоника Евразии. «Наука», 1966. Фюлёп Й. Юрские отложения Венгрии. Annal. Inst. Geol. Publ. Hung., 1971, v. LIV, fasc. 2, Budapest.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. «Наука», 1967.

Шлезингер А. Е. Сравнительно-тектонический анализ Восточно-Ферганского прогиба. и грабена Каратау.— Геотектоника, 1971₁, № 1.

Шлезингер А. Е. Киммерийские (возрожденные) прогибы герцинид Евразии. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», 19712.

Штёклин Дж. Тектоника Ирана. — Геотектоника, 1966, № 1.

Huang T. K. The main characteristics of the structure of Chine: preliminari conclusions.— Scientia Sinika, 1960, v. IX, No. 4.

Nagi E. Der unterliassische Schichtenkomplex von Grestener Fazies im Mecsek-Gebirge (Ungarn). — Annal. Inst. Geol. Publ. Hung., 1971, v. LIV, fasc. 2, Budapest.

Ruiz C. F. Geologia y yacimientos metaliferos de Chile. Inst. Invest. Geol. Chile, Santiago, 1965.

Stöcklin J. Structural history and tectonics of Iran: Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 1968, v. 52, No. 7.

Геологический институт AH CCCP

Статья поступила 6 января 1974 г.

УДК 551.243+551.23

И. Н. ЯНИЦКИЙ, В. М. КОРОБЕЙНИК, Т. В. СОЗИНОВА

ОТРАЖЕНИЕ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПОЛЯХ ГЕЛИЯ

Приведены примеры полей гелия в различных по активности разломах — аномалии максимальной интенсивности характерны для мобильных в настоящее время разломов; с уменьшением активности гелиеносность разломов снижается; она минимальна в полностью консолидированных блоках. Земная кора в поле гелия повсеместно имеет схожее строение и напоминает структуру колотого льда.

Планетарное поле гелия определяется миграцией подкорового вещества — максимальные потоки гелия характерны в рифтовых зонах и воздымающихся блоках; минимальные потоки связаны с прогибами коры (желобами и впадинами), где отмечается отток корового вещества.

Изучение распределений гелия в комплексе с применяемыми способами геофизических исследований способствует лучшему пониманию происходящих в Земле глубинных процессов.

Геология относится к разряду наиболее сложных естественных наук, поскольку происходящие в недрах Земли эндогенные процессы скрыты от наблюдателя, протекают в течение длительных промежутков времени и трудно поддаются экспериментальному моделированию. Предпринятые нами, например, попытки математического описания некоторых геостатических схем показали преобладание неизвестных параметров над известными в отношении 3:1; в динамических схемах это отношение увеличивается соответственно до 5:1. Разумеется, что создать нужное количество уравнений для получения правильных ответов хотя бы по энергетическим параметрам не позволяет дисперсия. Нелучшее положение создается при анализе внутреннего поля Земли: применяемые здесь ведущие методы глубинных исследований (сейсмология, гравиметрия, магнитометрия) позволяют получить о происходящих в недрах процессах лишь косвенные данные, имеющие несколько вариантов объяснения. В таких условиях очевидна целесообразность поиска новых способов изучения Земли по каким-то иным, до сих пор не использовавшимся индикаторам. Определенную перспективу в этой связи могут иметь некоторые газовые индикаторы, упоминавшиеся В. И. Вернадским (1912) еще в начале текущего столетия. Наиболее интересным среди них пока представляет инертный газ гелий.

основы гелиевой съемки

Изучение концентраций гелия в верхней области литосферы получает в последнее время широкое развитие с целью структурно-геологического картирования (Еремеев и др., 1969, 1971). Используются новые высокочувствительные анализаторы гелия (Голоскоков и др., 1973); при этом, как и в техническом гелиевом течеискании, фиксируемые разломы представляют собой дефекты корпуса — в данном случае герметичной земной коры (Яницкий, 1974). Из трех известных форм гелия (твердорастворенного, свободного неподвижного и свободного подвижного) информативным для указанной задачи оказался только свободный подвижный гелий. Распределение его можно изучать по

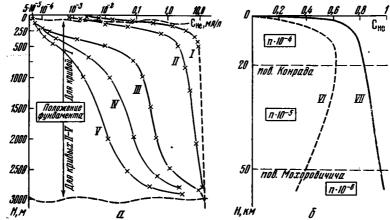


Рис. 1. Концентрационные профили гелия: а — построенные по данным опробования скважит; б — модели для трехслойной по радиоактивности системы. І — в области аномалий высокой интенсивности в условиях выхода фундамента на поверхность; ІІ — то же, в условиях, характеризуемых залеганием на фундаменте мощной толщи осадочных пород; ІІІ — в области нормальной телиеносности при достаточной мощности осадочных пород; ІV — в области ослабленного поля телия осадочной толщи; V — то же, в условиях глубокой инфильтрации вадозных вод; VI — теоретическая кривая; VII — интерпретационная кривая, построенная по данным гелиевой съемки и глубинных сейсмических эондирований

всем подземным фазам — породам, водам и газам, но наиболее удобной, достоверной и повсеместно присутствующей фазой является вода. Гидросфера полностью экранирует литосферу, поскольку ниже зеркала наземных и подземных вод все трещинно-поровые системы заполнены водой. В связи с этим поток свободного подвижного гелия при своем восходящем движении из недр к поверхности обязательно должен пройти водный барьер. О реальности такого барьера свидетельствуют различные данные, в том числе весьма низкие константы диффузии гелия в глинах (Ньютон, Роунд, 1961). В соответствии с этим концентрация гелия в воде прямо отражает интенсивность потока в исследуемой области (Голубев и др., 1970). Вынесенные на карту данные анализа воды с последующим построением изолиний и полей равной концентрации позволяют отразить фактическое распределение гелия в слое гидро-литосферы на уровне 50—100 м от поверхности (Егетееv а. о., 1972).

Этот уровень, выбранный на начальном этапе работ эмпирически, оказался граничным между фронтом восходящего из недр (по зонам повышенной проницаемости) потока гелия и областью интенсивного рассеяния его атмосферными агентами, в том числе вадозными водами. Здесь, в области резкого падения парциального давления до минимальных значений, проявлены максимальные градиенты концентраций гелия 1. Ниже, в удалении от приповерхностной зоны и в соответствии с замедлением газо-водообмена, градиенты концентраций гелия уменьшаются. Поинтервальное опробование скважин, пробуренных в породах кристаллического фундамента, показывает, что резкое изменение концентраций гелия при равнинном рельефе 2 прекращается уже на глубине 200—300 м, и ниже этого уровня существуют условия квазистационарного восходящего потока (рис. 1, а, 1). В осадочных породах,

² В условиях пересеченного рельефа зона активного газо-водообмена соответст-

венно увеличивается.

¹ Гелий и водород в связи с их малым атомным весом постоянно диссипируют из атмосферы в космос. Поэтому в отличие от более тяжелых газов в атмосфере они не накапливаются, и парциальное давление гелия здесь примерно в 2000 раз ниже, чем аргона, и в 200 000 раз ниже, чем азота.

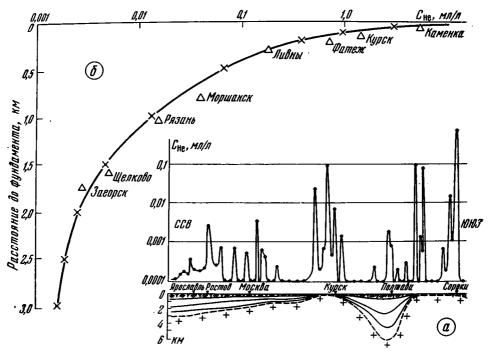


Рис. 2. Зависимость интенсивности аномального сигнала гелия в приповерхностном слое (на уровне 50—100 м) от мощности осадочных пород (расстояния до фундамента): а — по профилю водно-гелиевой съемки Ярославль — Сороки; б — графическое изображение статистической кривой, построенной по данным исследований нескольких регионов (Казахстан, Средняя Азия, Русская плита). На трафике показано положение отдельных аномалий, зафиксированных по профилю Ярославль — Сороки

отличающихся повышенной проницаемостью по слоям-коллекторам (при менее выраженной вертикальной проницаемости сквозь тектонические и фациально-литологические нарушения экранов), характер миграции обычно изменяется, и уже в базальных слоях появляется горизонтальная миграция и рассеяние гелия (рис. 1, a, III, V). Однако и здесь в пределах крупных подвижных тектонических зон могут быть случаи интенсивного восходящего сквозного потока (рис. 2, a, II). Наблюдаемые при этом градиенты концентраций гелия иногда приближаются к максимальным для разломов выходящего на поверхность кристаллического субстрата (рис. 1, а, I). Факты показывают, что в условиях Земли ни у одного элемента нет столь высоких градиентов концентрации, как у гелия. Только для парообразной ртути очень высокие градиенты концентраций устанавливаются иногда в определенных геохимических условиях. Однако по целому ряду причин аналитического характера, изучение гелия в качестве индикатора потока много предпочтительнее, чем парообразной ртути 1.

Высокая точность и воспроизводимость гелиевой съемки, массовость исследований (опробованы десятки тысяч водопунктов) и проведение работ в различных регионах способствовали выявлению закономерности строения поля гелия, не зависящей от каких-либо местных условий (Еремеев и др., 1969). Установлено отсутствие связи гелия со всеми приповерхностными факторами геологического строения (литологическими, петрографическими и т. д.), включая столь важный на первый взгляд параметр, как радиоактивность пород (Егетее а. о.,

¹ В последующем, при обработке способоз более точного анализа ртути, а также некоторых других глубинных компонентов (бороводородов, борогалоидов, углеродогалоидов), целесообразно будет перейти к комплексному изучению флюида, что может привести к оценке глубины проникновения и энергетики тектонических дислокаций.

1972). В то же время была получена отчетливая зависимость гелия от глубиных факторов — глубины заложения разлома и интенсивности теплового потока по нему (Булашевич и др., 1973₁, 2, Булашевич, 1973). Эти параметры очень важны для тектонических исследований, особенно для геодинамики. Некоторые факторы показывают, что глубина заложения разлома, его температурный режим и гелиеносность (впрочем, как и флюидный режим в целом) в определенной мере связаны с интенсивностью движений по разлому. Известно, что максимальные потоки гелия приурочены к рифтовым зонам и тектонически активным сквозным разломам земной коры. Уместно упомянуть явный парадокс максимальной гелиеносности разломов в области распространения основных и ультраосновных пород, противоречащий теоретическому распределению гелия в земной коре в связи с радиоактивностью ее отдельных слоев (рис. 1, б).

В условиях относительного тектонического покоя поля гелия характеризуются достаточной стабильностью во времени. Выполнены количественные расчеты выделения гелия из фундамента и рассеяния его в осадочной толще. Представленные на рис. 1, а вертикальные концентрационные профили свидетельствуют о транзитном потоке глубинного гелия сквозь осадочную толщу, собственная роль которой в гелиеобразовании второстепенна, но в перераспределении потока гелия очень значима. Это обстоятельство четко проявляется при сравнении полей гелия на участках с обнаженным кристаллическим субстратом и на участках, где он экранирован осадочными породами: в первом случае распределение концентраций гелия резко контрастно, в другом — оно в определенной мере размыто, затушевано. Например, в области обнаженных пород Кокчетавского массива (Северный Казахстан) аномальные зоны и фоновые поля разграничены очень резко с амплитудой горизонтальных градиентов концентрации от $(5-8) \cdot 10^{-5}$ до 1,0 мл/л (полная амплитуда между фоновыми и максимальными концентрациями в приповерхностной области) на сотни и десятки метров. В обрамлении Кокчетавского массива, где погружающийся субстрат перекрывается осадочными породами, контрастность аномалий заметно уменьшается. Так, на протяжении крупной Ишимско-Камышловской зоны на территории Петропавловского и Омского синклинориев отмечены площадные аномалии с горизонтальными градиентами концентраций $5 \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-3}$ мл/л на 10—20 км.

Выполненная по данным съемок в различных регионах статистическая обработка материалов позволила показать графическую зависимость интенсивности аномального сигнала гелия (в приповерхностном слое) от расстояния до фундамента (рис. 2). Кривая рис. 2, по данным В. С. Голубева может быть выражена следующей зависимостью: $C \simeq 10^5/x^2$, где x— мощность осадочных пород в метрах, C— концентрация гелия в воде в M n / n.

Из приведенного отношения следует, что аномальный сигнал гелия уменьшается в приповерхностной области приблизительно обратно пропорционально квадрату расстояния до фундамента. Это обстоятельство очень важно, поскольку оно подтверждает глубинную природу поля гелия Земли. Все данные свидетельствуют о том, что такое поле является нормальным физическим параметром Земли.

ПРИМЕРЫ ПОЛЕЙ ГЕЛИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ПО АКТИВНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОНАХ

Для освещаемого вопроса важно проанализировать характер гелиеносности различных по степени активности разрывных дислокаций. Гелиевая съемка показала, что такие структуры — от полностью консолидированных до достаточно активных — представительны в любом

¹ Представляется, что план главных деформаций на разных этапах развития региона мог меняться (Суворов, 1968; Бабак, 1969).

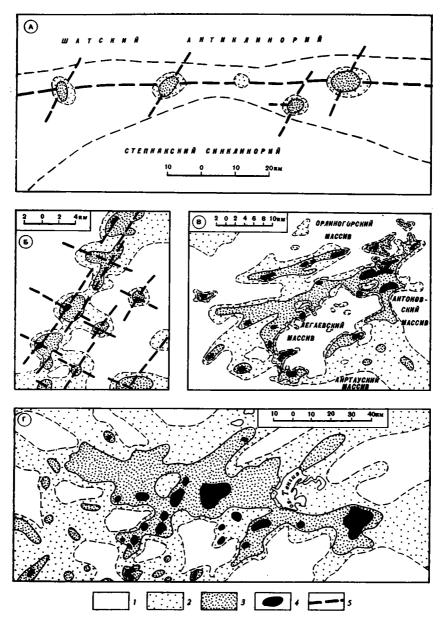


Рис. 3. Фрагменты поля гелия Северо-Казахстанского региона на уровне 30-50 м от поверхности. A — консолидированная, слабопроницаемая зона; B — тектонически активная зона; B — активная зона, усложненная интрузией центрального типа; Γ — система граничного фазлома в зоне сопряжения Казахского щита с Петропавловским синклинорием. 1-4 — содержание гелия в воде на уровне 30-50 м в мл/л; 1 — менее 1, 2 — 1-12.5, 3-12.5-125, 4 — более 125×10^{-4} , 5 — положение тектонически активных дизьюнктивов на рисунках A-B

регионе и важно только правильно выбрать их для изучения. Оценка активности разломов может быть выполнена на основе комплекса известных средств: от структурно-фациального анализа (Суворов, 1968) и неотектонических исследований (Бабак, 1969) до высокоточного нивелирования, фиксирования микросейсм и т. д. Поскольку наиболее контрастные поля гелия характерны для выходов кристаллического фундамента на поверхность, рассмотрим в первую очередь примеры из

Северного Казахстана, являющегося подходящим полигоном как со структурно-геологических позиций, так и по вариантам выполненной гелиевой съемки (Еремеев и др., 1971).

Ранее отмечалось, что все газовые, газортутные и гелиевые аномалии эндогенной природы имеют по простиранию разлома прерывистый характер и приурочены к сопряжению разлома с другой, подчас малозаметной тектонической системой (Еремеев и др., 1971; Ovchinnikov a. о., 1972). Этот факт хорошо иллюстрируется на рис. 3, А, где представлена древняя, явно консолидированная система Шат-Айсоринского разлома субширотного простирания. Сам разлом, безусловно, глубинный (проявлен интрузиями ультраосновного состава и выражен в геофизических полях) и межформационный. Он разделяет различные по морфологии древние блоки. Но поскольку в целом для Северного Казахстана в настоящее время ортогональные (С-Ю, З-В) нарушения менее работоспособны, чем диагональные (СЗ-ЮВ, СВ-ЮЗ), сейсмическая разгрузка по нему не происходит, и он выглядит в поле гелия как слабопроницаемый. Встреченные по его трассе отдельные аномалии умеренной интенсивности связаны с сопряжениями подобных же, но тектонически малоактивных нарушений.

По-иному выражены диагональные системы разломов Северного Казахстана, такие, как Акканбурлукская, Джеламбетская, Атансор-Ерментаусская и др. На рис. 3, Б показан фрагмент Ишимско-Камышловской зоны северо-восточного простирания, неотектонически явно выраженной. Она в той же мере, как Шат-Айсоринский разлом, является глубинной и долгоживущей, но в отличие от первого в настоящее время активно «работает», поглощая постоянные микросейсмические, а изредка и макросейсмические колебания. В результате по ней дислоцированы не только кайнозойские образования, но и современные покровные глины. В поле гелия зона проявлена общим высоким фоном и цепочкой интенсивных аномалий. Съемка масштаба 1:50 000 показала, что зона состоит из системы субпараллельных нарушений, сложно сопрягающихся с разломами иных направлений; центры аномалий контролируются вершинами структурных узлов, образуемых указанными сопряжениями.

Аномалии максимальной интенсивности в пределах Ишимско-Камышловской зоны приурочены к сопряжениям ее с разломами северозападного простирания — Акканбурлукским, Аиртавским рис. 3, В показано одно из таких сопряжений, усложненное внедрением гранитоидов Легаевского массива. Площадь массива на уровне современного эрозионного среза составляет около 300 км². Этот массив, наиболее поздней (верхнедевонской) генерации, образовался в крупном структурном узле, после чего на протяжении значительного отрезка времени система разлома неоднократно консолидировалась и вновь редуцировалась. Повторяемость указанного процесса отразилась серией жильной, в том числе рудной, цементации. Поскольку цементированные блоки оказывались прочно припаянными к омертвленному боку гранитного тела, разлом в процессе подновления смещался к периферии массива 1. В настоящее время в экзоконтакте массива характерна повышенная проницаемость, отразившаяся в поле гелия кольцевой аномалией; локальные аномалии очень высокой интенсивности контролируются современными системами зияющих трещин. Это крутопадающие (с определенным склонением) трубы высокой проницаемости, по которым разгружается в настоящее время поток гелия. Концентрация

¹ Анализ последовательности минералообразования в системе разлома, его цементированных и раскрытых в настоящее время трещин (обводненных и газонооных) позволяет отметить миграцию дизъюнктива в пространстве за геологическое время, происходящую вкрест его простирания в сторону висячего божа. Для крупных разломов Северного Казахстана это перемещение за 250—300 млн. лет составляет от первых сотен метров до 1—2 км (Еремеев и др., 1971).

телия в Лавровской аномалии (северо-восточный фланг Легаевского массива) на глубине всего 15-20~м от дневной поверхности достигает 1,6~мл/л, что в десятки тысяч раз превышает фоновые значения. Сечение проницаемых труб обычно неправильное (скошенное треугольное или ромбическое) с размерами по осям от первых десятков метров до 2-3~км (рис. 3,~B). Подобные локальные аномалии характерны для сопряжений тектонически активных разломов в области денудированного складчатого или кристаллического субстрата.

Несколько по-иному выглядят в поле гелия активные системы граничных разломов, разделяющих мегаблоки. Наиболее выраженной в пределах Северного Казахстана такой зоной служит граничный разлом, по которому Казахский щит сопрягается с Петропавловским синклинорием. Он состоит из нескольких параллельных сбросов субширотного простирания, образующих так называемый Главный уступ, общая вертикальная амплитуда которого оценивается в 5-7 км. Заметные подвижки и землетрясения небольшой интенсивности отмечаются здесь и в настоящее время. Представленная на рис. 3, Г зона ступенчатого погружения покрыта мезозойско-кайнозойскими и современными осадками мощностью 100-500 м. В связи с этим поле гелия в отличие от предыдущих примеров несколько размыто, и для всей системы разлома на глубине 50-100 м характерны высокие концентрации гелия, а аномалии максимальной интенсивности достигают в поперечнике 10—15 км. Но такой характер распределения объясняется не столько различием режима подземных вод, поскольку и здесь они никак не являются застойными (это пресные или слабоминерализованные высокоподвижные воды), а интенсивностью потока гелия, приобретающего в данном случае линейный вид. Менее активные в настоящее время системы граничных разломов Северного Казахстана (например, по границам с Тургайским прогибом или Тенизской впадиной) выражены в поле гелия соответственно слабее, и их трудно отличить от рядовых разломов Северо-Казахстанского мегаблока.

Общая структура поля гелия определяется отмеченной комбинацией разнопорядковых непроницаемых жестких блоков и проницаемых межблочных зон. На рис. 4 представлена карта регионального поля гелия и схема глубинного строения Северного Казахстана 1. Ядром Северного Казахстана является древний Энбек-Берлыкский выступ, Центральная часть которого представлена крупным гранитным батолитом площадью около 6 тыс. «м² (Зерендинский массив). От смежных блоков второго порядка (Золотоношенского, Володаровского, Боровского и др.), имеющих площадь $500-1000 \ \kappa m^2$, он отделен зонами повышенной проницаемости. Второй крупный батолит (Богодуховский массив), выделенный как единое тело по геофизическим данным (Иванов, Мелентьев, 1966), выглядит в поле гелия расчлененным на несколько отдельных блоков, а внутри него проходят наиболее проницаемые зоны. Такие же сквозные проницаемые зоны секут и Алаботинский массив. Секущий тип наблюдается не только в области Главного уступа, где неотектонические движения длительное время сохраняют отрицательный знак. Арчалы-Щучинский разлом на одном из участков пересекает Боровской массив; в результате положительных неодислокаций здесь образовалась группа гор во главе с живописной Синюхой. В поле гелия эта зона так же нашла отражение (рис. 4), как секущая гранитное ядро древнего жесткого блока.

При оценке природы разгружающихся по активным зонам колебаний следует подчеркнуть роль слабо изученных малоамплитудных дислокаций, вероятно, приливного типа (Кропоткин, 1967, 1974; Косыгин, 1968); могут сказываться также движения астенолитового характера

¹ Тектоническая схема Северного Казахстана дана по О. Д. Иванову и М. И. Мелентьеву (1966) и О. М. Розену (1968, 1971).

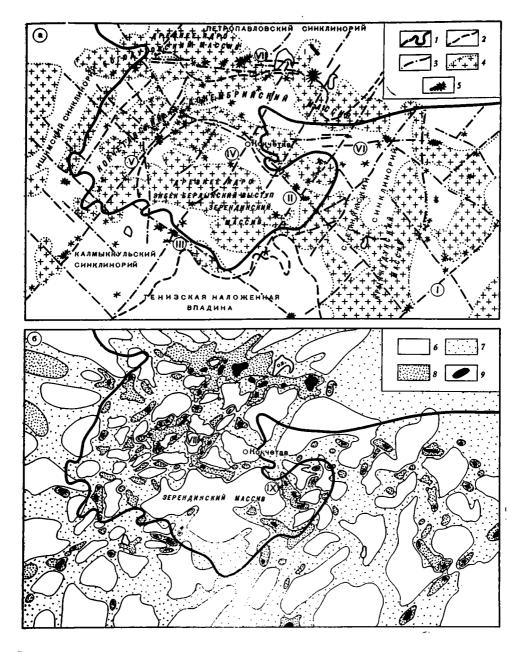
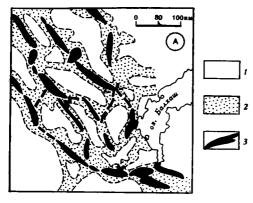
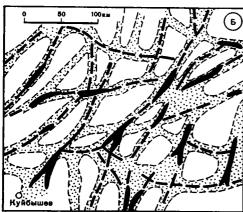


Рис. 4. Схема тектонического строения (a) и регионального поля гелия (б) Северного Казахстана. 1— граница докембрийского массива; 2— границы второстепенных структурных элементов; 3— глубинные разломы первого порядка, построенные по геофизическим данным (по О. Д. Иванову); 4— массивы гранитоидов в границах, определенных до уровня 5—10 км по геофизическим данным; 5— центры гелиевых аномалий высокой интенсивности; 6—9— содержание гелия в воде на уровне 30—50 м от поверхности в мл/л: 6— менее 1, 7—1—12,5, 8—12,5—125, 9— более 125×10-4. Римскими цифрами показаны: І— Джеламбетский разлом, ІІ— Арчалы-Шучинская зона, ІІІ— Акканбурлукский разлом, ІV— Чаглинско-Карасуйская зона, V— Ишимско-Камышловская трансрегиональная зона, VІ— Шат-Айсоринская зона, VІІ— система разломов Главного уступа, VІІІ— кольцевая аномалия Легаевского массива, ІХ— аномалия Шучинского структурного узла





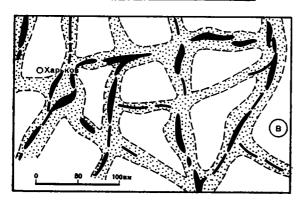


Рис. 5. Фрагменты поля гелия в различных районах Советского Союза.

