

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1973

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

МОСКВА

№ 1, 1973 г.

СОДЕРЖАНИЕ

В. М. Цейслер. Связь молассовых формаций и орогенных структур	3
В. А. Буш, Р. Г. Гарецкий, Ю. А. Иванов, Л. Г. Кирюхин. Структурно-формационные зоны нижнепермских образований Северо-Западной Европы	18
Л. В. Витте, М. М. Одинцов. Закономерности формирования кристаллического фундамента юго-запада Сибирской платформы	29
В. А. Наумов. Строение краевого шва Сибирской платформы в пределах Прибайкалья	38
Б. М. Петров. Нижнепротерозойская структура территории КМА и некоторые черты ее развития	42
А. Г. Алексин, А. Н. Шарданов, Эших Халед. Тектоническая история северо-западной Сахары	55
А. А. Белов. Тектоническое развитие Западного и Центрального Тавра в палеозое (Турция)	65
Т. В. Молчанова. Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса	81
А. И. Русадзе, Э. Э. Грузман. О глубинном строении района Тбилиси по сейсмическим данным	96
А. Т. Богаец. Структуры меловых и палеогеновых отложений равнинного Крыма и Присивашья	104
А. А. Терехов, К. Н. Мамошина, Э. П. Москаленко. О продолжении структур северо-западного Кавказа во впадину Черного моря	113

Рецензии

А. Г. Малюжинец. О монографии В. И. Громина «Малые структурные формы и палеореологические реконструкции»	121
---	-----

Хроника

А. Ф. Адамович. Тектоника дна морей, океанов и островных дуг	123
Памяти Всеволода Сергеевича Журавлева	125

GEOTECTONICS

JANUARY — FEBRUARY

MOSCOW

№ 1, 1973

CONTENTS

V. M. Tseisler. Connection between molassal formations and orogenic structures	3
V. A. Bush, R. G. Garetsky, Yu. A. Ivanov, L. G. Kiriukhin. Structural-formation zones in Lower Permian deposits of North-Western Europe	18
L. V. Vitte, M. M. Odintsov. Regularities in the crystalline basement formation in the south-west of the Siberian platform	29
V. A. Naumov. Structure of the marginal suture on the Siberian platform in Baikal area	38
B. M. Petrov. Lower Proterozoic structure of the Kursk Magnetic Anomaly territory and some features of its evolution	42
A. G. Aleksin, A. N. Shardanov, Eshih Haled. Tectonic history of North-Western Sahara	55
A. A. Belov. Tectonic history of the Western and Central Taurus during the Paleozoic (Turkey)	65
T. V. Molchanova. Place of the Mesozoic granitoid magmatism in the structures of the Pacific tectonic belt	81
A. I. Rusadze, E. E. Gruzman. On the deep structure of Tbilisi region according to seismic data	96
A. T. Bogaetz. Structures of Cretaceous and Paleogene deposits in the plains of the Crimea and the Sivash area	104
A. A. Terekhov, K. N. Mamoshina, E. P. Moskalenko. On a continuation of structures from the North-Western Caucasus into the Black Sea basin	113

Reviews

A. G. Maliuzhinets. On a monograph by V. I. Gromin «Minor structural forms and paleorheological reconstructions»	124
---	-----

Chronicle

A. F. Adamovich. Floor tectonics in seas, oceans and island arcs	123
To the memory of Vsevolod Sergeevich Zhuravlev	125

УДК 551.26.22+551.242.3

В. М. ЦЕЙСЛЕР**СВЯЗЬ МОЛАССОВЫХ ФОРМАЦИЙ
И ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР**

В составе отрицательных структур, развитых в границах геосинклинальной области на орогенном этапе развития, выделены четыре типа структур: наложенные молассовые мульды, молассовые синклиории, молассовые грабены и молассовые вулканоплутонические впадины. Делается вывод о геосинклинальной природе молассовых синклиориев, в то время как все остальные типы структур равно характерны для орогенных областей «эпигеосинклинальных» и «эпиplateформенных». Орогенные молассовые структуры возникают в пределах орогенических поясов, накладывающихся на области платформенного и геосинклинального развития.

Вопрос об орогенных (молассовых) формациях и орогенном этапе развития складчатых систем привлекает общее внимание исследователей, изучающих горные области. Роль орогенного этапа в развитии геосинклинальных областей различными исследователями трактуется по-разному. Наиболее широкое признание получили представления об орогенном этапе как о заключительном этапе развития геосинклинальной области (Муратов, 1963), как о последней стадии геосинклинального тектонического цикла (Хаин, 1964).

А. А. Богданов пришел к выводу о самостоятельности орогенного этапа. В одной из работ (Богданов, 1959) им предложено именовать орогенным этапом время, наступающее после завершения геосинклинального развития и продолжающееся до наступления типично платформенного развития (девон — пермь в каледонидах Центрального Казахстана). Определенная самостоятельность орогенного этапа подчеркивалась Н. П. Херасковым. Идея об обособленном, относительно самостоятельном орогенном этапе получила свое развитие в работах А. А. Моссаковского (1965), который пришел к выводу, что орогенный этап — это длительный трехстадийный процесс на пути превращения геосинклинальной области в платформу.

Особое мнение по поводу орогенного этапа нашло отражение в работах С. С. Шульца, которым области горообразования выделяются как особый структурный элемент земной коры, равнозначный материковым платформам и геосинклинальным областям (Шульц, 1962).

Мы попытаемся подойти к оценке орогенного этапа на основе анализа формаций, заполняющих отрицательные структуры, которые возникают и существуют на орогенном этапе. Орогенные отрицательные структуры тем более важны, что они контролируют распространение большой группы важных осадочных полезных ископаемых.

Орогенный этап в развитии геосинклинальных областей М. В. Муратовым (1963) именуется молассовым на том основании, что прогибы орогенного этапа заполнены молассой. Характеристике молассовых формаций и структур посвящены исследования А. А. Богданова, А. Е. Михайлова, И. В. Хворовой, В. Е. Хаина, Н. П. Хераскова, А. А. Моссаковского, М. В. Муратова, А. В. Пейве, Ю. М. Пушаровского, В. И. Попова,

О. А. Мазаровича, К. А. Клитина, Е. А. Долгинова, В. П. Горского, М. С. Нагибиной и многих других. Особый интерес представляет обобщение Ю. М. Пушаровского (1959) по тектонике краевых прогибов.

В число молассовых формаций разные исследователи включают неодинаковое количество формаций. В узком смысле слова к молассам относят серии обломочных пород, накопившиеся при размыве горных хребтов. М. В. Муратовым и автором (Муратов, Цейслер, 1969) к комплексу молассовых формаций отнесены разнообразные по вещественному составу парагенезы горных пород, заполняющие отрицательные структуры орогенных областей: краевые прогибы, межгорные впадины.

Молассовые формации накапливаются при расчлененном рельефе поверхности земной коры в условиях господства восходящих тектонических движений. Генетически это аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, дельтовые, озерные, лагунные и морские накопления. Нередко они содержат продукты вулканизма.

В стратиграфической последовательности комплекс молассовых формаций занимает различное положение относительно других структурных комплексов. В одних случаях молассовые формации без существенного перерыва сменяют вверх по разрезу геосинклинальные формации (эпигеосинклинальные молассы), платформенные формации (эпиплатформенные молассы). Нередки случаи, когда молассовые формации без углового несогласия сменяют формации чехла срединных массивов. Часто молассовые формации залегают с резким угловым несогласием и крупным стратиграфическим перерывом на различных структурных комплексах. В свою очередь молассовые формации оказываются перекрытыми геосинклинальными формациями последующего геосинклинального этапа развития, платформенными формациями, а также молассой последующего орогенного этапа. Отсутствие (наличие) угловых несогласий в подошве молассового комплекса зависит от характера унаследованности частных структур, сменяющих друг друга во времени. Указанный показатель изменяется на площади даже в пределах единой структуры.

Среди отрицательных орогенных структур в Альпийской геосинклинальной области, где орогенные структуры получили наиболее четкое выражение, а также в геосинклинальных областях предшествующих эпох складчатости выделяется четыре типа структур, в которых молассовый комплекс перекрывает геосинклинальные образования: 1) крупные линейные прогибы — молассовые синклиории; 2) крупные чашеобразные молассовые мульды; 3) молассовые грабены; 4) вулканоплутонические впадины.

Отмеченные структурные формы различаются общей морфологической характеристикой, степенью унаследованности от структур предшествующего этапа, мощностями молассового комплекса (иногда), магматизмом, характером складчатости молассового комплекса, взаимоотношением генетических типов отложений в составе молассовых формаций. Тем не менее между указанными типами структур наблюдаются и переходные формы, что, вероятно, объясняется одновременностью и взаимосвязанностью их существования. Четвертый тип структур по существу является сборным, поскольку в составе вулканоплутонических впадин удается наметить структуры, приближающиеся к первым трем типам (таблица).

МОЛАССОВЫЕ СИНКЛИОРИИ

Первая группа структур объединяет крупные линейные прогибы, заполненные молассой. Сюда относятся главным образом краевые прогибы, а также линейные межгорные прогибы, выделяемые обычно как «унаследованные».

Структуры	Орогенные области (пояса)						
	эпигеосинклинальные			эпиplatformенные			
Положительные	Сводово-глыбовые поднятия (горные массивы)						Новообразованные орогенные структуры
Отрицательные	Молассовые мульды	внутренние (межгорные)	Более 850 км в поперечнике	На субокеанической коре	Молассовые мульды	внешние (предгорные)	
		внешние (предгорные)	Менее 850 км в поперечнике	на материковой коре			
	Молассовые грабены				Молассовые грабены	внутренние (межгорные)	
	Молассовые синклиории	Внешние (краевые) прогибы			Не известны		
		Внутренние (межгорные) прогибы					
	С активным вулканизмом «вулканические пояса»	Вулканогенно-молассовые синклиории			«Вулканические пояса»		
Вулканогенно-молассовые грабены			Вулканогенно-молассовые грабены				
Наложённые вулкано-плутонические мульды			Наложённые вулкано-плутонические мульды				
						Структуры генетически связанные с геосинклинальным этапом	
						Новообразованные орогенные структуры	

На территории Альпийской складчатой области расположены краевые прогибы Альп, Карпат, Копет-Дага, прогиб Эбро, Мессопотамский (?) прогиб, Среднекуринский прогиб, прогиб р. По, Кучано-Мешхедский и Исфахен-Сендабадский прогибы и др.

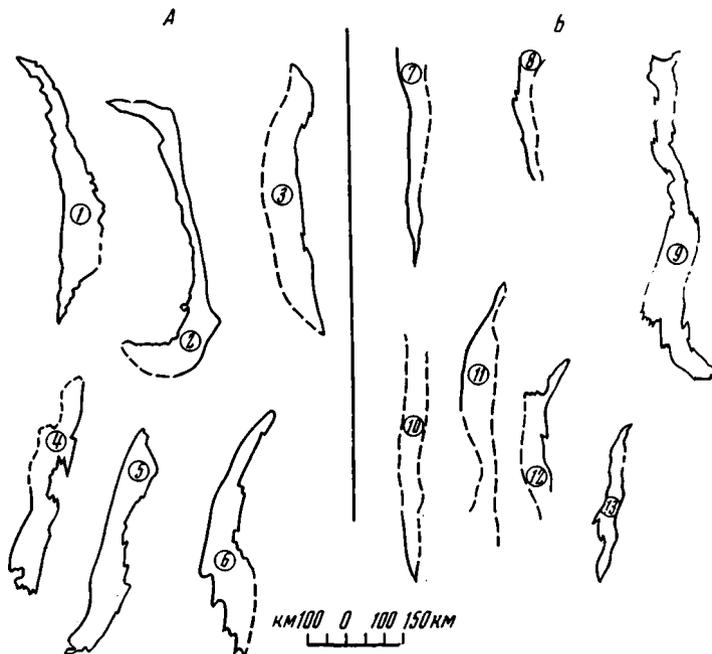


Схема морфометрических особенностей некоторых синклинорных структур по контурам опорных стратиграфических горизонтов.

А — синклинории, сложенные молассовым комплексом: 1 — Предальпийский (неоген — антропоген); 2 — Предкарпатский (неоген); 3 — Лено-Анабарский (верхняя юра — нижний мел); 4 — Северо-Уральский (пермь — нижний триас); 5 — Юрезано-Сылвенский (нижняя пермь); 6 — Бельский (пермь — нижний триас). **Б** — синклинории, сложенные геосинклинальным комплексом: 7 — Дибрарский (верхняя юра — мел); 8 — Севанский (верхний мел — эоцен); 9 — Инъяли-Дебинский (нижняя юра — келловей); 10 — Тагильский (силур-девон); 11 — Магнитогорский (силур — нижний карбон); 12 — Зилаирский (девон — нижний карбон); 13 — Мамский (верхний протерозой).

С областями герцинской складчатости в СССР связаны Бельская, Юрезано-Сылвенская, Североуральская впадины, Карагандинский синклинорий. К этой же категории структур относятся позднеордовичские и силурийские прогибы в Казахстано-Киргизских каледонидах, Прибайкальский, Патомский, Жуинский и другие вендские прогибы байкалид в обрамлении Сибирской платформы.

Ширина указанных прогибов, заполненных молассовыми формациями, составляет 40—50 км (редко до 100 км); длина достигает 700—1000 км. Отношение ширины к длине прогибов составляет 1 : 10 и менее. По размерам указанные структуры соизмеримы с синклинориями, образованными геосинклинальным комплексом. Так например, впадины Предуральского прогиба по величине близки к Тагильскому, Магнитогорскому, Зилаирскому синклинориям, сформировавшимся, как известно, на месте частных геосинклинальных прогибов (рисунок). Предальпий-

ский и Предкарпатский прогибы соизмеримы с флишевыми синклиниями, Среднекуринский прогиб — с мел-палеогеновыми Севанским и Еревано-Ордубадским синклиниями. Структуры рассматриваемого типа иногда отличаются от обычных «геосинклинальных» синклиниев асимметрией, несколько меньшей степенью дислоцированности пород, а главное, тем, что указанные структуры заполнены молассой.

Ряд молассовых формаций, заполняющих линейные краевые и межгорные прогибы, обычно структурно тесно связаны с геосинклинальным комплексом. Тесная связь молассовых и флишевых формаций устанавливается в Предуральском прогибе (Хворова, 1960, Горский, 1966), в Предальпийском прогибе, флишеидной и моласс — в Предкарпатском прогибе (Михайлов, 1951), в Прибайкальском прогибе (Клитин, Павлова, 1970), в Тейско-Чапском прогибе (Хаин, Волобуев и др., 1967). В. П. Горский (1966) в истории формирования Предуральского прогиба выделяет две стадии: начальную с флишем и последующую с накоплением моласс.

А. А. Богдановым (1947), И. В. Хворовой (1960), Р. Г. Гарецким и А. Л. Яншиным (1960, 1971) обращено особое внимание на первично глубоководный характер осадконакопления во впадинах Предуральского прогиба. В начале раннепермской эпохи Бельская и Юрезано-Сылвенская впадины представляли собой относительно узкие глубоководные желобообразные прогибы. В осевой зоне грубоководных желобов накапливались маломощные кремнисто-карбонатные осадки. В это же самое время на восточном борту прогиба происходило накопление грубообломочных пород, которые со стороны Уральского поднятия сгружались в желоб. Таким образом, к началу орогенного этапа во время своего заложения прогиб существовал как глубоководный желоб, и только в течение орогенного этапа он оказался заполненным молассовым рядом формаций.

Существование глубоководного желоба к началу орогенного этапа является очень важным показателем, свидетельствующим в пользу отсутствия принципиального различия между структурами геосинклинальными, заложившимися на коре с «гранитным» слоем и краевыми прогибами. Этот вопрос особенно важен потому, что краевые прогибы нередко рассматриваются как структуры компенсационные, возникшие чуть ли ни под тяжестью молассового комплекса на опущенном краю платформы в эпоху горообразования в соседней геосинклинальной области.

Опубликованные сведения о некоторых краевых прогибах (Пушаровский, 1959) не противоречат представлению о том, что многие из них к началу орогенного этапа уже существовали. Р. Трюмпи (1965) отмечает, что палеогеографическая обстановка в области Альп на протяжении геосинклинального этапа многократно изменялась; причем осадконакопление в ряде случаев происходило в условиях глубоководного прогиба, некомпенсированного осадконакоплением. К началу орогенного этапа в северной зоне Альп существовал узкий солоноватоводный пролив, который впоследствии оказался заполненным обломочным материалом с воздымающихся Альп. Р. Трюмпи подчеркивает, что среднеолигоценые рюпельские сланцы и песчаники в одних районах именуют флишем, в других — молассой, что может служить показателем их близости.

Можно сделать вывод о существовании обособленного прогиба к моменту начала накопления вендской молассы по материалам, опубликованным К. А. Клитиним и Т. Г. Павловой (1970), отмечающих последовательную смену рифовой формации молассой в Жуинском и Патомском прогибах. Некомпенсированное осадконакоплением позднепалеозойские прогибы описаны С. В. Христовым (1970) в Южном Тянь-Шане. В. Е. Хаиным, М. И. Волобуевым и др. (1967) отмечена одновременность развития прогибов, относимых к геосинклинальному типу (Воро-

говский) и краевого Тейско-Чапского прогиба. Различия в обоих прогибах заключаются в разном пространственном положении и в том, что один из них заполнен грубообломочными отложениями, относимыми к молассе, другой — карбонатно-терригенным субфлишем. С другой стороны, многие молассовые синклиории как прогибы оформились в течение орогенного этапа.

Важной особенностью истории формирования краевых прогибов является постепенная (скачкообразная) миграция прогибов в сторону платформы (Богданов, 1955; Михайлов, 1951; Пушаровский, 1959, и др.). На примере истории геологического развития многочисленных районов Советского Союза можно показать, что в любой геосинклинальной области последовательное формирование «поздних» прогибов происходит таким образом, что ось наибольшего прогибания постепенно смещается в пространстве. В одних случаях это смещение происходит в направлении смежной платформы (Альпы, Карпаты, Северный Кавказ, Копет-Даг, Урал), в других случаях — от платформы (Верхояние). Крайнее положение в этом ряду пространственно смещающихся прогибов занимают наиболее поздние прогибы, заполненные молассой.

Показательно в этом отношении развитие прогибов в Копет-Даге. В палеогеновое время ось наибольшего прогибания смещена к северу относительно своего положения в меловом периоде. В неогеновое время, когда формировался краевой прогиб, она сместилась еще севернее. Для мелового и палеогенового времени ось наибольшего прогибания фиксируется мощностями формаций геосинклинального комплекса, для неогенового — мощностями молассового комплекса. При этом перестройки структурного плана не происходит, общая тенденция смещения прогиба, наблюдаемая в геосинклинальный этап, сохраняется на орогенном этапе. Создается впечатление, что пока медленно воздымающееся и расширяющееся геантиклинальное поднятие было невелико и невысоко, в прогибе происходило накопление морских геосинклинальных формаций, однако как только поднятие настолько расширилось и выросло, что создало изобилие обломочного материала, прогиб оказался погребенным под молассой, а водоём — отнесен. Характерен также тот факт, что геосинклинальный и молассовый комплексы дислоцированы однотипно и участвуют в строении одних и тех же антиклинальных и синклинальных складок. Только в основании верхних горизонтов молассового комплекса удается наблюдать угловые несогласия.

Как отмечалось выше, к этой же группе структур относятся внутренние молассовые синклиории, относимые к категории межгорных прогибов. По-видимому, в группу следует включать средне-позднекаменноугольный прогиб в Магнитогорском синклиории, каменноугольно-пермские молассовые прогибы Рудного Алтая, Карагандинский синклиорий с угленосным карбоном, девонский Уймено-Лебедской прогиб. Все указанные структуры генетически тесно связаны со структурами, сформировавшимися на геосинклинальном этапе, но сами развивались в условиях орогенного режима. Вероятно, в аналогичных условиях оказалась Центральная синклинальная зона Восточных Карпат в позднекретaceous время, в результате чего геосинклинальный комплекс формаций сменился молассовым. Одним из примеров внутреннего молассового синклиория является западная часть Куринского межгорного прогиба, точнее Среднекуринский прогиб. Е. Е. Милановский (1968), отмечая сложную складчатую структуру прогиба, огромные мощности молассового комплекса, необычную для впадин гравиметрическую характеристику, также пришел к выводу о том, что указанная структура представляет собой геосинклинальный прогиб, заполненный молассовым комплексом. «Ширакско-Аджиноурское сооружение (Среднекуринский прогиб — В. Ц.) принадлежит к весьма своеобразному и еще мало известному типу тектонических элементов складчатой области, который совмещает в себе

генетические и структурные черты геосинклинали и создающегося в итоге ее развития складчатого сооружения с формационными чертами (заполнение молассаами) межгорных прогибов... Приобретение ряда признаков межгорного прогиба, очевидно, неизбежно для геосинклинального прогиба, период погружения которого затянулся почти до самого конца орогенного этапа, завершающего альпийский цикл геотектонического развития геосинклинального пояса Тетиса» (Милановский, 1968, стр. 251).

Для молассовых синклинориев оказывается характерным: смена геосинклинального комплекса молассовым без принципиальной структурной перестройки, наличие в основании молассового комплекса относительно глубоководных отложений, постепенная смена вверх по разрезу морских отложений лагунными и далее континентальными. В строении молассового комплекса краевых прогибов наблюдается асимметрия, чего нет во внутренних молассовых синклинориях; обломочный материал местный. В разрезе молассовых обычно тонкая ритмичность флишевого типа, которая в верхних горизонтах постепенно исчезает. Мощности молассового комплекса обычно составляют 3—5 км.

Тесные структурные связи молассовых формаций с геосинклинальными, а молассовых синклинориев — с синклиноориями, образованными геосинклинальным комплексом, существование некоторых из молассовых прогибов как глубоководных, некомпенсированных осадконакоплением в самом начале орогенного этапа, морфологические особенности прогибов (размеры, форма), линейная складчатость и крупные надвиги в прогибах — все это свидетельствует в пользу отнесения молассовых синклинориев к прогибам геосинклинального типа, развивавшихся в условиях общего поднятия земной коры. В связи с усиленным поступлением обломочного материала в ходе этого поднятия наиболее поздние геосинклинальные прогибы частично или полностью заполняются молассой.

Тесная структурная связь линейных молассовых синклинориев с геосинклинальными прогибами может быть проиллюстрирована примером Приараканского краевого прогиба, сменяющимся по простиранию глубоководным Зондским геосинклинальным желобом.

На принципиальные черты сходства глубинного строения земной коры областей островных дуг и современных орогенных структур Альпийской складчатой области обращено внимание в статье М. С. Маркова и И. А. Соловьевой (1972).

МОЛАССОВЫЕ МУЛЬДЫ

Ко второй группе орогенных структур относятся крупные изометричные мульды, занимающие в Альпийской складчатой области положение межгорных, периклинальных и внешних впадин. Типичными молассовыми мульдами являются Большая и Малая Венгерские впадины, Трансильванская впадина, впадины Центрального Ирана и Афганистана, Южно-Каспийская впадина вместе с ее центриклиналями — Нижнекуринской и Западнотуркменской, Среднекаспийская впадина вместе с Кусаро-Дивичинским прогибом, Валахская впадина вместе с краевым прогибом Южных Карпат, бассейн Эгейского моря, Черноморская котловина и другие котловины внутренних морей. По-видимому, к этому же типу условно следует отнести Индоло-Кубанскую и Терско-Кумскую впадины.

М. В. Муратов (1964) глубокие котловины восточной и западной частей Средиземного моря, Тирренского, Ионического, Эгейского, Черного, Южного Каспия на основании их особой геофизической характеристики (отсутствие «гранитного слоя») рассматривает как особый тип новообразованных структур, не связанных с геосинклинальным развитием Аль-

пийской области, наложенных на различные структурные элементы земной коры. С точки зрения формационной характеристики впадины с «безгранитной» корой и впадины, под которыми «гранитный» слой присутствует, могут быть отнесены к одной группе структур.

Форма молассовых мульд в плане неправильноизометричная. Размеры мульд по линии наибольшей протяженности — от 300 до 700 км, по линии наименьшей протяженности — до 120—400 км. Отношение ширины впадин к длине близко 1:2, иногда приближается к единице. Внутренняя структура мульд, как правило, достаточно простая, частными поднятиями они разделяются на впадины более высокого порядка, напряженная складчатость в мульдах отсутствует.

В Альпийской складчатой области впадины не являются строго одно-возрастными, тем не менее их заложение и активное развитие связано с орогенным этапом. По-видимому, именно эти впадины представляют собой порождение орогенного этапа. Благодаря крупным размерам молассовые впадины переключают различные типы структур: синклинории и антиклинории, сформировавшиеся на месте геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, срединные массивы, окраинные части прилежащих платформ. Молассовые мульды занимают внутреннее и внешнее положение относительно границ геосинклинальной области, причем во внутренних частях геосинклинальной области они пространственно «тяготеют» к ранее относительно приподнятым участкам срединных массивов.

Молассовый комплекс в мульдах залегает трансгрессивно, участками резко несогласно на подстилающих формациях геосинклинального комплекса, свидетельствуя тем самым об общем наложенном характере впадин. В этом случае в основании молассового комплекса присутствуют грубообломочные накопления. В ряде молассовых мульд, унаследовавших прежние зоны прогибания, в вертикальной последовательности молассового комплекса наблюдается постепенная смена отложений относительно глубоководных прибрежными и континентальными (Нижнекубинская, Индоло-Кубанская и другие впадины).

В составе молассовых формаций, заполняющих мульды, основное значение имеют озерные (пресноводные и засоленные), дельтовые, в меньшей степени пролювиальные и аллювиальные типы отложений. Обломочный материал, слагающий формации, поступают не только с поднятий, непосредственно обрамляющих депрессию, но также приносится реками издалека. В некоторых случаях обломочный материал оказывается принесенным со смежной платформы. Так например, хорошо известно, что огромная по мощности среднеплиоценовая толща в Южно-Каспийской котловине образовалась за счет выноса обломочного материала с Восточно-Европейской платформы и Урала палео-Волгой и палео-Уралом. Таким образом, молассовые мульды могут питаться разнообразным обломочным материалом, подчас не имеющим прямого отношения к орогенным поднятиям. Мощности молассового комплекса в молассовых мульдах измеряются первыми километрами.

Характер дислокаций в молассовых мульдах отличается «германотипностью» — четкой связью складчатых форм в чехле с разрывами в фундаменте. Обычными для мульд являются солянокупольные структуры. Степень дислоцированности молассового комплекса, как правило, уменьшается к центральным частям мульд и вверх по стратиграфическому разрезу. Процессы вулканизма имеют место в начальные этапы образования некоторых впадин, причем пространственно они тяготеют к окраинным зонам впадин.

Структурами, которые можно считать аналогами неогеново-четвертичных молассовых мульд Альпийской области, являются Тенизская и Джезказганская впадины, Минусинские впадины, впадина Кузнецкого бассейна, впадины Великобритании.

Формационные ряды Тенизской и Джекказганской впадин рассматривались в работах А. А. Богданова, Ю. А. Зайцева, О. А. Мазаровича, А. Е. Михайлова и других исследователей.

В разрезе среднего-верхнего палеозоя указанных впадин О. М. Мазаровичем (1961) выделено четыре комплекса, которые, по его мнению, соответствуют формациям: первый комплекс (нижний — средний девон) — «вулканогенная (порфиновая) формация межгорных впадин», второй комплекс (средний девон — франский ярус) — «нижняя молассовая формация межгорных впадин», третий комплекс (фаменский ярус — нижний карбон) — «морская карбонатно-терригенная формация»; четвертый комплекс (верхний палеозой) — «верхняя пестроцветная молассовая формация межгорных впадин». В другой работе О. М. Мазаровичем (1967) с несколько иными названиями выделены те же четыре формации, которые разделены на подформации.

С нашей точки зрения, в составе средне-верхнепалеозойского «орогенного формационного комплекса» следует выделить три самостоятельных комплекса, соответствующих трем этапам средне-позднепалеозойской истории каледонид Центрального Казахстана. Отложения нижнего девона — франского яруса, представленные красноцветными и пестроцветными обломочными и вулканогенными формациями, соответствуют орогенному этапу, связанному с каледонской орогенцией. Это собственно молассовые формации каледонских наложенных мульд. Отложения фаменского — визейского ярусов, выделяющиеся широким распространением морских карбонатных и карбонатно-терригенных формаций, залегающих трансгрессивно, перекрывающих молассовые мульды и разделявшие их поднятия, соответствуют этапу тектонической стабилизации. Вряд ли этап общего выравнивания и накопления морских карбонатных отложений можно рассматривать как орогенный. Вероятнее всего, это этап формирования чехла, которым молассовые мульды оказались «запечатанными» под панцирем карбонатных пород.

Верхнепалеозойский молассовый комплекс является вполне самостоятельным. Молассовые мульды, заполненные красноцветными, пестроцветными обломочными, соленосными, угленосными формациями, пространственно смещены относительно девонских молассовых мульд и наследуют их только частично. Формирование указанных мульд связано с проявлением герцинского орогенного этапа на каледонидах.

Самостоятельность позднепалеозойских молассовых мульд хорошо видна на разрезах, приведенных в работе Ю. А. Зайцева и Ю. Ф. Кабанова (1966), а также на палеотектонических схемах, отражающих пространственное положение девонских и позднепалеозойских впадин в Атласе палеогеографических и палеотектонических карт СССР.

Весьма примечательно, что почти во всех впадинах на каледонских структурах (Мазарович, 1961; Моссаковский, 1964) девонский и позднепалеозойский молассовые комплексы разделены комплексом квазиplatformенного чехла, отражающего эпоху тектонической стабилизации и общей морской трансгрессии. Поэтому, говоря о Тенизской, Джекказганской и прочих наложенных впадинах на каледонидах, мы считаем необходимым различать в них разновозрастные, но пространственно частично унаследованные собственно «каледонские» (девонские) и «герцинские» (позднепалеозойские) орогенные молассовые мульды. Характерно также, что в некоторых из них вышележащие отложения мезозоя — палеогена и неоген-четвертичные выступают не только как платформенные, но и как орогенные молассовые. По-видимому, для молассовых мульд характерно длительное унаследованное развитие от одного тектонического периода к другому с периодическим возобновлением прогибания.

Указанный тип структур чрезвычайно широко распространен на территории Альпийской складчатой области. Грабены, различные по величине, ограниченные разломами с одной или с обеих сторон, часто группируются цепочками вдоль зон разломов. Наиболее широко они развиты на площади положительных орогенных структур — в пределах горных поднятий.

На малом Кавказе известны многочисленные грабены, заполненные неоген-четвертичной молассой. Е. Е. Милановским (1968) описаны две зоны развития новейших впадин-грабенов: Севанская и Арпа-Воротанская. Севанская зона впадин в значительной мере унаследует простирание крупного Севано-Акеринского разлома, контролирующего структурный план на протяжении мелового и палеогенового периодов. Арпа-Воротанская система впадин наследует структурный план Ереванского синклинария. Положение конкретных впадин определяется системами продольных и поперечных разломов. Впадины заполнены неоген-четвертичными (часто плиоцен-четвертичными) аллювиальными, озерными, делювиально-пролювиальными обломочными накоплениями, среди которых встречаются покровы базальтов. Ширина грабенов измеряется первыми километрами, длина отдельных грабенов — первыми десятками километров, однако цепочки грабенов протягиваются на сотни километров.

Многочисленные молассовые грабены отмечены М. В. Муратовым (1964) на территории Альп, Атласа, Апеннин, Динарских гор, Балканского полуострова, Карпат, Малой Азии. Известны многочисленные молассовые грабены на территории Копет-Дага. Как подчеркивает М. В. Муратов, указанный тип структур подчинен простиранию разломов древнего заложения, однако в ряде случаев они несомненно контролируются новообразованными разрывными нарушениями.

Речная сеть в Альпийской складчатой области в значительной степени подчинена молассовым грабенам. У разломов, ограничивающих грабены, молассовый комплекс нередко залегает круто, образуя приразломные складки. Расположение грабенов цепочками позволяет составить о них представление как о небольших рифтовых структурах, возникших вдоль зон древних разломов на сводовых структурах орогенного этапа. В ряде случаев молассовые грабены обнаруживают тесную структурную связь с молассовыми мульдами, развиваясь по их периферии.

МОЛАССОВЫЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ВПАДИНЫ

Молассовые впадины, заполненные продуктами андезито-базальтового, липарито-дацитового наземного вулканизма, пользуются широким распространением в орогенных областях. Формирование впадин совпадает с орогенным этапом развития в Альпийской геосинклинальной области, а также в областях палеозойской складчатости.

Специально вопрос об орогенном вулканизме рассматривался А. А. Богдановым, М. Қ. Бахтеевым, Е. Е. Милановским, А. А. Моссаковским, А. В. Пейве, М. В. Муратовым, С. А. Салуном, М. С. Нагибиной, В. Ф. Белым, С. М. Тильманом, Л. И. Красным, Е. К. Устиевым и многими другими исследователями.

Типы структур, связанные с орогенным вулканизмом, еще недостаточно изучены. Стремление к выделению поясов вулканизма в некоторой степени обезличило характеристику конкретных крупных структур, с которыми связано накопление вулканогенных моласс. В то же время сведения, приводимые в литературе, посвященной молассовым вулканогенным формациям, позволяют предполагать, что вулканические пояса объединяют генетически различные структуры.

В Альпийской геосинклинальной области обширные поля, занятые продуктами наземного вулканизма, образуют «вулканические щиты» или «вулканические нагорья», скрывающие под мощным панцирем геосинклинальные структуры Малого Кавказа (Ахалкалакский и Армянский «вулканические щиты»). В данном случае орогенный вулканизм связан с положительными структурами орогенного этапа — с мегантиклинориями. С другой стороны, сами «вулканические щиты» представляют собой структуры отрицательные, так как поверхность геосинклинального комплекса на участках распространения мощных неоген-четвертичных эффузивов относительно прогнута. Внутреннее строение структур типа «вулканических щитов» изучено недостаточно. В их составе выделяются пологие, иногда грабенообразные прогибы и разделяющие их поднятия, а также сопряженные с изометричными прогибами узкие линейные грабены (Милановский, 1968). Молассовый вулканогенный комплекс залегает с резким угловым несогласием на структурах геосинклинального этапа, образуя типичные наложенные формы. Дислоцированность пород обычно слабая.

В крупных отрицательных структурах орогенного этапа вулканические серии перемежаются с осадочными накоплениями. Лавы и пирокластические породы тяготеют к бортам впадин. А. А. Моссаковским (1964) на материалах Кузнецко-Саянской области подмечено различие в составе вулканических комплексов на положительных структурах и во впадинах. Широкое развитие вулканогенных накоплений в целом ряде молассовых мульд в пределах Альпийской области и в областях палеозойских складчатостей позволяет думать о генетическом родстве молассовых мульд, в которых эффузивов мало, и мульд, где они достигают значительной мощности.

Среди герцинских структур Урало-Монгольского пояса в СССР вулканические молассовые впадины широко распространены в Прибалхашье и в Среднем Тянь-Шане. Область развития позднекаменноугольных — пермских эффузивов в Восточном Казахстане В. Я. Кошкин (1972) рассматривает как единую, колоссальную по размерам (около 2000 км протяженности) Балхаш-Илийскую впадину, сложенную вулканитами андезит-дацит-липаритового состава. Изучение формаций орогенного этапа и их соотношения с геосинклинальными позволило М. К. Бахтееву и Н. И. Филатовой (1969) на территории Джунгаро-Балхашской системы установить два типа структур, образованных вулканогенными молассами. Так например, в Прибалхашье, в Токраусском синклинии между формациями, относимыми к геосинклинальным и орогенным, отсутствует угловое несогласие. Структурной перестройки на рубеже двух этапов здесь не установлено. Вулканогенными молассами заполняется прогиб, возникший в геосинклинальный этап развития.

В Джунгарии преемственность между геосинклинальными и молассовыми вулканогенными формациями отсутствует, здесь вулканогенно-молассовая формация образует наложенную новообразованную структуру.

Отмеченные данные позволяют провести полную аналогию между линейными молассовыми синклиниями, сформировавшимися из поздних миогеосинклинальных прогибов, и структурами типа Токраусского синклиния, которые формируются на месте поздних прогибов эвгеосинклинального типа. Наложённые вулканоплутонические впадины представляют собой аналоги молассовых мульд.

Изучение и анализ конкретных структур, заполненных вулканической молассой, вероятно, в дальнейшем позволит выделить среди них различные образования, среди которых найдут свое место аналоги молассовых синклинириев, молассовых мульд, молассовых грабенов, столь широко развитых в областях господства осадочных молассовых накоплений.

Краткий обзор типов структур, возникающих и существующих в эпоху накопления моласс в геосинклинальной области, позволяет противопоставить молассовые мульды, молассовые грабены, наложенные вулканоплутонические структуры, с одной стороны, молассовым синклиниориям (линейными краевым прогибам и некоторым внутренним прогибам). Это противопоставление основано прежде всего на том, что первая группа структур, являясь новообразованной, наложена на различные типы структур геосинклинального этапа. Молассовый комплекс, заполняющий указанные структуры, залегает с угловым несогласием на всех подстилающих образованиях. Характер дислокаций пород молассового комплекса резко отличается от характера дислокаций подстилающего геосинклинального комплекса.

Для второй группы структур (молассовые синклинории) устанавливается тесная формационная и структурная связь с подстилающими формациями и структурами геосинклинальными. Породы геосинклинального комплекса и нижней части молассового комплекса бывают дислоцированы совместно.

Возможность противопоставления указанных типов структур основывается также на их пространственном расположении. Мы не знаем линейных молассовых синклинориев с неоген-четвертичной молассой за пределами границ Альпийской геосинклинальной области. Не встречаются подобные структуры, заполненные верхнепалеозойской молассой, за пределами границ герцинской геосинклинальной области и т. д. В то же самое время различные наложенные вулканоплутонические депрессии, молассовые мульды, молассовые грабены, заполненные молассовыми формациями, выходят далеко за пределы соответствующей геосинклинальной области и не обнаруживают с геосинклинальной областью прямой генетической связи.

Создание карты новейшей тектоники СССР (1959) показало, что неоген-четвертичные молассовые мульды и грабены, разобщенные высокими горными поднятиями, не являются исключительной принадлежностью Альпийской геосинклинальной области. Площадь развития неоген-четвертичных наложенных орогенных структур в несколько раз превышает площадь самой геосинклинальной области и не совпадает с ней по простиранию. К тому же площадь одновременно развивающихся геосинклинальных прогибов, как убедительно показано М. В. Муратовым (1969), составляет менее половины от площади самой геосинклинальной области, значительные пространства которой отвечают срединным массивам.

Как справедливо отмечено С. С. Шульцем (1962), характер движений, амплитуды, мощности молассового комплекса, строение земной коры не имеют принципиальных отличий на Кавказе, который до неоген-четвертичного времени развивался как геосинклинальная система, и в Тянь-Шане, развивавшемся в течение мезозоя и палеогена как часть эпипалеозойской платформы. С. С. Шульцем на основе анализа неоген-четвертичных орогенных структур показано их единство на всей территории СССР, вне зависимости от времени предшествующих геосинклинальных этапов.

Несовпадение площадей распространения молассовых мульд и грабенов, заполненных молассовым комплексом мезозоя, среднего палеозоя, верхнего палеозоя с соответствующими геосинклинальными областями, устанавливается как явление общее. Как известно, девонские молассовые мульды накладываются не только на каледонские геосинклинальные системы, но и на салаирские, байкальские и даже на древние платформы. Не менее разнообразное структурное положение занимают девонские магматические комплексы. Также широко развиты верхнепалеозойские и мезозойские молассовые впадины в пределах всех более древних

геосинклинальных областей (С. С. Шульц, М. С. Нагибина, И. В. Корешков и др.). Характерно, что новообразованные орогенные структуры ассоциируются с одновозрастными магматическими комплексами, причем эта связь наиболее четко устанавливается на участках, глубоко обнаженных эрозией (Центральный Казахстан, Восточный Саян, Забайкалье, Становой хребет, Алданский щит и др.).

Рассматривая распространение верхнепалеозойских вулканогенных моласс на территории Евразии, А. А. Моссаковский (1970) пришел к выводу, что орогенный вулканизм локализуется в зоне широтного пояса, секущего различные по возрасту геосинклинальные области. Контуры вулканического пояса в известной мере также намечают положение зоны позднепалеозойского орогенеза со структурами, заполненными молассой.

Явления орогенеза, наложенные на участки земной коры, испытавшие до этого платформенный режим развития, в литературе освещены как процессы активизации платформ, аркогенез, эпиплатформенный орогенез и т. п. Наибольшее распространение получили представления о том, что эпиплатформенный орогенез обусловлен вовлечением участков платформ, примыкающих к геосинклиналям, в общее поднятие, что «эпиплатформенный орогенез» существует как явление вторичное, как «эхо» по отношению к «эпигеосинклинальному орогенезу». Однако возникает вопрос, насколько вероятно, что 90% площади, хребтов, созданных «эпиплатформенным» орогенезом (по В. Е. Хаину, 1965), можно связывать с явлением второстепенным? Только 10% современных хребтов высотой более 1000 м расположено в Альпийской геосинклинальной области и тем самым как бы являются логическим завершением ее геосинклинального развития в классическом толковании. Аналогично могут быть поставлены вопросы по отношению к площади проявления горообразовательных движений в более ранние эпохи. Насколько вероятно, что обширные по площади орогенические пояса в мезозое, в позднем палеозое, секущие контуры геосинклинальных областей соответствующего возраста, накладывающиеся на разновозрастное геосинклинальное основание и древние платформы, могут рассматриваться как порождение «заключительного» этапа развития соответствующей геосинклинальной области?

С нашей точки зрения вопрос должен решаться в обратном порядке. По-видимому, «заключительный» этап в развитии геосинклинальной области наступает в результате того, что геосинклинальная область оказывается в зоне орогенического пояса, в сфере процессов, которые характеризуют орогенический пояс на всей его площади. Это приводит к общему воздыманию геосинклинальной области, к заполнению наиболее поздних геосинклинальных прогибов молассой и их отмиранию, к формированию наложенных молассовых впадин и горных поднятий, аналогичных по всей площади орогенического пояса вне зависимости от того, оказались ли в зоне орогенного пояса участки платформ, геосинклинальных систем или бывших орогенных структур.

В зоне орогенического пояса (Муратов, Хаин, 1971) происходит коробление поверхности земной коры, вспучивание (всплывание) одних участков и проседание других, раскалывание коры на блоки с их перемещением по линиям ранее существовавших или вновь образованных разломов. Происходящие явления, несомненно, связаны с процессами перераспределения вещества в земной коре, приводящими к увеличению мощности коры под горными сооружениями и утонению (в некоторых случаях — исчезновению) «гранитного» слоя под крупными молассовыми мульдами.

Вполне естественно, что явления, связанные с орогенезом внутри орогенического пояса, должны характеризоваться определенной спецификой (структуры, деформации, магматизм) в зависимости от предшествующей тектонической истории и от степени подвижности основания, на

котором образуются орогенные структуры, т. е. являлся ли данный участок земной коры к началу орогенного развития геосинклинальной системой, складчатой областью, еще не покрытой платформенным чехлом, или же это была типичная платформа.

Таким образом, «заключительный, молассовый» этап геосинклинального развития и «эпиплатформенный орогенный этап» мы рассматриваем как проявление единого процесса, отличающегося некоторыми своеобразными чертами в разных структурных зонах земной коры.