а — восточная часть Бетпак-Далы, по В. Н. Никонову (Никонов и др., 1973); б — Татарский свод (Волго-Уральский прогиб), по данным В. Н. Башорина; в — фрагмент зоны сопряжения Воронежского кристаллического массива с Донбассом, по данным В. М. Коробейника

1 — непроницаемые жесткие блоки, 2 — межблочные зоны, 3 — оси активных разломов

(Белоусов, 1973); наконец, имеются в виду частые толчки, вызываемые удаленныземлетрясениями. тенсивность современных дислокаций в таком сейсмистабильном районе, Северный Казахстан, как весьма слабая, но вполне достаточная для поддержания в «рабочем» состоянии системы глубинных разломов, обеспечивающих эластичность земной коры, построенной из комбинации жестких блоков (Тарлинг и Тарлинг, 1973; Шульц, 1973).

Таким образом, работающие на разгрузку колебаний разной природы системы глубинных разломов (в отличие от консолидированных швов) проявляются в поле гелия высокими концентрациями, что позволяет исследовать проницаемость земной коры и контролировать этим параметром активность разломов. Вероятно. верхний, наиболее хрупкий слой земной коры имеет структуру, напоминающую колотый лед на поверхности водоема, где отдельные льдины различных размеров отделены друг от друга полыньей, заполненной ледяной крошкой. При волнении каждая льдина колеблется как единое целое, а вся волновая разгрузка происходит между льдинами, сильно воздействуя на их края и на заполняющую полынью ледяную крошку.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕ-ЛИЕНОСНОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Отмеченные для Северного Казахстана особенности строения поля гелия имеют место в смежных мегаблоках, в том числе и там, где сквозь слой осадочных пород «просвечивают» зоны разных порядков, разграни-

чивающие моноблоки. Это установлено не только для обрамлений Северного Казахстана (Тургайского прогиба и Западно-Сибирской плиты), но и для изученных районов Южного Казахстана, Волго-Уральской области и Русской плиты. На рис. 5, а-в приведены фрагменты карт региональных гелиевых съемок по указанным районам, строение поля гелия в которых по существу идентично. Структура «колотого льда», вероятно, присуща всей континентальной коре вне зависимости от наличия на отдельных участках осадочного чехла. Второстепенность последнего следует из ряда установленных факторов, свидетельствующих о принципиально глубинной природе разгружающегося по проницаемым зонам фильтрационного потока гелия, мигрирующего по крайней мере сквозь весь гранитно-осадочный слой. Отличия при этом выражаются только в контрастности поля гелия, определяемой отмеченным эффектом рассеяния при наличии осадочной толщи, где теряются некоторые детали блоковой структуры. Что же касается тектонически активных линиаментов, то съемки, выполненные в различных районах Советского Союза, подтвердили отражение их в полях гелия вне зависимости от наличия или отсутствия слоя рассеяния. Такие зоны отмечены на юге Казахстана и в Средней Азии, на территории Кавказа и в других местах. Аномален Вал Карпинского и некоторые разрывы как в сопряжении Днепровско-Донецкой впадины с Украинским кристаллическим щитом. так и внутри этой впадины. Комплексные исследования в пределах Горловского надвига (Донбасс), сопровождавшиеся точным нивелированием (совместные работы с А. И. Фридманом — НИС МГРИ), показали определенную синхронность происходящих рывками подвижек и газовыделений в зоне аэрации (по шпурам на глубине 1,5-2 м). При этом изменения концентраций наблюдались по всем анализировавшимся газовым компонентам — гелию, углекислому газу, радону и парообразной ртути. С причинами тектонического порядка можно связывать и внезапные выбросы газа в шахтах данного района.

Наиболее высокие концентрации гелия (до 18 объемн.% газовой фазы или 20 мл/л воды) на территории Советского Союза установлены в зоне Северо-Днестровского разлома, отделяющего Украинский кристаллический щит от Молдавской плиты. Есть признаки очень высокой гелиеносности и в других мобильных зонах, разграничивающих относительно более консолидированные мегаблоки (Анабарское плато, Восточное Забайкалье и др.). Анализ зарубежных публикаций также позволяет признать возможность выделения таких зон и в первую очередь вобласти рифтов, для которых, как было отмечено, высокая гелиенос-

ность характерна вообще.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Интенсивный водо-газообмен в приповерхностной области литосферы (верхние 100—200 м) обеспечивает при нормальном состоянии земной коры (над непроницаемыми жесткими блоками) минимальные, равновесные атмосферным, содержания гелия. Аномальная гелиеносность характерна для зон тектонически активных разломов, по которым разгружается фильтрационный поток глубинного гелия. Интенсивность гелиевых аномалий зависит от проницаемости глубинных разломов, определяемой степенью их тектонической активности — наиболее гелиеносны крупные линеаменты рифтового типа.

Гелиевая съемка подтверждает своеобразное строение земной коры, имеющей структуру «колотого льда». Вероятно, такая структура обеспечивает коре наибольшую эластичность при изменяющихся внутренних и внешних воздействиях.

В комплексе с другими способами гелиевая съемка может использоваться для изучения блокового строения земной коры и режима мобильных разломов.

Литература

- Бабак В. И. Новейшие структуры Казахского щита.— Геотектоника, 1969, № 6.
- Белоисов В. В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность. В жн.: Проблемы глобальной тектоники, М., «Наука», 1973.
- Булашевич Ю. П., Башорин В. Н., Дружинина В. С., Рыбалка В. М. Гелий в подземных водах на Свердловском профиле глубинных сейсмических зондирований.— Докл. АН СССР, т. 1973₁, т. 208, № 4.
- Булашевич Ю. П., Любимова Е. А., Карташов Н. П., Томара Г. А., Башорин В. Н., Александров А. Л. Распределение гелия и тепловых потоков у дна озера Иссык-Куль.— Докл. АН СССР, 1973₂, т. 212, № 3.
- Булашевич Ю. П. Тепловой поток и оценка коэффициента выделения гелия земной корой в атмосферу.— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 4.
- Вернадский В. И. О газовом обмене земной коры.— Изв. Импер. АН, 1912, № 2. Голоскоков В. В., Кузьмина В. Т., Левина Л. Е., Панюшин В. В., Пименов В. В. Магниторазрядный индикатор гелия. — Приборы и техника эксперимента, 1973,
- Голубев В. С., Осипов Ю. Г., Яницкий И. Н. Некоторые особенности миграции гелия в проницаемых системах верхней части земной коры.— Геохимия, 1970, № 11.
- Еремеев А. Н., Осипов Ю. Г., Щербаков Д. М., Яницкий И. Н. Связь распределений концентраций гелия в верхней части земной коры с ее глубинным строением и эндогенным оруденением. — Бюл. изобр. и открытий, 1969, № 35.
- Еремеев А. Н., Ершов А. Д., Яницкий И. Н. Некоторые аспекты гелиевой съемки при структурно-геологическом картировании и прогнозе эндогенного оруденения.— В сб.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений,
- Иванов О. Д., Мелентьев М. И. Основные черты геологического строения погребенного домезозойского фундамента к севро-западу от Кокчетавской глыбы. Вестн. AH Ka3CCP, 1966, № 6
- Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1968.
- Кропоткин П. Н. Динамика земной коры. В кн.: Проблемы глобальной тектоники.
- М., «Наука», 1973.

 Кропоткин П. Н. Механизм движения земной коры.— Геотектоника, 1967, № 5.

 Никонов В. Н., Осипов Ю. Г., Реутин Ю. В., Яницкий И. Н. Гелиеносность структур Бетпак-Далы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 8.
- *Ньютон Р., Роунд Г. Ф.* Диффузия гелия в осадочных породах.— Геохимия, 1961,
- Розен О. М. Стратиграфия и особенности магматизма раннего докембрия Кокчетавского массива. В кн.: Магматизм и метаморфические образования Вост. Казах-
- стана. Тр. I Казахского петрографического совещ., Алма-Ата, «Наука», 1968. Розен О. М. Рифей Кокчетавского масива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7. Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968. Тарлинг Д., Тарлинг М. Движущиеся материки. М., «Мир», 1973.
- Шульц С. С. Планетарная трещиноватость. Изд-во ЛГУ, 1973.
- Яницкий И. Н. О механизме формирования гелиеносных газов.— Сов. геология, 1974, **№** 11.
- Eremeev A. N., Sokolov V. A., Solovov A. P., Ianitskiy I. N. Application of helium surveying to structural mapping and ore deposit forecasting.—Geochemical exploration 1972. The Institution of Mining and Metallurgy, London.
- Ouchinnikow L. N., Sokolov V. A., Fridman A. I., Ianitskiy I. N. Gaseous geochemical methods in structural mapping and prospecting for ore deposits.— Geochemical exploration 1972, The Institution of Mining and Metallurgy, London.

Статья поступила 6 марта 1974 т.

вимс

УДК 551.254

Ю. В. МИЛЛЕР, Р. И. МИЛЬКЕВИЧ

О ДЕФОРМАЦИЯХ, СОПРЯЖЕННЫХ С НАЛОЖЕННЫМ ЗОНАЛЬНЫМ МЕТАМОРФИЗМОМ

Деформации, сопряженные с высокоградиентным зональным метаморфизмом, по своему характеру и последовательности проявления аналогичны деформациям, связанным с однородным региональным метаморфизмом и подчиняются закономерностям деформационного цикла. Такая аналогия указывает на общность причин, обусловивающих обе разновидности метаморфизма.

Одно из проявлений тектонической активизации складчатых областей — высокоградиентный зональный метаморфизм, локализующийся в зонах глубинных разломов и накладывающийся на разновозрастные складчатые метаморфизованные и неметаморфизованные образования. Вопросам петрографии, геохимии, петрологии пород — продуктов зонального метаморфизма посвящено множество специальных исследований. Но процесс развития зонального метаморфизма не сводится лишь к метаморфическим преобразованиям горных пород. Он неразрывно связан с глубокой структурной перестройкой зонально метаморфизованных комплексов. Этой геологической стороне процесса обычно не уделяется должного внимания. Цель настоящей статьи — охарактеризовать деформации, связанные с развитием зонального метаморфизма.

Изучение структурной переработки, сопряженной с наложенным зональным метаморфизмом, проведено в районе, прилегающем непосредственно к Монголо-Охотскому глубинному разлому, в нижнем течении р. Онон (Восточное Забайкалье). В строении района принимают участие породы раннепротерозойского комплекса, испытавшего региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, позднепротерозойского зеленосланцевого комплекса, а также фаунистически охарактеризованные отложения нижнего — среднего карбона и верхнего триаса. В более позднее (вероятно, средне-позднеюрское) время на все эти образования наложился зональный метаморфизм, доходящий до низкотемпературной амфиболитовой фации и сопровождающийся образованием сланцевого купола (Рутштейн, 1969; Миллер и др., 1973). С проявле-

нием этого метаморфизма во времени связывается внедрение интрузии

гранодиоритов, а также пегматитов и пегматоидных гранитов, располагающихся в контуре метаморфических пород.

В пределах детально изученного участка (рис. 1) обнажаются позднепротерозойские образования (агинский комплекс) и породы, отнесенные к нижнему — среднему карбону. Контакт между ними непосредственно в обнажениях не наблюдался, скорее всего он тектонический. Оба комплекса испытали единый зональный метаморфизм. Выделяются зоны зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, включающей видимо, и биотит-мусковитовую субфацию фации зеленных сланцев. Границей этих зон является изограда биотита. Повышение метаморфизма происходит с юга на север.

В составе агинского комплекса, испытавшего в позднепротерозойское время однородный региональный метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев (Милькевич, 1970), преобладают тонкополосчатые зе-

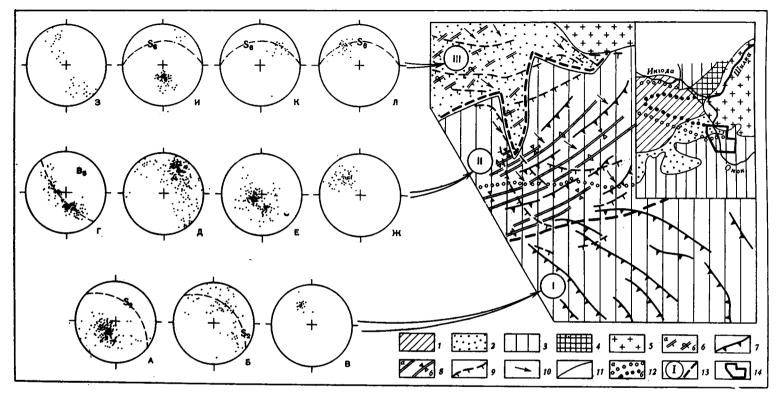


Рис. 1. Структурная схема участка бассейна р. Онон. Составлена авторами с использованием материалов А. Н. Неелова, В. А. Глебовицкого, Г. В. Давыдова, Г. Г. Дук, Т. Е. Савельевой.

I — верхний триас; 2 — нижний — средний карбон; 3 — средний — верхний протерозой (?) (агинский комплекс); 4 — нижний протерозой (ундинский комплекс); 5 — мезозойские гранодиориты; 6 — напластование: a — нормальное, 6 — перевернутое; 7 — сланцеватость 3 — складки 5 — антиформные, 6 — синформные; 6 — сланцеватость 5 — линейность 5 — контакты стратиграфиче- S_2 ; 8 — складки F_5 : a — антиформные, окие, разрывные, и интрузивные; 12 — границы метаморфических зон: a — изограда биотита, b — граница эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций; 13 — номера и границы доменов; 14 — исследованный участок. Ориентировка плоскостных и линейных элементов вынесена на сетку Вульфа (верхняя полусфера). Для плоскостных элементов показаны полюса и (диаграммы a, b, u, κ , a) среднее положение плоскостей. В скобках указано количество измерений. Домен I: a — сланцеватость S_2

(153); 6 — линейность L_{1-2} (73); 8 — kink-зоны (22). Домен II: 2 — слацеватость S_2 в длинных крыльях асимметричных складок F_6 (144); 0 — шарниры складок F_6 (212); e — сланцеватость S_6 (128); ∞ — линейность L_7 (50). Домен III: 3 — напластование S_0 (42); u — сланцеватость S_6 (63); κ — линейность L_7 (28); B_5 — среднее положение шарниров складок F_5

леные актинолит-эпидот-хлорит-альбит-кварцевые сланцы с послойными кварцевыми прожилками. В виде прослоев встречаются микрокварциты с серицитом, хлоритом, спессартиновым гранатом, рассланцованные песчаники, мраморы. Характерной чертой облика пород агинского комплекса является тонкая полосчатость, обязанная слоистости, а также наличию множества послойных кварцевых прожилков. Минеральные ассоциации пород: актинолит + эпидот + хлорит + альбит +кварц \pm кальцит; серицит \pm хлорит + альбит + кварц + графит; серицит + + кварц + гранат (N=1,793) отвечают условиям метаморфизма серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Эти же условия метаморфизма сохраняются в южной части участка до изограды биотита.

В северной части участка в зоне эпидот-амфиболитовой фации породы агинского комплекса представлены соответственно мелкозернистыми амфибол-плагиоклазовыми сланцами, эпидотовыми амфиболитами, гранат-слюдяными сланцами, кварцитами. При этом текстурные особенности пород агинского комплекса хорошо сохраняются. Минеральные ассоциации этой зоны: амфибол ± биотит ± эпидот + плагиоклаз (№ 15—20) ± кварц; биотит + мусковит ± гранат + плагиоклаз (№ 10—15) ± графит + кварц; гранат + биотит + кварц. Температура для пары гранат — биотит по геотермометру Л. Л. Перчука составляет 500° С.

Отложения нижнего — среднего карбона представлены ритмичным чередованием темно-серых сланцев и мелкозернистых песчаников. Мощность ритмов от 3—4 до 10—20 см. Более тонкая слоистость наблюдается в пределах шлифа. В разрезе встречаются отдельные прослои мелкогалечных полимиктовых конгломератов. Ранне-среднекарбоновый возраст рассматриваемых отложений определяется на основании находок мшанок и криноидей.

В пределах детализированного участка породы карбона целиком попадают в зону эпидот-амфиболитовой фации. Они имеют облик роговиков, сланцеватость в них выражена плохо. В шлифах породы выглядяткак биотитовые (иногда с андалузитом) микрогнейсы или сланцы с роговиковой, лепидогранобластовой, бластопсаммитовой структурой. Сланцеватость подчеркивается ориентировкой биотита. В крайней северной части участка появляются ассоциации: гранат + биотит ± андалузит + мусковит + плагиоклаз + кварц и ставролит ± гранат + биотит ± мусковит + плагиоклаз + кварц, что отвечает условиям перехода к амфиболитовой фации метаморфизма.

На исследованном участке выделяется три домена, существенно отличающихся как по характеру проявленных деформаций, так и по истории метаморфических преобразований.

В домен I выделяются породы агинского комплекса, регионально метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев и не испытавшие повторную структурную и метаморфическую переработку.

Домен II занимает центральное положение и соответствует агинскому комплексу, испытавшему повторную структурную переработку и наложенный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Граница между доменами I и II проведена до некоторой степени условно, по появлению новообразованной сланцеватости, отвечающей наложенному зональному метаморфизму. Эта граница не совпадает с изоградой биотита, поскольку минеральные преобразования несколько «отстают» от структурных.

В домен III, расположенный севернее, отнесены складчатые палеозойские породы, испытавшие наложенный зональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации и сопутствующие ему деформации. Южная граница домена III соответствует контуру распространения палеозойских отложений.

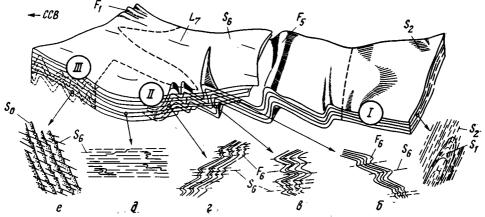


Рис. 2. Пространственные соотношения важнейших структурных форм. В кружках — номера доменов; жирным пунктиром показаны границы между доменами. Пояснения в тексте

Структура агинского комплекса в домене І представляет собой мопоклиналь, образованную сланцеватостью (S_2) , в большинстве случаев совападающей со слоистостью. Распределение полюсов сланцеватости S_2 в пределах домена I (рис. 1, a) свидетельствует о том, что эта плоскостная текстура образует довольно сложную волнистую поверхность и в ряде случаев существенно отклоняется от моноклинального залегания, хотя в целом резко преобладают юго-западные падения под углом 45—55°. В единичных обнажениях фиксируется и более древняя сланцеватость S_1 , соответствующая более раннему этапу деформации. В этих случаях наблюдаются две сланцеватые текстуры: древняя (S_1) — параллельная слоистости и совместно с нею смятая в складки, и новая (S_2) отвечающая осевым поверхностям опрокинутых на северо-восток складок F_2 (рис. 2, a). Соотношение сланцеватостей S_1 и S_2 детально описано в предыдущей публикации авторов (Миллер и др., 1973). По минеральному парагенезису обе сланцеватости (S_1 и S_2) не отличаются друг от друга и образуются минералами мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

Параллельно шарнирам складок F_2 развита линейность L_2 , выраженная тонкой бороздчатостью, удлиненными агрегатами зерен кварца или слюдистых минералов. По-видимому, местами в породе сохраняется и более древняя линейная текстура (L_1) , выраженная аналогично линейности L_2 и деформированная складками второго этапа. Разделить эти две разновозрастные линейные текстуры не удалось. Вынесенные совместно на общую диаграмму (рис. 1, δ) они дают очень нечеткое распределение, но тяготеют к плоскости, отражающей среднее положение сланцеватости S_2 для домена I в целом.

Структура, образованная в результате двух последовательных этапов складчатой деформации, нарушена немногочисленными kink-зонами (третий этап деформации). Зоны почти повсеместно падают на северо-запад под средними углами (рис. 1, в), при этом висячий бок смещен вверх относительно лежачего, что указывает на преобладание на третьем этапе тангенциального сжатия. С kink-зонами не связано возникновение минеральной линейности, отсутствуют и другие признаки перекристаллизации, синхронной с деформацией, что указывает на развитие их в постметаморфическую стадию.

Наконец, система сланцеватости S_2 и kink-зоны секутся редкими трещинами (четвертый этап деформации). Трещины выполнены нерассланцованным жильным кварцем и заведомо являются постметаморфическими.

В домене II в разной степени сохранности обнаружены структурные формы всех четырех этапов деформации, установленных для домена I. В то же время здесь наиболее развиты более поздние деформации. Система плоскостей S_2 , разбитая kink-зонами и системами трещин, вовлечена в относительно крупные асимметричные складки пятого этапа деформации (F_5) северо-восточного простирания (рис. 1, 2). Расшифровка этих складок связана со значительными трудностями, поскольку их крылья и замки не могут наблюдаться непосредственно. Практически повсеместно они переработаны мелкими наложенными складками F_6 , которые и встречаются постоянно в обнажениях.

О конфигурации крупных складок F_5 можно судить лишь по морфологии и ориентировке наложенных складок F_6 и в первую очередь по их рисунку и положению зеркала складок. Полюса сланцеватости S_2 в длинных крыльях асимметричных складок F_6 распределены по дуге большого круга вокруг оси B_5 (рис. 1, 2), соответствующей среднему положению шарниров складок F_5 . Размах крыльев складок F_5 измеряется несколькими сотнями метров. Большинство складок имеет отчетливую асимметричную форму — их юго-восточные крылья длинные и относительно пологие, а северо-западные — короткие и крутые вплоть до вертикальных. Осевые поверхности субвертикальные или опрокинутые на северо-запад.

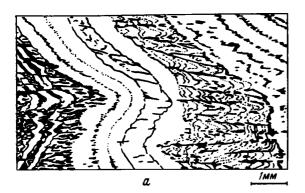
 \hat{C} осевыми поверхностями складок F_6 не связана новая сланцеватость или какая-либо другая плоскостная текстура. По-видимому, отсутствует и минеральная линейность, параллельная их шарнирам. Все это дает основание полагать, что формирование этих складок или вообще протекало вне условий регионального метаморфизма, или во всяком случае не сопровождалось существенными метаморфическими преобразованиями. Как будет показано далее, эти складки коррелируются с дометаморфическими складчатыми структурами палеозойских отложений.

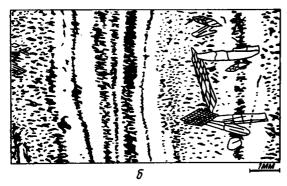
Складки шестого этапа деформации (F_e) отличаются большим разнообразием как по морфологии, так и по ориентировке в пространстве. В большинстве случаев они обладают резко асимметричным строением и четко выраженным рисунком (рис. 2, δ , ϵ). Длинные крылья прямые, короткие, часто перемяты мелкими дополнительными складочками. При этом шарниры смежных дополнительных складок нередко ориентированы под небольшим углом друг к другу, достигающим иногда 15°. Величина длинных крыльев варьирует в широких пределах, но чаще всего измеряется несколькими метрами, короткие крылья не превосходят 1 м. Реже встречаются симметричные складки (рис. 2, ϵ). Шарниры складок ϵ 0 обнаруживают сложное распределение, но в большинстве случаев погружаются на юго-юго-запад под углами 15—20° (рис. 1, ϵ).

Одновременно с развитием складок F_6 на шестом этапе деформации формируется новая система плоскостных элементов — S_6 , представленная кливажом или сланцеватостью. S_6 — развивается параллельно осевым поверхностям складок F_6 , но пользуется и самостоятельным рас-

пространением.

Макроскопически наблюдаемый кливаж S_6 , ориентированный под острым углом к сланцеватости S_2 , появляется у границы между доменами I и II. Кливаж проявлен очень неравномерно, по мере продвижения на север он неоднократно появляется и вновь исчезает. На значительных интервалах плоскостные элементы S_6 не развиты и встречаются только в замках складок F_6 . Широкое развитие сланцеватость S_6 получает только в нескольких сотнях метров к северу от изограды биотита. Одновременно с развитием сланцеватости S_6 степень сжатости складок F_6 заметно возрастает, и наконец они становятся совершенно изоклинальными. При этом отчетливый рисунок складок F_6 утрачивается, а новообразованная сланцеватость получает весьма интенсивное развитие и становится единственным хорошо фиксирующимся плоскостным элементом породы (рис. 2, ∂).





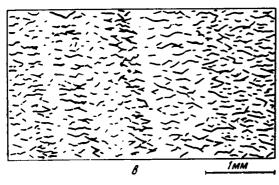


Рис. 3. Ориентировка биотита и амфибола в породах из разных зон метаморфизма (зарисовки шлифов); a — биотит-мусковитовый филлитовидный сланец (агинский комплекс) из зоны биотит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев; δ — амфибол-биотит-плагиоклазовый сланец (агинский комплекс) из зоны эпидот-амфиболитовой фации; ϵ — биотитовый микрогнейс (нижний — средний карбон) из зоны эпидот-амфиболитовой фации

В шлифах признаки кливажа S₆ установлены даже в центральной части домена I, там, где складки F_6 еще не появляются. Но существенных минеральных преобразований здесь еще не происходит. Лишь вдоль плоскости кливажа начинает перераспределяться графит. Биотит, появляясь, кристаллизуется вдоль новой сланцеватости (рис. 3, a). В узкой зоне (первые сотни метров) он еще сосуществует с хлоритом и серицитом, что может отвечать условиям мусковит-хлоритовой фации фации зеленых сланцев. В этой зоне наиболее отчетливо видно наложение биотита на более ранние ассоциации зеленосланцевой фации. Севернее, в зоне эпидот-амфиболитовой последовательность минералообразования уже не видна, а вновь образованные минералы (биотит, амфибол, мусковит, гранат) кристаллизуются преимущественно вдоль старой полосчатости S_2 , но ориентированы они часто косо или перпендикулярно к этому направлению, параллельно осевым поверхностям складок (рис. 3, б).

Сланцеватость S_6 ориентирована довольно полого (рис. 1, e). В области зарождения новой плоскостной текстуры преобладают южные падения сланцеватости S_6 , которые севернее постепенно сменяются юго-западными, особенно устойчивыми в долине р. Онона. В северной части домена II— в области интенсивного разви-

тия сланцеватости $S_{\rm e}$ — вновь доминируют южные падения. Представленная на рис. 2 поверхность сланцеватости $S_{\rm e}$ в значительной степени идеализирована. В действительности, особенно в юго-восточной части домена II отдельные замеры сланцеватости $S_{\rm e}$, полученные даже в пределах одного обнажения, значительно отличаются друг от друга не изза последующей деформации этой поверхности, а в силу дискретности и неравномерности самого процесса становления новой сланцеватой текстуры. Лишь при приближении к северной границе домена по мере

увеличения сжатости складок F_6 , совершенствования новообразованной сланцеватости и с повышением степени метаморфизма сланцеватость постепенно сливается в единую выдержанную по ориентировке

систему поверхностей.

К очередному (седьмому) этапу деформации отнесена линейность (L_1) , представленная преимущественно удлиненными агрегатами мелкочешуйчатого биотита и развивающаяся частично по новообразованной сланцеватости S_6 , частично по благоприятно ориентированным поверхностям S_2 . Линейность L_7 дает на стереографической проекции отчетливый максимум (рис. 1, \mathcal{M}), центр которого образует с максимумом шарниров складок F_6 (рис. 1, ∂) угол 60—70°. Уже такая ориентировка линейности L_7 не позволяет рассматривать эту систему линейных элементов в качестве а-или b-линейности складок F_6 и дает основание относить ее к самостоятельному этапу деформации. Забегая вперед, отметим, что в пределах домена III линейность L_7 отвечает шарнирам линейных складок F_7 , деформировавших поверхность сланцеватости S_6 .

Заключительные этапы деформации привели к развитию новых систем kink-зон и выполненных кварцем трещин, установленных лишь в единичных обнажениях. Эти структурные формы, несомненно, самые молодые, поскольку они деформируют сланцеватость $S_{\mathfrak{s}}$ и лежащую в ней линейность $L_{\mathfrak{t}}$, но возрастные соотношения между kink-зонами и трещинами остались невыясненными.

В породах нижнего — среднего карбона, развитого в домене III, местами хорошо наблюдается тонкая градационная слоистость, позволяющая уверенно определять подошву и кровлю пластов, но в большинстве случаев в метаморфизованных мелкозернистых алевролитах ори-

ентировка напластования вообще не устанавливается.

Немногочисленные замеры слоистости (S_0) , вынесенные на стереографическую проекцию (рис. 1, 3), в сочетании с наблюдениями над градационной слоистостью свидетельствуют о развитии в домене III системы сжатых линейных складок северо-восточного простирания. Осевые поверхности складок несколько опрокинуты на северо-запад, при этом в крутых северо-западных крыльях в ряде случаев зафиксировано перевернутое залегание слоистости (рис. 2, e). Простирание складок, ориентировка их осевых поверхностей, наконец, отсутствие каких-либо признаков перекристаллизации, сопровождавшей складчатую деформацию, позволяет довольно уверенно коррелировать их со складками F_5 агинского комплекса.

Первая и единственная кристаллизационная сланцеватость, развитая в пределах домена III, почти повсеместно заведомо не совпадает со слоистостью и образует с ней угол 40—90° (рис. 3, a). Сланцеватость имеет субширотное простирание, падает на юг под углом 30—40° (рис. 1, u) и является непосредственным продолжением сланцеватости S_6 , развитой в домене II. Только в крайней восточной части домена — у контакта с гранодиоритами, сланцеватость S_6 деформирована в сжатые линейные складки F_7 северо-западного простирания и занимает субвертикальное положение.

Практически всюду, где в нижне-среднекарбоновых отложениях наблюдается слоистость и сланцеватость ($S_{\rm e}$), видно отчетливое пересечение этих плоскостных текстур под большим углом. При этом слоистость не испытывает существенных искажений. Лишь в единичных обнажениях были установлены мелкие складочки — аналоги $F_{\rm e}$ со сланцеватостью $S_{\rm e}$ по их осевым поверхностям. Параллельно линии пересечения слоистости $S_{\rm o}$ и сланцеватости $S_{\rm e}$ локально развита линейность $L_{\rm e}$ (рис. 1, κ), представленная бороздчатостью и минеральной линейностью.

Сланцеватость S_{\bullet} деформирована в сжатые линейные складки F_{\bullet} северо-западного простирания с крутыми осевыми поверхностями и интенсивной минеральной линейностью L_7 , параллельной их шарнирам. Эти складки установлены только в крайней восточной части домена III и представлены мелкими формами, но за пределами исследованного участка -- к северу от домена III, они широко распространены и полностью перерабатывают систему сланцеватости S_a . Линейность L_{τ_a} совершенно аналогичная описанной в домене ІІ, распространена повсеместно и погружается на юго-восток под углами $20-40^{\circ}$ (рис. 1, λ). Не исключено, что за пределами развития мелких сжатых складок F_{τ} линейность L_7 отвечает шарниру крупной пологой складки, несколькодеформировавшей и без того сложную поверхность S₆. Основанием для такого предположения является сама форма поверхности S_{ϵ} (рис. 1, 2), которая в пределах всего исследованного участка может рассматриваться как юго-западное крыло и замок сложно построенной антиформы, шарнир которой примерно совпадает с ориентировкой L_{7} .

Деформация нижне-среднекарбоновых отложений в пределах домена III завершается развитием редких трещин, выполненных кварц-полевошпатовым материалом и секущих сланцеватость $S_{\mathfrak{e}}$ и лежащую в

ней линейность L_7 .

Изученная последовательность развития структурных форм и их соотношение с метаморфизмом позволяют восстановить историю важнейших структурных и метаморфических событий и оценить характер структурных преобразований, сопряженных с зональным метаморфизмом.

Древнейшие структурные и метаморфические события относятся к позднему докембрию, когда впервые были метаморфизованы и дислоцированы породы агинского комплекса. Эти древнейшие структуры (1—4 этапы деформации) сохранились сейчас в домене I, история их становления подробно рассмотрена нами раньше (Миллер и др., 1973).

В верхнем палеозое (или мезозое?) породы агинского комплекса вновь испытали складчатую деформацию, на этот раз совместную с нижне-среднекарбоновыми образованиями. Деформация выразилась в развитии субширотной системы линейных складок (F_5) с крутыми осевыми поверхностями. Для отложений нижнего — среднего карбона эти складки явились, по-видимому, первой складчатой деформацией, тогда как в агинских образованиях они наложились на сложную докембрийскую складчатую структуру. Развитие линейных складок не сопровождалось существенной метаморфической перекристаллизацией.

Первые тектонические движения, синхронные с мезозойским зональным метаморфизмом, наложились на складчатые метаморфизованные (позднедокембрийские) и неметаморфизованные (нижне-среднекарбоновые) образования и привели к развитию полого ориентированных плоскостных элементов — кливажу и кристаллизационной сланцеватости S₆. Новообразованная сланцеватость располагается параллельно осевым поверхностям мелких складок (F_6) , которые в пределе становятся совершенно изоклинальными и, следовательно, обязательно являются складками продольного изгиба или продольного сплющивания, т. е. такими складками, осевые поверхности которых ориентироканы перпендикулярно максимальному сжатию. Отсюда сложная волнистая, но в целом пологая поверхность, образованная системой плоскостных элементов S_6 , отражает преобладающее на шестом этапе деформации неравномерно проявленное радиальное сжатие. С этим этапом деформации связан максимум метаморфической перекристаллизашии, выразившейся в развитии новой сланцеватой текстуры. Нарагенетические ассоциации минералов, слагающие новую сланцеватость, являются вещественным выражением метаморфической зональности, которая в основном сформировалась синхронно со сланцеватостью. Таким образом, последующая складчатая деформация новообразованной сланцеватости обозначает не что иное, как пластическую деформацию заложившихся к тому времени изометаморфических поверхностей, ори-

ентированных под углом к сланцеватости.

Следующий, седьмой этап деформации представляет собой раннюю стадию развития линейных складок с интенсивной минеральной b-линейностью (L_7) , выраженной удлиненными агрегатами биотита, что свидетельствует о развитии этой деформации в условиях продолжающейся метаморфической перекристаллизации. Эти складки с крутыми осевыми поверхностями, несомненно, являются результатом тангенциального сжатия.

Структурная эволюция завершилась развитием kink-зон и трещин, отражающих полужесткие (kink-зоны) и жесткие (трещины) постметаморфические деформации зонально метаморфизованных образований.

При всей своей специфике структурные преобразования, связанные с наложенным зональным метаморфизмом, обнаруживают черты принципиального сходства с деформациями, характерными для регионально метаморфизованных комплексов вообще. Важнейшая особенность этих преобразований — смена радиальных движений тангенциальными, в результате которых формируются линейные складчатые структуры. Другая важная особенность — смена складчатых деформаций, свидетельствующих о пластическом состоянии материала, разрывными, указывающими на жесткую реакцию пород на внешние силы. Такой ряд последовательно развивающихся структурных форм, обусловленных закономерным изменением тектонического поля напряжений в условиях постепенного падения пластичности, объединяется нами в деформационный цикл — структурное выражение тектоно-метаморфического цикла (Миллер, 1972, 1973; Глебовицкий, 1973).

Специфика мезозойского деформационного цикла, связанного с зональным метаморфизмом, заключается прежде всего в том, что он наложился на предварительно дислоцированные комплексы, и новая сланцеватость повсеместно сечет ранее сформированные складчатые структуры. В то же время установленные соотношения новообразованной сланцеватости с ранее сформированными структурами не исключение и, по-видимому, характерны для комплексов, метаморфизованных в условиях высокоградиентного зонального метаморфизма. Во всяком случае аналогичная картина, связанная с зональным метаморфизмом, наложенным на дислоцированные, предварительно однородно метаморфизованные или неметаморфизованные комплексы, описана в Центральных и Северных Аппалачах (Henderson, 1969; Anderson, Norris, 1965), Северной Шотландии (Park, 1970), Корнуэлле (Stone, 1966), Итальянских Альпах (Agterberg, 1964), на полуострове Канин (Предовский, 1971).

выводы

1. Выполненные исследования показали, что высокоградиентный зональный метаморфизм, так же как и монофациальный региональный метаморфизм, неразрывно связан с коренной структурной перестройкой

метаморфизованных образований.

2. Деформации, сопряженные с высокоградиентным зональным мегаморфизмом, по своему характеру и последовательности проявления аналогичны деформациям, связанным с однородным региональным метаморфизмом, и подчиняются закономерностям деформационного цикла. Такая аналогия указывает на общность причин, обусловливающих обе разновидности метаморфизма.

3. Первичное пространственное положение кристаллизационной сланцеватости не зависит от ранее сформированных складчатых струк-

тур и определяется только полем напряжений, в условиях которого протекает деформация, синхронная с метаморфической перекристаллизацией. Расположение новообразованной сланцеватости параллельно осевым поверхностям одновременно развивающихся складок наглядно показывает, что новая сланцеватая текстура отвечает плоскости сплющивания, т. е. плоскости, нормальной максимальному сжатию.

Литература

- Глебовицкий В. А. Проблема эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., «Наука», 1973.
- Миллер Ю. В. О закономерном изменении поля напряжений в ходе структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов.— В сб.: Внутренняя геодинамика. Тезисы докл. к всесоюзному совещанию, вып. 2. Л., 1972.
- *Миллер Ю. В.* Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов.— Геотектоника, 1973, № 5.
- Миллер Ю. В., Милькевич Р. И., Глебовицкий В. А., Давыдов Г. В. Структура северо-восточной части Агинского массива (Восточное Забайкалье).— Геотектоника, 1973, № 2.
- Милькевич Р. И. Метаморфические комплексы западной части Борщовочного хребта (Восточное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1970
- Предовский А. А. Об одной важной особенности структуры северо-западной части хребта Пае (полуостров Канин).— В сб.: Природа и хозяйство Севера, вып. 2, ч. 2. Апатиты, 1971.
- Рутштейн И. Г. Исследование структуры восточной части Могойтуйского хребта.— Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, 1969, вып. 6, ч. 1.
- Agterberg F. P. The method of statistical structural analysis (as applied' to the cristalline basement of the dolomites in North Italy).— Geol. en mijnbouw, 1964, v. 43, No. 6.
- Anderson F. D., Norris D. K. Deformation of strain slip cleavage by bedding slippage in Bay D'Espoir Group, Newfoundland.—Geol. Surv. Canada, 1965, Paper 65—2.
- Henderson J. R. Tectonic significance of minor structures in Conococheague formation near Lancaster, Pennsylvania.—Amer. J. Sci., 1969, 267, No. 2.
- Park R. G. The structural evolution of the Tollie antiform—a geometrically complex fold in the Lewisian, north-east of Gairloch, Ross-shire.—Quart J. Geol. Soc. London, 1970, v. 125, No. 3.
- Stone M. Fold structures in Mylor Beds, near Portleven, Cornwall.—Geol. Mag., 1966, v. 103, No. 5.

Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Статья поступила 4 января 1974 г.

УДК 551.242.2(267.5)

А. В. РАЗВАЛЯЕВ, А. И. КРИВЦОВ, А. Н. ВИШНЕВСКИЙ

О РАННИХ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ КРАСНОМОРСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

В развитии Красноморской зоны рифтогенеза выделены предрифтовый этап активизации с образованием поясов повышенной проницаемости для щелочного и ультраосновного — щелочного магматизма, относимых к швам активизации, и собственно «рифтовый» этап активизации, локализующийся лишь в отдельных межпоясных блоках. Швы активизации выступают в качестве границ рифтогенной активизации. Установлена генетическая общность Красноморского рифта и ограничивающих его поясов магматизма периодов активизации Аравийско-Нубийского щита. Красноморский рифт и ограничивающие его пояса магматизма занимают секущее положение по отношению к Аравийско-Йеменской плите доверхнерифейской консолидации и верхнерифейско-вендскому Аравийско-Суданскому складчатому поясу.

Изучению рифтовых структур в последние годы уделяется все большее внимание, поскольку по масштабам проявления, длительности развития и глубине заложения они соизмеримы с геосинклинальными областями (Belousov, 1965; Хаин, 1965; Милановский, 1969 1, 2 и др). Установлено, что рифтогенез теснейшим образом связан с процессами активизации земной коры, вследствие чего раскрытие закономерностей развития зон рифтогенеза способствует изучению проблемы активизации, ее природы и форм проявления.

В настоящее время накоплен значительный материал по современной структуре, новейшей истории развития и магматизму рифтовых поясов как в целом, так и для отдельных их частей. Вместе с тем многие вопросы строения и развития рифтовых поясов все еще недостаточно ясны. В этом аспекте прежде всего слабо изучены ранние этапы развития рифтовых структур, выявление которых важно для понимания ранних форм активизации в областях рифтогенеза. Сказанное в полной мере касается Восточно-Африканского рифтового пояса и особенно его Красноморского рифта, исключительность которого определяется тем, что в нем процессы рифтогенеза привели к разрушению гранитного слоя — «деструкции» земной коры (Милановский, 1969₂).

Вопросам геологии впадины Красного моря посвящены работы ряда зарубежных геологов (Gregory, 1921; Willis, 1928; Tromp, 1950; Swartz, Arden, 1960; Whiteman, 1968, и др.). Из советских исследователей эти вопросы рассматривают Е. В. Павловский (1948), В. В. Белоусов (Веlousov, 1965), В. Е. Хаин (1965, 1968, 1970), В. П. Поникаров (1967), Е. Е. Милановский (1969, 1970), А. В. Разваляев (1969), В. И. Буданов (1969), А. Н. Вишневский, А. И. Кривцов, А. В. Разваляев (1975) и др. Образование впадин трактовалось с позиций теории рифта (Gregory, 1921) и рампа (Willis, 1928). В последнее время применительно к ней развиваются идеи раздвига, появились многочисленные статьи, касающиеся вопросов кинематики движений с точки зрения «тектоники плит» (Le Pichon, 1968; Мс Кепгіе, Davies, Molnar, 1970; Mohr, 1970, и др.).

Большинство исследователей едины в мнении, что впадина имеет грабенообразное строение и что главный этап ее формирования приходится на неоген-четвертичное время. Однако вопрос о времени заложения впадины дискутируется. Широко распространенное мнение о том, что Восточно-Африканские рифты имеют древнее заложение и во многих случаях являются унаследованными от докембрийских структур (Дикси, 1958), применительно к рифту Красного моря вызывает значительные возражения. Оспаривается также тезис о палеозойском времени заложения прогиба Красного моря, основанный на экстраполяции данных о каменноугольных отложениях Суэцкого залива на внутренние части Красного моря.

Здесь уместно отметить, что анализ фаций и мощностей палеозойских и мезозойско-кайнозойских отложений Суэцкого залива, выполненный в последние годы, показал, что Суэцкий залив является неотектоническим образованием, предрифтовый этап развития которого был типично платформенным. Принципиально не отличаются в этом отношении и меловые и палеогеновые отложения впадины Красного моря (Кусейр,

Сафага) и внутренних частей платформы (Разваляев, 1969).

Таким образом, достаточно краткий обзор показывает, что именно ранние этапы развития Красноморской рифтовой зоны, т. е. ее предрифтовая стадия, является наименее исследованной. Это объясняется, с одной стороны, все еще недостаточной изученностью рифтовой зоны (отсутствием глубоких скважин и малой глубиной имеющихся), а с другой — существованием в известной мере объективных причин, ограничивающих возможности ее изучения. Поскольку рифтовая структура в основном сформирована в докембрийских породах, из сферы возможного анализа, за небольшим исключением, выпадают палеозойский и почти весь мезозойский этапы. Все это создает определенные трудности при выявлении ранних этапов развития рифта Красного моря. В этом аспекте новым направлением является изучение структурной позиции проявлений палеозойского и мезозойско-кайнозойского щелочного и ультраосновного — щелочного магматизма, выраженных в форме кольцевых интрузий.

Исследования последних лет, в том числе и авторов, показали, что щелочной и ультраосновной — щелочной магматизм довольно широко проявлен в пределах Красноморской рифтовой зоны. Сведения о кольцевых структурах этой зоны содержатся в работах М. Эль-Рамли, Л. Арманиус, В. И. Буданова, Н. Е. Деренюк (El-Ramly и др., 1969), В. И. Буданова (1969) по Египту; Ф. Делани (Delani, 1955), Дж. Вейла (Vail, Rex. 1970), A. Вайтмана (Whitemann, 1971) по Судану; Г. Брауна и П. Джексона (Brown, Jackson, 1960), Геологической службы США (фотогеологические карты масштабов 1:100 000, 1:500 000 и 1:2 000 000) по Саудовской Аравии.

Вопросы состава, внутреннего строения, этапности и механизма образования кольцевых интрузий в целом освещены в геологической литературе, в том числе и в работах упомянутых авторов, однако следует признать, что это изучение еще недостаточно. Тем не менее уже сейчас представляется возможным рассмотреть структурную позицию кольцевых интрузий и их роль в формировании рифта Красноморской зоны.

Анализ пространственного размещения кольцевых интрузий щелочного и ультраосновного — щелочного магматизма в пределах Красноморского рифта показывает, что они группируются в три зоны (пояса) северо-западного простирания (рис. 1). Эти зоны имеют ширину от 50 до 100—150 км. Две из них, Суданская и Саудовская, ограничивают впадину Красного моря и следуют на расстоянии 100—150 км от береговой линии, а третья, Восточно-Аравийская, расположена на крайнем востоке Аравийско-Нубийского щита. Внутри этих зон размещение интрузий контролируется разломами преимущественно северо-западного

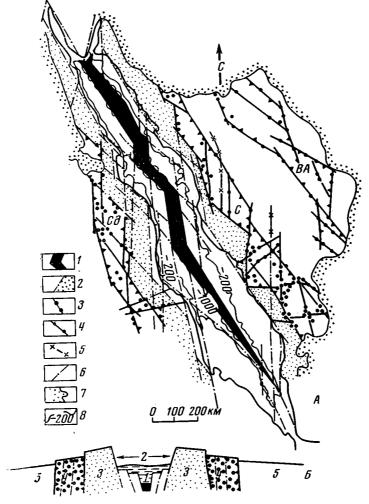


Рис. 1. А. Структурная схема Красноморской зоны рифтогенеза: 1— осевой трог впадины Красного моря; 2— главные плечи рифта; 3— границы поясов ультраосновного— щелочното магматизма: Сд— Суданский, С— Саудовский, В. А.— Восточно-Аравийский; 4— кольцевые интрузии и разломы, контролирующие их размещение; 5— разломы, контролирующие неоген-четвертичный вулканизм; 6— прочие главнейшие разломы; 7— платформенный чехол; 8— изобаты. Б. Разрез (цифры на профиле): 1— осевой трог; 2— главная впадина; 3— главные плечи рифта; 4— магматические пояса (швы активизации); 5— рама зоны рифтогенеза

и субмеридионального простираний при подчиненном значении северовосточных. Разломы указанных направлений отвечают основным структурным направлениям Восточной Африки: эритрейским (северо-западные), восточно-африканским (субмеридиональные) и абиссинским или аденским (северо-восточные).

Отмечается, что узлы пересечения разломов, как наиболее ослабленные участки фиксированы сгущением кольцевых интрузий.

При рассмотрении в более широком структурном плане обнаруживается, что выделенные зоны (пояса) щелочного и ультраосновного шелочного магматизма имеют определенную позицию в структуре Красноморской рифтовой зоны. Из схемы и профиля отчетливо видно, что общий структурный план зоны рифтогенеза характеризуется зональным, полосовидным строением (см. рис. 1). В структуре Красноморского рифта выделяется главная впадина (главный трог), представляющая собой грабен, отделенный от приподнятых блоков «плеч» или «крыльев» рифта нормальными сбросами. В центральной части главной впадины или грабена расположен трог, отвечающий наиболее глубоководной части моря и трассирующийся по изобате — 1000 м.

Исследование новейших рифтовых структур Восточной Африки и Аравии (Милановский, 1969 1, 2) показало, что «плечи» рифтов морфологически разнообразны. Наиболее распространенной формой являются «плечи», состоящие из ступенчато-понижающихся блоков. В пределах таких «плеч» выделяются блоки, наиболее высоко приподнятые со стороны главной впадины, и блоки, занимающие более низкое положение. В соответствии с этим «плечи» могут быть подразделены на внутренние, или главные, и внешние. Последние по существу являются переходными участками между зоной активного рифтогенеза и «рамой» платформы.

Как видно из схемы, пояса щелочного и ультраосновного — щелочного магматизма ограничивают зону рифтогенеза, располагаясь в пределах внешних «плеч» в удалении от береговой линии на 100—150 км.

Эта особенность размещения кольцевых интрузий нарушается лишь на юге рифтовой зоны, где проявления щелочного и ультраосновного — щелочного магматизма распространены и на главных «плечах», что следует объяснять существенной ролью здесь северо-восточных (аденских) разломов, а также наложением рифта на северо-западный фланг жесткой докембрийской Аравийско-Йеменской плиты, консолидированной до позднего рифея. Таким образом, щелочной и ультраосновной — щелочной магматизм в целом проявлен в пределах зон, ограничивающих главные плечи рифта.

Установление поясов магматизма и их тектонической позиции позволяет рассмотреть вопрос о их роли в формировании Красноморской рифтовой зоны и о соотношении последней с докембрийским структур-

ным планом Аравийско-Нубийского щита.