На площади орогенических поясов, периодически возникавших в геологической истории на рубеже протерозоя и палеозоя, в конце раннего палеозоя, в позднем палеозое, в середине мезозоя, в неоген-четвертичное время на участках, наложившихся на геосинклинальные области, наряду с типичными наложенными орогенными структурами мы встречаемся с остаточными поздними геосинклинальными прогибами, заполненными молассой. На участках, где геосинклинальные структуры отмерли значительно раньше, в орогенном поясе формируются только два типа структур: молассовые мульды и (с вулканизмом или без него) грабенообразные рифтовые структуры. В ряде случаев молассовые мульды унаследуют части платформенных прогибов. Интересно, что при повторном проявлении орогенеза некоторые молассовые мульды накладываются друг на друга, в результате чего в отдельных крупных молассовых мульдах на каледонидах и байкалидах наблюдается в разрезе каледонская, герцинская, альпийская молассы, разделенные комплексами платформенного чехла.

Специального рассмотрения требуют вопросы магматизма орогенических поясов, и мы не имеем возможности останавливаться на их характеристике. Как отмечено М. В. Муратовым (1969), во время орогенного этапа формируются значительные массы «вторичной» кислой магмы, которая, поднимаясь вверх, вспучивает земную кору. С другой стороны, с орогенными эпохами связаны излияния огромных масс базальтов, а также формирование щелочных интрузий на платформах.

Несомненно, что в вопросе об орогенных формациях и об орогенном этапе на сегодняшний день остается много неясного и противоречивого, но, по-видимому, мы скорее сможем приблизиться к пониманию многих закономерностей развития земной коры, если подойдем к оценке орогенного этапа как явления общего, проявляющегося одновременно на площади различных структурных зон земной коры, приводящего к отмиранию геосинклинальных прогибов на площади геосинклинальных систем и образованию орогенных структур в областях с предшествующим геосинклинальным или платформенным режимами тектонических движений.

Литература

- Бахтеев М. К., Филатова Н. И. Об особенностях заключительного этапа геосинклинального развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. Изд-во МОИП, М., 1947.
- Богданов А. А. Некоторые замечания о краевых прогибах.— Вестн. МГУ, Сер. IV, 1955, № 8.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1959, вып. 1.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей.— В кн.: Методы изучения тектонических структур. Вып. 1. Изд-во АН СССР, 1960.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Глубоководные осадки складчатых областей.— В кн.: История Мирового океана, «Наука», 1971.
- Горский В. П. Структурно-формационные подразделения Западно-Уральского (Предуральского) прогиба.— В кн.: Осадочные и вулканогенные формации. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1966, т. 128.
- Зайцев Ю. А., Кабанов Ю. Р. О варисийском развитии Джекказганской и Тенизской внутренних впадин (Центральный Казахстан).— Вестн. МГУ. Сер. IV, 1966, № 2.

- Клигин К. А., Павлова Т. Г. Формационный анализ при определении времени завершения байкальской складчатости на юге Сибири.— Геотектоника, № 4, 1970.
- Коскин В. Я. Геотектоническое положение Балхаш-Илийского герцинского вулканического пояса.— В сб.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. Тез. докл. М., 1972.
- Карта новейшей тектоники СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. Под ред. Н. И. Николаева и С. С. Шульца. М., 1959.
- Мазарович О. А. Формационные ряды некоторых межгорных впадин каледонид СССР.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., 1961, № 2.
- Мазарович О. А. Формации варисийского комплекса каледонид Центрального Казахстана (Тенизская и Джезказганская впадины и Сарысу-Тенизский водораздел).— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 5.
- Марков М. С., Соловьева И. А. Глубинное строение земной коры островных дуг и Альпийской складчатой области.— Геотектоника, 1972, № 1.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. «Недра», 1968.
- Михайлов А. Е. Основные этапы развития Предкарпатского краевого прогиба. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отдел геол., 1951, вып. 3.
- Моссаковский А. А. Сравнительная геотектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений, «Наука», 1964.
- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1965, № 2.
- Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— Геотектоника, 1970, № 4.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 6.
- Муратов М. В. Основные черты строения и истории развития Альпийской складчатой области.— В кн.: Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной Тектонической карте Европы. «Наука», «Недра», 1964.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2.
- Муратов М. В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма, «Наука», 1969.
- Муратов М. В., Хаин В. Е. Орогенические пояса.— В сб.: Проблемы геологии на XXIII сессии Международного геологического конгресса. «Наука», 1971.
- Муратов М. В., Цейслер В. М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1968, № 5.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Тр. ГИН АН СССР, 1959, вып. 28.
- Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп.— В сб.: Тектоника Альпийской области. «Мир», 1965.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1964.
- Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа.— Сов. геология, 1965, № 7.
- Хаин В. Е., Волобуев М. И., Воробьев И. В., Ицков А. И., Синельников Д. В. Основные этапы тектонического развития Енисейского Кряжа в докембри и раннем палеозое.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 5.
- Хворова И. В. Флишевая и нижняя молассовая формации Южного Урала.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 2.
- Христов Е. В. Некомпенсированные прогибы Кок-Шала.— В сб.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. «Илим», 1970.
- Шульц С. С. Основные геоструктурные области Земли.— Сов. геология, 1962, № 5.

Московский геологоразведочный институт

Статья поступила
2 марта 1972 г.

УДК 551.242.52 (4—924.1)

**В. А. БУШ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. ИВАНОВ,
Л. Г. КИРЮХИН****СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ
НИЖНЕПЕРМСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ**

Среди нижнепермских образований Северо-Западной Европы выделяется ряд структурно-формационных зон. Внутреннее положение в Средне-европейской варисцийской геосинклинальной системе занимает зона внутриорогенных моласс. Севернее развита периорогенная зона, образованная краевым вулканическим поясом нижней перми и связанными с ним относительно мощными грубообломочными накоплениями. Третью зону составляют сублатформенные песчано-глинистые и сульфатно-соленосные серии нижней перми, тяготеющие преимущественно к блокам с доварисцийским фундаментом. Четвертую зону образуют телеорогенные субквентные вулканы пояса Ферман-Узедом.

Вопросы строения нижнепермских отложений Северо-Западной Европы представляют большой интерес для широкого круга исследователей с двух позиций. Во-первых, с нижнепермскими отложениями красного лежня (ротлигендеса) в Северо-Западной Европе связаны крупнейшие месторождения газа. Учитывая, что по своим структурно-формационным особенностям они имеют много общего с пермо-триасовыми образованиями молодых плит Советского Союза (Западно-Сибирской, Туранской, Скифской), их изучение приобретает большой практический смысл. Во-вторых, в раннепермское время завершается орогенная варисцийских складчатых сооружений Европы, и эта территория постепенно превращается в консолидированную платформу. Изучение образований, свойственных этому этапу, имеет поэтому и теоретическое значение.

Развитие поисковых и разведочных работ на нефть и газ в низменной части Средней Европы и в акватории Северного моря способствовало получению в последние годы новой информации о строении нижнепермских образований. С учетом этих данных в нижнепермских образованиях рассматриваемого региона выделяется ряд структурно-формационных зон (рис. 1).

Внутри варисцийской геосинклинальной системы нижнепермские и тесно связанные с ними верхнекаменноугольные образования заполняют крупные удлиненные наложенные прогибы — трогии Саара и Заале, обширную Внутрисудетскую впадину, а также ряд мелких впадин (Рудногорскую, Деленскую, Верра, Мюльхаузенскую, Штокгеймскую и др.). Материалы по их строению в последние годы обобщены Г. Катцунгом (Katzung, 1968, 1970) и М. Швабом (Schwab, 1970).

Саарский и Заальский трогии на всем своем протяжении почти целиком наложены на геоантиклинальную зону (Среднегерманский кристаллический порог), разделяющую варисцийские геосинклинали Рено-Герцинской и Саксо-Тюрингской зон. Для геоантиклинальной зоны характерна бретонская складчатость с преобладанием поднятий в течение раннего карбона. Последнее привело к тому, что в пределах Среднегерманского кристаллического порога к поверхности фундамента выведены метаморфические образования верхов докембрия («древний кристал-

лин» Броттероде, Кифхойзера, Шпессарт-Оденвальда) или нижнего палеозоя («молодой кристаллин» Рула, зон Виппра, Таунуса, породы района Росслау-Котен). Эти образования формируют антивергентный антиклинорий с опрокидыванием структур в стороны от его оси (структуры зоны Виппра в юго-восточном Гарце опрокинуты к северо-западу, Шварцбургская антиклиналь в Тюрингии — к юго-востоку).

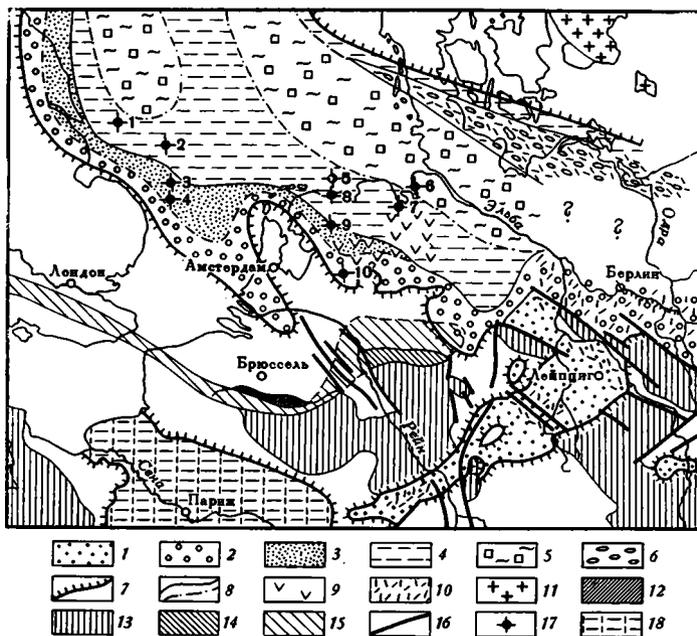


Рис. 1. Схема распространения различных типов разреза нижнепермских образований Северо-Западной Европы

1 — внутриорогенная структурно-формационная зона, 2—3 — периферийная структурно-формационная зона; 2 — грубая моласса, 3 — тонкая моласса; 4—5 — субплатформенная структурно-формационная зона: 4 — песчано-глинистые отложения, 5 — сульфатно-соленосно-глинистые отложения; 6 — телорогенная структурно-формационная зона; 7 — граница распространения нижнепермских образований; 8 — границы структурно-формационных зон и подзон; 9 — вулканогенные образования основного состава; 10 — вулканогенные образования кислого и среднего состава; 11 — выходы докембрийского фундамента на поверхность; 12 — выходы каледонид на поверхность; 13 — выходы варисцид на поверхность; 14 — субварисцидский краевой прогиб; 15 — то же под платформенным чехлом; 16 — важнейшие разломы; 17 — газовые месторождения: 1 — Вест-Сойл, 2 — Энн, 3 — Индефэтигейбл, 4 — Леман, 5 — Амеланд, 6 — Гроотхузен, 7 — Слохтерен, 8 — Фервердеа, 9 — Оудего Аккрум, 10 — Де-Вик; 18 — нижнепермские отложения Парижского бассейна

Заложение трога Заале произошло после судетской складчатости в вестфальское время, когда в мелких прогибах в районе Лейпцига накопились отложения вестфалья В (слой Ронч) и вестфалья С (слой Китцен), представленные преимущественно озерными серыми песчаниками с кварцевой галькой и глинистыми сланцами с редкими пластами углей. Мощность их — первые десятки метров. На них с перерывом и несогласием налегают грилленбергские слои вестфалья Д — серо-фиолетовые озерные песчаники с пластами углей и конгломератов и редкими слоями глинистых и горючих сланцев. Мощность их изменяется от 30—50 м

в юго-восточном Гарце до 300 м (?), по данным бурения, в центральных частях Мансфельдской мульды.

Стефанские отложения развиты гораздо шире и трансгрессивно перекрывают отложения вестфалья, выходя на образования фундамента. Их разрез открывается мансфельдскими слоями стефана А, содержащими флору нижних оттвейлерских слоев Саара. Нижние мансфельдские слои представлены аллювиальными фиолетовыми пуддинговыми песчаниками с галькой кварца мощностью до 90—100 м. Средние мансфельдские слои образованы аллювиально-озерной толщей ритмичного строения. Мощность ритмов достигает нескольких десятков метров; в их основании лежат красноцветные конгломераты с галькой кремнистых сланцев и метаморфических пород и грубые песчаники, переходящие кверху в средне- и мелкозернистые песчаники, красные алевролиты и аргиллиты. Верхние ритмы сложены озерными пресноводными известняками. Мощность нижних мансфельдских слоев достигает 500—600 м. Верхние мансфельдские слои образованы так называемыми зибигеродскими песчаниками — розовыми и красными, грубо- и среднезернистыми, мощностью до 200 м (Hänel, 1969). В расположенной южнее Кверфуртской мульде средние мансфельдские слои согласно перекрыты веттинскими слоями — мелкозернистыми озерными серыми и фиолетовыми песчаниками и алевролитами с преобладанием в верхах черных и серых аргиллитов, содержащих в прослоях углей флору стефана В—С. Мощность веттинских слоев в скважине Кверфурт-2 достигает 330 м (Hagendorf, Schwahn, 1969).

В Галльской и Кверфуртской мульдах отложения стефана с размывом, но согласно перекрыты нижнепермскими породами. Нижний (отенский) ярус ротлигендеса представлен слоями Галле. Их низы относятся к нижнему отену и сложены красными кварцевыми конгломератами, переходящими кверху в красноцветные тонкозернистые песчаники и алевролиты, местами заключающие прослой туфов. В верхах нижних слоев Галле лежат аргиллиты Зибигероде с флорой низов отена. У г. Мансфельд в этих слоях залегает порфириновый покров («мансфельдский мелафир»). Мощность нижних слоев Галле колеблется от 150 до 1000 м. Верхние слои Галле, вероятно, имеют позднеотенский возраст. Их разрез открывают красноцветные конгломераты (30 м), переходящие кверху в красноцветные пуддинговые «бленкенхаймские песчаники» (до 100 м). Выше лежит мощная (до 180 м) пачка красных алевролитов и тонкозернистых песчаников («зенневицкие песчаники»). В конгломератах верхних слоев Галле впервые в значительных количествах (до 50%) появляется галька краснокаменных эффузивов, сносившаяся из области развития пермо-силезского вулканического комплекса Северо-Западной Саксонии.

Верхний (саксонский ярус) ротлигендеса, по данным Г. Катцунга (Katzung, 1970), повсеместно ложится на нижележащие слои вплоть до силезия с размывом, переходя на породы фундамента. Саксонские отложения накапливались уже в отдельных седиментационных мульдах, на которые во второй половине ранней перми распались трюги Саара и Заале. Разрез саксонских отложений начинают хорнбургские слои, сложенные базальным кварцевым конгломератом (80 м), среднезернистыми (43 м) и затем тонкозернистыми (35 м) песчаниками и венчаемые пачкой красных листоватых глин (125 м). Мощность хорнбургских слоев — 200—225 м. Нижний саксоний завершают брахвицкие слои, представленные разнозернистыми красными и коричневыми песчаниками, местами с маломощным пластом конгломератов в основании. Мощность брахвицких слоев колеблется от 30—40 до 160 м. Верхнесаксонские эйслебенские слои ложатся на брахвицкие и хорнбургские слои с размывом. Они открываются «порфириновым конгломератом» (30 м), переходящим кверху в косослоистые песчаники и песчаные алевролиты. Мощность их 60—90 м. Выше согласно лежат верхнепермские отложения (цехштейн).

Суммарная мощность пермо-силезских отложений трога Заале более 3000 м, однако из-за неравномерного развития различных его горизонтов полная его мощность по сейсмическим и буровым данным не превышает 1600—1800 м.

Как можно видеть, в центральной части трога Заале вулканогенные образования в разрезе почти отсутствуют. Они развиваются, как это подметил М. Шваб (Schwab, 1970), лишь в зонах поперечного к структуре трогов Саара и Заале герцинского простиранья. Такие зоны протягиваются вдоль линеамента Эльбы — вулканический комплекс Северо-Западной Саксонии; вдоль крупных разрывов горста Тюрингского Леса (линеамент Пфаля) — Тюрингский вулканический комплекс; вдоль юго-восточного продолжения разрывов грабена Нижнего Рейна — вулканический комплекс Нае.

Разрезы вулканогенно-молассовых комплексов во всех областях их развития достаточно различны. Наиболее изучен разрез Тюрингского Леса. В основании пермо-силезия здесь лежат гееренские слои, начинающиеся базальным красноцветным конгломератом, переходящим кверху в зелено-серые песчаники и алевролиты мощностью в 130 м. Выше следует мощная толща серых и бурых туфов среднего состава и зелено-серых порфиритов, содержащая отдельные покровы порфиров и прослои черных углистых сланцев и песчаников с остатками флоры в нижних частях толщи — верхов стефана, в верхних — отена. Мощность гееренских слоев до 1700 м. На них с размывом налегают манебахские слои ротлигендеса, открывающиеся базальным конгломератом с галькой метаморфических пород и эффузивов, мощностью до 300 м. Верхняя часть манебахских слоев представлена серыми и черными алевролитами с прослоями серых грубозернистых песчаников в низах и черных аргиллитов и углей в верхах. Мощность манебахских слоев достигает 800 м. Возраст их определяется остатками флоры отена. Гольдлаутерские слои представляют собой уже преимущественно красноцветную толщу песчаников мощностью от 200 до 400 м, содержащую многочисленные прослои конгломератов в верхах и низах разреза. В средней их части встречаются серые песчаники с прослоями битуминозных сланцев. Нижний ротлигендес (отен) завершается oberхофскими слоями, образованными серыми и розовыми кварцевыми порфирами, бомбовыми и лапиллиевыми кислыми туфами мощностью до 600—700 м. В oberхофских слоях содержатся также отдельные пласты красноцветных конгломератов, песчаников и аргиллитов.

Верхний ротлигендес (саксоний) в Тюрингии представлен тамбахскими слоями, образующими до пяти однотипных седиментационных циклов. Наиболее широко развиты два цикла — второй и третий. Второй цикл открывается конгломератами, лежащими с размывом на порфирах oberхофских слоев и заключающими линзу кварцевых порфиров и туфов. Выше лежат среднезернистые красноцветные «тамбахские» песчаники. Третий цикл также начинается «конгломератами Вартбурга» и завершается песчаной пачкой небольшой мощности, на которую с размывом ложатся терригенные аналоги цехштейна. Мощность тамбахских слоев 200—250 м. Остатки флоры определяют их раннесаксонский возраст. Вулканических проявлений в саксонских отложениях Тюрингии почти нет. Лишь у Эгельсбурга известны отдельные покровы мелафиров и туфов и редко — силлы основного состава («мезодиабаз Хунберга»). Общая мощность верхнепалеозойского комплекса достигает 2000 м, при сводной мощности до 3000 м.

В Северо-Западной Саксонии процессы вулканизма начались в позднем стефане. К этому времени относятся добрицкие слои: липаритовые порфиры, пехштейны и пестрые туфы кислого состава. Выше с размывом и конгломератом в основании лежат мейсенские слои, представленные преимущественно андезитовыми и дацитовыми порфиритами, реже их туфами.

Отенские образования расчленяются на две серии. Нижняя — коренская серия ложится с разрывом и несогласием на порфиры мейсенских слоев. Базальная ее пачка мощностью до 100 м сложена пестрыми песчаниками и конгломератами с прослоями туфов порфиритов и кварцевых порфиров (нижние коренские слои). Основную по мощности среднюю часть серии слагают чередующиеся между собой покровы андезитовых порфиритов и лав базальтового состава (мелафиры). Верхнюю часть коренской серии образуют верхние коренские слои — слоистые туфы порфиритов, содержащие залежь «лейсницкого порфира». Их аналогом на востоке являются заальхаузские слои, сложенные красными, реже серыми песчаниками с прослоями туфов и черных битуминозных сланцев. Мощность верхней части коренской серии также не превышает 100 м.

Верхняя часть отена представлена рохлицкой серией и сложена преимущественно кислыми вулканитами. Ее разрез открывают кварцевые порфиры Рохлиц, над которыми расположена пачка красных песчаников и конгломератов с прослоями кислых туфов. Выше лежит ряд мощных, но занимающих сравнительно небольшие площади покровов кварцевых порфиров (покровы Фробург, Буххайм, Гримма). Процессы вулканизма в отене завершились внедрением субвулканических интрузий пироксеновых гранит-порфиров и образованием небольших покровов пироксеновых кварцевых порфиров. Общая мощность вулканической серии Северо-Западной Саксонии (включая Галле-Виттенбергский блок) достигает около 1000—1500 м.

Саксонские отложения (верхний ротлигендес) представлены в рассматриваемом районе лишь маломощным (первые десятки метров) порфировым конгломератом, несогласно налегающим на эруптивную серию. Над этим «пограничным конгломератом» согласно лежат верхнепермские отложения цехштейна.

Юго-западная часть трогов Саара и Заале отделена от рассмотренной выше северо-восточной части крупным порогом, где под отложениями цехштейна и мезозоя вскрываются дислоцированные породы кульма и нижнего палеозоя. Лишь в центральной части этого порога расположен бассейн Верра-Фульда, заполненный осадочными красноцветами ротлигендеса, включающими, вероятно, отенские и саксонские отложения (тамбахские слои последних обнажены у г. Эйзенаха). Мощность отложений ротлигендеса в этом бассейне не превышает 600 м. Далее, к юго-западу верхнепалеозойские отложения отсутствуют вплоть до Майнцской мульды, где Х. Фальке (Falke, 1965) предполагает уже присутствие нижнего ротлигендеса и угленосного карбона северо-восточного окончания Саарского бассейна.

Саарский бассейн заполнен мощной (до 9000 м сводной мощности) толщей угленосных отложений верхнего карбона и перми (Falke, 1965; Müller, 1965). На северо-восточном его окончании в бассейне р. Нае в перми существенную роль играют вулканические образования.