При анализе структурной позиции поясов щелочного магматизма в региональном плане обращает на себя внимание исключительное совпадение Красноморского рифта с Суданским и Аравийским магматическими поясами как по общей ориентировке, так и по деталям ограничений и внешних очертаний. Это спределяется сочетанием разломов преобладающего северо-западного простирания с субмеридиональными разломами, обусловившим характер структурных ограничений берегового эскарпа, осевого трога, внешних «плеч» рифта и магматических поясов. Отсюда может быть сделан вывод, что в основе симметричного строения Красноморской рифтовой зоны лежат взаимоотношения этих двух структурных направлений и что между рифтом Красного моря и ограничивающими его поясами щелочного магматизма существует генетическая общность. Последняя выражается не только в структурном сходстве, но и в одинаковых соотношениях с докембрийским структурным планом Аравийско-Нубийского щита. Анализ тектоники докембрия обрамления Красного моря, выполненный авторами, показывает, что Красноморский рифт и сопряженные с ним магматические пояса занимают отчетливо секущее положение по отношению к докембрийским структурам, они рассекают верхнерифейско-вендский Аравийско-Суданский складчатый пояс и Аравийско-Йеменскую плиту доверхнерифейской консолидации. При этом ограничения рифтовой зоны пересекают докембрийские структуры под значительными углами и лишь на отдельных участках близки к ним по ориентировке. Здесь уместно отметить, что аналогичные секущие соотношения с более древним структурным планом имеет и Байкальский рифт (Зорин, 1970).

Из сказанного выше следует, что существенной особенностью Красноморской рифтовой зоны является наличие однотипных ограничиваю-

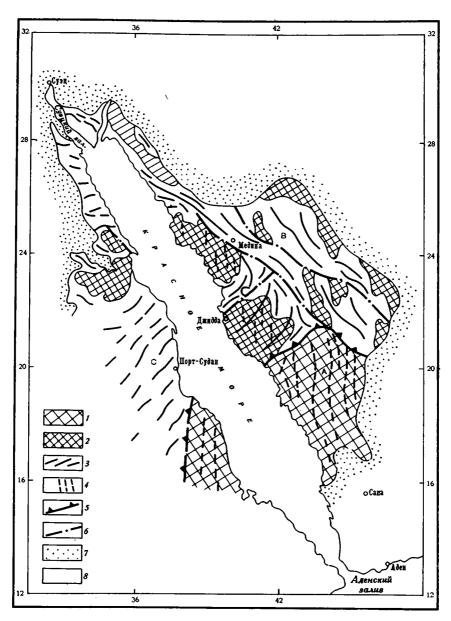


Рис. 2. Схема структурных элементов докембрия Аравийско-Нубийского щита: 1— области допозднерифейской консолидации; 2— глыбы допозднерифейского основания в пределах более поздних подвижных поясов; 3—области вендской консолидации; 4— допозднерифейские структурные простирания; 5— структурный шов Аравийско-Йеменской плиты (пунктирным знаком показано его проблематичное положение на Африканском континенте); 6— главнейшие разломы; 7— платформенный чехол; 8— главнейшие структурные зоны: А— Аравийско-Йеменская плита; В— Восточно-Аравийский складчатый пояс

щих ее поясов щелочного и ультраосновного — щелочного магматизма. О времени их заложения можно судить по возрасту располагающихся в их пределах кольцевых интрузий. Имеющиеся определения возраста показывают, что среди них присутствуют палеозойские, верхнемеловые, палеогеновые и неогеновые. В Судане известны кольцевые интрузии с возрастом 440 и 330 млн. лет (К/Аг-метод, — Vail, Rex 1970), в Саудовской Аравии возраст ультращелочных гранитов определен в 330 млн. лет

(Rb/Sr-метод, — Brown, Jackson, 1960), а интрузии фонолитов прорывают докембрийские отложения (карты Геологической службы США, 1956—1968); в Египте описаны кольцевые интрузии с возрастом от 80—70 до 40 млн. лет (К/Аг-метод, — El-Ramly и др., 1969). Следовательно, заложение поясов, определяющих особенности строения рифтовой зоны, относится к палеозою, к периоду, последовавшему за полной консолидацией наиболее поздних верхнерифейско-вендских подвижных зон.

С установлением тектонической позиции поясов щелочного и ультраосновного — щелочного магматизма становится понятным отсутствие кольцевых интрузий в северной части Красноморской рифтовой зоны (север Египта и Саудовской Аравии), где узкие выходы докембрия структурно принадлежат главным плечам рифта, а ограничивающие их магматические пояса располагаются, по-видимому, под платформенным чехлом.

Изложенное позволяет прийти к выводу о том, что рассматриваемым поясам магматизма принадлежит особая роль в строении и развитии рифта Красного моря. На наш взгляд, их следует считать своеобразной формой проявления процесса активизации платформы, выразившегося в расчленении ее на жесткие и подвижные (проницаемые для магматизма) линейные зоны (пояса) генерального северо-западного простирания. Поскольку кольцевые интрузии формируются в обстановке растяжения земной коры, то, по всей вероятности, в палеозое и мезозое кайнозое вдоль этих зон происходила разрядка (компенсация) напряжений растяжения, что и обусловило избирательную локализацию интрузий. Межпоясные амагматичные блоки в этот период выступали в качестве жестких монолитных фрагментов платформы. Позднее, уже в «рифтовую» стадию (N) они также были вовлечены в растяжение. На этой стадии начинает формироваться современная структура рифта. Подвижные пояса с ультраосновным — щелочным и щелочным магматизмом в это время были, по-видимому, в основном спаянными. зальтовый вулканизм, столь типичный для рассматриваемой стадии рифтогенеза, для поясов уже не характерен, поскольку магмовыводящие разломы, контролирующие размещение базальтоидов, в Саудовской Аравии отчетливо пересекают пояса щелочного магматизма. В целом наличие в период заложения зоны рифтогенеза единого каркаса разломов при ведущей роли северо-западных направлений предопределило как общее простирание рифта, так и особенности его строения

Выявление тектонических закономерностей размещения щелочного и ультраосновного — щелочного магматизма имеет важное значение для понимания процессов активизации в областях рифтогенеза. Исходя из полученных данных в Красноморской рифтовой зоне можно выделить два основных этапа активизации. Установление предрифтового этапа и четкая связь с ним ультраосновного — щелочного магматизма имеет важное значение для познания закономерностей развития зон рифтогенеза. Оно подтверждает выявленную Е. Е. Милановским (1970) закономерность, согласно которой предрифтовый этап с проявлением ультраосновного — щелочного магматизма в форме кольцевых интрузий является характерной чертой многих континентальных рифтовых зон и как

бы служит неотъемлемым элементом их «созревания».

Ранний или предрифтовый этап, как отмечалось выше, проявился в форме полосовидного расчленения платформы на жесткие и подвижные зоны северо-западного простирания. В этот этап активизация охватила обширные территории платформы; помимо Аравийско-Нубийского щита в нее, по-видимому, были вовлечены значительные части Сахаро-Ливийской и Аравийской плит, на что может указывать наличие кольцевых интрузий в массиве Авенат в Ливии (Burollet, 1963; Klitzsch, 1970), изометричных интрузий щелочного состава в массиве Ахаггар

в Алжире (Богданов, 1971) и др. Активной формой выражения тектогенеза на этом этапе являются линейные подвижные пояса, обладающие длительным развитием и сверхглубинным заложением. По мнению Ю. М. Шейнманна и др. (1961), глубина проникновения подобных поясов достигает 100—150 км. Учитывая важное значение рассматриваемых поясов (зон) в тектогенезе платформы, нам представляется возможным называть их швами активизации. Безусловно, вопрос о швах активизации является сложным и еще слабо разработанным, тем не менее выделение их само по себе уже представляет интерес для познания ранних форм активизации в областях рифтогенеза.

В поздний, собственно «рифтовый» этап активизация сужается по площади. Она локализуется в отдельных межшовных блоках предшествующего этапа, но интенсивность ее высока. Швы активизации раннего этапа выступают в качестве ограничений участков рифтогенной активизации, которая полностью наследует структурные направления предше-

ствующего этапа.

Интересно рассмотреть особенности пространственного проявления выделенных этапов активизации.

Если в рифте Красного моря отчетливо выражены оба этапа активизации, то на других участках платформы «рифтовый» этап может быть проявлен слабо или вовсе отсутствовать. Очевидно, такая ситуация имела место на площади между Саудовским и Восточно-Аравийским швами активизации. Однако по простиранию подобные блоки, как бы остановившиеся в своем развитии, могут быть вновь вовлечены в активизацию.

В связи со сказанным может быть объяснена природа крупного неоген-четвертичного вулканогенного грабен-прогиба Джебель Друз в Сирии (Разваляев, 1964; Козлов, Поникаров, Разваляев, 1967). Этот грабен располагается под углом 45° к Западно-Аравийской рифтовой системе, имеет северо-западное простирание и ограничен крупными разломами. Его связь со структурой Красного моря казалась лишь внешней. Попытки увязать этот грабен с Западно-Аравийской рифтовой системой выглядели искусственными. Если же учесть, что грабен Джебель Друз расположен на северо-западном простирании межшовных блоков Аравийско-Нубийского щита, то представляется логичным рассматривать его как результат более позднего этапа активизации, проявившейся на простирании блоков, охваченных лишь ранним этапом. В связи с этим становится еще более отчетливой секущая роль разломов Западно-Аравийской рифтовой системы по отношению к рифту Красного моря (Разваляев, 1969).

Изложенные выводы о ранних этапах развития Красноморской рифтовой зоны позволяют рассмотреть некоторые аспекты кинематики рифтогенных движений.

В последние годы в связи с оживлением теории дрейфа континентов развиваются представления об отрыве Аравийского блока от Африканского с перемещением его к северу либо к северо-востоку. При этом особое значение придается совпадению очертаний береговых линий Красного моря. Однако с установлением ведущей роли в структуре рифта Красморя, особенно на поздней стадии, северо-западных субмеридиональных разломов становится понятной исключительная сходимость не только береговых линий (являющихся лишь частными выражениями общего структурного плана), но и крупных структурных элементов рифта (плечи, осевой трог, магматические пояса). Отсюда представляется возможным более обоснованно аргументировать амплитуду допускаемого перемещения (раздвига).

Как видно из схемы, в структурном отношении береговые линии совпадают с границами главного трога, представляющего собой группу опущенных по разломам блоков кристаллического фундамента. Согласно геофизическим данным, эти блоки характеризуются континентальным

типом земной коры (Girdler, 1969, и др.). Анализ рельефа дна моря в пределах упомянутых блоков обнаруживает элементы докембрийского (северо-восточные направления) и новейшего (разломы, продолжающиеся с континента) структурных планов. Следовательно, исходя из особенностей глубинного строения и структурной связи блоков с бортами рифта, раздвиг в пределах краевых частей главного трога трудно допустим. Единственным местом, где мог существовать раздвиг, является узкий осевой трог с корой океанического типа. Соответственно амплитуда раздвига не должна превышать ширины осевого трога, т. е. 30—50 км, что согласуется с геофизическими данными (Vine, 1966), согласно которым раздвиг в Красном море происходил в центральной части в течение последних 3 млн. лет со скоростью 1 c_M/r_{OD} (примерно 30 κ_M). Тектоническая активность осевого трога подтверждается его сейсмичностью (Горшков, 1963; Girdler, 1969), высоким тепловым потоком и наличием процессов современного рудообразования во впадинах с океанической корой (Erickson, Simons, 1969). Таким образом, величина раздвига оказывается значительно меньше ранее исчислявшейся по береговым линиям (250—300 км) и порождавшей представления о весьма значительных (107—160 км) масштабах смещений вдоль Западно-Аравийской рифтовой системы (Dubertret, 1932; Quennell, 1959, и др.).

Наконец, признание ведущей роли в структурном плане Красноморской рифтовой зоны разломов северо-западного и субмеридионального направлений способствует выявлению природы поперечных изгибов риф-

та и позволяет уточнить вектор тектонических напряжений.

При генеральном северо-западном простирании рифт Красного моря по крайней мере дважды отклоняется от этого направления: приблизительно на широте 18 и 28° с. ш. по западному борту и 20 и 24° с. ш. по восточному. Береговая линия в этих местах образует обратно входящие углы, вершины которых как бы смещены к северо-востоку. Предпринимавшиеся ранее попытки объяснить эти изгибы рифта существованием поперечных разломов фактически не обоснованы. Наоборот, анализ материалов по геологии, геофизике и батиметрии Красного моря, как показано выше, приводит к выводу о том, что указанные изгибы следует связывать с существованием субмеридиональных разломов, четко проявленных и на континенте. Наиболее крупными из таких разломов являются Одиб, Барака в Судане и Данакильский в Эфиопии. Разломы трассируются на субмеридиональные участки осевого трога. Сведений о возрасте этих разломов пока мало, однако известно, что в их зонах располагаются кольцевые интрузии, а на южном продолжении разлома Барака находится рифт оз. Тана. По своему простиранию и положению на продолжении Восточно-Африканских расколов они, очевидно, являются ветвями последних.

Роль субмеридиональных разломов в структуре Красного моря и кинематика движений по ним еще требуют уточнения, но установление их уже сейчас меняет представления о природе поперечных изгибов рифта и помогает в расшифровке вектора тектонических напряжений. Дело в том, что отдельные исследователи придают этим разломам значения сдвигов, сопутствующих раздвигу дна Красного моря. Но при подобной роли разломов совпадающие с ними отрезки осевого трога должны быть суженными, прикрытыми (притертыми). В действительности же осевой трог почти на всем протяжении остается приблизительно равным по ширине, что подтверждается положением изобаты 1000 м, условно принимаемой за его границу. Естественно допускать, что доминирующая роль северо-западных и субмеридиональных разломов создает ромбоидный каркас структурного плана, в котором в соответствии с законами кинематики вектор напряжений может располагаться только по короткой оси ромба. Иными словами, Аравийский блок в случае отрыва мог перемещаться в направлении, перпендикулярном простиранию рифта. Следовательно, северная компонента раздвига Красного моря мало вероятна. 108

- 1. В развитии Красноморской зоны рифтогенеза выделяется два этапа активизации:
- а) ранний или предрифтовый этап выражается в образовании протяженных поясов повышенной проницаемости для щелочного и ультраосновного — щелочного магматизма. Эти пояса имеют длительное развитие, формирование их происходит в течение палеозоя и мезозоя — кайнозоя. По своим масштабам, глубине заложения и длительности развития они выступают в качестве глубинных швов, активизировавших платформу. Учитывая, что пояса являются активной формой тектогенеза, их следует рассматривать в качестве швов активизации:
- б) в собственно «рифтовый» этап (неоген-четвертичное время) активизация сужается по площади, локализуясь в отдельных межпоясных блоках. Рифтообразование полностью наследует северо-западное структурное направление раннего этапа. Швы активизации выступают в качестве границ собственно рифтогенной активизации. Щелочной и ультраосновной — щелочной магматизм в форме кольцевых интрузий для этого этапа в целом не типичен.
- 2. Красноморский рифт и ограничивающие его пояса магматизма периодов активизации Аравийско-Нубийского щита обладают генетической общностью. По своей ориентировке, ограничениям и деталям внутреннего строения они подчинены единой системе разломов, среди которых ведущая роль принадлежит разломам северо-западного и субмеридионального простираний. Взаимоотношение разломов этих направлений определяет современный структурный план рифта как в целом, так и отдельных составляющих его элементов, в том числе и береговых линий.
- 3. Красноморский рифт и ограничивающие его пояса магматизма занимают секущее положение в отношении докембрийских структур. Они пересекают под значительными углами Аравийско-Иеменскую плиту доверхнерифейской консолидации и верхнерифейско-вендский Аравийско-Суданский складчатый пояс.
- 4. Перемещение Аравийского блока, если оно происходило, должно рассматриваться как отрыв по изломанной линии, состоящей из отрезков северо-западных и субмеридиональных разломов. Амплитуда возможного перемещения равна ширине осевого трога, а не всей впадины, т. е. 30-50 км. При этом сдвиговая компонента к северу мало вероятна.

Литература

- Богданов А. А. О строении массива Хоггар (Туарегский массив) в Алжирской Сахаре. — Геотектоника, 1971, № 6.
- Буданов В. И. Мезокайнозойский щелочной магматизм южной части Аравийской пу-
- стыни. Автореферат канд. дис. Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1969. Вишневский А. Н., Кризцов А. И., Разваляев А. В. Тектоника докембрия обрамления Красного моря.— Геотектоника, 1975, № 1. Горшков Г. П. О сейсмичности Африки.— Бюл. Совета по сейсмологии, 1963, № 13. Дикси Ф. Великие Африканские разломы. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
- Зорин Ю. А. Изостазия и новейшая структура Байкальской рифтовой зоны и сопре-
- дельных территорий. Автореф. докт. дис. Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970. Козлов В. В., Поникаров В. П., Разваляев А. В. Новейший вулканизм северного склона Аравийской части Африканской платформы. Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967,
- Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии.— Вестн. МГУ, 1969₁, № 1. Милановский Е. Е. Карта неотектоники Африки.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1969₂,
- Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. Вестн. МГУ. Сер. геол., 1970, № 2.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезокайнозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.

- Поникаров В. П. Тектоника и история геологического развития северной части Аравийской платформы и складчатых зон обрамления. Автореф. докт. дис., МГУ, 1967. Разваляев А. В. Тектоника Юго-Западной Сибири и смежных частей сопредельных
- стран.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1964, № 12. Разваляев А. В. О мел-палеогеновом этапе геологического развития впадины Красно-
- го моря.— Геотектоника, 1969, № 5. Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектониче-
- ская природа. Сов. геология, 1965, № 7. Хаин В. Е. Об основных тенденциях в развитии земной коры.— Вестн. МГУ. Сер.
- теол., 1968, № 1.

 Хаин В. Е. Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка). М., «Недра», 1971.
- Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. «Геология месторождений редких элементов», вып. 12-13. Госгеолтехиздат, 1961.
- Belousov V. V. Report of the UMC/UNESCO Seminar on the East African Rift System, Nairobi, 1965.

 Brown G. F., Jackson P. O. The Arabian Shield. XXI Int. Geol. Congr., Pt. 9, Copenhagen, 1960.
- Burollet P. F. Geological Reconnaissance in the South-East of the Kufra Basin.—Rev. Inst. France du Petrole, Paris, 1963, v. 18, No. 10/11.
- Delani F. M. Ring structure of the Northern Sudan.— Eclogae geol. Helv., 1955, v. 48, No. 1.
- Dubertret L. Les formes structurales de la Syrie et de la Palestine: leur origine.— C. R.
- Acad. Sci, Colon, 1932, v. 5, p. 66—68.

 Girdler R. W. The Red Sea—a geophysical background. Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea. Verlag Berlin (Heidelberg), New York, 1969.

 Gregory J. W. The Rift Valleys and Geology of East Africa. Seely Service, London,
- 1921.
- El-Ramly M. F., Armanius L. H., Budanov V. I., Dereniouk N. E. Ring Structures of the South-Eastern Desert of Egypt. Geol. Surv, Egypt, 1969.
- Erickson A. J., Simmons G. Thermal measurements in the Red Sea. Hot Brine Pools. «Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea». Berlin (Heidelberg) New York, 1969.
- Klitzsch E. Die Strukturgeschichte der Zentralsahara.—Geol. Rundschau, 1970, v. 59. Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.— J. Geophys. Res., 1968, 73. McKenzie D. P.. Davies D., Molnar P. Plate tectonic of the Red Sea and East Africa,-Nature, 1970, v. 226.
- Mohr P. A. The Afar Triple Junction and Sea-Floor Spreading.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, No. 35
- Quennell A. M. Tectonics of the Dead Sea Rift. Congr. Geol. Intern., XX sess., Mexico, D. F., 1959.

 Swartz D. H., Arden D. D. Geologic history of the Red Sea Area.—Bull. Amer. Assoc.
- Petrol. Geol., 1960, v. 44, No. 1621.
- Tromp S. W. The age and origin of the Red Sea Graben.—Geol. Mag., 1950, v. 87, No. 385.
- U. S. A. Geol. Surv. Geological maps of Saudi Arabia (scale 1:100000, 1:500000, 1:2000000), 1956-1968.

 Vail J. R., Rex D. C. Tectonic and geochronological Studies in Sudan. Rep. Res. Inst.
- African Geol., Leeds, 1970.
- Vine F. Spreading of the ocean floor: new evidence. Science, 1966, v. 154, No. 1405.
- Whitemann A. G. Formation of the Red Sea depression.—Geol. Mag., 1968, v. 105, No. 3. Willis B. Dead Sea problem: rift valley or ramp valley?.—Bull. Geol. Soc. America, 1928, v. 39, No. 2.

НИЛ Зарубежгеология

Статья поступила 17 января 1973 г.

УДК 551.242.2(261/264).

В. В. ОРЛЕНОК

НЕОМОБИЛИЗМ В СВЕТЕ ДАННЫХ О СТРУКТУРЕ ОСАДКОВ ДНА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Проведен критический анализ сейсмических и других данных о структуре и мощности осадочных отложений, их возрасте, составе и некоторых особенностях распределения на дне Атлантического океана. Показано, что эти данные не могут быть использованы в качестве бесспорного аргумента в пользу гипотезы раздвижения дна. Приводятся доказательства того, что наблюдаемая картина строения осадочного чехла на дне Атлантического океана могла сформироваться в условиях длительного существования глубоководного бассейна, размеры которого во всяком случае не только не уступали современным, но и, возможно, превосходили их.

ВВЕДЕНИЕ

Многие исследователи, изучавшие развитие земной коры Атлантического океана, в своих построениях и выводах опирались главным образом на данные о строении ее консолидированных слоев и геологии побережий. Анализ строения осадочного чехла при таких рассмотрениях почти не проводился. С развитием техники сейсмопрофилирования и особенно после проведения работ по глубоководному бурению внимание к осадочному слою значительно возросло, но тут же было ограничено и всецело подчинено запросам концепции «новой глобальной тектоники» (Collette et al., 1969; Hess, 1962; Le Pichon, 1968; Vine, Matthews, 1963). Вместе с тем полученные в последние годы данные о закономерностях изменения мощности и структуры, а также возраста и состава осадочных отложений в пределах различных зон дают богатый материал для суждения о динамике земной коры в области Атлантического океана в значительно более широком аспекте и на довольно протяженном отрезке геологического времени. Последний охватывает почти весь мезозойско-кайнозойский период (т. е. более 200 млн. лет), о чем свидетельствует триасово-юрский возраст консолидированных осадковконтинентальной окраины и юрский — меловой гомогенных осадков глубоководных котловин и некоторых участков Срединно-Атлантического хребта. Настоящая работа написана с целью показать, что современная картина изменения мощности и структуры, а также возраста и состава осадочных отложений на дне Атлантического океана не может быть использована в качестве бесспорного аргумента в пользу гипотезы раздвижения дна. Напротив, она доказывает обратное, что на протяжении большей части мезозоя — кайнозоя осадконакопление шло в глубоководном бассейне, границы которого не претерпели существенных изменений по сравнению с современными.

мощность осадков

На рис. 1 приведена карта изопахит осадочной толщи Атлантического океана (Орленок, 1971.). Карта построена по данным более чем 1000 сейсмических станций и профилей МОВ и МПВ, отработанных советскими и зарубежными исследователями по 1971 г. включительно.

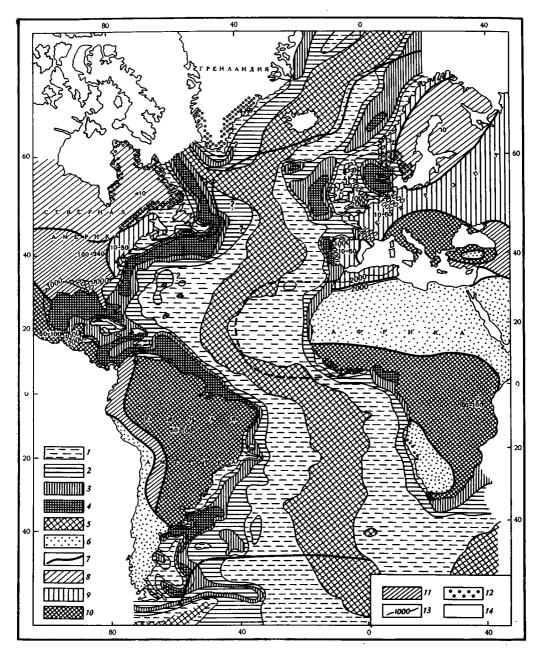


Рис. 1. Карта изопахит осадочной толщи Атлантического океана. (По Орленку, 1971_2 с некоторыми добавлениями). Мощность осадков в км: 1-0-1; 2-1-2; 3-2-3; 4-6олее 3; 5-0-1,5 (переменная); 6- аридные области; 7- граница ледового седиментогенеза; 8-11- площади суши с различным модулем твердого стока: 8-6олее 10 $\tau/\kappa m^2$; 9-10-50 $\tau/\kappa m^2$; 10-50-100 $\tau/\kappa m^2$; 11-100-240 $\tau/\kappa m^2$; 12- выходы пород докембрийских щитов на побережье; 13- изопахиты осадочной толщи на суше

В качестве подошвы осадочного слоя принята поверхность неровного акустического «фундамента», характеризующегося преобладающими значениями скоростей продольных сейсмических волн 4,5—5,5 км/сек.