Разрез угленосной толщи открывается саарбрюккенской серией (вестфаль), сложенной серыми песчаниками и алевролитами, содержащими редкие прослои конгломератов (преимущественно в северо-восточной, германской части бассейна), своеобразных измененных туфов («тонштейнов») и многочисленные пласти углей рабочей мощности. Саарбрюккенская серия разделяется на две свиты: нижнюю свиту Сент-Ингбрет (в составе ингбретских, роттельских и зульбахских слоев мощностью до 2500 м) и верхнюю свиту Ля-Ув (в составе гайсекских, лунзентальских и хайлингенвальдских слоев мощностью до 2000 м). Свита Сент-Ингбрет отвечает вестфалю С. Свита Ля-Ув — вестфалю Д. Подошва саарбрюккенской серии неизвестна: по геофизическим данным, между ингбретскими слоями и кровлей фундамента залегает еще около 2000 м осадочных пород, возможно, соответствующих вестфалю А и В.

Стефанские отложения (оттвейлерская серия) с размывом налегают на вестфаль (вплоть до зульцбахских слоев). В основании стефана расположен повсеместно прослеживаемый «хольцский конгломерат», мощность которого меняется от 5 до 200 м. Нижний оттвейлер (стефан А) сложен серыми песчаниками и аргиллитами, почти не содержащими углей, зато с многочисленными конкрециями и мелкими пластами карбонатных пород. Мощностью отложений нижнего оттвейлера достигает 550 м. В нем различаются геттельсборнские и дильсбургские слои.

Средний оттвейлер (стефан В) выделяется как потцбергские слои. Он начинается пластом «фельских конгломератов» мощностью до 20—30 м и сложен красными и пестрыми грубозернистыми, часто косослоистыми песчаниками, содержащими 8—10 пластов конгломератов мощностью по 4—10 м. В верхах преобладают красные и пестрые аргиллиты. Мощность потцбергских слоев в Германии составляет 350—500 м, увеличиваясь до 1000—1400 м во французской части Саарского бассейна.

Верхний оттвейлер отвечает, вероятно, стефану С и Д и выделяется как брайтенбахские слои. Здесь вновь появляются серые тонкозернистые песчаники и алевролиты, содержащие рабочие пласты углей. В верхах разреза преобладают серые и черные, а под подошвой перми — красные аргиллиты с прослоями пресноводных известняков. Мощность брайтенбахских слоев составляет от 60 до 120—140 м и до 200 м во французской части Саара.

Нижнепермские (отенские) отложения также начинаются пластом красных («дирмингенских») конгломератов мощностью от 2—4 до 30 м. Во Франции выше них следуют кузельские слои (пачка сероцветных песчаников и алевролитов с остатками раннепермской флоры), которым в ФРГ соответствуют сероцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты ремигусбергских слоев (мощность до 120 м), содержащих отдельные пласты углей. Аналогом верхов кузельских слоев являются пестроцветные алевролиты и аргиллиты альтенгланских слоев (мощность до 180 м) с отдельными пластами известняков. Кузельские, ремигусбергские и альтенгланские слои имеют раннеотенский возраст. К позднему отену относятся красноцветные песчаники и пестрые алевролиты лебахских слоев (местами с прослоями конгломератов) и серые песчаники толейских слоев. В кровле последних обособляется пачка «ольсбрюкских глин». Мощностью отложений верхнего отена достигает 300—400 м.

Саксонские отложения (верхний ротлигендес) во французской части Саарского бассейна представлены толщей красноцветных конгломератов, песчаников и алевролитов (гохштейнские слои), сменяющихся сверху среднезернистыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями доломитов (кройцнахские слои). Мощностью саксонских отложений на западе бассейна достигает 500—600 м.

На востоке, в вулканической области Нае, нижнему саксонии отвечают зетернские слои, а верхнему — вадернские слои (Schwab, 1970). Вулканические процессы в этой области начинаются внедрением лакколлитов основного состава и интрузий фельзит-порфиоров. Разрез зетернских слоев открывает пласт порфировых конгломератов, лежащих с размывом и несогласием на толейских слоях отена. Конгломераты содержат прослой измененных красных порфиритовых туфов («тонштейнов»). Выше расположен «нижний комплекс покровов» мощностью до 500—800 м, представленный чередующимися между собой пластами порфиритов и мелафиров и пачками конгломератов и тонштейнов. Далее следует пачка «порфировых конгломератов» с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов и тонштейнов мощностью до 300 м. Верхи зетернских слоев образует «верхний комплекс покровов», сложенный чередующимися пластами кварцевых порфиоров, кварцевых порфиритов и субвулканическими интрузиями ортофиоров мощностью до 500 м. В верхах этого комплекса

лежит мощный мелафировый (базальтовый) покров, завершающий вулканическую серию зетернских слоев. Вулканические накопления верхнего ротлигендеса образуют ряд крупных вулканических массивов (из которых наиболее известны Дюпшенвейльский, Нофельдский, Доннербергский). Они расположены в зонах северо-западного (поперечного к протяжению Саарского бассейна) простиранья.

Верхнему саксонию в области Нае соответствуют вадернские слои, лежащие с размывом на зетернские слои и образованные в низах красными конгломератами, состоящими из гальки порфиров, порфиритов и мелафиров. Выше по разрезу вадернских слоев, мощность которых достигает 400 м, преобладают среднезернистые красноцветные песчаники, почти постепенно переходящие кверху в красные тонкозернистые песчаники и алевролиты кройцнахских слоев. Немецкие исследователи полагают, что кройцнахские слои могут частично являться стратиграфическими аналогами цехштейна (верхняя пермь) и нижнего бунтзандштейна (низы нижнего триаса). На них с размывом ложатся песчаники среднего бунтзандштейна (пестрый песчаник нижнего триаса).

Таким образом, в молассовой серии верхнего палеозоя трогов Саара и Заале выделяются три части. Нижняя часть разреза образована трансгрессивной серией преимущественно сероцветных угленосных моласс, начавших свое накопление в вестфале в отдельных небольших прогибах, слившихся в стефане в крупные бассейны. Среднюю часть разреза слагают уже преимущественно красноцветные молассы отена — нижнего саксония, образующие регрессивную серию. Они отлагались в отдельных, постепенно сужавшихся прогибах, на которые распались крупные бассейны стефанского времени. Наконец, верхняя часть разреза представлена красноцветными молассами позднего саксония, начавшими свое формирование в остаточных впадинах, унаследованных от раннего саксония, и трансредированными из этих впадин на более ранние молассы и породы фундамента. Верхняя серия моласс тесно связана с платформенными отложениями цехштейна и характеризует этап, непосредственно переходный к платформенному развитию.

В следующей второй структурно-формационной зоне, обрамляющей с севера вариссийский ороген, нижнепермские образования резко несогласно налегают на нижнекаменноугольные (динантские) отложения в кульмских фациях, к которым здесь присоединяется намюрский ярус (разрез Флехтингенского блока). Стефанские и вестфальские отложения присутствуют только в Субвариссийском краевом прогибе, который мы здесь не рассматриваем. В описываемой зоне на стефанский и вестфальский века приходится перерыв. Лишь на востоке, в пределах Предсудетской моноклинали, под эффузивами нижнего ротлигендеса появляется пачка терригенных красноцветов мощностью в первые сотни метров, которая относится польскими геологами к ротлигендесу, хотя и не исключен ее позднестефанский возраст (Буш, Кирюхин, 1971).

В этой зоне вулканические образования ротлигендеса широкой полосой тянутся от района Вустрова в ФРГ через Флехтингенский вал на юго-восток к району Франкфурта на Одере и Губена и далее огибают с севера Предсудетский блок. Вблизи от Верхнесилезского каменноугольного бассейна (как и вблизи от Рурского прогиба) эти образования выклиниваются. Эта зона отвечает субсеквентному краевому вулканическому поясу.

Разрез вулканических образований обнажен на Флехтингенском блоке. Здесь на серые граувакки намюра с угловым несогласием налегают зюплингские слои — серые, реже красные песчаники и алевролиты мощностью 35—70 м; их возраст, вероятно, позднекаменноугольный. Выше, переходя на отложения намюра, следуют зелено-серые порфириты мощностью до 250 м, сменяющиеся вверх по разрезу кварцевыми порфирами, их туфами и туфобрекчиями мощностью около 250 м. В северном на-

правлении (скв. Вустров в ФРГ) мощность вулканитов отена (?) возрастает до 1100 м. Эффузивы с размывом перекрыты бебертальскими слоями позднеотенского (?) возраста — серыми и красными аргиллитами с редкими прослоями красных песчаников. Мощность их до 100 м. Выше с размывом налегают отложения саксонского яруса, где выделяются хорнбургские слои — два ритма, начинающиеся конгломератами и завершающиеся красноцветными песчаниками мощностью до 170 м, и эйслебенские слои — крупнозернистые красные песчаники и аргиллиты мощностью 140 м. Породы ротлигендеса согласно перекрыты отложениями цехштейна.

Восточнее Флехтингенского вала в нижней вулканической части разреза возрастает количество осадочных пород и лав андезитового состава. В кластической части разреза в районе Субварисцийского вулканического пояса и непосредственно к северу от него преобладают грубообломочные осадочные породы: конгломераты, грубо- и крупнозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Такого же типа нижнепермские отложения характерны для северо-западных районов области их распространения, однако мощность эффузивных пород здесь не превышает 170 м, и они характеризуются основным составом. В междуречье Везера и Эмса и прилегающих районах Восточной Голландии эффузивные образования образуют, по-видимому, единый покров, сложенный красновато-фиолетовыми спилитами и миндакаменными порфиритами («мелафирами»). Мощность покрова колеблется от первых метров (местами эффузивы полностью выклиниваются) до 130 м в скважине Оберландер Тенге Z-1 и 170 м в скважине Буххорст Z-4. Эффузивы ротлигендеса расположены в основном в средней части разреза нижней перми (скв. Хорен-1, Оберландер Тенге Z-1, Апельдорн Z-2 и др.); реже в ее верхней части — скв. Буххорст Z-4 или в основании — скв. Хамвиде 2 (Fabian, 1962, 1963; Fabian u. a., 1962; Necht u. a., 1963; Malzahn, 1968; Portn, 1968). Терригенная толща, заключающая эффузивы, сложена преимущественно красноцветными песчаниками, мелко-, средне- и крупногалечными конгломератами с галькой кварца, эффузивов и сланцев. В верхах появляются прослой и пачки глин (скв. Бедекасель-1 в Восточном Фрисланде). Мощность терригенных пород ротлигендеса здесь непостоянна и колеблется от 10—20 до 70—80 м. Углы наклона слоев 0—5°.

Без заметного углового несогласия отложения ротлигендеса подстилают наклоненные под углами 2—10° сероцветные терригенные, местами слабоугленосные породы верхов вестфalia (Necht u. a., 1963; Patijp, 1964; Nedemann, Teichmüller, 1966). Реже встречаются красноцветные толщи стефана — в таком случае граница между карбоном и пермью проводится условно.

На большей части Северо-Западной Европы ротлигендес входит в третью структурно-формационную зону, характеризующуюся субплатформенными типами разрезов. Здесь выделяются два главных типа разреза ротлигендеса: песчано-глинистый и сульфатно-соленосный. Песчано-глинистые отложения развиты в периферийных участках субплатформенного бассейна ротлигендеса. Отложения центральной части бассейна характеризуются преимущественно глинисто-алевролитовым составом с присутствием прослоев и иногда пачек сульфатных и соленосных пород.

В британской части Северного моря первый (песчано-глинистый) тип разреза представлен песчаниками, глинами и конгломератами, достигающими несколько сот метров мощности. На месторождении Слохтерен под незначительной по мощности пачкой глин залегает 200—250-метровая толща песчаников. Мощность песчано-глинистых отложений колеблется от 200 до 750 м.

В юго-западной части Северного моря и на северо-западе ФРГ нижняя пермь представлена уже в соленосных фациях, переход к которым

от терригенных отложений очень постепенный. Так, скважина Z-1, пробуренная на о-ве Фемарн, вскрыла 757 м осадочного ротлигендеса, сложенного глинисто-алевролитовой серией с тонкими прослоями соли (Porth, 1968). В низах этой толщи залегают песчаники и конгломераты; еще ниже — кварцевые порфиры (по ним скважина прошла 200 м и была остановлена). Скважина Брюммерхоф Z-1 вскрыла подобный же разрез: красноцветные глины, переслаивающиеся с солями; эта толща подстилается песчаниками и эффузивами.

Сульфатные фации ротлигендеса, образовавшиеся в полуотшнурованных от расположенного севернее моря бассейнах, развиты западнее порога Доггербанка в области британской акватории Северного моря, в Шлезвиг-Гольштейне и, возможно, в Датском бассейне перед Балтийским щитом (Bartenstein, 1968). Мощные разрезы отложений ротлигендеса в сульфатно-соленосных фациях вскрыты скв. В-2 (980 м) и Нордерней Z-1 (850 м).

В центральной части Шлезвиг-Гольштейнского бассейна ротлигендес сложен следующим разрезом (снизу вверх): 1—глины кирпично-красные с прослоями ангидритов; 2—каменная соль, внизу прозрачная, сверху розоватая до фиолетовой, грубокристаллическая; 3—мергели и глины зеленовато-серые¹; 4—глины и мергели кирпично-красные (Plutchof, 1966). Встреченные в верхах этой толщи фораминиферы указывают на ее морское происхождение.

В четвертой структурно-формационной зоне ротлигендеса, в поясе Фемарн-Узедом, среди разрезов субплатформенного типа появляются субсквентные эффузивы кислого и среднего состава, свойственные собственно варисской области. В этом «телеорогенном» вулканическом поясе нижний ротлигендес сложен преимущественно красно-коричневыми, фиолетово-коричневыми, фиолетово-серыми, реже кирпично-красными и серыми порфиритами и кварцевыми порфирами риолитового и риодацитового состава, образующими мощные (до 80—120 м) покровы, которые отделены друг от друга 5—20-метровыми пачками вулканических брекчий и лапиллиевых туфов, редко — туфогенных алевролитов. Максимальная мощность вулканических накоплений 1300—1700 м.

Над эффузивами лежит толща осадочного или верхнего ротлигендеса, сложенная преимущественно красноцветными порфировыми конгломератами и алевролитами. Областью сноса служит расположенный юго-западнее вулканический хребет и породы палеозоя Рюгена (Rost, Schimpanski, 1967). Мощность моласс растет с севера на юг от 100 до 400 м. Выше следуют отложения цехштейна.

Эффузивы ротлигендеса залегают на континентальной аргиллитово-песчаной толще верхнего карбона мощностью более 900 м. Она делится на две серии: верхнюю — красноцветную (стефан) и нижнюю — сероцветную (Albrecht, Goldbecher, 1964; Albrecht, 1967; Pensold, 1967). В нижней серии встречаются отдельные пласты углей с остатками флоры вестфалья А и В. Мощность этой толщи растет к югу почти до 3000 м. По общему типу она близка к субплатформенному верхнему карбону Голландии. Нижнекаменноугольные морские стложения этой области сложены известняками и относятся к визейскому и турнейскому ярусам. Мощности их составляют соответственно 700 и 600 м. Ниже по разрезу вскрыты докаменноугольные (но более молодые, чем ордовик) отложения мощностью около 800—1000 м. Описания их не приводятся (Albrecht, 1967), однако по сведениям из близлежащих районов Польского Поморья здесь, вероятно, присутствуют континентальные красноцветные отложения нижнего и среднего девона в фации «олд ред» и морские глинисто-карбонатные отложения верхов девона.

*

¹ Мощности толщ не указаны.

Сделанное описание различных типов разрезов ротлигендеса показывает, что в Северо-Западной Европе в ротлигендесе может быть выделен ряд структурно-формационных зон (рис. 1 и 2).

Внутреннее положение в Среднеевропейской варисцийской геосинклинальной системе занимает зона внутриорогенных моласс, заполняющих крупные позднепалеозойские наложенные прогибы — трогги Саара и Заале и ряд мелких наложенных впадин преимущественно внутри Саксо-Тюрингской зоны. Здесь могут быть выделены участки с интенсивным

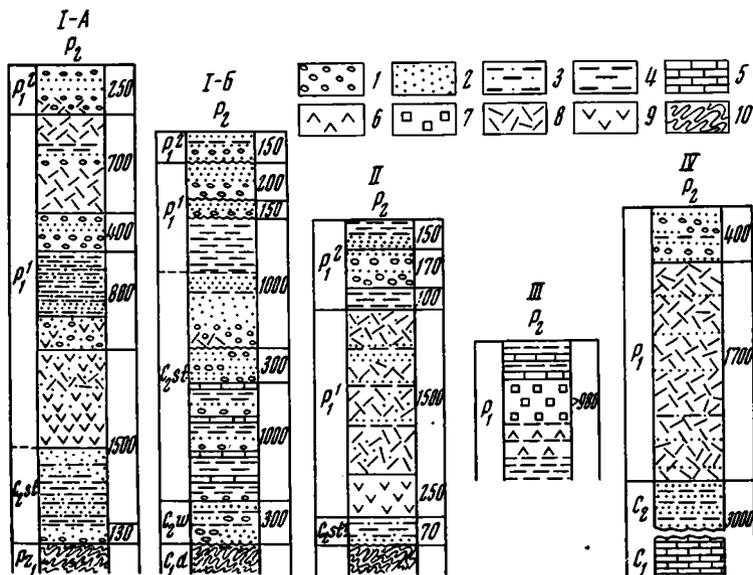


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов нижнепермских образований Северо-Западной Европы

1 — конгломераты; 2 — пески и песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глины, аргиллиты, глинистые сланцы; 5 — известняки и мергели; 6 — ангидриты и гипсы; 7 — каменная соль; 8 — лавы кислого состава и их туфы; 9 — лавы основного и среднего состава и их туфы; 10 — вариссийский складчатый фундамент. Структурно-формационные зоны: I—А — внутриорогенных вулканических моласс, I—Б — внутриорогенных моласс, II — периорогенных вулканических моласс, III — субплатформенных сульфатно-терригенных отложений, IV — телеорогенных вулканических моласс

субсеквентным вулканизмом ранней перми и конца позднего карбона и участки с господством терригенного осадконакопления.

Вторая (периорогенная) зона нижнепермских образований Северо-Западной Европы образована субсеквентным краевым вулканическим поясом нижней перми и связанными с ним относительно мощными грубообломочными накоплениями. Эти структуры являются своеобразным гомологом краевого прогиба на поздней стадии развития орогенеза варисцид.

Третью зону составляют субплатформенные песчано-глинистые и сульфатно-соленосные серии нижней перми, тяготеющие преимущественно к блокам с довариссийским возрастом консолидации фундамента.

Наконец, четвертую зону образуют телеорогенные субсеквентные вулканы и молассы пояса Фемарн-Узедом, приуроченные к зонам глубинных разломов, удаленных от варисцийской орогенной области и рассекающих довариссийский фундамент.

С нижнепермскими образованиями в Северо-Западной Европе связаны крупнейшие месторождения газа, приуроченные или к зоне развития периорогенных моласс, или же к песчано-глинистым отложениям суб-

платформенного типа, оконтуривающим область распространения сульфатно-соленосных толщ.

Исходя из этого, задачей дальнейшего изучения позднепалеозойских образований молодых плит Советского Союза является выделение среди них, по аналогии с Северо-Западной Европой, различных структурно-формационных зон и выбор участков, наиболее перспективных для поисков месторождений нефти и газа.

Литература

- Буш В. А., Кирюхин Л. Г. О положении субсеквентных эффузивов верхнего палеозоя в структуре Средней Европы.— Сов. геология, 1971, № 3.
- Albrecht K. H. Zur Ausbildung und zum geologischen Bau des Paläozoikums auf Rügen.— Ber. Geol. Ges. Rh. «A» (Geol. Paläont.—1967, No. 1/2.
- Albrecht K. H., Goldbecher K. Neue Aufschlüsse des Rot — liegenden im Norddeutschen Flachland.— Z. angew. Geol. 1964, B. 10, No. 5.
- Bartenstein H. Paläogeographische Probleme beim Aufsuchen von Kohlenwasserstoff-Lagerstätten in Paläozoikum. Erdöl und Kohle, 1968, B. 21, No. 1.
- Fabian H. J. Das Jungpaläozoikum zwischen Diepholz und Twistingen (Konzession Riddennade) und seine Erdgasführung.— Erdölzeitschrift. 1963, B. 79.
- Fabian H. J., Gaerthner H., Müller G. Oberkarbon und Perm der Bohrung Oberlanger Tenge Z-1, Emsland. Fortschr. Geol. Rheini. u. Westf., 1962, N 3, T. 3.
- Falke H. Zur Frage der Ausdehnung und faziellen Entwicklung des Saarkarbons nach Nordosten.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1965, B. 117, No. 1.
- Hagendorf U., Schwahn H. J. Sedimentpetrographische und paläontologische Untersuchungen der Permosiles im Untergrund der Querfurter Mulde.— Hallesches Jahrb. mitteldeutsche Erdgesch. 1969, B. 9 (1967), Leipzig.
- Hänel M. Fazies, Sedimentation und Paläogeographie der Grillenberger und Mansfelder Schichten am SE-Rand des Harzes.— Hallesches Jahrb. mitteldeutsche Erdgesch. 1969, B. 9 (1967), Leipzig.
- Heht F., Herring O., Knobloch J., Kubella K., Rühl W. Stratigraphie. Speichergesteinsausbildung und Kohlenwasserstoffführung im Rotliegenden und Karbon der Tiefbohrung Hoya*Z-1.— Fortschr. Geol. Rheini. und Westf. 1963, N 3, T. 3.
- Hedemann H. A., Teichmüller R. Stratigraphie und Diagenese des Oberkarbons in der Bohrung Münsterland-1.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1963, B. 115.
- Katzung G. Rotliegendes. Grundriss der Geologie der DDR. B. 1, Akad. Verl. Berlin, 1968.
- Katzung G. Permosiles im Südteil der DDR (Überblick) — Ber. Geol. Ges. Rh. «A» (Geol., Paläontol.), 1970, B. 15, No. 1.
- Malzahn E. Die Ergebnisse der Erdöl und Erdgasaufschluss — bohrfähigkeit in der Bundesrepublik Deutschland im Jahre 1967.— Erdöl — Erdgas — Zeitschrift, 1968, B. 84
- Müller E. M. Überblick über die Geologie des Saarlandes.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1965, B. 117, No. 1.
- Patijn R. Die Entstehung von Erdgas infolge Nachinkohlug im Nordosten der Niederlande.— Erdöl und Kohle, 1964, B. 17, No. 1.
- Pensold G. Zum Vorkommen von Intrusivgesteinen im Oberkarbon des Nordteils der DDR.— Ber. Dtsch. geol. Ges. Rh. «A» (Geol. Paläontol.), 1967, B. 12, No. 3/4.
- Plumhof F. Mariner Oberrotliegendes im Zentrum Nordwestdeutschen Becken.— Erdöl und Kohle. 1966, B. 19, No. 10.
- Portn H. Die Erdöl- und Erdgasexploration in Bundesrepublik im Jahre 1967.— Erdöl und Kohle. 1968, B. 5.
- Rost W., Schimanski W. Übersicht über das Oberkarbon und das Rotliegende im Nordteil der DDR — Ber. geol. Ges. Rh. «A» (Geol., Paläontol.), 1967, B. 12, No. 3/4.
- Schwab M. Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im Permosiles Mitteleuropas.— Ber. geol. Ges. Rh. «A» (Geol., Paläont.), 1970, B. 15, No. 1.