Как следует из приведенной карты, осадки наибольшей мощности $(3-6\ \kappa m)$ приурочены к основанию материковых склонов по обе стороны океана, а также к участкам подводной окраины материков, сложенных осадочным чехлом палеозойских и мезозойско-кайнозойских платформ. Поистине «геосинклинальную» мощность $(6-15\ \kappa m)$ они имеют в Мексиканском заливе, несколько меньшую $(6-8\ \kappa m)-$ в центральной части Северного и отдельных районов Карибского морей. В восточной части моря Скотия мощность осадков не превышает $2-3\ \kappa m$.

Наименьшую мощность (0—0,5 км) осадочный покров имеет в периферийных, удаленных от суши районах глубоководных котловин и на шельфах докембрийских щитов Гренландии, Лабрадора, Южной Америки и Африки, не содержащих в прибрежной части сколько-нибудь

значительных осадочных накоплений.

На Срединно-Атлантическом хребте осадки имеют прерывистое гнездовое распределение и характеризуются резко переменной мощностью (0—1 км). Аналогичная картина изменения мощности осадков наблюдается на Срединно-Лабрадорском хребте и Срединном поднятии в море Скотия (Ewing et al., 1971; Фролова и др., 1974), протягивающемся из пролива Дрейка в центральные районы котловины.

Анализ данных сотен сейсмических станций и разрезов показывает (Орленок, 1971 2), что скорости в породах, подстилающих осадки различных тектонических зон дна океана, меняются от 4,0 до 7,2 км/сек. Столь обширный интервал изменения скоростей свидетельствует о значительных вариациях состава пород, слагающих ложе осадочного чехла Атлантического океана, и о его существенной гетерогенности.

Строение осадков обычно характеризуется тремя главным сейсмическими слоями — рыхлым (1,5—2,2 км/сек), полуконсолидированным (1,9—2,8 км/сек) и консолидированным (3,0—4,5 км/сек). Внутренняя структура и мощность каждого из этих слоев испытывает значительные изменения в различных районах океана. Однако эти изменения подчинены ряду особенностей, которые обнаруживают тесную связь с процессами геологического развития того или иного региона. Остановимся подробнее на характеристике каждого из этих слоев.

РЫХЛЫЕ (ОКЕАНИЧЕСКИЕ) ОСАДКИ

На фоне сложного геологического строения континентального обрамления Атлантического океана (Белоусов, 1968; Хаин, 1971) рыхлые осадки в области шельфа характеризуются однообразием структуры и незначительной мощностью (0—200 м). В районе материкового подножия они образуют линейно-вытянутый аккумулятивный шлейф, толщина которого составляет 1—1,5 км. По мере удаления от континентов мощность рыхлых осадков постепенно сокращается и в районе абиссальных холмов составляет всего лишь 50—100 м.

По своему строению рыхлые осадки глубоководных котловин отличаются мелкослоистостью, причем поверхности напластования гладкие и независимы от сложного рельефа акустического фундамента. Нижней границей мелкослоистой толщи рыхлых осадков чаще всего является хорошо маркирующийся сейсмический горизонт «А». Кроме мелких неровностей эрозионного и оползневого характера, встречающихся главным образом близ подножия материкового склона и на участках резкого перепада глубин, рыхлые осадки залегают очень спокойно без каких-либо признаков тектонического воздействия. Рыхлые осадки подводных поднятий и Срединно-Атлантического хребта более однородны

и акустически прозрачны. Они здесь имеют преимущественно карбо-

Концентрирование больших масс рыхлого осадочного материала вблизи материковых окраин и сокращение мощности мелкослоистой толщи по мере удаления от них свидетельствует о ее преимущественно терригенном происхождении и широком развитии суспензионных процессов осадконакопления в глубоководных котловинах океана.

Согласно данным бурения (Initial Reports..., 1969—1970) и многочисленным пробам грунта (Funnel, 1970), рыхлые осадки имеют в основном четвертичный — миоценовый возраст. Повсеместное распространение этих отложений указывает на то, что их образование происходило уже в условиях существования современного океана. Поэтому было бы правильнее называть рыхлые осадки «океаническими», тем самым подчеркивая их генетическую сущность (Орленок, 1971 2).

Отмеченные закономерности строения и мощности рыхлых (океанических) осадков, их спокойное залегание на огромных пространствах глубоководных котловин могут быть объяснены неизменным (по крайней мере в течение всего неогена) соотношением площади суши и моря и сохранением взаимного расположения материков, являвшихся главным поставщиком терригенного материала в абиссаль в границах, близ-

ких к современным. Однако этот факт используется сторонниками гипотезы раздвижения земной коры Атлантического океана в качестве одного из основных аргументов, который якобы поддерживает ее (Hess, 1962; Le Pichon, 1968; Isacks et al., 1968; Collette et al., 1969). Согласно этой гипотезе, уменьшение мощности мелкослоистой толщи океанических осадков в направлении к гребневой зоне хребта обусловлено раздвижением дна за счет непрерывного образования молодой базальтовой коры в рифтовой области. Средняя скорость раздвижения полагается равной 2 см/год и «устанавливается» по возрасту линейных магнитных аномалий (Le Pichon, Hayes, 1971; Le Pichon, Fox, 1971).

Если эта концепция верна, то в течение неогена (25 млн. лет), когда происходило формирование слоя осадков, в срединной части океана должен был вследствие раздвижения возникнуть пояс новой коры шириной до 500 км (Vine, Matthews, 1963; Le Pichon, 1968). Следовательно, в гребневой зоне хребта на 250 км по обе стороны от рифта осадочные и коренные породы древнее нижнего неогена должны отсутствовать. Однако в действительности этого не наблюдается. Приведем несколько примеров. Согласно Б. Фаннелу (Funnel, 1970), собравшему и систематизировавшему все известные данные о возрасте осадочных пород в Атлантическом океане, миоценовые отложения широко распространены в гребневой и даже рифтовой зоне хребта. Вместе с тем известны находки и более древних осадочных отложений, например олигоценовых — в рифтовой зоне Исландско-Ян-Майенского хребта, эоценовых — в северном и южном районах Срединно-Атлантического хребта, палеоценовых — в экваториальной области (Cifelli et al., 1968; Conn, Funnel, 1967; Ewing et al., 1966; Saito et al., 1966). Приведенные данные не могут быть объяснены с позиции гипотезы раздвижения дна. Наоборот, они совершенно определенно показывают, что границы Атлантического седиментационного бассейна в ходе накопления океанических осадков не изменялись в течение всей кайнозойской эры и что Срединно-Атлантический хребет занимал в этом бассейне то же место и имел такие же размеры, что и в настоящее время.

ПОЛУКОНСОЛИДИРОВАННЫЕ ОСАДКИ

Полуконсолидированные осадки нередко подстилают океанические, однако их распространение более ограничено (Орленок, 1971, 2). Они отсутствуют или имеют незначительную мощность на шельфах докембрийских щитов, в зоне абиссальных холмов, на некоторых подводных поднятиях. Мало их обнаружено и на Срединно-Атлантическом хребте.

Экзарационный характер поверхности сохранившихся полуконсолидированных отложений на некоторых участках гляциальных шельфов Северной Атлантики свидетельствует о том, что часть осадочного

материала была здесь эродирована ледниками. В других местах материковой окраины сокращение мощности полуконсолидированных осадков может быть связано с эвстатическими колебаниями ее поверхности.

Отсутствие полуконсолидированных осадков в зоне абиссальных холмов, на большей части Срединно-Атлантического хребта и отдельных подводных поднятий объясняется медленным, преимущественно пелагическим характером осадконакопления и возможным захоронением их постмиоценовыми лавами.

В целом мощность полуконсолидированных осадков, так же как и океанических, уменьшается по мере удаления от континентов. Однако их акустическая структура более однородна. Внутри полуконсолидированных осадков регистрируется обы-

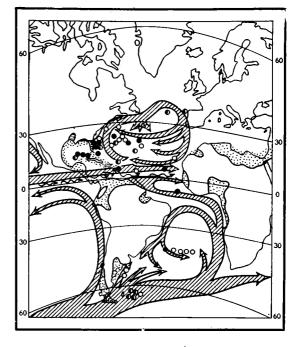


Рис. 2. Две области кремнистого осадконакопления в эоцене и характер поверхностной и глубинной циркуляции вод для того же времени (по Рамсею, 1971)

чно значительно меньше отражающих границ, чем в океанических. Поверхности напластования залегают параллельно поверхности дна и резко несогласно по отношению к неровному рельефу подстилающего акустического фундамента.

Таким образом, отмечаемое уменьшение мощности полуконсолидированных отложений при удалении от континентов, выровненный характер промежуточных отражающих границ и независимость их конфигурации от рельефа «фундамента» указывают на то, что и на доверхнемеловом этапе геологической истории (т. е. до образования горизонта «А») континенты оставались главным поставщиком терригенного осадочного материала. Однако наряду с нормальной аккумуляцией большая роль принадлежала также процессам придонной циркуляции и горизонтального выравнивания выпадающего материала (Орленок, 1971₂). Это способствовало перемещению осадков от континентов отдаленные районы абиссали. Именно эти процессы привели не к облеканию, а к нивелировке неровностей подстилающего «фундамента». Исключение составляют районы абиссальных холмов, куда, очевидно, «не хватило» терригенного материала и где пелагические красные глины как бы драпируют холмистые неровности нижележащего акустического фундамента.

Во многих котловинах Северной и Южной Атлантики кровля полуконсолидированных осадков, как уже отмечалось, идентифицируется с сильным отражающим горизонтом «А». Драгированием в районах, где и акустически прозрачны. Они здесь имеют преимущественно карбонатный состав.

Концентрирование больших масс рыхлого осадочного материала вблизи материковых окраин и сокращение мощности мелкослоистой толщи по мере удаления от них свидетельствует о ее преимущественно терригенном происхождении и широком развитии суспензионных процессов осадконакопления в глубоководных котловинах океана.

Согласно данным бурения (Initial Reports..., 1969—1970) и многочисленным пробам грунта (Funnel, 1970), рыхлые осадки имеют в основном четвертичный — миоценовый возраст. Повсеместное распространение этих отложений указывает на то, что их образование происходило уже в условиях существования современного океана. Поэтому было бы правильнее называть рыхлые осадки «океаническими», тем самым подчеркивая их генетическую сущность (Орленок, 1971 2).

Отмеченные закономерности строения и мощности рыхлых (океанических) осадков, их спокойное залегание на огромных пространствах глубоководных котловин могут быть объяснены неизменным (по крайней мере в течение всего неогена) соотношением площади суши и моря и сохранением взаимного расположения материков, являвшихся главным поставщиком терригенного материала в абиссаль в границах, близ-

ких к современным.

Однако этот факт используется сторонниками гипотезы раздвижения земной коры Атлантического океана в качестве одного из основных аргументов, который якобы поддерживает ее (Hess, 1962; Le Pichon, 1968; Isacks et al., 1968; Collette et al., 1969). Согласно этой гипотезе, уменьшение мощности мелкослоистой толщи океанических осадков в направлении к гребневой зоне хребта обусловлено раздвижением дна за счет непрерывного образования молодой базальтовой коры в рифтовой области. Средняя скорость раздвижения полагается равной 2 см/год и «устанавливается» по возрасту линейных магнитных аномалий (Le Pichon, Hayes, 1971; Le Pichon, Fox, 1971).

Если эта концепция верна, то в течение неогена (25 млн. лет), когда происходило формирование слоя осадков, в срединной части океана должен был вследствие раздвижения возникнуть пояс новой коры шириной до 500 км (Vine, Matthews, 1963; Le Pichon, 1968). Следовательно, в гребневой зоне хребта на 250 км по обе стороны от рифта осадочные и коренные породы древнее нижнего неогена должны отсутствовать. Однако в действительности этого не наблюдается. Приведем несколько примеров. Согласно Б. Фаннелу (Funnel, 1970), собравшему и систематизировавшему все известные данные о возрасте осадочных пород в Атлантическом океане, миоценовые отложения широко распространены в гребневой и даже рифтовой зоне хребта. Вместе с тем известны находки и более древних осадочных отложений, например олигоценовых — в рифтовой зоне Исландско-Ян-Майенского хребта, эоценовых — в северном и южном районах Срединно-Атлантического хребта, палеоценовых — в экваториальной области (Cifelli et al., 1968; Conn, Funnel, 1967; Ewing et al., 1966; Saito et al., 1966). Приведенные данные не могут быть объяснены с позиции гипотезы раздвижения дна. Наоборот, они совершенно определенно показывают, что границы Атлантического седиментационного бассейна в ходе накопления океанических осадков не изменялись в течение всей кайнозойской эры и что Срединно-Атлантический хребет занимал в этом бассейне то же место и имел такие же размеры, что и в настоящее время.

ПОЛУКОНСОЛИДИРОВАННЫЕ ОСАДКИ

Полуконсолидированные осадки нередко подстилают океанические, однако их распространение более ограничено (Орленок, 1971, 2). Они отсутствуют или имеют незначительную мощность на шельфах докемб-

рийских щитов, в зоне абиссальных холмов, на некоторых подводных поднятиях. Мало их обнаружено и на Срединно-Атлантическом хребте.

Экзарационный характер поверхности сохранившихся полуконсолидированных отложений на некоторых участках гляциальных шельфов Северной Атлантики свидетельствует о том, что часть осадочного

материала была здесь эродирована ледниками. В других местах материковой окраины сокращение мощности полуконсолидированных осадков может быть связано с эвстатическими колебаниями ее поверхности.

Отсутствие полуконсолидированных осадков в зоне абиссальных холмов, на большей части Срединно-Атлантического хребта и отдельных подводных поднятий объясняется медленным, преимущественно пелагическим характером осадконакопления и возможным захоронением их постмиоценовыми лавами.

В целом мощность полуконсолидированных осадков, так же как и океанических, уменьшается по мере удаления от континентов. Однако их акустическая структура более однородна. Внутри полуконсолидированных осадков регистрируется обы-

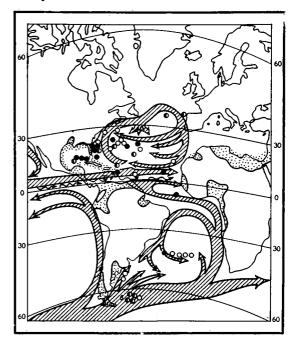


Рис. 2. Две области кремнистого осадконакопления в эоцене и характер поверхностной и глубинной циркуляции вод для того же времени (по Рамсею, 1971)

чно значительно меньше отражающих границ, чем в океанических. Поверхности напластования залегают параллельно поверхности дна и резко несогласно по отношению к неровному рельефу подстилающего акустического фундамента.

Таким образом, отмечаемое уменьшение мощности полуконсолидированных отложений при удалении от континентов, выровненный характер промежуточных отражающих границ и независимость их конфигурации от рельефа «фундамента» указывают на то, что и на доверхнемеловом этапе геологической истории (т. е. до образования горизонта «А») континенты оставались главным поставщиком терригенного осадочного материала. Однако наряду с нормальной аккумуляцией большая роль принадлежала также процессам придонной циркуляции и горизонтального выравнивания выпадающего материала (Орленок, 1971₂). Это способствовало перемещению осадков от континентов в отдаленные районы абиссали. Именно эти процессы привели не к облеканию, а к нивелировке неровностей подстилающего «фундамента». Исключение составляют районы абиссальных холмов, куда, очевидно, «не хватило» терригенного материала и где пелагические красные глины как бы драпируют холмистые неровности нижележащего акустического фундамента.

Во многих котловинах Северной и Южной Атлантики кровля полуконсолидированных осадков, как уже отмечалось, идентифицируется с сильным отражающим горизонтом «А». Драгированием в районах, где этот горизонт выходит на поверхность дна, а также бурением (Ewing et al., 1966_{1.2}; Initial Reports..., 1969—1970) было установлено, что в Южной и Приэкваториальной Атлантике он соответствует поверхности слоя биогенных кремнистых илов среднеэоценового возраста. В других районах океана породы, слагающие этот горизонт, имеют верхнемеловой возраст (Ewing et al., 1966₁).

Существование в эоцене экваториальной зоны кремнистого осадконакопления, установленной по 11 глубоководным скважинам н/и судна «Гломар Челленджер» (Ramsay, 1971) и непрерывно протягивающейся от Карибского моря и Мексиканского залива до Северной Африки (рис. 2), является еще одним доказательством неизменности положения материков на протяжении последних 50 млн. лет. В противном случае, т. е. если бы раздвижение коры имело место, в центральной области океана шириной до 1000 км наблюдался бы перерыв кремнистого осадконакопления. Однако, как показал А. Рамсей (1971), этого на самом деле не происходит.

Обнаружение рядом скважин на нижних и средних склонах Срединно-Атлантического хребта верхнемеловых полуконсолидированных осадков (маастрихт, кампан) еще более сужает область возможного раздвижения коры на протяжении последних 80 млн. лет, ограничивая ее, вероятно, лишь современной рифтовой зоной.

Преимущественно карбонатный состав верхнемеловых — третичных осадочных пород хребта свидетельствует о том, что поверхность седиментации находилась выше глубины растворения карбонатов, т. е. 4000 м. Следовательно, структура хребта существовала уже в конце мезозоя. Одновременно в окрестности нижних флангов хребта — в зоне абиссальных холмов происходило накопление пелагических красных глин (Initial Reports..., 1969—1970), т. е. эта область, как и в настоящее время, находилась ниже глубины растворения карбонатов.

Горизонт «А» обычно прослеживается до зоны абиссальных холмов (Ewing et al., 1966₁; Collette et al., 1969). Дальше мелкослоистая толща не простирается. По-видимому, эту зону можно рассматривать как ту часть океанического дна, куда турбидитные потоки еще не доходят. Это согласуется с неизменностью седиментационной обстановки в зоне абиссальных холмов океана, приведшей к накоплению здесь маломощного слоя красных глин, характеризующегося высокой акустической од-

нородностью и прозрачностью.

Тем не менее ряд исследователей (Hess, 1962; Collette et al., 1969, и др.) объясняет постепенное пропадание горизонта «А» при подходе к хребту раздвижением земной коры. С этим можно было бы согласиться, если бы пелагические красные глины были моложе миоцена. Однако указанные отложения характеризуются таким же возрастом, как и горизонт «А», т. е. верхнемеловым (Ewing et al., 1966, 1, 2; Initial Reports..., 1969—1970). Таким образом, исчезновение вблизи хребта горизонта «А» объясняется выклиниванием мелкослоистой толщи океанических осадков и выходом этого горизонта на поверхность дна и поэтому никак не связано с раздвижением земной коры. Отмеченные особенности изменения мощности, структуры и возраста полуконсолидированных осадков, а также данные о спокойном, горизонтальном залегании всех внутриосадочных слоев как в глубоководных котловинах, так и в поперечных разломах и межгорных впадинах Срединно-Атлантического хребта, не только подтверждают сделанное выше заключение о невозможности дрейфа континентов в кайнозое, но и позволяют расширить этот вывод и на более ранний период геологической истории океана, включая верхний мезозой.

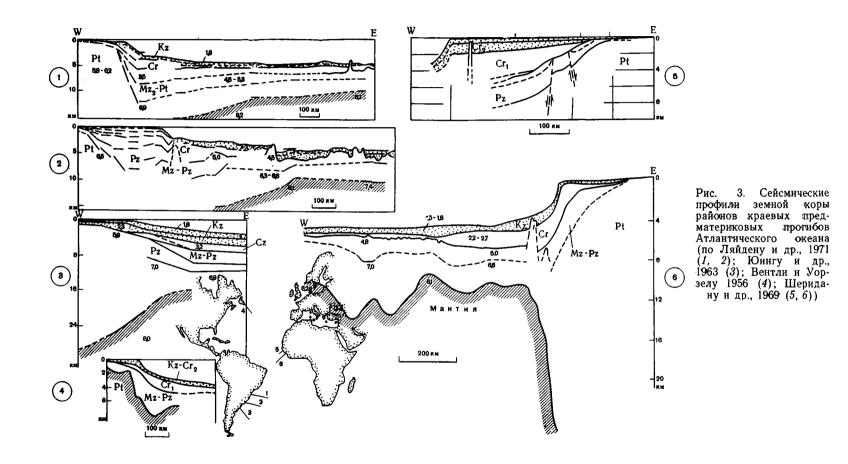
КОНСОЛИДИРОВАННЫЕ ОСАДКИ

Мезозойская и более ранняя история осадконакопления Атлантического океана документирована значительно хуже (вернее, менее систематично), чем кайнозойская. Это отчасти обусловлено более ограниченным распространением консолидированных отложений и их значительной глубиной залегания. Консолидированные осадки локализованы главным образом в триасовых впадинах материкового фундамента или слагают нижний структурный ярус осадочного чехла прибрежных континентальных равнин. Узкая полоса этих отложений встречена вдоль всей подводной окраины материков. Нередко они составляют здесь ²/₅ общей мощности осадков, выполняя совместно с полуконсолидированными и океаническими отложениями пологие и глубокие предматериковые прогибы (Орленок, 1971 1). В структурном плане эти прогибы обычно приурочены к области сокращения мощности «гранитного» слоя материкового фундамента (рис. 3).

По данным бурения и драгирования на шельфе, материковом склоне и подножии, консолидированные осадки имеют нижнемеловой триасово-юрский возраст. Однако значительную часть низов консолидированного разреза слагают осадочные отложения палеозойского возраcra (Bunce et al., 1971; Emery et al., 1970; Ewing et al., 1971; Initial Reports..., 1969-1970; Keen et al., 1966; Leyden et al., 1971; Ludwig et al., 1968 1, 2; McMaster et al., 1968; Murray, 1961; Sheridan et al., 1969). Их мощность достигает 4—6 км. Изучение осадочного разреза материковой окраины Атлантического океана показывает (рис. 3), что прогибы выполнены преимущественно верхнепалеозойскими породами. Послеюрские прогибы были уже слабо выражены в рельефе дна и почти скомпенсированы осадками. Верхнемеловые — четвертичные осадки формируют главным образом современный аккумулятивный шлейф материковой окраины Атлантического океана. Из приведенного следует важный вывод, что заложение предматериковых прогибов по периферии Атлантического океана произошло, по всей вероятности, в палеозое. При этом наибольшей глубины прогибания они достигли вдоль окраины эпипалеозойских платформ, где к настоящему времени накопилось до 8—12 км

Вдоль окраин докембрийских щитов мощность осадков, в том числе и палеозойских, не превышает 4—6 км. Тем не менее и те и другие прогибы полностью заполнены осадками и, судя по сейсмической стабильности дна, являются изостатически скомпенсированными областями.

Анализ многочисленных сейсмических профилей показывает (Орленок, 1971 2), что молодые осадки материковой окраины, залегающие выше горизонта «А», чаще всего дислоцированы и перемяты (рис. 3). Характер деформаций не оставляет сомнения относительно их природы. Это, как правило, либо результат оползания осадков по склону, либо следствие внедрения вулканических образований (даек, силлов и т. п.) в вышележащую осадочную толщу. В прибрежных районах континентов верхнемезозойские и кайнозойские осадочные слои залегают спокойно, за исключением участков, примыкающих к зоне альпийской складчатости, где они дислоцированы (Белоусов, 1968; Хаин, 1971). В то же время палеозойские осадочные породы побережья повсеместно перемяты в складки и прорваны интрузиями основных и кислых пород. Резким контрастом этому является моноклинальное залегание палеозойских осадков в предматериковых прогибах, выявляемое по данным преломленных волн. Создается впечатление, что процесс выполаживания слоев (затухание амплитуды складчатости) происходит одновременно с сокращением мощности гранитно-метаморфического материкового фундамента. Опускание краев континентов, сопровождавшееся интенсивным вулканизмом (Emery et al., 1970) и накоплением мощных осадочных



толщ (Орленок, 1971_{1,2}), свидетельствует о том, что предматериковые прогибы явились, по всей вероятности, эвгеосинклиналями, расположенными по фронту палеозойского складчатого пояса (каледонского, герцинского). Это нашло свое отражение в постепенном сокращении мощности в том же направлении гранитно-метаморфического слоя.