Геологический институт
АН СССР
ВНИГНИ
НИЛЗарубежгеология

Статья поступила
11 августа 1971 г.

УДК 551.242.51 (571.53)

Л. В. ВИТТЕ, М. М. ОДИНЦОВ

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА
ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Рассматривается зависимость физических свойств и физических полей метаморфических пород фундамента юго-запада Сибирской платформы от степени метаморфизма и гранитизации их. Установлено, что основные вещественные и структурные неоднородности фундамента обусловлены протерозойскими процессами и в значительной мере — процессами гранитизации.

В статье рассматриваются некоторые особенности внутренней структуры и вещественного состава фундамента юго-запада Сибирской платформы. Эта территория в настоящее время изучена геофизическими методами достаточно детально. Данные аэромагнитной и гравиметрической съемок использовались для составления схем строения фундамента М. М. Одинцовым, В. А. Твердохлебовым и др. (1962), Э. В. Савинским (1965), Р. А. Гафаровым (1965), Л. В. Булиной, Т. Н. Спижарским (1965), С. М. Замараевым (1967), М. П. Гришиным (1968) и др.

Авторы статьи, как и большинство предшествующих исследователей, использовали данные аэромагнитной и гравиметрической съемок совместно с анализом геологической структуры обнаженных районов фундамента. При сопоставлении имеющихся карт гравитационного и магнитного полей с геологическими картами обнаженных районов фундамента были выявлены четкие закономерности, которые выдерживаются в пределах всего обрамления независимо от возраста вскрытых докембрийских комплексов. Кратко они заключаются в следующем. В физических полях отражается суммарный эффект преобразований вещества в ходе метаморфических и ультраметаморфических процессов. В фундаменте юго-запада Сибирской платформы очень широко проявлены процессы гранитизации ниже-, средне- и, возможно, верхнепротерозойского возраста. Установлено, что участки интенсивного проявления процессов гранитизации независимо от первоначального состава и возраста слагающих их пород характеризуются минимумами гравитационных и магнитных полей. Участки негранитизированные характеризуются гравитационными и магнитными аномалиями. Это находит подтверждение в анализе физических свойств пород, проведенном с учетом их петрологической характеристики. Наиболее магнитными являются породы гранулитовой фации, метаморфизованные вулканогенно-сланцевые породы, железистые кварциты, а также основные и ультраосновные породы. Наименее магнитны мигматизированные и гранитизированные гнейсы. Геологическими данными установлена связь процессов гранитизации со структурами антиклинорного типа; негранитизированные породы фундамента слагают обычно участки синклинорного типа. Эти закономерности можно использовать для расшифровки внутренней структуры и состава фундамента.

Наиболее древние метаморфические комплексы фундамента выходят в пределах так называемого Шарыжалгайского массива и объединяются

в одноименную серию. Для типичных пород серии были определены изотопные составы свинца и вычислен радиометрический возраст в 2900 ± 300 млн. лет.

По особенностям проявления метаморфизма породы шарыжалгайской серии могут быть разделены на две группы (Крылов, Шафеев, 1969). Наиболее глубоко метаморфизованные (гранулитовая фация) породы включают гиперстен-магнетитовые, гиперстен-биотитовые гнейсы, двупироксеновые кристаллические сланцы, форстеритовые мраморы и кальцифиры. К полям их развития приурочены многочисленные согласные залежи чарнокитов. Породы гранулитовой фации обычно обогащены магнетитом и для них характерна очень высокая намагниченность. Метаморфические процессы (чарнокитизация) в гранулитовой фации, по данным И. Н. Крылова и А. А. Шафеева, протекали ранее 2500 млн. лет. Как отмечают И. Н. Крылов и А. А. Шафеев (1969), гранулиты и тесно с ними связанные чарнокиты приурочены к восточной части Шарыжалгайского массива, а именно к территории, прилегающей к истоку р. Ангары. К западу и северо-западу от этого участка метаморфическая эволюция пород шарыжалгайского комплекса более сложная: здесь на гранулитовый метаморфизм накладывается высокотемпературный диафторез и гранитизация с ассоциациями амфиболитовой фации. В этих участках (бассейны рек Иркута, Китоя, Оки) в шарыжалгайском комплексе тесно переплетаются ассоциации гранулитовой и амфиболитовой фации, а наиболее яркой особенностью строения этих участков является исключительно широкое развитие здесь согласных залежей биотитовых и биотит-роговообманковых гранито-гнейсов. Магнитные свойства пород амфиболитовой фации чрезвычайно разнообразны и в значительной мере определяются содержанием темноцветных минералов и магнетита. Образование пород амфиболитовой фации приурочено к эпохе гранитообразования, датируемой в 1800 млн. лет (Крылов, 1968).

Характер магнитного поля в обнаженных участках цоколя Сибирской платформы определяется петрологическими особенностями и степенью метаморфизма пород, а в зонах высокотемпературного диафтореза — степенью их гранитизации. Восточная часть Шарыжалгайского массива характеризуется высокоинтенсивным положительным полем, что объясняется приближением и выходом на поверхность пород гранулитовой фации. По всей вероятности, это изслерванный блок, в пределах которого обнажаются и располагаются очень близко к поверхности наиболее глубинные породы саяла — гранулиты и чарнокиты. Резкая смена уровня и морфологии магнитного поля к северу и западу от этого участка свидетельствует о существенном изменении петрографического состава фундамента, что вполне подтверждается петрологическими данными.

Западная часть Шарыжалгайского массива характеризуется меняющимся и в основном пониженным магнитным полем. Отдельные малоинтенсивные аномалии ориентированы в субмеридиональном направлении. Как мы уже отмечали, здесь широко проявлен высокотемпературный диафторез в амфиболитовой фации и гранитизация. Эпоха гранитообразования датируется цифрой порядка 1800 млн. лет и можно полагать, что эти гранитоиды являются глубинными параавтохтонными аналогами так называемых саянских гранитов, широко развитых среди ниже- и среднепротерозойских образований Восточного Саяна.

Участкам широкого развития гранитоидов и гранитизированных пород соответствуют зоны минимумов ΔT_a . От Шарыжалгайского массива к северу через всю исследуемую территорию прослеживаются две депрессии магнитного поля, которые на основании высказанных соображений рассматриваются как участки широкого развития протерозойской гранитизации. Метаморфизованные вулканогенно-сланцевые толщи, железистые кварциты и габброиды, обнажающиеся в Онотском грабене и вдоль северо-западного окончания массива, выражаются локальными магнит-

ными аномалиями преимущественно субмеридионального простирания и относительными гравитационными максимумами Буге.

По геологическим и геофизическим данным, с учетом сильной денудации Шарыжалгайского массива можно полагать более широкое развитие протерозойских пород к северу от него. Об этом свидетельствуют, в частности, широкие зоны линейных магнитных аномалий, которые логично связывать с развитием в фундаменте вулканогенно-осадочных толщ, подобных выполняющим Онотский грабен; среди которых присутствуют и породы основного состава. Скважины, дошедшие до фундамента в областях магнитных максимумов (Атовская, Южно-Радуйская), вскрывают кварцевые порфиры, аналогичные тем, которые входят в состав сублукской свиты среднего протерозоя Онотского и Урикско-Ийского грабенов. Зоны минимумов ΔT_a , протягивающиеся далеко к северу от Шарыжалгайского массива, соответствуют развитию гранитизированных пород и гранитоидов протерозойского возраста. Скважины, дошедшие до фундамента в областях магнитных минимумов, в большинстве вскрывают породы гранитоидного состава (Тыретская, Бочактинская, Нижнебулайская, Марковские).

Комплекс пород, слагающих Бирюсинский горст, объединяется в бирюсинскую серию. Это преимущественно биотитовые, биотито-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы, мигматиты, высоко глиноземистые гнейсы и сланцы, амфиболиты, кристаллические известняки и кварциты. Большинство исследователей относят бирюсинскую серию к нижнему протерозою. Существует мнение (Предтеченский, 1967) о том, что бирюсинская серия — образование полихронное, включающее отложения от, возможно, архейских до среднепротерозойских. Породы бирюсинской серии интенсивно мигматизированы и гранитизированы. Имеются определения радиометрического возраста гранитоидных жил, мигматизирующих породы серии, в 1800 ± 100 млн. лет (Волобуев и др., 1970). Процессы гранитизации и мигматизации этого возраста были наиболее интенсивны. Становление гранитоидов среднепротерозойского возраста сопровождалось значительно менее интенсивными ореолами инъекционных гнейсов и мигматитов, частью накладывающихся на мигматитовые поля нижнепротерозойской гранитизации. Тела среднепротерозойских гранитоидов чаще вытянуты вдоль разломов (Дибров, 1964).

Породы бирюсинской серии характеризуются очень низкой намагниченностью, хорошо выдержанной в региональном плане. В магнитном поле полосе выходов пород серии соответствует региональный минимум ΔT_a . Объяснение этому минимуму может быть найдено в неоднократной гранитизации этого участка коры и связанным с ней обеднением окислами железа и преобразованием первично неоднородного по вещественному составу и магнитным свойствам субстрата в более или менее однородный гранитизированный комплекс.

По магнитным свойствам гранитизированные породы бирюсинской серии не отличаются от гранитизированных пород западной части Шарыжалгайского массива; в магнитном поле они практически также неотличимы. Разделяющий их Урикско-Ийский грабен, выполненный комплексом метаморфизованных вулканогенно-терригенных осадков нижнего и среднего протерозоя, выражается несколькими локальными магнитными аномалиями, пространственно тяготеющими к участкам развития вулканогенных толщ и габброидов. На фоне минимумов Буге западной части Шарыжалгайского массива и юго-восточной части Бирюсинского горста Урикско-Ийский грабен выражается относительным максимумом северо-западного простирания. Цепочка максимумов Δg протягивается к северо-западу от грабена до низовьев р. Тагула, что дает право продолжить грабен на северо-запад под рифейским карагасско-оселочным комплексом. С северо-востока к Урикско-Ийскому грабену подходят полосы относительно повышенных значений Δg , пространственно совпа-

дающие с магнитными максимумами. Вероятно, эти участки также имеют синклинное строение. Они сложены мощными вулканогенными комплексами и крупными телами основного и ультраосновного состава. Геологические данные свидетельствуют также о расширении Урикско-Ийского грабена в сторону внутреннего поля платформы с одновременным увеличением в этом направлении роли вулканогенного материала в составе свит, его выполняющих.

Пониженные значения гравимангнитных полей, осложненные максимумами Δg и ΔT_a над осевой частью Урикско-Ийского грабена, продолжают к северо-востоку от Бирюсинского горста, что позволяет говорить о развитии в этой части фундамента гранитизированных толщ, возможно аналогичных породам бирюсинской серии.

Метаморфические толщи Южно-Енисейского края подразделяются на две разновозрастные серии (комплекса): канскую и енисейскую. Канская серия архейского возраста включает высокоглиноземистые гнейсы, пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы, чарошкиты. Для пород серии характерны минеральные ассоциации гранулитовой фации (Кузнецов, 1952). Эти породы характеризуются наиболее высокой намагниченностью. В породах канской серии так же, как и в рассмотренный выше шарыжалгайской широко проявился высокотемпературный диафорез протерозойского возраста (1800 млн. лет, Волобуев и др., 1964), сопровождающийся мигматизацией и гранитизацией. В результате процессов гранитизации породы гранулитовой фации превращены в гранитизированные и фельдшпатизированные породы и граниты. Мигматизированные и гранитизированные породы отличаются разнообразными магнитными свойствами. Конечные продукты гранитизации — таракские гранитоиды — практически немагнитны.

Нижнепротерозойская енисейская серия представлена метаморфизованными существенно вулканогенными толщами. Они тяготеют к западной части края, где слагают в целом синклинную структуру с отсутствием явлений региональной гранитизации (Наливкина, 1965).

Комплекс таракских гранитов и связанных с ними мигматитов и гранитизированных пород максимально развит в восточной части края, где они слагают полосу длиной 130 км при ширине до 20 км. Это крупная антиклинорная структура, созданная процессами мигматизации и гранитизации. В магнитном поле ей соответствует слабоварьированное, в основном отрицательное поле, расширяющееся к югу и сливающееся с отрицательным полем северо-западной оконечности Бирюсинского горста. Нормальное пониженное поле ΔT_a от юго-восточной оконечности края прослеживается в районы глубокого погружения фундамента. По характеру поля зону протерозойской гранитизации можно протянуть в глубь платформы.

В пределах заангарской части Енисейского края выходит мощный комплекс метаморфизованных терригенно-карбонатных и вулканогенных пород верхнепротерозойского возраста. В структуре этой части края доминируют два крупных антиклинория, сложенные гранито-гнейсовыми и гранитными куполами и валами. Формирование антиклинориев генетически связано с процессами гранитизации, проявившимися как в интрузивной форме, так и в форме метасоматического замещения. Степень метаморфизма, характер и интенсивность складчатости (Белянкина, 1969) определяются близостью к гранито-гнейсовым куполам. В сложении куполов и валов кроме гранитов и гнейсов, вскрывающихся преимущественно в ядрах, принимают участие слюдяные сланцы, филлиты и другие гетерогенно метаморфизованные породы. Граниты, гранитизированные породы, филлиты и слюдяные сланцы связаны друг с другом постепенными переходами и образуют единую метаморфическую ассоциацию (Белянкина, 1969).

Заангарская часть Енисейского кряжа в структурно-магматическом отношении четко дифференцирована. Гранитизация, гранитоидный магматизм пространственно и генетически были связаны с формирующимися поднятиями, в то время как проявления основной и ультраосновной интрузивной и эффузивной деятельности были приурочены к длительно развивавшимся прогибам, сопряженным с поднятиями. В физических полях различные структурно-магматические зоны выражены различно. Антиклинорные зоны, являвшиеся ареной процессов гранитизации, выражаются минимумами гравитационных и магнитных полей, а синклиноориям соответствуют зоны гравитационных максимумов и повышенные значения ΔT_a .

Зоны минимумов ΔT_a Енисейского кряжа прослеживаются в глубь платформы к востоку и югу. Поскольку их геологическая природа установлена достаточно надежно, можно полагать, что фронты верхнепротерозойской гранитизации протягиваются из Енисейского кряжа во внутреннее поле платформы. Крупные площадные магнитные аномалии (Тасеевская, Вельминская, Мурская) по аналогии с синклиноориями Енисейского кряжа, по-видимому, связаны с развитием в фундаменте вулканогенно-сланцевых толщ преимущественно протерозойского возраста, интродуцированных основными и ультраосновными породами.

Приведенные выше соображения положены в основу схемы внутреннего строения фундамента юго-запада Сибирской платформы. В пределах обширных депрессий магнитного поля восточной и центральной частей Иркутского амфитеатра выделены Лено-Илимский и Ангарский массивы антиклинорного типа. В сложении их принимают участие породы протерозойского и, возможно, архейского возраста амфиболитовой фации метаморфизма с широким развитием гранитоидов ниже- и среднепротерозойского возраста. Сильная гранитизация этих участков фундамента подтверждается приуроченностью к ним крупных гравитационных минимумов и данными бурения.

Массивы разделены зонами магнитных максимумов, совпадающих с относительными максимумами силы тяжести. Эти участки по аналогии с обнаженными районами фундамента интерпретируются как синклинорные, в сложении которых принимают участие вулканогенно-осадочные, возможно, железистые породы и интрузии основного состава. В возрастном отношении это могут быть аналоги нижнепротерозойских спилитодиабазовых комплексов и среднепротерозойских основных и кислых эффузий, широко распространенных в Урикско-Ийском и Оютском грабенах.

Западнее Ангарского массива выделяется несколько крупных зон синклинорного типа, характеризующихся гравитационными и магнитными максимумами. Связь этих максимумов с максимумами над центральной частью Урикско-Ийского грабена позволяет предположить, что в сложении этих участков фундамента принимают участие мощные комплексы осадочно-вулканогенных пород с основными и ультраосновными интрузиями, одновозрастные комплексам Урикско-Ийского грабена. Отмеченная ранее тенденция к расширению Урикско-Ийского и Оютского грабенов в сторону внутреннего поля платформы и увеличение в этом направлении вулканогенного материала в составе свит делает это предположение вполне вероятным.

Синклинорные структуры западной части рассматриваемой территории разделяются и усложняются участками антиклинорного типа, характеризующимися гравитационными и магнитными минимумами. В сложении антиклинориев принимают участие гранитизированные породы преимущественно протерозойского возраста; в северо-западной части, в районах, прилегающих к Енисейскому кряжу, в сложении синклинорных и антиклинорных зон в фундаменте принимают, возможно, участие средне- и верхнепротерозойские отложения.

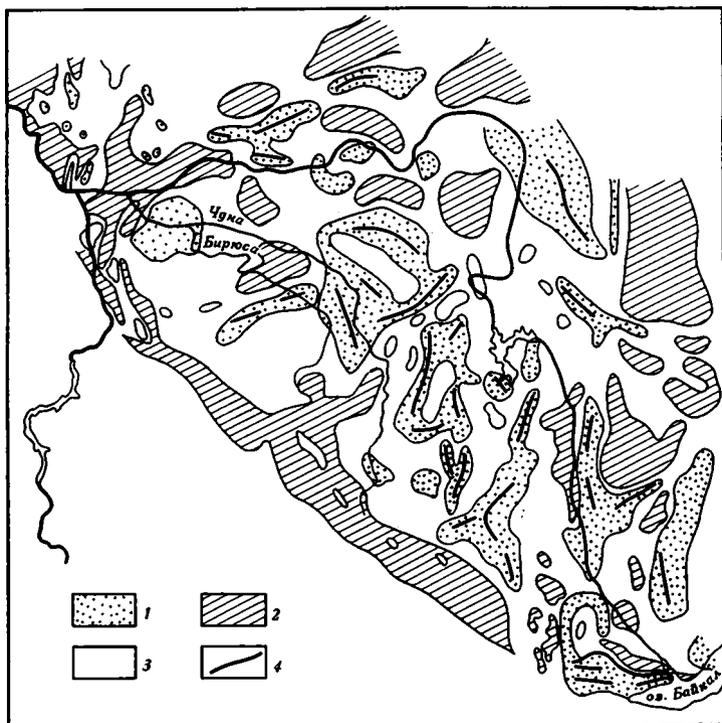


Рис. 1. Схема магнитного поля юго-западной части Сибирской платформы. 1 — положительное поле; 2 — отрицательное поле; 3 — близкое к нормальному полю; 4 — простираение аномалий

Следует оговорить, что термин «синклинорные зоны» используется не в прямом его значении. Под этим понятием мы объединяем участки фундамента, в пределах которых выходят метаморфические комплексы не переработанные гранитизацией.

На схеме показаны два типа разрывных нарушений в фундаменте. Первый — крупные разломы, разделяющие блоки фундамента с существенно различным вещественным составом; они проводились по зонам высоких градиентов магнитного и гравитационного полей. Второй — разломы, выполненные интрузиями основного состава; они характеризуются цепочками мелких магнитных аномалий.

Докембрийскую историю юго-западной части Сибирской платформы очень схематично можно представить следующим образом. Наиболее древними образованиями, относимыми к архею, являются породы гранулитовой фации метаморфизма. Эти глубинные породы сиала вскрыты в наиболее глубоких срезках фундамента в пределах восточной части Шарыжалгайского массива и в Южно-Енисейском кряже. Процессы чарнокитизации, протекавшие в фундаменте юго-западной части платформы, по данным И. Н. Крылова и А. А. Шафеева (1969), ранее 2500 млн. лет, были, по-видимому, самыми первыми процессами гранитообразования или, точнее, чарнокитообразования, с которых началось формирование «гранито-гнейсового» слоя коры. Следующий этап гранитообразования относится к протерозою и завершается становлением гранитоидов с возрастом порядка 1800—2000 млн. лет. Эти процессы были мощными, они существенно наращивают гранито-гнейсовый слой коры и им же принадлежит основная роль в создании структурных и вещественных особенностей фундамента юго-запада платформы.