Сохранение палеозойских осадков на дне предматериковых прогибов свидетельствует о том, что края литосферных плит Атлантического океана не испытали погружения и ассимиляции в мантии. Более того, если судить по соотношению мощности палеозойских и мезозойских — современных отложений, то амплитуда прогибания континентальной окраины за период с палеозоя до юры (предполагаемого начала раскрытия Атлантики) составила 4—8 км, а с юры и доныне — не более 1—2 км. Столь слабая реакция земной коры переходной области океана в сравнении с предполагаемыми масштабами раздвижения (3—6 тыс. км) представляется необъяснимой с позиции геодинамики. Тем более, что расширению дна Атлантики в соответствии с концепцией «новой глобальной тектоники» (Isacks et al., 1968) противостоит расширение литосферных плит Тихого и Индийского океанов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные о характере изменения мощности и структуры океанических, полуконсолидированных и консолидированных осадочных слоев подводят нас к выводу о глубокой специфичности процессов осадконакопления в области Атлантического океана и их тесной связи с его современными границами и глубиной.

Приуроченность консолидированных осадков к периферии океана и главным образом к зоне предматериковых прогибов не случайна и, по всей вероятности, отражает начальный (палеозойский) этап осадконакопления, возможно, связанный с поясом каледонского орогенеза, расположенным вдоль окраин некоторых материков вокруг Атлантического океана. Полуконсолидированные осадки имеют более широкое распространение и покрывают дно большей части глубоководных котловин. Однородность строения, сравнительно небольшие и плавные изменения мощности при удалении от континентов, а также выровненность внутриосадочных границ характеризуют процессы нормального (пелагического) осадконакопления, начавшегося, вероятно, одновременно с заложением каледонских предматериковых прогибов и длившегося до середины мезозоя, т. е. до стабилизации и заполнения прогибов.

Рыхлые (океанические) осадки, за исключением районов Срединно-Атлантического хребта, крутых склонов материковой окраины и отдельных подводных гор, непрерывным чехлом покрывают дно океана. Мелкослоистая структура, закономерное сокращение мощности при удалении от континентов, сопровождающееся выклиниванием в том же направлении отдельных слоев, выровненный характер промежуточных границ указывают на турбидитный характер этих отложений и свидетельствуют об огромной роли гидродинамических процессов в ходе переноса и переотложения терригенного осадочного материала на посленижнемеловом этапе седиментации. К этому же периоду, по-видимому, следует отнести образование абиссальных равнин Атлантики.

Все вышесказанное позволяет сделать вывод, что сравнительно небольшая мощность осадков в глубоководных котловинах по обе стороны от Срединно-Атлантического хребта объясняется не раздвижением литосферных плит океана, а медленными темпами седиментации, длительное время (400—450 млн. лет) носивших преимущественно пелагический характер. Этому не противоречат данные бурения судна «Гломар Чел-

ленджер», согласно которым верхнеюрские — нижнемеловые отложения глубоководных котловин представлены продуктами нормальной седиментации — карбонатами и пелагическими красными глинами (Initial Reports.... 1969—1970). Позднемеловые третичные осадки повсеместно, за исключением подводных поднятий, характеризуются высоким содержанием терригенного материала и свидетельствуют о широком развитии процессов суспензионного осадконакопления (Initial Reports..., 1969—1970).

Как следует из карты изопахит (рис. 1), сколько-нибудь заметной связи между изменениями мощности осадков и интенсивностью денудации на прилегающих континентах нет. Независимо от объема поступающего с суши материала и характера климатической зональности осадки наибольшей мощности достигают в зоне предматериковых прогибов и повсеместно утоняются с удалением в абиссаль. Этот факт еще раз подчеркивает ведущую роль тектоники и гидродинамики в процессах осадконакопления, что проявляется прежде всего в нивелировке значительных различий денудационного и климатического плана приконтинентали при переходе в глубоководные области открытого океана. Если же, следуя концепции «новой глобальной тектоники», допустить существование узкой пра-Атлантики в обрамлении последовательносменяющихся в субмеридиональном направлении тектонических и климатических зон (сходными на соответствующих широтных направлениях), то режим этих зон будет полностью определять особенности седиментации в таком бассейне. При расширении последнего характерные черты многоплановости зон должны были бы сохраниться (унаследоваться) в современном облике и структуре осадочного чехла по обе стороны океана. Однако достаточно сравнить мощные осадочные толщи в поперечных депрессиях Южной Америки (8-10 км) и Аргентинской котловине (2-4 км) с маломощным осадочным чехлом Капской котловины (1 км) и отсутствием подобных депрессий на материковой окраине Южной Африки; мощные осадочные накопления в прогибах Северной Америки (8—12 км) с менее мощными (4—6 км) вдоль материковой окраины Северной Африки, чтобы убедиться в отсутствии такой унаследованности.

Таким образом, наблюдаемая картина строения осадочного чехла на дне Атлантического океана могла сформироваться в условиях длительного существования глубоководного бассейна, размеры которого во всяком случае не только не уступали современным, но и, возможно, превосходили их. Это согласуется с геологическими данными о том, что установление современной атмосферной циркуляции, а вместе с ней и географических различий аридного, ледового и гумидного седиментогенеза в области Атлантического океана произошло в конце триаса (Страхов, 1963). В течение последующего периода сложившиеся границы седиментационно-климатических зон испытывали лишь незначительные изменения. «Это значит, — пишет Н. М. Страхов, — что характер атмосферной циркуляции в течение последних 250 млн. лет был весьма близок к современной». С другой стороны, своеобразная картина атмосферной циркуляции в области Атлантического океана обусловлена различными соотношениями площади суши и моря севернее и южнее экватора. Из этого следует, что наблюдаемые ныне очертания и границы Атлантического седиментационного бассейна существовали на протяжении всей мезозойской и кайнозойской эр.

Литература

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968. Орленок В. В. Результаты сейсмических исследований строения и мощности осадочной толици Атлантического океана. Автореферат канд. дис. МГУ, 1971₁.

Орленок В. В. Строение и мощность осадков Атлантического океана по сейсмическим данным. Океанолог. исследования, № 21. М., «Наука», 1971₂.

Хаин В. Е. Место процессов океанообразования в тектонической эволюции Земли. В кн.: История Мирового океана, «Наука», М., 1971.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолиздат, 1963.

Фролова Т. И., Рудник Г. Б., Орленок В. В. Основные черты строения и эволюции Южных Антил и моря Скотиа. -- Геотектоника, 1974, № 3.

Bunce E. T., Emery K. O., Gerard R. P. et al. Ocean drilling on the continental margin.—Science, 1965, v. 1, No. 50.

Bunce E. T., Phillips J. D., Chase R. L., Bowin C. O. 1971. The Lesser Antilles are and

the eastern margin of the Carribbean Sea .- The Sea 1971, v. 4, pt 2.

Cann I. P., Funnell B. M. Palmer Ridge: a section through the upper part of the ocean crust? - Nature, 1967, No. 213.

Cifelli R., Blow W. H., Melson W. G. Paleogene Sediments from a Fracture Zone of the Mid-Atlantic Ridge.— Marine Res., 1968, v. 26, No. 2.

Collette B. J., Lagaay R., Truchan M. Sediment distribution in the oceans: The Atlantic between 10° and 19° N.— Marine Geol., 1969, v. 7, No. 4.

Emery K. O., Uchupi E., Phillips I., Bowin C., Bunce E., Khott S. Continental Rise of Eastern North America.—Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bul., 1970, v. 54, No. 1.

Ewing I., Worzel I., Ewing M., Windisch C. Ages of horizont A and the oldest Atlantic sediments.—Science, 1966, No. 154.

Ewing M., Le Pichon X., Ewing J. Crustal structure of the Mid-ocean ridges, 4. Sediment distribution in the South Atlantic ocean and the Cenozoic history of the Mid-Atlantic Ridge. Geophys. Res., 1966, v. 71, No. 6.

Ewing I., Ludwig W., Ewing M., Eittreim S. Structure of the Scotia Sea and Falkland

Plateau.— Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 29.

Funnel B. M. The occurence of pre-quatirary microfossils in the oceans. Cambridge, 1973.

Hayes D., Ewing M. North Brazilian Ridge and Adjacent Continental Margin.— Amer.

Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1973, v. 54, No. 11.

Hess H. History of ocean basins, in Petrologic studies — a volume in honor of A. F. Buddington. Geol. Soc. Amer., 1962.

Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. National Science Foundation. National Ocean Sediment Ciring Program. Washington, 1969, v. 1, 1970, v. 2, 3, 4.

Isacks B. J., Oliver I. R., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics - Geophys. Res., 1968, v. 73.

Keen C., Loncarevic B. Crustal structure on the eastern seaboard of Canada. — Farth

Sci., 1966, v. 3, No. 1.

Leyden R., Ludwig W., Ewing M. Structure of continental margin of Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil.- Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1971, v. 55,. No. 12.

Le Pichon X. Seafloor spreading and continental drift.—Geophys. Res., 1968, v. 73, No. 12.

Le Pichon X., Hayes D. Marginal offsets, Fracture Zones, and the Early Opening of the South Atlantic.—Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 26.

Le Pichon X., Fox P. Marginal Offsets, Fracture Zones, and the Early Opening of the North Atlantic.— Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 26.

Ludwig W., Nafe J., Simpson E., Sacs S. Refraction measurement on the Southeast

African continental margin.— Geophys. Res., 1968₁, v. 73, No. 12.

Ludwig W., Ewing I., Ewing M. Structure of Argentine continental marginul.— Amer.

Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1968₂, v. 52, No. 12.

McMaster R., Lachance T. Seismic reflectivity studies on Northwestern African continental shelf: Strait of Gibraltar to Mauritania.—Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1968, v. 52, No. 12.

Murray G. E. Geology of the Atlantic and Gulf Coast Province of North America. New-York, 1961.

Ramsay A. T. Occurence of Biogenic Siliceous Sediments in the Atlantic Ocean.—Nature, 1971, v. 233, No. 5315.
Saito T., Ewing M., Burcle L. Tertiary sediments from the Mid-Atlantic Ridge.—Scien-

ce, 1966, No. 151.

Sheridan R. E., Houtz R. E., Drake C. L., Ewing M. Structure of Continental Margin of Sierra Leone, West Africa.—Geophys. Res., 1969, v. 74, No. 10. Vine F., Matthews D. Magnetic anomalies over oceanic ridge.—Nature, 1963, v. 199,

No. 4897.

Атлантическое отделение Института океанологии АН СССР Калининградский государственный университет

Статья поступила 18 декабря 1973 г.

УДК 551.242.2+551.243(261/264)

В. М. ЛИТВИН

О РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКЕ ДНА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Составлена карта разломов дна Атлантического океана. Описаны особенности строения продольных и поперечных разломов Срединно-Атлантического хребта и островных дуг, краевых разломов материковых окраин, обрамляющих разломов океанических поднятий. Ориентировка разломов на дне океана в общем совпадает с планетарной сеткой широтных, меридиональных и диагональных разломов, причем первые являются определяющими, а остальные имеют подчиненное значение.

Земная кора, как известно, имеет слоисто-блоковое строение, и в ее формировании большую роль играют разломы. Они контролируют расположение и простирание других тектонических структур, по ним происходят взаимные перемещения этих структур как горизонтальные, так и вертикальные. Закономерности распространения и ориентировки разломов материковой коры изучены в настоящее время достаточно хорошо (Пейве, 1960; Хаин, 1971; Чебаненко, 1963). Выявлены системы разломов меридионального, широтного и диагонального (северо-западного и северо-восточного) простирания, образование которых вызвано напряжениями в земной коре, связанными с ротационными силами и подкоровыми процессами.

Большой размах геолого-геофизических исследований дна океанов в последние два десятилетия и обобщение полученных результатов привели к обнаружению систем разломов, рассекающих океаническую земную кору. Особенно значительным достижением является открытие многочисленных поперечных (трансформных) разломов срединно-океанических хребтов, играющих важную роль в формировании структуры дна океанов (Menard, Chase, 1970).

Нами были собраны и проанализированы материалы о разломах Атлантического океана. Использованы картографические источники, такие, как составленная в Институте океанологии АН СССР карта «Атлантический океан» м-ба 1:10.000 000 (1971), геоморфологические и тектонические карты физико-географического Атласа Мира (1964), физиографические карты американских исследователей (Heezen, Tharp, 1961, 1968). Использованы также многочисленные литературные источники, в частности, работы Ван-Андела, Вильсона, Краузе, Ле Пишона, Сайкса, Хизена и др., посвященные разломам Атлантического океана (Fleming et al., 1970; Francheteau, Le Pichon, 1972; Fox et al., 1969; Heezen et al., 1964; Holtedahl, 1959; Krause, 1965; Le Pichon and Fox, 1971; Le Pichon and Hayes, 1971; Sheridan et al., 1969; Sykes et al., 1970; Van Andel, Heath, 1970; Van Andel et al., 1971; Wilson, 1970). Наконец, привлечены материалы исследований дна океана, выполненных НИС «Академик Курчатов» (при участии автора) в 1967—1973 гг. и на других судах. В итоге составлена карта разломов Атлантического океана (рисунок).

На карте нанесены относильно крупные (субпланетарные и региональные) разломы, которые выявлялись по ряду признаков: геоморфологическим, геофизическим, геологическим. К геоморфологическим при-

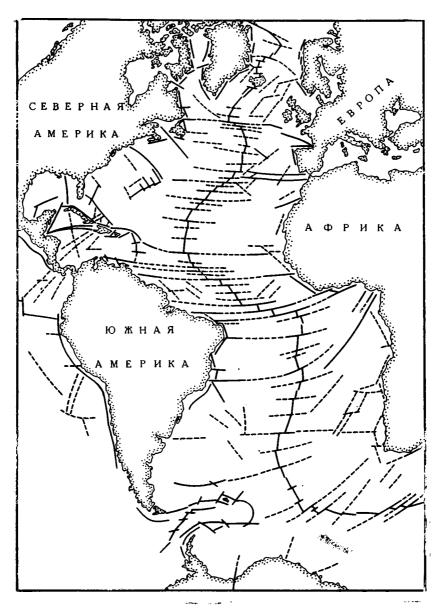


Схема разломов на дне Атлантического океана

знакам отнесено наличие линейно-вытянутых крутых уступов, узких и глубоких желобов, зон дробления подводного рельефа. Учитывая довольно хорошую изученность рельефа дна Атлантического океана (Ильин, 1971; Литвин, 1968; Литвин и др.; 1972; Heezen et al., 1959), следует отметить, что эти признаки дали наибольший материал для составления карты разломов.

Вторую группу признаков составляют геофизические данные о строении земной коры, наличии зон смещений и разрывов в отдельных слоях коры, зон характерных магнитных и гравитационных аномалий, проявлений сейсмичности. Хотя в целом геофизическая изученность дна океана ниже, чем геоморфологическая, во многих случаях именно указанные признаки позволяют выявить разломы, которые по геоморфологическим данным либо не прослеживаются, либо прослеживаются неуверенно (Barker, 1970; Krause, 1965; Sheridan et al., 1969; Sykes et al., 1970).

И наконец, третью группу составляют геологические признаки, такие, как простирание известных разломов суши в пределы прилегающих участков дна океана, наличие на дне океана цепей подводных вулканических гор (или вулканических островов), зон гипербазитовых внедрений, выходов милонитизированных и брекчиевидных пород. Таких данных, правда, собрано в Атлантическом океане пока меньше, чем геоморфологических и геофизических, но в некоторых случаях они являются решающими для выявления разломов (Белоусов, 1968; Григорьев, 1969; Хаин, 1971; Чехович, 1965; Francheteau, Le Pichon, 1972).

Необходимо отметить, что в целом изученность дна океана еще недостаточна для выделения различных типов разломов и их классификации, поэтому они все показаны на приведенной карте единым знаком. Наиболее уверенно выделяются разломы по сочетанию нескольких признаков: они показаны сплошными линиями. Предполагаемые разломы, выделяемые обычно только по геоморфологическим данным, показаны прерывистыми линиями.

Как видно на карте, в зоне Срединно-Атлантического хребта четко прослеживаются две системы разломов: продольные осевые (рифтовые) и поперечные трансформные. Первые фиксируются морфологически по узким и глубоким рифтовым долинам, рассекающим сводовое поднятие хребта вдоль его оси. К ним приурочены резко выраженные магнитные и гравитационные аномалии, повышенный тепловой поток, высокая сейсмичность и проявления молодого вулканизма (Ильин, 1971; Литвин и др., 1972; Нееzen et al., 1959; Sykes et al., 1970). Работы на геофизических полигонах на НИС «Академик Курчатов» показали, что сейсмичность рифтовых долин в десятки раз превышает сейсмичность соседних рифтовых гряд, что свидетельствует о продолжающихся в настоящее время тектонических движениях именно по осевым рифтовым разломам. Расчеты напряжений в очагах землетрясений указывают, что здесь действуют растягивающие усилия, направленные перпендикулярно к оси хребта (Sykes et al., 1970).

Поперечные разломы Срединно-Атлантического хребта в пределах рифтовой зоны морфологически выражены глубокими желобами, по которым обычно наблюдается смещение в ту или иную сторону соседних рифтовых структур и присущих им аномальных геофизических полей, что указывает на наличие тектонического сдвига (Литвин и др., 1972; Fleming et al., 1970; Fox et al., 1969; Heezen et al., 1968 (Heezen et al., 1969; Krause, 1965; Van Andel et al., 1971). Здесь также отмечается высокая сейсмичность, свидетельствующая о современной тектонической активности. На склонах поперечных желобов и примыкающих к ним участков рифтовых долин часто наблюдаются выходы гипербазитов, возраст которых, как правило, значительно древнее, чем возраст океанических базальтов, слагающих основную массу пород хребта (Bonatti, 1971; Initial Reports, 1969—1973). В обе стороны от рифтовой зоны в пределах флангов Срединно-Атлантического хребта поперечные желоба не распространяются, а поперечные разломы прослеживаются здесь в виде серии уступов, неглубоких ложбин или зон дробления подводного рельефа, к которым обычно приурочены более или менее четко выраженные магнитные аномалии. Эти участки поперечных разломов являются практически асейсмичными. Очевидно, указанные выше факты свидетельствуют, что поперечные разломы, рассекающие Срединно-Атлантический хребет, имеют значительно более древнее заложение, чем рифтовые зоны и осевые рифтовые разломы. Последние, судя по возрасту базальтов и перекрывающих их осадков (Cifelli et al., 1968; Initial Reports, 1969—1973), возникли в неоген-четвертичное время. т. е. на новейшем тектоническом этапе.

На океаническом ложе (дне океанических котловин) разломы выявляются либо вдоль цепей подводных вулканических гор или вулканиче-

«ских островов, либо вдоль крупных линейных уступов, окаймляющих глыбовые хребты или платообразные поднятия. К первым относятся: разлом вдоль Новоанглийской цепи подводных гор в Северо-Американской котловине (Heezen et al., 1959); система Восточно-Азорских разломов, проходящая вдоль гор Жозефин, Горриндж, Ампер и др. (Кгаиse, 1965); подводное продолжение Камерунского разлома, проходящее через вулканические острова Фернандо-По, Принсипе, Сан-Томе и Аннобон, через цепь подводных гор вплоть до о. Святой Елены; серия широтных разломов вдоль цепей подводных гор к востоку от побережья Бразилии и другие разломы. Ко вторым следует относить серию диагональных разломов по юго-восточной окраине Бермудского плато (Нееzen et al., 1959); разломы, ограничивающие Китовый хребет, поднятия Сьерра-Леоне, Демерера, Риу-Гранди, Роколлское. Последние выделяются в основном по геоморфологическим данным, но в некоторых случаях их наличие подтверждается геофизическими и геологическими данными, особенно материалами сейсмопрофилирования, активно развивающимся в последние годы. Учитывая триасово-меловой (реже палеогеновый) возраст осадочных отложений, залегающих на этих морфоструктурах (Ewing et al., 1966; Hayes and Ewing, 1968; Initial Reports, 1969—1973; Sheridan et al., 1969), следует полагать, что ограничивающие их разломы были заложены не ранее позднего мела или палеогена. Естественно, что на разных структурах возраст разломов может быть различен. С другой стороны, разломы, прослеживающиеся по цепям подводных вулканов, имеют, по-видимому, значительно более древнее заложение (Григорьев, 1969), так как вулканы могли образоваться в ослабленных зонах земной коры вдоль уже существовавших разломов.

Вдоль материковых окраин и островных дуг Атлантического океана прослеживаются системы разломов, так или иначе связанных со структурами материков и их подводных продолжений. Крутые уступы материкового склона, обрамляющие районы выхода к побережьям древних щитов или омоложенных горных массивов, несомненно, образованы по линиям разрывных нарушений, представляя собой крупные сбросы или системы сбросов. Это подтверждается данными сейсмопрофилирования и других геофизических исследований, выполненных в настоящее время в ряде районов материковых окраин Южной Америки и Африки (Francheteau, Le Pichon, 1972; Hayes, Ewing, 1968; Monteiro, 1971; Sheridan et al., 1969; Templeton, 1971). Такие краевые разломы сформировались там, где были резко выраженные дифференцированные тектонические движения — поднятие суши и прогибание прилегающих участков дна океана с образованием предматериковых прогибов. Возраст указанных краевых разломов может быть различным, но преимущественно позднемеловой — палеогеновый, учитывая возраст осадочных толщ на подводной окраине материков, где они проявляются.

Еще один тип краевых разломов прослеживается в шельфовых районах гляциальных областей — вдоль побережий Ньюфаундленда, Лабрадора, Гренландии, Скандинавии. Здесь разломы отделяют массивы прибрежной суши, испытывающей неотектоническое поднятие, на которое накладываются гляциоизостатические движения, от слабо погружающегося внешнего шельфа, сложенного мощной толщей осадков. Возраст этих краевых разломов неоген-четвертичный.

В районах островных дуг (Антильской и Южно-Антильской) четко прослеживаются продольные разломы, ограничивающие структуры дуг и выраженные либо в виде глубоководных желобов, либо в виде крутых ступенчатых уступов. Сами дуги сериями косопоперечных разломов расчленены на ряд крупных блоков, что хорошо видно в рельефе. В пределах располагающихся внутри дуг котловин и региональных поднятий (хребтов и порогов) также выявляются различно ориентированные, преимущественно широтные и диагональные разломы, которые огра-

ничивают или разделяют отдельные структуры. Наличие всех указанных разломов в большинстве случаев подтверждается геофизическими данными, особенно по району Карибского моря, а также продолжением многих из них в пределах прилегающей суши, где они документированы геологически (Белоусов, 1968; Хаин, 1971; Чехович, 1965; Barker, 1970). Наиболее значительны глубинные разломы, выходящие на поверхность дна океана в глубоководных желобах Пуэрто-Рико и Южно-Сандвичевом. Распределение гипоцентров землетрясений показывает, что плоскости разрывов здесь наклонены под островные дуги и проникают в пределы верхней мантии (Sykes et al., 1970). Высокая сейсмичность свидетельствует о их активном тектоническом развитии в настоящее время, а их заложение, судя по геологическим материалам, следует относить к палеогену. Остальные разломы в районах Карибского моря и моря Скотия имеют различный возраст, соответствующий времени образования тех или иных структур, в общем от поздней юры до неогена. Геологические данные указывают, что по некоторым из разломов, в частности вдоль субширотных ветвей Антильской и Южно-Антильской дуг, происходили горизонтальные движения, в результате чего области Карибского моря и моря Скотия испытали смещение к востоку (Хаин, 1971).

Рассматривая карту разломов Атлантического океана в целом, можно отметить, что в зонах распространения линейно-вытянутых структур (срединно-океанический хребет, глыбовые хребты и островные дуги) встречаются преимущественно разломы продольного и поперечного простираний. Азимуты этих простираний меняются в соответствии с общим направлением и изгибами самих линейных структур. Однако можно заметить, что в большинстве случаев они совпадают с общепланетарной сеткой разломов широтного, меридионального и диагонального простираний. Это указывает, что одной из причин ориентировки разломов на дне океана являются напряжения, связанные с действием ротационных сил Земли.

Краевые разломы, ограничивающие материковые массивы, как правило, секут складчатые структуры древних щитов или омоложенных горных массивов под разными углами. Простирания этих разломов большей частью направлены на северо-восток или северо-запад, согласуясь с диагональной сеткой разломов, характерной для материков.

Как видно на карте, наиболее крупными на дне океана являются субширотные разломы. Они проявляются в направлении большинства поперечных разломов Срединно-Атлантического хребта, ряда разломов вдоль вулканических гор на дне океанических котловин и некоторых разломов, рассекающих материковые окраины и простирающихся в пределы суши. Более того, многие поперечные разломы срединно-океанического хребта явно находятся на продолжении широтных разломов материковых окраин и, очевидно, генетически связаны с ними, чему имеются для некоторых из них геолого-геофизические доказательства (Burke, 1969; Francheteau, Le Pichon, 1972). Можно полагать, что здесь мы имеем дело с планетарными широтными разломами, рассекающими земную кору Атлантического океана от материка до материка. Вместе с субмеридиональными и диагональными разломами, которые имеют, как видно, подчиненное значение, они разделяют земную кору на множество крупных блоков (или плит). Наличие сдиговых деформаций по указанным разломам свидетельствует о взаимном перемещении этих плит в процессе тектонического развития.

Литература

Атлантический океан, карта м-ба 1:10 000 000. Изд-во ГУГК СССР, 1971. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. «Наука», 1968. Григорьев С. С. О возможном механизме образования поперечных структур центральной части Северной Атлантики.— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 3. Ильин А. В. Основные черты геоморфологии Атлантического океана.— Океанологич. исслед., № 21. «Наука», 1971.

Литвин В. М. Геоморфология срединно-океанического хребта в Норвежском и Грен-

ландском морях.— Океанология, 1968, вып. 1. Литвин В. М., Марова Н. А., Руденко М. В., Удинцев Г. Б. Морфоструктура рифтовой зоны Атлантического океана в районах разломов «Курчатова» и «Атлантис». -- Океанология, 1972, вып. 4.

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— Сб.: Междунар. геол. конгр. XXI сессия, докл. сов. геологов, пробл. 18, Изд-во АН СССР, 1960.

Физико-географический Атлас Мира. Изд-во Гугк и АН СССР, М., 1964.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971.

Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Изд-во АН УССР, Киев, 1963.

Чехович В. Д. К тектонике Карибского бассейна. — Геотектоника, 1965, № 6.

Barker P. F. Plate Tectonics of the Scotia Sea Region. Nature, 1970, v. 228, No. 5278. Burke K. Seismic Areas of the Guinea Coast where Atlantic Fracture Zone reach Africa.- Nature, 1969, v. 222, No. 5194.

Bonatti E. Ancient Continental Mantle beneath Oceanic Ridges. J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 17.

Cifelli R., Blaw W. H. and Melson W. G. Paleogene sediment from a fracture zone of

the Mid-Atlantic Ridge.— J. Marine Res., 1968, v. 26, No. 2.

Ewing M., le Pichon X., Ewing J. Crustal Structure of the Mid-Ocean Ridges. 4. Sediment distribution in South Atlantic Ocean and the Cenozoic History of the Mid-At-

lantic Ridge.— J. Geophys. Res., 1966, v. 71, No. 6.

Fleming H. S., Cherkis N. Z., Heirtzler J. R. The Gibbs fracture zone: a double fracture zone at 52°30′ N in the Atlantic ocean.— Mar. Geophys. Res., 1970, v. 1, No. 1.

Francheteau J., Le Pichon X. Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in South Atlantic Ocean.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972,

Fox P. J., Lowrie A. J., Heezen B. C. Oceanographer fracture zone.— Deep-Sea Res., 1969, v. 16, No. 1-

Hayes D., Ewing M. The structure of North Brazilian continental margin. Geol. Soc. Am., Ann. Mtg. Prog., p. 130—131, 1968.

Heezen B. C., Tharp M., Ewing M. The Floor of the Oceans. I. The North Atlantic.—

Geol. Soc. Amer., 1959, spec. paper No. 65.

Heezen B. C., Tharp M. Physiographic diagram of the South Atlantic Ocean.— Geol. Soc. Amer., N.-Y., 1961.

Heezen B. C., Tharp M. Physiographic diagram of the North Atlantic Ocean.— Geol.

Soc. Amer., N.-Y., 1968.

Heezen B. C., Fox P. J., Johnson G. L., Tharp M., Ballard A. A Fracture Zone at 8° N.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1969, v. 50, p. 211.

Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, I-XIV. National Sci. Found., Washing-

ton, 1969—1973.

Krause D. C. East and West Azores fracture zones in the North Atlantic.—Submarine Geol. and Geophys., Colston 1965, Spec. Papers, No. 17.

Le Pichon X., Fox P. J. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 26.

Le Pichon X., Hayes D. E. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the South Atlantic.—J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 26.

Menard H. W., Chase T. E. Fracture Zones. The Sea, 1970, v. 4, part 1.

Monteiro J. H. Geology of the East Atlantic continental margin from Finisterre to Ca-

sablanca. Geol. East Atlantic Cont. Margin, symposium, 3, London, 1971.

Sheridan R. E., Houtz R. E., Drake C. L., Ewing M. Structure of continental margin off Sierra Leone, West Africa.—J. Geophys. Res., 1969, v. 74, No. 10.

Sykes L. R., Oliver J., Isacks B. Earthquakes and Tectonics. The Sea, 1970, v. 4, part 1.

Templeton A. S. The geology of the continental margin between Dakar and Cape Palmas. Geol. East Atlantic Cont. Margin, symposium, 4, London, 1971.

Uchupi E., Emery K. O. Structure of continental margin off Atlantic coast of United States.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1967, v. 51, No. 2.

Van Andel T. H., Heath G. R. Tectonics of the Mid-Atlantic Ridge, 6—8° South Latitude.—Mar. Geophys. Res., 1970, v. 1, No. 1.

Van Andel T. H., Fon Herzen R. P., Phillips J. D. The Vema Fracture Zone and the Tectonics of tranverse shear zones in oceanic crustal plates.—Mar. Geophys. Res., 1971, v. 1, No. 3.

Wilson J. T. Continental Drift, Transcurrent and Transform Faulting. The Sea, 1970, v. 4, part 2.

Атлантическое отделение Институт океанологии АН СССР Калининград

Статья поступила-19 ноября 1973 г.,

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.242.3(574.3)

Ю. А. ЗАЙЦЕВ

О ВАРИСЦИЙСКИХ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЯХ И ИХ СООТНОШЕНИИ С ОРОГЕННЫМИ ВПАДИНАМИ КАЛЕДОНИД ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

(ответ на критическую статью В. М. Шужанова)

В 1971 г. Московским обществом испытателей природы и Междуведомственным тектоническим комитетом было организовано совещание, посвященное обсуждению проблемы выделения переходного (промежуточного) структурного этажа и соответствующего ему переходного этапа развития (Строение..., 1972). Автор в статье, представляющей собой его расширенный доклад на эту тему, на примере Казахстана и Средней Азии стремился показать эклектичность этих понятий и терминов, нежелательность их использования (Зайцев, 1972, 2). Собственно этим вопросам и была посвящена упомянутая статья. Следует напомнить, что к подобным же выводам, но с несколько иных позиций и на примере других регионов, одновременно пришли и многие другие исследователи, а Б. А. Петрушевский (1972) «переходный» (промежуточный) этап и соответствующий ему этап развития назвал «ленивыми терминами», включающими в себя весьма различные образования, принадлежащие разным этапам и стадиям развития складчатых областей. Выводы об эклектичности этих понятий и терминов по существу полностью относятся и к расширительно понимаемому термину орогенный этап, называемому иногда «растянутым орогенным» этапом, охватывающим в пределах областей каледонской складчатости длительное время от девона до конца палеозоя.

В статье автора при рассмотрении упомянутых общих проблем также были затронуты вопросы региональной геологии Казахстана и Средней Азии. Естественно, что в этой краткой статье не излагались систематически факты, а приводились лишь проистекающие из них главные выводы. Необходимая аргументация приводилась лишь для наиболее важных вопросов на примерах отдельных подробно изученных и показательных регионов. Замечания В. М. Шужанова касаются вопросов региональной геологии Казахстана. Считаю необходимым ответить на принципиальные замечания, оставив в стороне явные недоразумения.

Одним из главных региональных выводов автора (Зайцев, 1972,) является заключение о резком различии в варисцийском развитии (в среднем и позднем палеозое) различных частей Казахстана, испытавших прежде каледонскую складчатость. Эти отличия проявлялись в девоне, карбоне и перми. Области проявления каледонской складчатости к девону частично стабилизировались и превратились в участки, подобные платформенным (квазиплатформенные). Другие испытали существенную тектоно-магматическую варисцийскую переработку и вновь были

вовлечены в геосинклинальное развитие. К первым относятся такие регионы, как Кокчетавское поднятие, Тенизская и Джезказганская впадины и обрамляющие их поднятия (Зайцев, Кабанов, 1966), ко вторым принадлежат Атасуйский и Тектурмасский антиклинории и прилежащая Успенская зона, части Западного Прибалхашья, Актау-Моинтинский антиклинорий, Рудный Алтай, Южно-Джунгарский антиклинорий.

Часть области каледонской складчатости, испытавшая относительно меньшую тектоническую переработку, принадлежит типичным миогеосинклиналям. Противопоставление варисцийских структурно-фациальных зон — Сарысу-Тенизской зоны, Большого Каратау и Чаткало-Нарынской — другим областям каледонид, отличавшимся большей стабильностью тектонических условий (Кокчетавскому массиву, Тенизской и Джезказганской впадинам, Каратау-Таласской и Киргизско-Терскейской структурно-фациальным зонам), производилось уже в течение многих лет ранее. При этом тождественные по историко-геологическому смыслу регионы рассматривались как миогеосинклинали (Большой Каратау и Чаткало-Нарынская зона) или причислялись к каледонидам (см. изданные тектонические карты Евразии, СССР масштаба 1:5000000 и 1:10000000).

В. М. Шужанов (1975) возражает против отнесения структурно-фациальных зон Большого Каратау и Сарысу-Тенизской к миогеосинклиналям. Посмотрим, насколько основательны эти возражения. Главным из них является утверждение о тождественности Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок и варисцийской складчатой системы Большого Каратау с развитыми здесь сложными дисгармоничными складками и надвигами другим областям Казахстана, где также появилась каледонская складчатость. При этом основной упор им делается на близость формаций девона и карбона в различных областях каледонид. Представляется, что здесь нет смысла повторять все те доказательства и соображения, которые привели автора к ранее сформулированным выводам (Зайцев, 1972,). Хотелось бы подчеркнуть, что внешней близости состава стратиграфического разреза еще совершенно недостаточно для решения вопроса о принадлежности к одной или разным тектоническим зонам. Здесь уместно напомнить В. М. Шужанову, что различия формаций миогеосинклиналей и платформ часто весьма незначительны. Миогеосинклинали, занимающие окраинное положение в пределах геосинклинальных областей, обычно обладают заметно большими мощностями одновозрастных отложений по сравнению с соседними платформами. В миогеосинклиналях обособляется фундамент, тождественный фундаменту соседних платформ. Все эти особенности миогеосинклиналей дают основание некоторым исследователям рассматривать их в качестве наплатформенных образований, связывая их возникновение с вовлечением окраин платформ в геосинклинальную переработку, прогибание и последующее складкообразование.

Такого же порядка отличия имеются между отдельными частями области каледонской складчатости, принадлежащими в течение варисцийской тектонической эпохи к квазиплатформе, и участками, превратившимися в миогеосинклинали. Классическим хрестоматийным подобным примером стало противопоставление варисцийских структурно-фациальных зон — миогеосинклинали Большого Каратау и близкого платформе Малого Каратау.

При суждении о тектонической принадлежности той или иной части Казахстана к варисцийским миогеосинклинальным системам или эпикаледонским квазиплатформенным областям также недостаточно только анализа мощностей девонских и каменноугольных отложений. Необходимо также рассмотрение последующей варисцийской истории и особенностей тектоники, т. е. использование группы признаков, хотя распределение мощностей отложений, безусловно, также весьма пока-

зательно — в миогеосинклиналях они много больше, испытывают значительные изменения вкрест простирания складчатых систем, характерны их большие градиенты. В пределах Сарысу-Тенизской варисцийской миогеосинклинали мощность одного только фаменского яруса достигает 1800 м (бассейн р. Каракингир), а суммарная мощность карбонатной формации составляет 3000—3200 м; такие же большие мощности этой формации в Большом Каратау. Для обеих названных областей характерны быстрые изменения мощностей и состава карбонатной формации, местами выклинивание ее отдельных частей (особенно внизу разреза). Еще раз следует подчеркнуть, что все эти особенности резкоотличают миогеосинклинальные системы от смежных квазиплатформенных участков, где карбонатные толщи того же или большего возрастного объема обладают малой мощностью и малыми градиентами, залегают плащеобразно на обширных площадях.

Теперь обратимся к высказываниям В. М. Шужанова о месте девонских молассовых толщ. Прежде всего следует заметить, что в обсуждаемой статье (Зайцев, 1972,) ни тектоническое положение девонских моласс, ни их историко-геологическая роль в пределах собственно каледонид специально не рассматриваются. Поэтому первая половина статьи В. М. Шужанова лишь косвенно касается обсуждаемых в рецензируемой статье вопросов. Материалы, приводимые В. М. Шужановым в этой части рецензии, широко известны, неоднократно публиковались; автор знаком с ними по многолетним полевым исследованиям в пределах Сарысу-Тенизского водораздела, Улутау и других районах Центрального Казахстана. Не противоречат эти материалы и тому, что было изложено мной ранее в рассматриваемой статье (Зайцев, 1972,). Все соображения В. М. Шужанова о месте и роли раннедевонских моласс не имеют отношения к рассматриваемым проблемам, так как разрез миогеосинклинали западных частей Сарысу-Тенизского водораздела и Улутау начинается со среднего девона, а разрез девона Большого Каратау скорее всего с франского яруса, как справедливо отмечает и сам рецензент. Раннедевонские молассы располагаются главным образом в пределах девонского вулканического пояса и отчасти в области каледонид, слагая основание квазиплатформенного чехла.

Средне-позднедевонские молассы, как отмечалось в обсуждаемой статье, распространены более широко и в разрезах миогеосинклиналей, и в основании квазиплатформенного чехла Наибольших мощностей они достигают в пределах миогеосинклинальных областей и в отдельных прогибах по периферии Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского массива вдоль его границы с девонским вулканическим поясом. Впоследствии на месте этих прогибов в конце девона и в карбоне установились или типичные миогеосинклинальные (Улутау, Сарысу-Тенизский водораздел, Большой Каратау), или квазиплатформенные условия.

Здесь уместно хотя бы кратко остановиться на вопросе о тектонической природе девонских моласс и тех впадин, которые они выполняют, а также на том, к каким структурным элементам их следует относить при районировании палеозойской структуры Казахстана. Обычно девонские, в том числе средне-верхнедевонские, молассы, следуя широко известным трафаретным подходам, считают каледонскими, не утруждая себя доказательствами правомерности подобных заключений. На наш взгляд, методически необходимыми критериями отнесения тех или иных грубообломочных толщ к позднегеосинклинальным молассам, завершающим геосинклинальный цикл, т. е. образованиям истинного орогенного этапа, являются следующие:

1. Позднегеосинклинальные молассы образуются близко одновременно складчатости или сразу вслед за складчатостью, прервавшей геосинклинальный этап развития. Во многих регионах подобные соотношения устанавливаются очень четко. Особенно показательны в этом

отношении варисцийские и альпийские складчатые системы. Общие тектонические поднятия, образование горного рельефа в общем случае следуют за складчатостью или происходят одновременно с нею. Орогенный этап наступает вслед за собственно геосинклинальным в результате общей инверсии тектонического режима геосинклинальной системы. Тогда же и появляются молассы орогенного этапа, начало которого в различных частях складчатой системы фиксируется первым появлением молассовых толщ и может быть не строго одновременным. Таким образом, устанавливается причинная парагенетическая связь: складкообразование и поднятие—эмолассы.

2. В общем случае структуры, образовавшиеся во время орогенного этапа развития (внутренние впадины, краевые прогибы), обычно вытянуты параллельно линейным орогенным поднятиям, возникшим на месте геосинклинального прогиба и простиравшимся чаще всего вдоль растущих складчатых сооружений. Параллельность главнейших структур орогенного и геосинклинального этапов развития отражает устойчивую унаследованность тектонических планов, существовавшую на протяжении всего геосинклинального цикла. Параллельность в расположении тектонических впадин орогенного этапа и складчатых структур наиболее отчетливо можно видеть на примере варисцийских и альпийских складчатых областей и систем (например, Уральской и Альпийской). Прогибы и тектонические впадины, в которых происходит накопление моласс орогенного этапа развития, могут быть различными по своему положению, но структурно-фациальная зональность в них обычно характеризуется параллельностью складчатым сооружениям.

В тех случаях, когда складкообразование зарождается внутри складчатой области и приводит к образованию срединных массивов типа ядер ранней консолидации, обломочный материал с орогенных поднятий сносится в соседние гессинклинальные прогибы и дает начало континентальным и морским молассам, быстро сменяющимся по латерали морскими геосинклинальными терригенными и вулканогенно-терригенными формациями.

В других случаях орогенный пояс находится между ранее консолидированными участками земной коры типа платформенных областей или срединных массивов. Молассы при этом накапливаются преимущественно в краевых (передовых) прогибах или внутренних впадинах, накатывающихся на платформы или срединные массивы. Более того, молассы часто далеко проникают в пределы платформ и входят в состав их чехлов (пример — распространение варисцийских моласс в чехле Русской плиты и Предуральском краевом прогибе). Рассмотренные два случая тектонического положения моласс могут быть проиллюстрированы следующим рисунком (рис. 1).

В свете изложенного методического подхода, основывающегося на необходимости установления причинных связей явлений, рассмотрения последних не изолированно, а в тесной связи друг с другом, попытаемся проанализировать историко-геологическое значение и положение девонских моласс.

По возрасту складчатости, завершившей геосинклинальное развитие, каледониды Казахстана разделяются на ранние со складчатостью в конце ордовика и поздние со складчатостью в середине силура (рис. 2). Молассовые толщи, следующие за складчатостью, для ранних каледонил отмечаются в самых верхах ордовика и нижнем силуре (Селетинский и Конский прогибы), для поздних каледонид — в верхнем силуре (Нуринский синклинорий, Западное Предчингизье). И в том, и в другом случаях рачнекаледонские и позднекаледонские молассы из области складчатости и орогенеза поступали в соседние геосинклинальные прогибы, замещаясь терригенными геосинклинальными формациями (рис. 1, I).

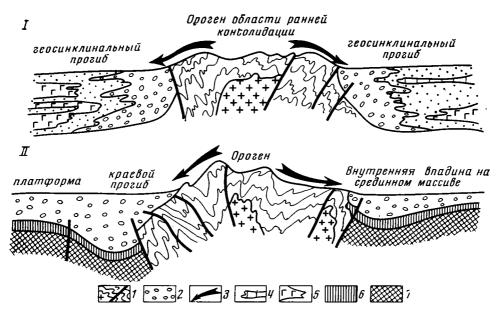


Рис. 1. Принципиальные схемы соотношений молассовых впадин и орогенных поднятий среди теосинкличальных систем (I) и среди областей, испытавших более раннюю складчатость (II).

1— складчатые сооружения с разломами и интрузиями в пределах орогенов; 2 — молассовые комплексы; 3 — направление сноса обломочного материала; 4 — терригенные геосинклинальные формации с известняками; 5 — вулканогенные и вулканогенно-терригенные формации; 6 — чехлы платформ и квазиплатформенные чехлы срединных массивов; 7 — фундамент платформ и срединных массивов

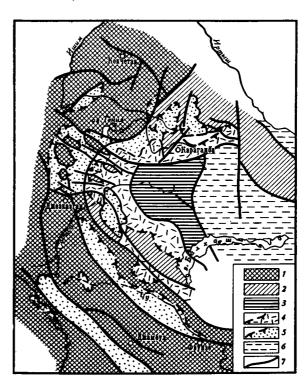
Среди девонских моласс следует различать ранне- и средне-позднедевонские молассы, как это и предлагает В. М. Шужанов. Они накапливались в изолированных континентальных впадинах в условиях тектонически расчлененного рельефа, сопровождались излияниями андезитобазальтов, щелочных базальтов, обладали рядом характерных черт, хорошо изученных в Казахстане и других областях каледонской складчатости. Однако как раннедевонские, так и позднедевонские молассы не обнаруживают прямой связи с моментами каледонских складчатых движений (в конце ордовика и середине силура), возникают значительно позже них, выполняют впадины, в большинстве случаев резко дискордантно наложенные (вплоть до пересечения под прямым углом) на каледонские антиклинории и синклинории. Образование этих моласс значительно оторвано во времени от орогенных движений собственно каледонид, особенно в пределах ранних каледонид. Если придерживаться изложенного подхода, то для девонских моласс необходимо искать иные связи.

Раннедевонские молассы распространены главным образом в пределах девонского вулканического пояса, а также в смежных структурнофациальных зонах, относимых обычно к окраинным частям варисцийской геосинклинали. Вне этих регионов, внутри области каледонской складчатости, раннедевонские орогенные впадины прилегают к девонскому вулканическому поясу, который, как это было подчеркнуто А. А. Богдановым (1965), в широтной части пояса резко несогласно, поперек наложен на каледонские структуры. Здесь же, к северу от вулканического пояса, располагаются обширные раннедевонские Шидертинская и Селетинская впадины. Доказанные раннедевонские молассы в других частях каледонид крайне редки. По существу здесь единственным районом их распространения являются окрестности гор Эскулы,

где толщи нижнего девона приурочены к узким конседиментационным грабенам (Зайцев и др., 1967).

Средне-позднедевонские молассы распространены более широко в пределах области каледонской складчатости. Они местами продолжают разрезы молассовых раннедевонских впадин (например, Шидертинской). В других частях каледонид, в частности в пределах миогеосинклинали Улутау и Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок, среднедевонские молассы залегают на древнем каледонском фундаменте, выполняя дискордантно наложенные орогенные впадины. По отношению к каледонской структуре они несомненно являются новообразованиями, возникшими вне связи с развитием западных частей каледонской области. Это неоднократно подчеркивалось ранее (Богданов, 1954; Зайцев, 1961; Зайцев, Кабанов, 1966; Зайцев, 1972,). Также отмечая эту их черту, О. А. Мазарович (1972) предложил средне-позднедевонские молассы именовать молассами активизации.

Рис. 2. Палеотектоническая схема Центрального и Южного Казахстана для конца каледонской эпохи Ранние каледониды: 1 — Раннекаледонский (таконский) и более древние докембрийские складчатые комплексы: поздние каледониды (2-4); 2 ореднесилурийский комплекс складчатый (чингизский — складчатость между ранним и поздним силуром); 3 среднедевонский тельбесский складчатый комплекс; 4 — раннесреднедевонский вулпояс; *5* канический наиболее крупные орогенные тельбесские молассовые прогибы; 6геосинклинальные пропибы, унаследованно развивавшиеся и в варисцийскую тектоническую эру; 7 — наиболее крупные разломы



Обычно в крупных впадинах разрезы средне-позднедевонских моласс непрерывны. В областях поднятий, в периферических частях впадин, в участках, прилежащих к девонскому краевому вулканическому поясу, обычно отмечаются несогласия, и в том числе несогласия в верхах франского или в основании фаменского яруса, упоминаемые В. М. Шужановым (Голубовский и др., 1971; Зайцев и др., 1971).

Попытаемся уяснить, с каким моментом истории палеозоид Казахстана связано появление средне-позднедевонских моласс.

В периферических частях Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы, непосредственно примыкающих к девонскому вулканическому поясу, располагаются складчатые структуры, возникшие в связи со среднедевонской тельбесской складчатостью. К ним относятся Атасуйский, Тектурмасский и Актау-Моинтинский антиклинории, Нуринский и Жаман-Сарысуйский синклинории. Область проявления среднедевон-

ской складчатости и орогенеза захватила также значительные части девонского вулканического пояса, хотя складчатые движения здесь были заметно ослаблены и не повсеместны. Площадь ее весьма обширна (см. рис. 2). Впоследствии в варисцийском цикле большая часть ее была вовлечена в геосинклинальное прогибание и затем охвачена саурской складчатостью. Предшествующий геосинклинальный цикл здесь обнимал время с конца ордовика или начала силура до середины девонского периода, завершился общей инверсией тектонического режима, складкообразованием и внедрением ранне-среднедевонских гранитоидных интрузий. В раннем девоне на соседних с севера, запада и юго-запада участках каледонид одновременно с геосинклинальным прогибанием происходило формирование вулканитов девонского вулканического пояса.

Общее поднятие в среднем девоне (с живетского века) названных выше только что сформированных структур дало начало образованию широко известных живетско-франских моласс. Таким образом, живетско-франские молассовые прогибы, резко несогласно наложенные на ранне- и позднекаледонские структуры и не обнаруживающие с ними генетических связей, закономерно огибают среднедевонские складчатые сооружения. Частично они наследуют ранее образовавшиеся раннедевонские орогенные впадины (например, Шидертинская впадина), частично возникают на месте переработанных раздробленных раннекаледонских структур (средне-позднедевонские прогибы запада Сарысу-Тенизского водораздела и Улутау). Раздробление каледонского массива происходило одновременно с тельбесской складчатостью, явилось отражением орогенеза в периферических частях соседней Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Молассовые впадины питались обломочным материалом, сносимым из области среднедевонского тельбесского орогенеза, а также отдельных поднятий внутри переработанных каледонид (см. II, рис. 1). Если связывать тельбесскую складчатость с последними движениями каледонской тектонической эры, а для этого есть основания по аналогии с каледонидами Великобритании (Даннинг, 1964), то средневерхнедевонские молассы можно квалифицировать как позднекаледонские. Положение молассовых комплексов каледонид и их отношение к моментам складчатости и орогенеза показано в таблице.