В зонах мощного гранитообразования указанного возраста в пределах Бирюсинского горста, Южно-Енисейского кряжа, а также, судя по

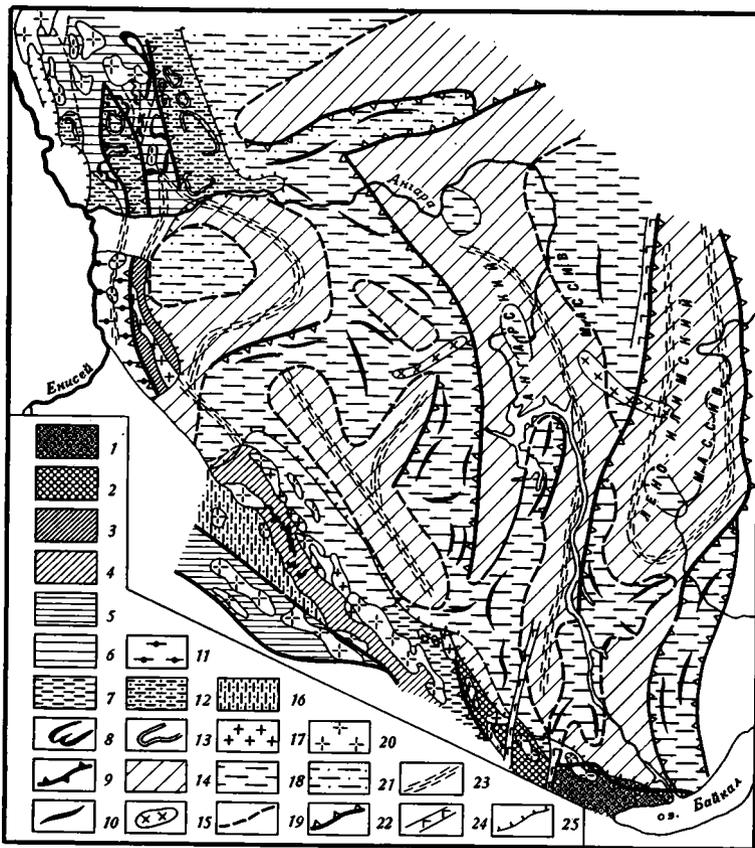


Рис. 2. Схема внутренней структуры и вещественного состава фундамента юго-запада Сибирской платформы

Область протерозойской складчатости: 1 — зоны антиклинорного типа, сложенные мигматизированными и гранитизированными породами и гранитоидами. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации; 2, 3 — зоны гранитизации в Шарыжалгайском массиве и Южно-Енисейском кряже. Гранитоиды преимущественно нижнепротерозойского возраста; 4 — зоны гранитизации в Бирюсинском горсте. Гранитоиды нижне- и среднепротерозойского возраста; 5 — зоны гранитизации в Дербинском антиклинории. Гранитоиды средне- и верхнепротерозойского возраста; 6 — зоны гранитизации в заангарской части Енисейского кряжа. Гранитоиды преимущественно верхнепротерозойского возраста.

Зоны синклинорного типа, сложенные метаморфизованными вулканогенно-сланцевыми и железистыми породами с участием магматических комплексов и формаций основного и ультраосновного состава: 7 — кузеевская и енисейская толщи Южно-Енисейского кряжа; 8 — метаморфизованные вулканогенно-сланцевые толщи Онотского и Урикско-Ийского грабенев; 9 — метаморфизованные вулканогенно-сланцевые толщи синклинориев заангарской части Енисейского кряжа.

10 — Область развития палеозойских магматических и метаморфических процессов, 11 — характер складчатости антиклинорных зон, 12 — то же синклинорных, 13 — гранитоиды нижнепротерозойского возраста, 14а — гранитоиды среднепротерозойского возраста, 14б — гранитоиды верхнепротерозойского возраста, 15 — северо-восточная граница широкого развития палеозойского магматизма, 16 — массивы и зоны антиклинорного типа под чехлом. Сложены гранитизированными породами и гранитоидами протерозойского возраста, 17 — зоны синклинорного типа под чехлом. Сложены метаморфизованными осадочновулканогенными толщами нижне- и среднепротерозойского возраста с участием магматических комплексов основного и ультраосновного состава, 18 — то же с участием вулканогенно-сланцевых пород верхнепротерозойского возраста, 19 — пояса проницаемости, фронты гранитизации, глубинные разломы доплатформенной стадии развития коры, 20 — простираание магнитных объектов фундамента, 21 — интрузии основного состава платформенного этапа развития, 22 — разломы фундамента, ограничивающие гетерогенные структуры, 23 — зоны смятия в фундаменте, 24 — разломы, выполненные магматическими породами основного состава, 25 — граница платформенного чехла.

геофизическим данным, в пределах Лено-Илимского и Ангарского массивов формируются крупные антиклинорные зоны, сопровождающиеся процессами гранитизации. Наложенной гранитизации подвергся как архейский гранулитовый субстрат (пример тому Южно-Енисейский кряж и Шарыжалгайский массив), так и более молодые нижнепротерозойские отложения, где гранитизация имеет не наложенный характер, а связана с прогрессивным метаморфизмом этих толщ. Гранитизация приводит к нивелированию состава и свойств пород независимо от их первоначального состава и возраста, создавая новые минеральные ассоциации амфиболитовой фации метаморфизма; поэтому гранитизированные породы архейского и протерозойского возраста по физическим свойствам и в физических полях практически неотличимы.

Геологические данные позволяют предположить, что одновременно с антиклинорными зонами, являющимися ареной процессов гранитизации, существовали участки синклинорного типа, не затронутые этими процессами, в пределах которых сохранились метаморфизованные вулканогенно-терригенные толщ и породы основного состава. Одинаковення радиометрического возраста гранитных жил, мигматизирующих бириусинскую серию, и прогрессивно метаморфизованных наиболее древних спилито-диабазовых и терригенно-карбонатных толщ Урикско-Ийского и Оноутского грабенов позволяют предположить, что в нижнем протерозое гранитизация в антиклинорных зонах происходила одновременно с прогрессивным метаморфизмом осадков синклинорного типа.

Процессы гранитообразования в фундаменте юго-западной части платформы заканчиваются становлением гранитоидов саянского комплекса (среднего протерозоя). В части платформы, прилегающей к Енисейскому кряжу, процессы гранитообразования продолжались и в верхнем протерозое. В пределах зон антиклинорного типа эти гранитоиды развиты широко, формируясь в основном вдоль зон разломов. Внедрением гранитоидов саянского комплекса заканчивается формирование грабен-синклиналиев юго-западной части обрамления платформы.

Можно считать твердо установленным, что процессы гранитообразования в фундаменте юго-западной части платформы заканчиваются в докарагасское время. С окончанием процессов гранитообразования заканчивается формирование структурных и вещественных неоднородностей фундамента и «гранито-гнейсового» слоя коры юго-западной части Сибирской платформы.

Литература

- Белянкина М. Н. Связь гранитоидного магматизма с тектонической структурой рифея Енисейского кряжа.— Геология и геофизика, 1969, № 8.
- Булина Л. В., Спизарский Т. Н. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы.— Геология и геофизика, 1965, № 12.
- Волобуев М. И., Зацепина Е. Ф., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Магматические комплексы и формации Енисейского кряжа.— В кн.: Вопросы геологии Красноярского края. Изд-во МГУ, 1964.
- Волобуев М. П., Зыков С. Н., Ступникова Н. И. К геохронологии Енисейско-Восточно-Саянской складчатой области.— Тр. XV сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. «Наука», 1970.
- Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7.
- Гришин М. П. Структура фундамента Сибирской платформы по результатам интерпретации геологических и геофизических материалов. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1968.
- Дибров В. Е. Геология Центральной части Восточного Саяна. «Недра», 1964.
- Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. «Наука», 1967.
- Крылов И. Н. Процессы гранитообразования в фундаменте Восточно-Саянской складчатой области.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1968, № 1.
- Крылов И. Н., Шафеев А. А. Особенности геологического строения поля развития Шарыжалгайской серии пород в юго-западном Прибайкалье.— В сб.: Геология При-

- байкаля. Путевод. геол. экскурсии XII межд. ассоциации по изучению глубинных зон земной коры. Иркутск, 1969.
- Кузнецов Ю. А. Енисейский кряж. — Тр. лабор. геологии докембрия, вып. 1, Изд-во АН СССР, 1952.
- Наливкина Э. Б. Стратиграфия метаморфических толщ Канской глыбы Енисейского кряжа. — Докл. АН СССР, т. 161, 1965, № 4.
- Одинцов М. М., Твердохлебов В. А., Владимиров Б. М. и др. Структура, вулканизм и алмазность Иркутского амфитеатра. Изд-во АН СССР, 1962.
- Предтеченский А. А. Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. «Наука», 1967.
- Савинский Э. В., Гращенко С. М., Ловцюк Д. В. Возраст пород шарыжалгайской серии (Байкальская глыба). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9.

Институт земной коры
Иркутск

Статья поступила
24 марта 1971 г.

УДК 551.242.51 (571.54 + 571.55)

В. А. НАУМОВ

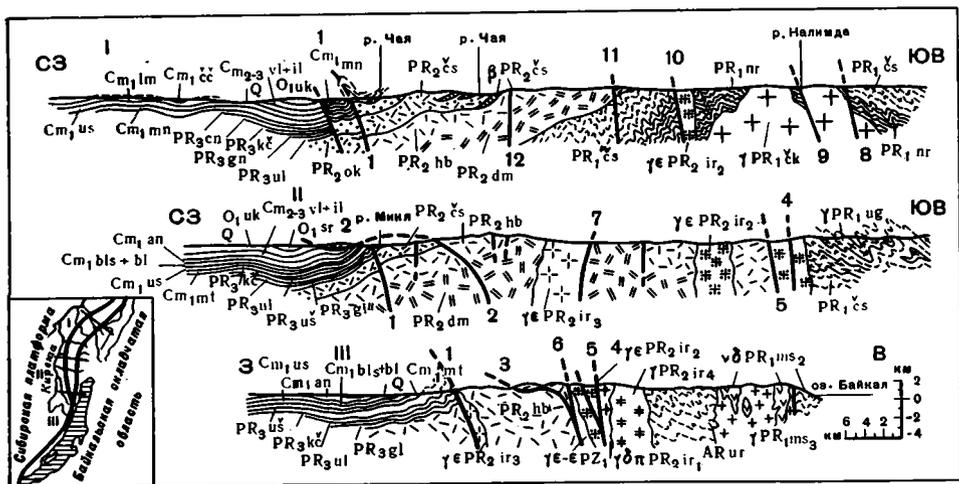
**СТРОЕНИЕ КРАЕВОГО ШВА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
В ПРЕДЕЛАХ ПРИБАЙКАЛЯ**

Рассмотрено строение зоны сочленения Сибирской платформы с Байкальской складчатой областью на материалах по геологии Северного Прибайкалья. Эта зона состоит из сложного сочетания продольных, поперечных и диагональных разломов. Продольными глубинными разломами она расчленена на три системы блоков, каждая из которых является особой структурно-фациальной зоной.

Идея опоясывания южного выступа Сибирской платформы великим краевым разломом, заложенным еще в докембрии, принадлежит С. В. Обручеву (Обручев и Великославинский, 1953). С той поры краевой шов привлекал внимание многих исследователей. В Западном Прибайкалье он представлен одним, возможно, двумя сближенными глубинными разломами, т. е. выглядит как узкая линейная структура шовного типа шириной до 10—15 км. Именно в таком выражении краевой шов понимался первоначально Н. С. Шатским (1947), а затем другими исследователями. Но с переходом в Северо-Западное Прибайкалье краевой шов расширяется, представляя собой зону глубинных разломов, отвечающую понятию «шовная зона» (Милановский, 1962; Хаин, 1964).

Шовная зона занимает западную окраину Северо-Байкальского нагорья шириной 40—60 км. По северо-западной окраине Патомского нагорья шовная зона заметно сужается. В современной структуре шовной зоны наблюдается сложное сочетание разрывных нарушений — продольных (северо-восточных), поперечных (субширотных и северо-западных) и диагональных.

Продольные и диагональные разрывные нарушения определяют основной план структуры шовной зоны, именно они ограничивают Сибирскую платформу, отделяя ее от Байкальской складчатой области. Все они имеют древнее, раннедокембрийское заложение и отличаются длительным развитием. Глубинный характер разрывных нарушений не вызывает сомнений, он обоснован геологическим материалом и геофизическими наблюдениями (Замараев, 1961; Косыгин и Лучицкий, 1961; Наумов, 1969). Среди продольных и диагональных разломов преобладают взбросы и взбросо-сдвиги, а также крутонаклонные сбросы. Основные продольные разрывные нарушения сгруппированы нами в две ветви: восточную и западную. Восточная ветвь простирается в осевой части Байкальского и Аkitканского хребта и состоит из непрерывного ряда глубинных разломов — Даванского, Кутимского, Великандинского и Чуйского. К западной ветви принадлежит Передовой взбросо-надвиг, Окунайский надвиг, Малочуйский взброс и Витимские чешуйчатые взбросы, которые прослеживаются по западным предгорьям Байкальского и Аkitканского хребта. В строении западной ветви разломов наряду с взбросами и надвигами древнего заложения принимают участие новейшие надвиги и шарьяжи (Цыпуков, 1962; Александров, 1966).



Геологические разрезы зоны краевого шва Сибирской платформы

Индексы на рисунке обозначают: Q — четвертичные отложения; ордовикская система, нижний отдел: O_{1sr} — суринская свита, O_{1uk} — усть-кутская свита; кембрийская система, средний и верхний отделы: $Cm_{2-3}vl+il$ — верхоленская и илигинская свиты, нижний отдел: $Cm_{1}cc$ — чечуйская свита, Cm_{1an} — ангарская свита, $Cm_{1bls+bl}$ — бельская и булайская свиты, Cm_{1lm} — лимпейская свита, Cm_{1us} — усольская свита, Cm_{1mt} — моткская свита, Cm_{1mn} — миньская свита; интрузии: конкудеро-мамаканский интрузивный комплекс: $\gamma\xi$ — ξPz_1 — кварцевые сиениты, сиениты, граносиениты; верхний протерозой: PR_{3us} — ушаковская свита; PR_{3kc} — качергатская свита, PR_{3ul} — улунтуйская свита, PR_{3gl} — голоустенская свита; PR_{3cn} — ченчинская свита, PR_{3gn} — жуинская свита; средний протерозой: PR_{2ok} — окунская свита; PR_{2cs} — чайская свита, PR_{2hb} — хибеленская свита, PR_{2dm} — домугдинская свита; чайский интрузивный комплекс: βPR_{2cs} — диабазы, габбро-диабазы; ирельский интрузивный комплекс: γPR_{2ir_4} — аляскитовые граниты, гранитогнейсы, граносиениты, γPR_{2ir_3} — граносиениты, граниты, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, $\gamma\xi PR_{2ir_2}$ — граносиениты, граносиенит-порфиры, кварцевые порфиры, $\gamma\delta PR_{2ir_1}$ — диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры, сиенит-порфиры; нижний протерозой: PR_{1il} — иликтинская свита; PR_{1cs} — чуйская свита, PR_{1nr} — нерукаканская свита; чуйско-кодарский интрузивный комплекс: γPR_{1ck} — граниты, порфиридные граниты, гранодиориты; угольканский интрузивный комплекс: γPR_{1ug} — гнейсо-граниты; муйский интрузивный комплекс: γPR_{1ms_3} — гранитоиды, $\gamma\delta PR_{1ms_2}$ — габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы. Архей: $ARur$ — урбиканская свита.

Цифры на рисунке обозначают разрывные нарушения:

1 — Передовой взбросо-надвиг, 2 — Миньский надвиг, 3 — надвиг Байкальского хребта, 4 — Даванский, 5 — Кунерминский, 6 — Ирельский сброс, 7 — Окунайский, 8 — Кутимский, 9 — Великандинский, 10 — Алектанский, 11 — Ачитканский, 12 — Чайские ступенчатые сбросы

Некоторые из них связаны с движениями по древним разломам, активизированным в неотектонический этап, другие обнаруживают прямые генетические связи со сводовым поднятием Северо-Байкальского нагорья и полностью отвечают категории аркогенных надвигов, выделенных В. Н. Даниловичем в Присаянье (Данилович, 1963). Амплитуды перемещений по новейшим надвигам и шарьягам в пределах Байкальского хребта составляют 5—6 км, по надвигам Ачитканского хребта — 3—5 км.

Поперечные разрывные нарушения представлены сбросами и сбросо-сдвигами, имеют много общих черт и преимущественно позднепротерозойский и палеозойский возраст. Подавляющее большинство поперечных разломов имеют неглубокое заложение и небольшие амплитуды перемещений. Многие ограничиваются западной и восточной ветвью глубинных разломов, но наиболее крупные (Куркулинский, Миньский, Домугдинский, Праворассохинский) являются сквозными, т. е. проникают в глубь платформы или складчатой области. Сквозные разрывные нарушения, как правило, обнаруживают черты глубинных и интродуцированы магматическими телами.

Выше было показано, что многие продольные и диагональные разломы имеют взбросовый характер. Сместители разломов под углами $40-60^\circ$ и круче погружаются под Северо-Байкальское складчатое обрамление, которое как бы надвинуто в сторону платформы (рисунок). Вертикальные амплитуды взбросовых перемещений по глубинным разломам восточной ветви составляют 5—6 км, по разломам западной ветви — 1 км (по геологическим данным). Геофизические наблюдения имеют лишь по Приморскому разлому, они подтверждают взбросовый тип разлома, причем вертикальная амплитуда смещений превышает 4 км (Горностаев, 1967). Вероятно, взбросовый характер обнаруживают не только основные разломы краевого шва, но и вся шовная зона в целом. Взбросовый тип краевого шва обозначился с раннепротерозойского времени, о чем свидетельствует общее асимметричное строение Чуйского антиклинория, развивавшегося над древним Чуйским глубинным разломом, и его опрокидывание в сторону платформы, а также наклонное залегание нижнепротерозойского Кевактинского гранитного массива по тому же глубинному разлому. Взбросовый тип перемещений проявлялся затем во все этапы развития краевого шва, хотя в отдельные моменты, например в среднепротерозойскую эпоху, весьма значительными были левосторонние сдвиговые дислокации (Наумов, 1970).

Многочисленные разрывные нарушения, как глубинные, так и неглубокого заложения, расчленяют земную кору в зоне краевого шва на тектонические блоки. По времени образования, особенностям геологического развития и геологическому строению тектонические блоки шовной зоны объединяются в группы, которые мы предлагаем называть системами тектонических блоков. Каждая система тектонических блоков развивалась как единая структурно-фациальная зона, отличающаяся от соседних типов тектонических движений, характером осадконакопления, мощностью отложений, особенностями магматических проявлений, формами складчатости, степенью регионального метаморфизма, временем заложения и развития. В основе систем тектонических блоков шовной зоны находится раздробленный и частично переработанный складчатыми и разрывными движениями и магматическими процессами архейский фундамент Сибирской платформы, который обусловил миогесинклинальный тип развития шовной зоны. Мы выделяем три системы тектонических блоков: система Чуйских блоков, система Байкало-Аkitканских блоков и система Нижне-Витимских блоков. Первая сложена преимущественно нижнепротерозойскими глубокометаморфизованными образованиями муйской серии и чуйско-кодарскими гранитоидами. Она зажата между Алканским глубинным разломом с северо-запада и Чуйским с юго-востока. Эта система сформировалась в раннепротерозойскую эпоху, превратившись в область с устойчивой тенденцией к воздыманию, о чем свидетельствует ее высокое положение относительно других, глубокий эрозионный срез и почти полное отсутствие позднепротерозойских и более молодых отложений. Вторая система тектонических блоков с запада ограничена Передовым взбросо-надвигом, с востока — Даванским, Кутимским и Алканским глубинными разломами. В геологическом строении системы участвуют главным образом среднепротерозойские терригенно-вулканогенные отложения аkitканской серии и гранитоиды ирельского интрузивного комплекса, которые объединяются А. А. Бухаровым, М. П. Лобановым, В. Д. Мацем и Л. И. Салопом в Северо-Байкальский вулканический пояс. Система Байкало-Аkitканских блоков на ранних стадиях развития стремилась к проседанию. В ее пределах возникла грабенообразная Аkitканская впадина, разросшаяся в обширный прогиб среднепротерозойского вулканического пояса, с завершением формирования которого система проявляет устойчивое стремление к воздыманию. Наиболее опущенной следует признать систему Нижне-Витимских блоков, проседание которой предопределило размещение

Припатовской впадины позднедокембрийского окраинного прогиба Сибирской платформы. В ее строении принимают участие неизменные и слегка метаморфизованные осадочные отложения патомской серии верхнего протерозоя и жербинской свиты нижнего кембрия. Система Нижне-Витимских блоков располагается между Малочуйским взбросом и Алеканским глубинным разломом.

Главнейшие разломы краевого шва и выделенные системы тектонических блоков определяют основную металлогеническую зональность шовной зоны. Так, с Алеканским и Чуйским разломами, ограничивающими систему Чуйских блоков, и интрузиями чуйско-кодарских гранитов связывается наиболее ранняя в зоне краевого шва золото-сульфидная и редкометалльно-сульфидная минерализация. С вулканогенно-терригенными отложениями, интрузивными телами и вулканическими центрами в пределах системы Байкало-Ажитканских блоков генетически связана редкометалльно-редкоземельная минерализация. Преобладающим типом рудной минерализации системы Нижне-Витимских блоков является золото-сульфидная, широко проявившаяся в сложной мозаике многочисленных разрывных нарушений. Наконец, с Передовым взбросо-надвигом, Малочуйским взбросом и Витимскими чешуйчатыми взбросами пространственно совпадает узкая зона проявлений полиметаллической минерализации, сопровождаемой флюоритовой и ртутной. Генезис и возраст полиметаллического оруденения еще недостаточно изучены, но приуроченность оруденения к новейшим (аркогенным) покровам и надвигам свидетельствует о молодом, возможно мезозойско-кайнозойском, возрасте. Необходимо иметь в виду, что речь идет о преобладающих типах рудной минерализации, отдельные рудопроявления, например, полиметаллов известны и в других частях шовной зоны, где имеют иное происхождение и геологический возраст.

Таким образом, особенности структуры зоны краевого шва находят прямое выражение в размещении рудной минерализации. Изучение особенностей строения краевого шва имеет не только большое научное, но и прикладное значение.

Литература

- Александров В. К. Шарьяжные структуры восточного борта Ангаро-Ленского прогиба.—Совещание по проблеме «Прогибы» (Тез. докладов). 20—23 апреля 1966 г. Л., 1966.
- Горностаев В. П. Некоторые дополнительные сведения о глубинном строении Прибайкалья (по данным электроразведки).—Геология и геофизика, 1967, № 11.
- Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов.—Геология и геофизика, 1963, № 2.
- Замараев С. М. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и нижнем палеозое.—Геология и геофизика, 1961, № 11.
- Косыгин Ю. А. и Лучицкий И. В. Структуры ограничений древних платформ.—Геология и геофизика, 1961, № 10.
- Милановский Е. Е. О некоторых закономерностях строения и истории развития шовных зон (на примере Кавказа).—Сов. геология, 1962, № 5.
- Наумов В. А. Особенности сочленения Сибирской платформы со складчатой зоной Северо-Байкальского нагорья.—Геология и геофизика, 1969, № 3.
- Наумов В. А. К размещению Северо-Байкальского краевого вулканического пояса.—Матер. I конф. молодых ученых. Иркутский ун-т, 1970.
- Обручев С. В. и Великославинский Д. А. Докембрий западного побережья Байкала.—Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1953, вып. 2.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1964.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
- Цыпуков Ю. П. Следы позднейшей тектоники в бассейнах рек Савкиной, Домутки и Мини (Северо-Западное Прибайкалье).—Матер. по геол. и полезн. ископаемым иркутской обл., 1962, вып. 4 (XXXI).

УДК 551.242.51 : 551.82 (470.32)

Б. М. ПЕТРОВ

**НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА
ТЕРРИТОРИИ КМА И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЕЕ РАЗВИТИЯ**

Особенности геологического строения докембрия Курской магнитной аномалии (КМА) показывают, что развитие этой территории в верхнем архее — нижнем протерозое существенно отличалось от геосинклинального. Распространенные здесь в фундаменте шовные прогибы рассматриваются как типичные палеоавлакогены, которые были заложены в результате развития закономерно построенных систем разрывных нарушений на воздымающемся участке протоплатформы.

Кристаллический фундамент территории Курской магнитной аномалии (КМА) залегает под мощным (до 600—700 м) фанерозойским осадочным чехлом. Основу фундамента составляют плагиоклазовые гнейсы архея (обоянская серия), интенсивно мигматизированные, гранитизированные и прорванные многочисленными более поздними интрузиями.

В фундаменте КМА широко развиты узкие и протяженные прогибы типа шовных синклиналей и грабен-синклиналей, не сопрягающиеся с равновеликими антиклиналями и выполненные верхнеархейскими и нижнепротерозойскими образованиями. Ширина прогибов — от первых сотен

**Основные единицы стратиграфической шкалы докембрия КМА
(официальная схема 1967 г.)**

Группа	Подгруппа	Серия	Свита	Толща
Протерозойская	Нижняя	Курская	Тимская, курбакинская	
			Верхняя	
			Средняя	
			Нижняя	
Архейская	Верхняя	Михайловская	Лебединская или старооскольская	Верхняя
				Нижняя
	Нижняя	Обоянская		

метров до километров, реже до 10—15 км, длина 2—10 км, однако встречаются прогибы протяженностью в несколько десятков километров (до 200 км).

Отложения, приуроченные к прогибам, относятся к михайловской и курской метаморфическим сериям (таблица). Разрез михайловской се-

рии, первоначально считавшейся типичной спилито-кератофировой формой (Плаксенко, 1966, и др.), делится на две толщи. Нижняя толща представлена амфиболитами, нередко гранитизированными. Ее структурно-тектоническое положение неясно. Сходные по составу амфиболиты встречаются среди обоянских гнейсов и гранитоидов в удалении от шовных прогибов. Контакт между михайловской и обоянской сериями нигде не найден. М. Н. Воскресенской (1968) на основании изучения ряда разрезов было высказано предположение, что спилито-кератофировая формация на КМА отсутствует, часть относимых к михайловской серии пород является продуктом континентальных излияний и часть — метаморфизованными интрузивами. Н. И. Голивкин и А. К. Романщак (1970) относят нижнемихайловские амфиболиты к формации платобазальтов. В. Д. Полищук и В. И. Полищук (1970) предполагают, что докембрийские гранитоиды, породы обоянской и михайловской серий представляют собою генетическую совокупность метасоматитов по metabазитам различного возраста, включая образования нуклеарной стадии развития земной коры. Имеющегося фактического материала пока недостаточно для разрешения этого вопроса.

Верхняя эффузивно-сланцевая толща михайловской серии (лебединская или старооскольская свита) приурочена к шовным прогибам, вне которых она не встречена. Она сложена амфиболитами с подчиненными прослоями сланцев и безрудных кварцитов, а в верхах — кварцевыми порфирами. По-видимому, эта толща представляет собой троговый комплекс шовных прогибов, связанный с начальной стадией их формирования. Совместно с нижней толщей она была отнесена (Леоненко, Полищук, Зайцев, 1967) к верхнему архею. М. Н. Воскресенская (1968) выделяет ее под названием старооскольской свиты и относит к нижнему протерозою. Именно с началом накопления этой толщи связаны крупнейшие перестройки тектонического плана территории.

Залегающая на старооскольской свите курская осадочно-метаморфическая серия нижнего протерозоя также встречена только в шовных прогибах. Она представлена терригенными сланцево-песчаниковыми отложениями нижней свиты, джеспилитовыми толщами средней свиты и карбонатно-сланцевыми осадками верхней свиты. Мощности серии в среднем около 1 км, иногда она падает до десятков метров, реже достигает 2 км или несколько более. Точное определение мощности затруднено складчатостью и тем, что она изучается только в скважинах. Курская серия и лебединская свита метаморфизованы гораздо слабее, чем подстилающее их архейское основание. Региональный метаморфизм этих пород редко превышает ступень зеленых сланцев. Более молодые протерозойские отложения — кислые эффузивы курбакинской свиты, основные эффузивы, сланцы и карбонатные породы тимской свиты — встречены только в нескольких прогибах.

Отложения лебединской и нижней курской свит залегают в общем согласно и участвуют в строении одних и тех же структур. Угловые несогласия между ними, по-видимому, не превышают нескольких градусов. Нижняя и средняя свиты курской серии связаны постепенными переходами. Как показали исследования условий осадконакопления джеспилитовой толщи, выполненные Н. А. Плаксенко (1966) и его последователями, она отлагалась в бассейнах (по Н. А. Плаксенко — в едином бассейне) со спокойным тектоническим режимом платформенного типа, ширина которых значительно превышала ширину шовных прогибов в их современном срезе. Нижнекурсские осадки также накапливались в субплатформенных условиях (Петров, 1971 и др.). Можно предположить, что отложения курской серии представляли собой чехол над шовными прогибами, впоследствии смятый в крутые, нередко изоклинальные складки, метаморфизованный и сохранившийся от эрозии только в прогибах.

Шовные прогибы КМА группируются в две субпараллельные зоны (системы) — Юго-Западную и Северо-Восточную, обычно называемые «синклиориями». Их разделяет Центральное антиклинорное поднятие КМА (Полищук, 1970). Однако гранитоиды не образуют в ядре этого поднятия батолитов, а скорее приурочены к сочленениям его с зонами прогибов. Связь заложения шовных прогибов с разломами архейского основания несомненна. Об этом свидетельствует, например, приуроченность к бортам структур эффузивов михайловской серии и грубообломочных отложений нижней курской свиты, наблюдаемые иногда случаи фациальной асимметрии и асимметрии мощностей курских отложений в сближенных крыльях синклинальных структур. На КМА существуют также и многочисленные более поздние разрывные нарушения различных порядков, которые не контролируют заложение шовных прогибов и в настоящей работе не рассматриваются.

Приведенное выше описание разреза докембрия КМА показывает, что развитые здесь отложения по составу, мощности и характеру залегания значительно отличаются от типично геосинклинальных. Однако большинством исследователей (Голивкин, 1964; Епифанов, 1964; Плаксенко, 1966; Полищук, 1970, 1964; Полищук В. Д., Полищук В. И., 1970, и др.) развитие территории КМА в верхнем архее — нижнем протерозое трактуется как геосинклинальное. В. Д. Полищук (1970) выделяет ранние, средние, поздние и конечные этапы развития Курской геосинклинали, при этом к отложениям раннего этапа относится михайловская серия, среднего — курская, а поздние и конечные этапы представлены только интрузивными образованиями.

В различное время предпринимались попытки классифицировать прогибы КМА по характеру развития. Так, Б. П. Епифанов (1964) рассматривает Юго-Западную зону КМА, где отложения михайловской серии развиты несколько шире, чем в Северо-Восточной, в качестве эвгеосинклинали, а последнюю — как миогеосинклиналь. В. Д. Полищук (1970) считает, что Курская геосинклиналь первоначально (михайловское время) развивалась по эвгеосинклинальному типу, затем (курское время) — по миогеосинклинальному и, наконец (тимское время), — опять по эвгеосинклинальному. Вторая смена режима (от миогеосинклинального к эвгеосинклинальному) рассматривается Б. П. Епифановым (1964) как миграция эвгеосинклинального прогиба из Юго-Западной зоны в Северо-Восточную, так как там обнаружены основные эффузивы тимской свиты. Центральное антиклинорное поднятие КМА описывается В. Д. Полищуком (1970) как внутреннее геоантиклинальное поднятие, заложившееся еще в ранние этапы развития Курской геосинклинали. В другой работе В. Д. Полищук и В. И. Полищук (1970) предполагают для некоторых участков этого поднятия эвгеосинклинальный характер развития даже в среднекурское время (эпоха железорудного осадконакопления).

Примеры различных геотектонических толкований истории развития докембрия КМА можно было бы продолжить. Их многочисленность, а часто и противоречивость объясняются не только недостаточной еще изученностью территории, но и тем, что в докембрии КМА выявляются многие черты, отличающие его от геосинклинальных образований, что не всегда учитывается авторами гипотез. Здесь не обнаруживаются следы той усиленной и многообразной подвижности, большой скорости, дифференцированности и амплитуды движений, интенсивных начальных опусканий, миграции прогибов, разрушения, новообразования, разрастания геоантиклинальных поднятий, что так свойственно геосинклиналям (Косыгин, 1969). В последнее время установлено (Муратов, 1970), что эти черты в значительной мере присущи не только геосинклиналям неогей, но и геосинклиналям нижнего протерозоя, например карелидам (Шуркин, 1968), которые в общем синхронны с описываемыми образо-

ваниями. Масштаб тектонических процессов на КМА был значительно меньше геосинклинального. Если по простиранию структуры КМА могут быть предположительно увязаны со структурами Большого Кривого Рога (Каляев, 1967; Полищук, 1970), что дает структурную зону протяженностью свыше 800 км, то по ширине она весьма невелика (до 200 км). Невелик и вертикальный размах движений. Глубина большинства грабен-синклинальных структур, определенная магниторазведкой, составляет 1—3 км и лишь в отдельных случаях достигает 7—8 км (Жаворонкин, 1966; Серебряков, 1966), а мощность стратиграфического разреза выполняющих эти структуры отложений даже для наиболее крупных грабен-синклиналей составляет по предварительной оценке 2—4 км.

В. В. Копаев (1968), отмечая явную связь некоторых нижнепротерозойских складок с разломами гнейсового основания, приуроченность гранитоидов КМА к бортам «синклинорных» зон, а не к ядру антиклинория, и ряд других геофизических и геологических фактов, пришел к выводу, что синклинорные зоны следует рассматривать как широкие и протяженные грабены на архейском основании. Изоклиналильное складчатость пород курской серии, по его мнению, имеет не геосинклинальное происхождение, а является результатом раздавливания осадков, выполнявших грабены, между жесткими блоками основания. К этим фактам следует добавить отсутствие в структуре нижнепротерозойских осадков антиклиналей, равновеликих грабен-синклиналям, не очень большое развитие эффузивов и континентальный характер многих из них, платформенные условия осадконакопления в курское время и континентальное — в михайловское или по крайней мере в значительную часть михайловского времени, отсутствие отложений заключительных этапов предполагаемого геосинклинального цикла. Последнее нередко объясняют тем, что они могли быть уничтожены эрозией. Однако в геосинклинальных областях отложения заключительного этапа, располагаясь стратиграфически выше начала и середины цикла, вследствие резкой дифференцированности движений нередко оказываются на одном гипсометрическом уровне с ними или даже ниже и не могут быть полностью уничтожены эрозией. Очевидно, отложения, которые могли бы соответствовать заключительному этапу, на территории КМА вообще не образовывались.

В то же время докембрий КМА обнаруживает и отдельные черты геосинклинального развития: прогибы КМА образуют две линейные системы, разделенные вытянутым поднятием; выполняющие их осадки смяты в изоклиналиные складки, метаморфизованы и, участками, метасоматически проработаны; в низах разреза значительным развитием пользуются эффузивы; интрузивный магматизм достигает очень большого размаха.

Недавно А. М. Лейтесом, М. В. Муратовым и В. С. Федоровским (1970) на примере шовных прогибов западной части Алданского щита была выделена особая категория тектонических структур первого порядка в фундаменте древних платформ, названная ими палеоавлакогенами. К этим структурам, являющимся древнейшими авлакогенами, но обладающими и отдельными чертами геосинклинальных трогов, ими отнесены также шовные прогибы КМА. Сравнение геологического строения докембрия КМА со строением области развития тектонотипов палеоавлакогенов (Федоровский, Лейтес, 1968) полностью подтверждает правильность отнесения шовных прогибов КМА к палеоавлакогенам. Они сходны по времени и условиям формирования, размерам и морфологии отдельных прогибов, выполняющим их формациям (включая терригенную железисто-кремнистую), характеру складчатости, интенсивности развития гранитоидного магматизма. В то же время шовные прогибы территории КМА, хотя и образуют линейные системы, не обнаруживающиеся на Алданском щите, отличаются от тектонотипов палеоавлакоге-

нов меньшим развитием вулканогенных пород, меньшей мощностью и более слабым метаморфизмом отложений, что еще больше сближает их с авлакогенами.

Одной из важных особенностей развития палеоавлакогенов, еще не освещенной в литературе, является своеобразный характер общих деформаций земной коры в период их заложения. Геологическое строение докембрия КМА дает возможность реконструировать некоторые черты развития этого участка протоплатформы на рубеже архея и протерозоя путем структурно-тектонического анализа распределения разрывных нарушений.

Как уже отмечалось выше, образование шовных прогибов связано с разломами архейского основания. Предполагается, что узкие прогибы (шовные, надразломные, приразломные синклинали) развились над одним таким разломом, а образование более широких связано с парой разломов, приуроченных к их бортам. Далеко не все прогибы КМА откартированы бурением, поэтому составление схемы разломов, обусловивших их заложение, невозможно без привлечения геофизических материалов. Из отложений, развитых в прогибах, геофизическими методами уверенно картируются только джеспилитовые толщи курской серии. Возможно, на КМА присутствуют и докурские железистые кварциты, но роль их крайне незначительна. Железистые кварциты залегают согласно с подстилающими образованиями, и можно предполагать, что их современное распространение в достаточной мере отражает распространение прогибов и соответственно разломов докурского основания в начальные этапы его верхнеархейско-нижнепротерозойской деформации. Для выделения этих разломов нами была использована геологическая карта докембрия КМА масштаба 1 : 500 000, составленная под руководством В. Д. Полищука, на которой по геофизическим и геологическим данным детально показано распространение джеспилитовой формации.

Анализ получившейся схемы (рис. 1, А) подтверждает, что шовные прогибы действительно связаны с разломами. Они испытывают резкие изгибы простираения, что может объясняться сочленением разломов двух направлений. Нередко целый ряд прогибов находится на продолжении друг друга, как если бы разлом имел неравномерную интенсивность своего проявления по простираению. Таким образом, нижнепротерозойская структура КМА отражает разрывную тектонику более древнего основания гораздо более четко, чем это наблюдается в геосинклинальных областях, где выделение разломов основания производится с большим трудом. Сами разломы в КМА имеют меньший масштаб, чем глубинные разломы, с которыми связано развитие геосинклиналей.

Как видно из схемы, короткие разломы прямолинейны, а более протяженные изображаются ломаными линиями, которые могут рассматриваться как сочетание коротких прямолинейных разломов, несколько отличающихся по простираению. Длина большинства (80,5%) коротких разломов и прямолинейных участков протяженных разломов не превышает 8 км (в том числе до 4 км — 50%). Также отмечается, что насыщенность территории КМА разломами весьма неравномерна.

Как было доказано (Гзовский, 1960, 1954; Гольбрайх, Забалуев, Миркин, 1968; Кноринг, 1969; Миркин, 1968, и др.), распределение разрывных нарушений по направлению и густоте имеет закономерную связь с тектоническими структурами, на которых они образуются. В частности установлено, что поднятия в целом являются участками повышенной густоты разрывных нарушений и что на симметричных вытянутых поднятиях максимумы густоты обычно приурочены к периклиналям этих поднятий, так как на периклиналях наблюдается максимальная анизотропия кривизны поверхности и наибольшие разрушающие напряжения. Насыщенность территории разрывными нарушениями (густота трещиноватости) определяется величиной напряжений, вызывающих их обра-

зование, и, следовательно, является мерой этих напряжений. С другой стороны, конфигурация поля напряжений, конформно отображаемая распределением густоты разрывных нарушений, закономерно связана с распределением и характером тех структур поверхности, которые формируются этими напряжениями одновременно с развитием разрывов различного порядка.

Методика структурно-тектонического анализа распределения мегатрещин, т. е. разрывов со средней длиной 2—4 км, отображающихся на дневной поверхности, была подробно описана Г. Р. Миркиным (1968), И. Г. Гольбрайхом, В. В. Забалуевым, Г. Р. Миркиным (1968). Исследуемые разломы территории КМА, средняя длина которых очень близка к длине мегатрещин, могут рассматриваться как своеобразные мегатрещины на архейско-протерозойской структурной поверхности, существовавшей перед заложением шовных прогибов.

Согласно принятой методике нами первоначально была построена карта густоты разрывных нарушений методом «равных квадратов». В качестве меры густоты разрывных нарушений принята их суммарная протяженность на единице площади. За единицу площади («равный квадрат», элементарная площадка, на которые разбивается изучаемая территория) была взята трапеция разграфки масштаба 1 : 50 000. Ее площадь, составляющая в среднем 320 км², изменяется в зависимости от географической широты на ±3%, что не играет существенной роли в построении карты. В результате построений густота разрывных нарушений, колеблющаяся от 0 до 105,5 км на 320 км², была отображена в изолиниях (рис. 1, Б).

Карта густоты разрывных нарушений может быть трансформирована, как и карты других полей. В частности, ее можно разделить на карты региональной (фоновой) и локальной составляющих. Для построения карты регионального фона густоты разрывных нарушений произведено осреднение первичной карты густоты (рис. 1, Б) методом «скользящего окна». Размеры «окна» определялись нами путем оценки степени изменчивости густоты разрывных нарушений по площади КМА. Для ряда точек карты были построены кривые средних значений густоты при увеличении площади подсчета. А. Н. Ласточкин (1968) рекомендует выбирать размер «окна» по площадкам или точкам перегиба на кривых средних значений. Он принят нами равным 25 элементарным трапециям, а шаг осреднения — одной трапеции. По осредненным значениям построена карта регионального фона (рис. 1, В), а вычитанием ее из первичной карты густоты (рис. 1, Б) получена карта остаточных аномалий густоты разрывных нарушений (рис. 1, Г). Все три карты построены в одинаковых условных единицах.