Образованные позднекаледонскими молассами впадины несомненно заслуживают выделения, как об этом пишет В. М. Шужанов, но только на палеотектонических картах, так как после заполнения орогенных предгорных молассовых впадин в позднем девоне здесь (в фаменском веке и раннем карбоне) устанавливается новый тектонический режим. В одних случаях он может быть уподоблен миогеосинклинальному, в других — квазиплатформенному режиму. Соответственно средне-позднедевонские орогенные молассы входят в состав нижних структурных этажей варисцийских миогеосинклинальных складчатых систем, в других — в основание эпикаледонского квазиплатформенного чехла. Подобный подход не нов. В варисцидах Юго-Западной Англии и Уэльса древний красный песчаник (весь девон) относят к нижнему структурному этажу миогеосинклинального складчатого комплекса (Даннинг, 1964, стр. 98, 99). Варисцийская миогеосинклиналь Сарысу-Тенизского водораздела возникла на месте средне-позднедевонской орогенной впадины, унаследовав ее.

В. М. Шужанов вносит путаницу, связывая термин «квазиплатформенный этап», предложенный в 1964 г. автором (Зайцев, Кабанов, 1966), с квазиплатформенной стадией в развитии полициклических геосинклиналей по В. Е. Хаину (1964). Эти понятия различны. «Квазиплатформенный этап» самостоятелен, возникает после завершающей складчатости; начало развития молодых платформ характеризуется тектоническим режимом, подобным платформенному. «Квазиплатформен-

Схема положения каледонских моласс (вертикальная штриховка-отсутствие осадконакопления, горизонтальные стрелки-ское молассового обломочного материала)

-39		Ранние каледониды	Поздние каледониды			
Tenanellu	кое дремя	Складчатость в поэднем ордодике—таконская (зап. часть каледонского массива)	Складчатость в середине силура (северо-восток каледонского) массива, хр. Чингиз)		Складчатость в конце раннего или начале среднего девона (Атасуйский и Төктурмасский, Актау- -Моинтинский антиклинории, Нурикский и Жаман-Сарысуйский синклинории)	
	поздний	<i>Континенталы</i> н	ные тельбесские молассы		Орогенный этап	
Девон	средний			Девонский вулнанический пояс	Тельбесс	ская склавчатость
	ранний		Континентальная моласса «	Раздробление	молассы.	Силурийско-среднедевонский геосинклинальный этап (S-D ₂)
dfi	поэдний		Орогенный этап		Mapckus Amari (o 127)	Containmental oman (o 12)
dhung	ранний	Орогенный этап	Среднесилурийска Морская моласса Геосинклиналь			
Поэдний ордовик		Таконская склавчатость сеосинклинальный этап (PRz-03)	(PR3S1)		Геасинкаинаяьный этап (РКs-Os)	

ная стадия» В. Е. Хаина — это интервал, «интермедия» — время относительного тектонического покоя, стабилизация между двумя геосинклинальными циклами. Различия в смысловом содержании указанных по-

нятий легко видеть из различного применения их авторами.

Мною оставлен без ответа ряд замечаний В. М. Шужанова, связанных с явными недоразумениями, очевидным недопониманием отдельных положений рассматриваемой статьи, неточностью изложения моих выводов и заключений, упреков в недоиспользовании имеющихся современных материалов, так как вряд ли это будет представлять интерес для читателя. Все приводимые В. М. Шужановым соображения, обращения к известным автору и опубликованным литературным материалам, равно как и не аргументированные ссылки на другие регионы, не опровергают и не меняют выводов, изложенных автором в обсуждаемой статье.

Литература

Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана.—Сов. геология, 1954, № 41.

Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозонд Центрального Казахстана и

- Тянь-Шаня. Статьи 1, 2.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. XL, вып. 5, 6. Голубовский В. А., Зайцев Ю. А., Петренко А. З. Новые данные по стратиграфии девона Джезказган-Улутауского района. В сб.: Вопросы геологии Центр. Казахстана. Матер. по геологии Центрального Казахстана, т. Х. Изд-во МГУ, 1971.
- Даннинг Ф. У. Британские острова. В сб.: Тектоника Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы масштаба 1:2500 000. М., «Наука», 1964.
- Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улутау.— В кн.: Матер. по геологии Центрального Казахстана, т. III. Изд-во МГУ, 1961.
- Зайцев Ю. А. Об историко-геологическом содержании «переходного» этапа на примере Казахстана и Средней Азии. — Геотектоника, 1972₁, № 5.
- Зайцев Ю. А. О историко-геологическом содержании так называемого переходного этапа.— В сб.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972₂. Зайцев Ю. А., Голубовский В. А., Марьенко Ю. И., Петренко А. З. Геологическая
- позиция марганцевого оруденения в красноцветных девонских отложениях Джез-казганского района (Центральный Казахстан).—Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 2.
- Зайцев Ю. А., Кабанов Ю. Ф. О варисцийском развитии Джезкаэганской и Тенизской внутренних впадин (Центральный Казахстан). — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1966, № 2.
- Зайцев Ю. А., Мазарович О. А., Тихомиров В. Г. Общая стратиграфическая схема среднего-верхнего девона Сарысу-Тенизского водораздела и Джезказган-Улутауского района. В сб.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. Матер. по геологии Центрального Казахстана, т. Х. Изд-во МГУ, 1971.
- Мазарович О. А. Геотектонические условия формирования моласс.— Геотектоника, 1972, № 1.
- Петрушевский Б. А. О принципах выделения молодых платформ.— В сб.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972.

Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964. Шужанов В. М. О статье Ю. А. Зайцева «Об историко-геологическом содержании переходного этапа на примере Казахстана и Средней Азии». — Геотектоника, 1975,

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила 11 ноября 1974 г.

ХРОНИКА

УДК 551.24(571.1+571.5+571.6)

ХІ СЕССИЯ НАУЧНОГО СОВЕТА ПО ТЕКТОНИКЕ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

(Тюмень, 17-20 марта 1975 г.)

С 17 по 20 марта 1975 г. в Тюмени состоялась XI сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Совещание рассмотрело вопросы тектоники нефтегазоносных областей Сибири и Дальнего Востока. В работе совещания приняли участие более 150 человек из 39 научных и производственных геологических организаций Советского Союза. Основным организатором был ЗапСибНИГНИ. Сессия заслушала и обсудила 86 докладов, часть из них стендовым методом.

Совещание открыл председатель оргкомитета акад. Ю. А. Косыгин. Участников сессии приветствовал первый секретарь Тюменского обкома КПСС канд. геол.-минералог. наук Г. П. Богомяков. Кроме пленарных заседаний работали три секции, которые рассматривали следующие проблемы: 1) типы нефтегазоносных провинций Сибири и Дальнего Востока; 2) типы, история формирования и происхождение региональных и локальных структур Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы, их фундаментов и смежных областей; 3) роль тектонических факторов в процессах нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

Одним из основных обсуждавшихся на сессии вопросов было тектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты. По одним представлениям (В. С. Сурков, О. Г. Жеро), фундамент образуют герцинские, каледонские и байкальские складчатые сооружения и срединные массивы, по другим (В. С. Бочкарев)—разновозрастные геосинклинальные системы настолько переработаны герцинскими тектоническими движениями, что можно говорить только о герцинском возрасте фундамента Западно-Сибирской плиты. Почти во всех докладах, посвященных соотношению фундамента и чехла, говорилось об унаследованном развитии последнего (П. К. Куликов, С. Н. Гуляев и др.). Совещание уделило большое внимание локальным структурам. Была предложена новая классификация платформенных структур Западно-Сибирской плиты (И. И. Нестеров). Критерии этой классификации максимально приближены к практическим целям для поисков нефти и газа.

В связи с получением новых геологических и геофизических данных было детально проанализировано строение и развитие как крупных — Колтогорского и Уренгойского мегапрогибов, Уренгойского мегавала, так и более мелких структур, расположенных в их пределах (В. С. Бочкарев, Л. Ш. Гиршгорн, Ю. Н. Карагодин и др.). На совещании подчеркивалось, что настала необходимость переходить к разведке глубоких горизонтов (палеозойского и нижнемезозойского) чехла Западно-Сибирской плиты, там, где они имеют платформенный облик (А. А. Трофимук, Ф. К. Салманов). Из палеозойских отложений юга плиты получены притоки нефти и газа (Н. П. Запивалов и др.).

Выделению нефтегазоносных бассейнов Западной Сибири и их классификации был посвящен ряд докладов, в которых были представлены как обзорные карты для всей территории, так и для отдельных ее ретионов (И. И. Нестеров, М. Я. Рудкевич и др.). В целом подчерживались услехи нефтеразведчиков в Западной Сибири. Всего сейчас на этой территории открыто около 250 месторождений нефти и газа, а добыча в 1975 г. составит более 146 млн. т. нефти и до 35 млрд. м³ газа.

В пределах Сибирской платформы выделены нефтегазоносные бассейны (Б. А. Со-колов, С. М. Замараев и др.). Приводилось и более дробное районирование этой территории (И. И. Рукавишников). В целом палеозойский платформенный чехол Сибирской платформы является первоочередным объектом для изучения, тем более что уже сейчас в этих отложениях открыты промышленные месторождения нефти и газа (А. А. Трофимук, В. В. Самсонов и др.). Намечены наиболее перспективные для поисков нефти и газа структуры (Непский и Камовский своды, Ботуобинская седловина, Хап-

чагайское поднятие и др.). Для территории Сибирской платформы проведен анализ развития юрско-неогенового чехла, в результате которого выявилась область палеозойских этложений, не затронутых мезозойско-кайнозойскими движениями

(В. В. Забалуев).

Большие геофизические работы на северных окраинах Сибири и Дальнего Востока позволили осветить строение этих зон. В их пределах широкое развитие имеют платформенные образования различного возраста (И. С. Грамберг, Д. С. Сороков и др.). Проведено тектоническое районирование осадочного чехла. Прослежено северное прослажение и ограничение Западно-Сибирской плиты. Здесь расположена Южно-Карская синеклиза с мощным (7—8 км) осадочным чехлом. Кроме эпипалеозойской платформы на шельфах выделяются докембрийские платформы и массивы и области развития складчатых структур мезо-кайнозойского возраста. Бурение на островах подтвердило геофизические построения. Тектонике окраинных морей Дальнего Востока был посвящен доклад Ю. К. Бурлина, Ю. М. Пущаровского и Б. А. Соколова, на костором демонстрировалась схематическая карта нефтегазоносных бассейнов Тихоокеанской области (м-6 1 : 10 000 000).

В решении, вынесенном в последний день работы сессии, подчеркивалась необходимость усиления детальных сейсморазведочных исследований на всех участках, представляющих интерес для поисков нефти и газа. Обращено внимание на необходимость комплексного изучения глубоких горизонтов Западно-Сибирской плиты, в том числе и палеозойских толщ, имеющих платформенный характер. То же самое относится к палеозойским отложениям Сибирской платформы. Предложено всемерно развивать исследования по проблеме тектонических и палеотектонических критериев размещения зон нефтегазонакопления и выявлению роли тектонического фактора в формировании залежей нефти и таза, приуроченных к выклинивающимся пластам и толщам. Рекомендовано продолжить составление специализированных тектонических, палеотектонических, прогнозных карт и схем нефтегеологического районирования. Необходимо усилить исследования по изучению закономерных овязей структур фундамента и чехла с целью расшифровки внутренней структуры фундамента и более глубокого понимания тектонической природы дислокаций платформенного чехла и их нефтегазоносности.

В решении сессии указано, что желательно провести следующую сессию Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока в 1977 г., посвятив ее 60-летию Советского государства.

В. Г. Николаев

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1975 г.

A.	А. Александров, Н. А. Богданов, С. Г. Бялобжеский, М. С. Марков,
	С. М. Тильман, В. Е. Хаин, А. Д. Чехов. Новые данные по тектонике Коряк-
r	ского нагорья
	В. Архипов. «Континентальные» мезозойские геосинклинали
	Ф. Балабанов. Тектоническая природа структур Причерноморской впадины
B.	С. Бочкарев, М. Я. Рудкевич. Раннеплатформенный этап развития Западно-
	Сибирской плиты
B.	И. Браташ. Керманско-Кашмерский прогиб Ирана и проблема сопряжения
	доюрских структур Туранской плиты и Средиземноморского пояса
.А.	Н. Вишневский, А. И. Кривцов, А. В. Разваляев. Тектоника докембрия обрам-
D	ления Красного моря
D.	 С. Войтович. Надвиги и блоковые структуры северо-восточной Карелии А. Геодекян, Ю. М. Берлин, В. Л. Пиляк, В. Я. Троцюк, Г. Ф. Ульмишек.
л.	К проблеме палеотектонического анализа древних некомпенсированных про-
	гибов
M.	3. Глуховский. Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докемб-
	рия на примере Алданского щита
A.	А. Гойжевский. Северо-Украинская горстовая зона
	А. Горелов. К методике исследования локальных поднятий Западной Сибири
	В. Гуляев. К тектонике Алазейского поднятия
A.	Б. Дергунов, А. П. Казак, Ю. Е. Молдаванцев. Серпентинитовый меланж и
	структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал)
Т.	Х. Дикенштейн, Б. А. Соловьев, В. Е. Хаин. К проблеме районирования Средней
_	Европы по возрасту складчатого основания
JI.	Ф. Добржинецкая. Структуры кольской серии — как результат многократной
п	деформации П. Зоненшайн, О. Д. Суетенко, Л. Жамьяндамба, Г. Ээнжин. Строение осевой
VI.	части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хребте Дзолен
B.	Б. Караулов, А. Л. Ставцев. О главных системах разломов материковой части
	Дальнего Востока
ъ.	М. Келлер. Тектонический метод в стратиграфии докембрия
Я.	М. Кисляков. Верхнемезозойские впадины Нерча-Куэнгинского междуречья
	(Забайкалье) и некоторые особенности позднеюрского и раннемелового тек-
·v	TOPEHESSA
R.	А. Клитин. Проблема байкальской складчатости в свете современных данных Д. Конкин, Г. В. Ручкин, В. С. Федоровский. Сравнительная характеристика
υ,	шовных структур докембрия Карелии и северо-восточного Забайкалья
В.	И. Кононов, Б. Г. Поляк. Современная геотермальная активность Исландии
	А. Константиновский. Древние глыбы в юрских отложениях хребта Черского
	(Северо-Восток СССР)
В.	Н. Ларин, С. В. Руженцев. Моделирование покровных складок
Ю	. Г. Леонов, О. А. Мазарович. О тектонической природе девонских моласс в об-
D	ластях каледонской складчатости
B.	 М. Литвин. О разломной тектонике дна Атлантического океана П. Лозиев. К проблеме происхождения деформаций в чехле Южно-Таджик-
υ,	ской депрессии (на примере Кафирниганского антиклинория)
A.	А. Лукк, Л. П. Винник. Тектоническая интерпретация глубинной структуры
	Памира
В.	Н. Макаров. Инъективные дислокации среди палеозойских образований Горной
	Осетии (Центральный Кавказ)
E.	Н. Меланхолина. Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо
Ю	. В. Миллер, Р. И. Милькевич. О деформациях, сопряженных с наложенным зо-
F	нальным метаморфизмом
.ند.	
	агломерата

Д.	А. Назаров, С. II. Малкин. Опыт изучения начальных мощностей осадочных комплексов	3				
Л.	Ф. Наркелюн, Ю. П. Безродных, А. И. Трубачев. Тектоническое положение ме-					
A.	дистых песчаников и сланцев	2				
Б.	Андреас в Калифорнии	2				
	структур	4				
	ческого океана	6				
Б.	Р. Пашков. Основные особенности строения массивов древних метаморфиче-					
	ских пород Афгано-Памирской области	5				
И. Ю	. М. Пущаровский. О тектонике и нефтегазоносности приокеанических зон	5				
Ä.	В. Разваляев, А. И. Кривцов, А. Н. Вишневский. О ранних этапах развития					
	Красноморской рифтовой зоны	6				
Ю	. Н. Разницын. Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан)	2				
B.	С. Рождественский. Сдвиги северо-восточного Сахалина	2				
M.	И. Розинов. Типы тектонического развития и проблемы генетической классифи-	_				
C	кации континентальных структур	5				
U.	мирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР	(
В.	Е. Хаин. Основные этапы тектоно-магматического развития Қавказа: опыт					
	геодинамической интерпретации					
	 Н. Херасков. Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна Н. Шапиро, В. А. Селиверстов. Морфология и возраст складчатых структур 					
.72.	Восточной Камчатки на широте Кроноцкого полуострова					
M.	Б. Шарковский. Тектоника Колымо-Индигирского междуречья	-				
	Е. Шлезингер. О причинах разного понимания природы орогенных структур					
D.	Н. Шолпо. Глубинный диапиризм в Сванетском антиклинории (Большой Кавказ)					
И.	Г. Шерба. Олистостромы в неогене Дарвазского хребта					
Э.	Н. Эрлих, И. В. Мелекесцев, Г. С. Штейнберг. Общие вопросы вулканизма					
и	Луны Н. Яницкий, В М. Коробейник, Т. В. Созинова. Отражение разломов земной					
	коры в полях гелия	(
	VDATVUE COOPHIEUM					
_	краткие сообщения					
	В. Ларионов. Оценка величины тектонических напряжений в зонах надвига					
D.	В. Куликов, И. А. Михайлов. Опыт подсчета объема базальтовых излияний в рифтах Западно-Аравийской зоны					
	propriate damagno republication doubt					
	КРИТИКА И ДИСКУССИИ					
A.	Б. Вистелиус. О методе обзора числовых совокупностей, спектральнотектони-					
	ческом анализе и характеристике волновых движений земной коры по					
10	И. А. Одесскому					
ťU	. А. Зайцев. О варисцийских миогеосинклиналях и их соотношении с орогенными впадинами каледонид Центрального Казахстана (ответ на критическую					
C.	статью В. М. Шужанова)					
A	«Общая геотектоника») Л. Стариев К попросу о теутонинеской номену патуре и классификании основ-					
Λ.	Л. Ставцев. К вопросу о тектонической номенклатуре и классификации основных структурных элементов земной коры материков					
В.	Е. Хаин. Ответ на рецензию С. А. Захарова					
В.	м. Шужанов. О статье Ю. А. Зайцева «Об историко-геологическом содержа-					
	нии «переходного» этапа на примере Казахстана и Средней Азии» (Геотектоника, 1972, № 5)					
	,,,,					
РЕЦЕНЗИИ						
и	В. Архипов, К. А. Клитин, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин. Общие принципы					
rı,	составления обзорных тектонических карт (рецензия на монографию					
	Т. Н. Спижарского «Обзорные тектонические карты СССР»)					

хроника 💮 🗸

Вопросы тектоники на Международном коллоквиуме «Варисциды Центральной и Западной Европы» (г. Ренн, Франция, 1974 г.)	4
Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии	5
Заседание рабочей группы проекта Офиолиты континентов и сопоставимые породы океанического дна, их сравнительное изучение и корреляция Международной программы геологической корреляции (Москва, 18—22 ноября 1974 г.) XI сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока (Тюмень,	2
17—20 марта 1975 г.)	3
К 80-летию Н. С. Шатского Вопросы советской науки	4

Редакционная коллегия

В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫ, ГИН, Л. И. КРАСНЫЙ, П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь), М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ: (зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН

Адрес редакции:

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

Технический редактор Е. Н. Расторгуева

ИСПРАВЛЕНИЕ

На стр. 5 журнала «Геотектоника», № 5, 1975 г., рисунки и подписи к ним перепутаны. Редакция просит заменить эту страницу заново перепечатанной страницей.

Буровые данные по Атлантическому океану, на которые опирается гипотеза спрединга, изображены на диаграмме (рис. 1), средняя часть которой кажется мне сомнительной, поэтому нуждается в специальном рассмотрении. Можно думать, что если с одной и с другой стороны Срединно-Атлантического хребта базальты сменяются синхронными

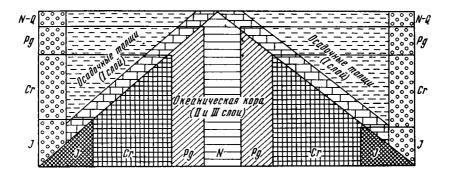


Рис. 1. Принципальная схема распределения фаций осадочного чехла и возраст коры в Атлантическом океане (модель опрединта)

осадками, то и в средней его части образовались того же возраста базальты с осадками, как это показано на рис. 2.

Стратиграфический разрез экваториальной и тропической частей Срединно-Атлантического хребта Северной Атлантики состоит из двух комплексов.

Верхний комплекс в пределах хребта сложен неметаморфизованными осадочно-вулканогенными породами, в основном толеитовыми базальтами с редкими маломощными прослоями карбонатных осадочных пород. На склонах хребта базальты сменяются синхронными им осадочными породами, сначала карбонатными, затем более глубоководными глинистыми. Эти породы почти не деформированы, однако разбиты на большое число блоков молодыми третично-четвертичными поперечными

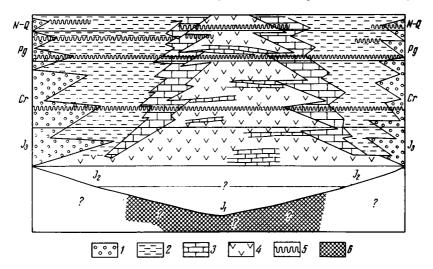


Рис. 2. Принципиальная схема распределения фаций осадочно-вулканогенного комплекса (1-й и 2-й слои в Атлантическом океане) (предлагаемая модель с учетом дрейфа континентов)

1— геминелагические терригенно-осадочные отложения, 2— пелагические глины; 3— пелагические карбонатные отложения; 4— базальты с прослоями карбонатных пород; 5— перерывы и несогласия; 6— серпентинизированные древние ультрамафиты и мафиты мантии

Цена 1 р. 20 **к**. Индекс 70228

В 1976 году

в издательстве «Наука»

выйдут в свет следующие труды Геологического института АН СССР по тектонике:

Буртман В. С. СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИ-СТЕМ (ВАРИСЦИДЫ ТЯНЬ-ШАНЯ, КАЛЕДОНИДЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ). 17 п. л., ориен-

тировочная цена 1 р. 70 кол.

В монографии исследован процесс превращения геосинклинальных систем в складчатые системы. Описана методика такого исследования. Рассмотрена эволюция структуры каледонских и варисских геосинклинальных систем (Тянь-Шаня, Британии, Скандинавии, Пиренейского полуострова и др.) в результате последовательного наложения процессов шарьирования и многократного складкообразования. Проведен анализ стадийности тектонических процессов. Исследованы временные соотношения тектонических процессов в палеозойских складчатых системах Средней Азии, Европы и Северной Америки.

Гафаров Р. А. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА И ТИПЫ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ. 29 п. л., ориентировочная цена

3 руб. 25 коп.

В работе на основе геофизических и геологических данных показано строение фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ. Приводится карта внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы и тектонические схемы Сибирской и Северо-Американской платформ. Описываются основные структурные элементы фундамента платформ: архейские массивы, нижнепротерозойские, среднепротерозойские и байкальские складчатые системы.

Некрасов Г. Е. ТЕКТОНИКА И ВУЛКАНИЗМ ПОЛУОСТРОВА ТАЙГАНОС И СЕ-

ВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ, 16 п. л., ориентировочная цена 1 руб. 60 коп.

На примере полуострова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки рассматриваются особенности эволюции структур и магматизма зоны перехода от мезозоид Северо-Востока СССР к Корякско-Камчатской складчатой области.

Руженцев С. В. КРАЕВЫЕ ОФИОЛИТОВЫЕ АЛЛОХТОНЫ (ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИ-РОДА И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ). 18 п. л., ориентировочная цена 1 руб. 80 коп.

В работе на примере Южного Урала и Аппалач рассмотрено геологическое строение крупных полей пород офиолитового ряда, расположенных в краевых частях древних платформ. Показано, что такие поля представляют собой аллохтонные массы, шарьированные в пределы платформ в результате поддвига последних под эвгеосинклинальные толщи. Рассмотрен механизм формирования покровных структур в связи с представлениями «глобальной тектоники плит». Большое место уделено методам плеотектонических и фациальных реконструкций в областях, характеризующихся покровным строением. На этой основе дана схема тектонического развития областей стыка платформ и эвгеосинклиналей.

ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ КНИГ ПОЧТОЙ ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО АДРЕСУ:

117464 Москва В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой, Академкнига»; 197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул. 7, магазин «Книга — почтой, Академкнига», или в другие магазины «Академкнига».