Карта фоновой составляющей отражает наиболее общие закономерности насыщенности территории КМА разрывными нарушениями. Распределение этих нарушений характеризуется наличием двух четких максимумов густоты, южный из которых представляет собой слившуюся пару двух более локальных максимумов, находящихся на южных окончаниях систем разломов. Расположение максимумов таково, что карта обнаруживает элементы осевой симметрии. Еще более отчетливо осевая симметрия выявляется, если рассматривать Юго-Западную и Северо-Восточную зоны КМА обособленно. В таком случае в Юго-Западной зоне ось симметрии имеет азимут СЗ 310° и практически совпадает с наиболее крупными прогибами этой зоны, а максимумы густоты оказываются приуроченными к ее концам. Такая особенность размещения разрывных нарушений может быть легко объяснена, если предположить, что максимумы их густоты образовались на периклиналях овального сводового поднятия, ориентированного своей длинной осью вдоль указанной оси симметрии. Юго-Западная система шовных прогибов занимает на своде этого поднятия место, аналогичное месту авлакогенов и

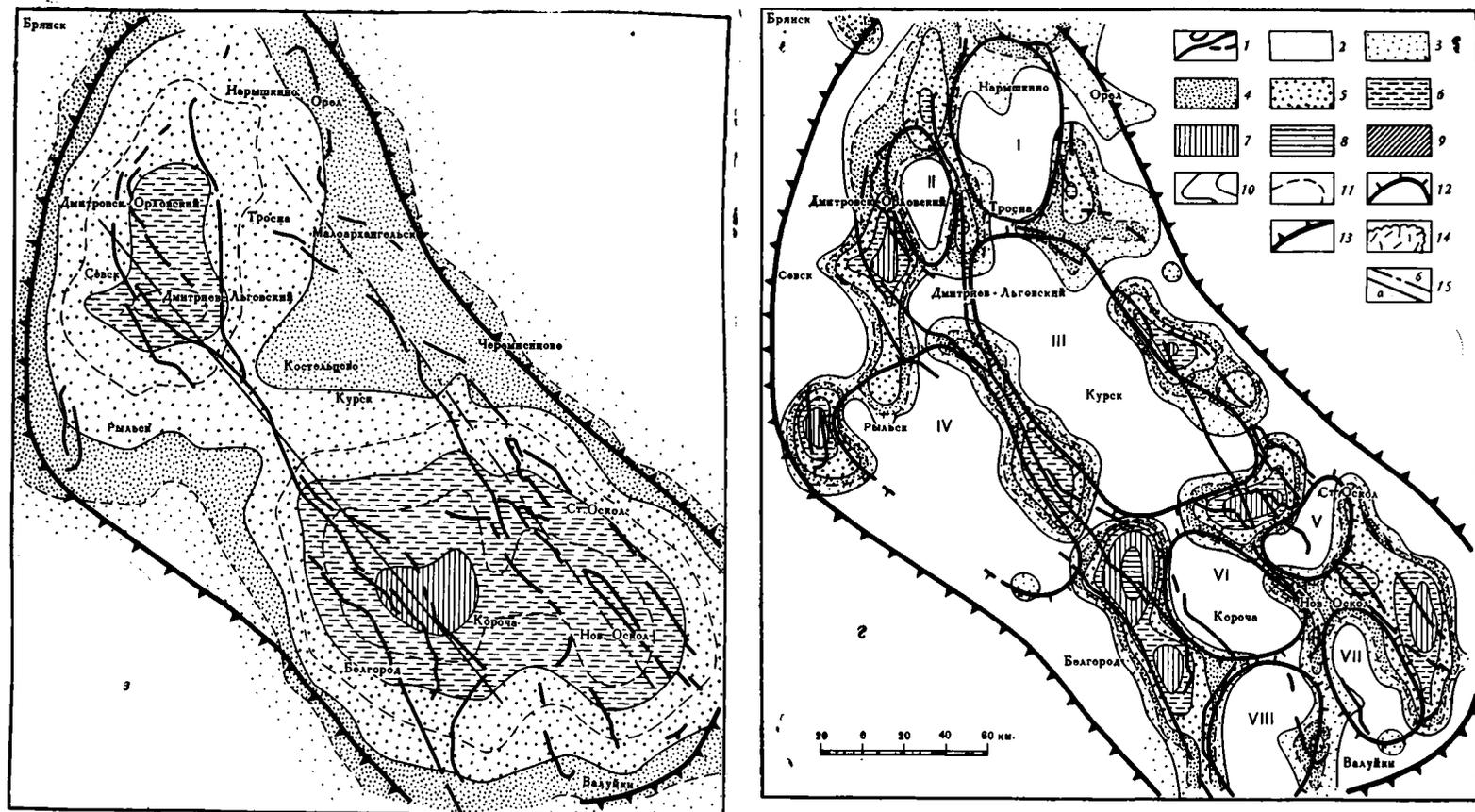


Рис. 1. Схемы густоты разрывных нарушений фундамента КМА, обусловивших заложение шовных прогибов. А — схема распространения разрывных нарушений; Б — схема «наблюдаемой» густоты разрывных нарушений; В — схема регионального фона густоты разрывных нарушений; Г — схема остаточных аномалий густоты разрывных нарушений.

1 — верхнеархейско-нижнепротерозойские разрывные нарушения; 2—9 — участки с различной густотой разрывных нарушений; 2 — менее 0; 3 — от 0 до 5; 4 — от 5 до 10; 5 — от 10 до 20; 6 — от 20 до 30; 7 — от 30 до 60; 8 — от 60 до 90; 9 — свыше 90 условных единиц; 10—11 — изолинии структурной густоты; 10 — основные, 11 — дополнительные; 12 — контуры сводовых поднятий второго порядка и их номера на схеме 1-Г; I — Нарышкинское, II — Дмитровское, III — Курское, IV — Суджанское, V — Старооскольское, VI — Корочанское, VII — Никитовское, VIII — Большетроицкое; 13 — обобщенный контур мозаичного свода КМА; 14 — гипотетические жесткие архейские массивы по В. Д. Полищуку и В. И. Полищуку и их номера на схеме 1-А: 1 — Дмитриев-Льговский, 2 — Фатеевско-Почеплянский, 3 — Сумской, 4 — Касиновский, 5 — Новоселовский, 6 — Томаровский, 7 — Курско-Корочанский, 8 — Большетроицкий, 9 — Алексеевский; 15 — продольные оси сводового поднятия (они же — оси симметрии распределения густоты разрывных нарушений): а — в первую фазу воздымания, б — во вторую фазу

рифтовых систем на воздымающихся антеклизях неогей, например Днепровско-Донецкого авлакогена на своде Украинско-Воронежской антеклизы, Рейнской системы грабенов на Рейнской антеклизе (рис. 2, В), грабенов Красного моря и Аденского залива на Эритрейской антеклизе и др. О близком морфологическом сходстве Юго-Западной системы прогибов с авлакогенами неогей свидетельствует также и разветвление надвое основного прогиба в районе Костельцево (рис. 1, А, В, 2А). Подобные развилки, как было отмечено Г. Клоосом, часто обнаруживаются на концах настоящих авлакогенов и рифтовых грабенов, развившихся на сводах. Таковы, например, Суэцкая и Акабско-Ливанская ветви грабена Красного моря, Нижне-Рейнская и Гессенская ветви Рейнской системы грабенов (рис. 2, В) и т. д. Ветвление концов прогибов является общей закономерностью развития систем трещин на овальных поднятиях и было подтверждено экспериментально (рис. 2, Г). Совершенно аналогичная развилка имеется и у Хани-Олондинского шовного прогиба на западе Алданского щита (рис. 2, Б), являющегося одним из тектонотипов палеоавлакогенов.

Осевая симметрия распределения густоты разрывных нарушений в Северо-Восточной зоне КМА выражена менее отчетливо, так как максимум густоты в ее северной части нечеткий. Эта зона состоит из более коротких прогибов, не образующих такой стройной системы, как в Юго-Западной зоне. Однако при внимательном рассмотрении схемы разломов (см. рис. 1, А) можно отметить, что основной прогиб в районе Черемисиново также разветвляется на две ветви: Петровско-Воронежско-Троснянскую (в направлении на г. Тросна) и менее четко выраженную Малоархангельско-Орловскую (через разобщенные прогибы в направлении на Орел). Это позволяет считать, что Северо-Восточная система разломов заложилась аналогично Юго-Западной в результате воздымания овального свода, ось которого субпараллельна оси симметрии в Юго-Западной зоне и находится примерно в 80 км к северо-востоку от нее.

Ширина каждого из этих двух сводовых поднятий, очевидно, превышала 100 км. В таком случае они соприкасались или даже накладывались друг на друга своими флангами, составляя единое сводовое нижнепротерозойское поднятие КМА. Контуры этого поднятия очерчиваются (см. рис. 1, В, Г) как область повышенной трещиноватости размером примерно 200×450 км. Если бы составляющие его овальные поднятия развивались одновременно, то территория в полосе их сочленения представляла бы собою зону повышенной густоты разрывных нарушений, что не наблюдается в действительности. Очевидно, что поднятия отличаются по времени развития.

Ранее нами (Петров, 1970) на основании анализа дифференциации осадков базальных горизонтов курской серии в Северо-Восточной зоне КМА и характера ее примыкания к Юго-Западной было высказано предположение, что она заложена несколько позднее Юго-Западной зоны. Это подтверждается и структурно-тектоническим анализом. Действительно, меньшая протяженность прогибов, отсутствие стройной системы в их расположении вполне логично объяснить тем, что эти прогибы были заложены во вторую фазу воздымания, когда развивающиеся на своде КМА тектонические напряжения уже находили частичную разгрузку в ранее возникшей Юго-Западной системе разломов.

Детали строения поверхности нижнепротерозойского сводового поднятия КМА обрисовываются из анализа карты остаточных (локальных) аномалий густоты разрывных нарушений (см. рис. 1, Г). Общий рисунок этих аномалий поразительно напоминает конфигурацию локальных аномалий густоты мегатрещиноватости в областях развития современных поднятий. Как показали М. В. Гзовский (1960), Л. Д. Кноринг (1969), Г. Р. Миркин (1968), участки поднятий обычно окаймлены полями повышенных значений густоты разрывных нарушений, имеющими кольцевую

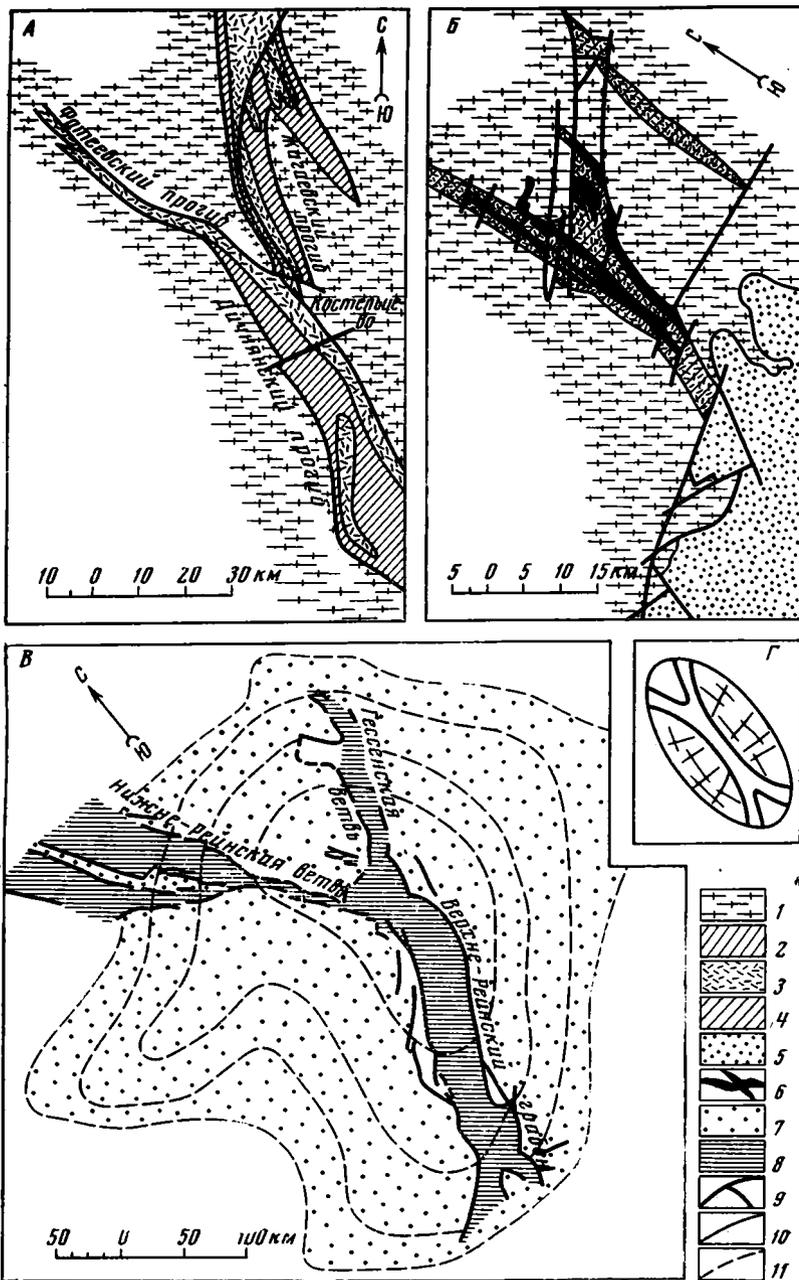


Рис. 2. Строение некоторых систем грабенов.

А — Юго-Западный палеоавлакоген КМА в районе Костельцево; Б — Хани-Олондинский палеоавлакоген в западной части Алданского щита (по М. З. Глуховскому и В. С. Федоровскому, упрощено); В — Рейнская система грабенов (по Г. Клоосу); Г — схема расположения трещин на модели овального поднятия (по М. В. Гзовскому).

1 — эpiarхейский фундамент протоплатформы, участками ремобилизованный и прорванный протерозойскими гранитоидами; 2—6 — нижнепротерозойские формации: 2 — терригенно-вулканогенная, 3 — терригенная железисто-кремнисто-сланцевая, 4 — терригенно-вулканогенная и терригенная железисто-кремнистая, 5 — терригенная и терригенно-карбонатная, участками прорванные протерозойскими гранитоидами, 6 — ортоамфиболиты по габброидам и основным эффузивам; 7 — Рейнская антеклиза; 8 — грабены Рейнской системы; 9 — разломы и тектонические контакты; 10 — геологические границы; 11 — изогипсы, очерчивающие Рейнскую антеклизу

или подковообразную форму. Применяя это правило, мы можем выделить на своде КМА не менее восьми поднятий второго порядка овальной и бобовидной формы. Размер этих поднятий $80-70 \times 50-170$ км. Выделенные В. Д. Полищуком и В. И. Полищук (1966) на основании фациального анализа жесткие архейские массивы (см. рис. 1, А) частично совпадают с указанными поднятиями. Кроме поднятий могут быть выделены структурные носы. Таков, например, структурный нос, вдающийся в КМА с запада, между Севском и Рыльском. Другие структурные носы выделяются менее отчетливо.

В вышедшей недавно работе Р. С. Красовицкая и В. И. Павловский (1970) по геофизическим данным также выделяют на КМА девять гнейсовых куполов (участки пониженной плотности), группирующихся в три полосы (восточную, центральную и западную) северо-западного простирания, и так называемые «актиклинальные перегибы», сложенные гнейсами и мигматитами архея. Возраст куполов, называемых ими также блоками, определяется как архейский. Отличия их от антиклинальных перегибов не характеризованы. Купола восточной полосы располагаются за пределами анализируемой нами площади, а купола центральной и западной полос во многом совпадают с выделяемыми нами поднятиями второго порядка. Это может служить подтверждением правильности выводов, обоснованных структурно-тектоническим анализом распределения разрывных нарушений.

Нижнепротерозойские шовные прогибы образуют системы между поднятиями и лишь в отдельных случаях располагаются на самих поднятиях, преимущественно в их краевых частях. Таким образом, в нижнепротерозойской структуре КМА совмещены черты линейной и нелинейной тектоники. Возможно, что это отражает особенности периода смены нелинейной тектоники линейной. Начало седиментации курской серии датируется по радиогеохронологическим данным абсолютным возрастом примерно 2,6—2,7 млрд. лет, что укладывается в границы переломного периода (2,5—2,8 млрд. лет), выделенного Ю. М. Шейнманном (1970). Развитие сводового поднятия КМА и осложняющих его сводов второго порядка предположительно может быть связано с подъемом коллонообразных масс глубинного вещества и, вероятно, салтыковской гранитизацией коры. В этой связи небезынтересно отметить, что интенсивный «внегеосинклинальный» гранитоидный магматизм Забайкалья также связан во времени и пространстве с формированием мезозойских сводовых поднятий. Поднятия второго порядка, развитые на КМА, несколько напоминают окаймленные гнейсовые купола по классификации Л. И. Салопа (1971) однако более точные сравнения преждевременны, так как изучение их внутренней структуры необычайно затруднено развитием сплошного фанерозойского осадочного чехла большой мощности.

В области развития тектонотипов палеоавлакогенов на западе Алданского щита описаны многочисленные гранито-гнейсовые купола, валы и чаши, правда, несколько меньшего размера, чем выделяемые нами на КМА поднятия второго порядка. По мнению М. З. Глуховского (1969), они развиваются очень длительно, прерывисто в результате ремобилизации, интенсивной раннепротерозойской гранитизации и перестройки кристаллического комплекса основания протоплатформы, местами конседиментационно с накоплением протоплатформенного чехла. На закономерную связь развития палеоавлакогенов с мощными и длительными процессами гранитизации указывают также А. М. Лейтес, М. В. Муратов и В. С. Федоровский (1970). Вероятно, эта закономерность является общей для всех протоплатформ.

Подводя итог изложению, необходимо отметить следующее:

1. Развитие территории КМА в верхнем архее — нижнем протерозое, обнаруживая отдельные черты геосинклинального процесса, все же существенно от него отличается. Имеющийся фактический материал под-

тверждает правильность отнесения шовных прогибов КМА к палеоавлакогенам. По отдельным характеристикам прогибы КМА стоят к авлакогенам даже ближе, чем тектонотипы палеоавлакогенов на западе Алданского щита. КМА может рассматриваться как тектонотипическая область.

2. Палеоавлакогены закладываются в результате развития закономерно построенных систем разрывных нарушений на воздымающихся участках протоплатформ, уже обладавших некоторой степенью консолидации. На концах палеоавлакогенов нередко обнаруживаются разветвления прогибов, аналогичные разветвлениям систем грабенов на концах настоящих авлакогенов неогей. Палеоавлакогены КМА заложены в две фазы. Структурно-тектонический анализ подтверждает более позднее заложение Северо-Восточной системы прогибов КМА по сравнению с Юго-Западной.

3. Воздымание протоплатформ носит характер мозаично-сводовых поднятий приблизительно овальной формы размерами в первые сотни километров. Эти поднятия осложняются овальными и бобовидными в плане поднятиями второго порядка размерами в десятки километров, реже более. Поднятия второго порядка могут являться окаймленными гнейсовыми куполами. Возникновение мозаичных сводов и осложняющих их поднятий, по-видимому, связано с процессами ремобилизации и гранитизации основания протоплатформы.

Литература

- Воскресенская М. Н. Древние поверхности и коры выветривания в докембрийских породах Курской магнитной аномалии.— Сов. геология, 1968, № 9.
- Гзовский М. В. Физическая теория образования тектонических разрывов.— В сб.: Проблемы тектонофизики. Госгеолтехиздат, 1960.
- Гзовский М. В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 6.
- Глуховский М. З. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Голывкин Н. И. Тектоно-магматические циклы и металлогенические эпохи КМА.— Тр. III совещ. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Голывкин Н. И., Романшак А. К. Новые данные по геологии докембрия Старооскольского и Новооскольского железорудных районов КМА Русской платформы.— Матер. по геол. и полезн. ископ. центральных р-нов Европейской части СССР, Приокское книжное изд-во, М., 1970, вып. 6.
- Гольбрайх И. Г., Забалуев В. В., Миркин Г. Р. Тектонический анализ мега-трещиноватости.— В кн.: Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей. Л., «Недра», 1968.
- Епифанов Б. П. Средне-Русская железорудная провинция. В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрально-Черноземных областей. Воронеж, 1964.
- Жаворонкин И. А. Основные результаты геофизических исследований в Старооскольском и Новооскольском железорудных районах КМА.— Тр. III совещ. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Каляев Г. И. Метаморфические аналоги геосинклинальных осадочных формаций в Украинском щите.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. «Недра», 1967.
- Кноринг Л. Д. Математические методы при изучении механизма образования тектонической трещиноватости. Л., «Недра», 1969.
- Копеев В. В. Докембрийский антиклинорий КМА в свете некоторых геофизических данных.— Тр. Воронежск. ун-та, 1968, т. 66.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. «Недра», 1969.
- Красовицкая Р. С., Павловский В. И. Тектоническое строение Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным.— Матер. по геол. и полезн. ископ. центральных районов Европейской части СССР. Приокское книжное изд-во, М., 1970, вып. 6.
- Ласточкин А. Н. Учет экзогенных факторов при морфометрических построениях в морфоструктурном анализе.— В кн.: Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей. Л., «Недра», 1968.
- Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6.
- Леоненко И. Н., Полищук В. Д., Зайцев Ю. С. Докембрий Воронежской антеклизы.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1967, № 5.

- Миркин Г. Р. Структурно-тектонический анализ распределения густоты мегатре-
щин.— Сов. геология, 1968, № 8.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые осо-
бенности их развития.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Петров Б. М. Об условиях накопления базальных отложений протерозоя северной
части Михайловской структуры КМА.— Геол. и разведка, 1971, № 2.
- Петров Б. М. Особенности распространения и состава базальных отложений курской
серии КМА. Матер. по геол. и полезн. ископ. центральных районов Европейской
части СССР, Приокское книжное изд-во, М., 1970, вып. 6.
- Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления
в докембрии. Воронеж, 1966.
- Полищук В. Д. Основные черты геологического строения и история геологического
формирования докембрия КМА.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Цен-
трально-Черноземной области. Воронеж, 1964.
- Полищук В. Д. Геология докембрия КМА.— В кн.: Геология, гидрогеология и же-
лезные руды бассейна Курской магнитной аномалии Т. I, кн. 1. «Недра», М.,
1970.
- Полищук В. Д., Полищук В. И. Основные и ультраосновные интрузивные по-
роды докембрия Воронежской антеклизы и перспективы поисков связанных с ними
полезных ископаемых.— Тр. III совещ. по проблемам изучения Воронежской анте-
клизы. Воронеж, 1966.
- Полищук В. Д., Полищук В. И. Пироксеновые гранулиты в докембрии КМА и
некоторые вопросы его геологии.— Матер. по геол. и полезн. ископ. центральных
районов Европейской части СССР. М., 1970, вып. 6.
- Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гней-
совые купола.— В сб.: Тектоника фундамента древних платформ (тез. докл.). Рота-
принт, М., 1971.
- Серебряков Е. Б. О геологических результатах геофизических работ в Михайлов-
ском железорудном районе КМА.— Тр. III совещ. по проблемам изучения Воронеж-
ской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протез-
розе Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4.
- Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— Гео-
тектоника, 1970, № 4.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части
Балтийского щита.— В сб.: Геология и глубинное строение восточной части Бал-
тийского щита. Л., «Наука», 1968.

Территориальное геологическое управление центральных районов
Министерства геологии РСФСР

Статья поступила
8 апреля 1971 г.

УДК 551.24.031 (61)

А. Г. АЛЕКСИН, А. Н. ШАРДАНОВ, ЭШИХ ХАЛЕД

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ САХАРЫ**

Рассмотрены тектонический режим, мощности и литофации палеозойских и мезозойско-кайнозойских отложений и развитие основных структурных элементов северо-западной части Африканской платформы. В районе Бешара выделен герцинский краевой прогиб. Угарта рассматривается не в качестве продолжения Анти-Атласа, а как внутриплатформенная активизированная зона.

Алжирская Сахара — величайшая пустыня мира, страна, ставшая за последние годы богатейшим краем. В недрах ее открыты крупнейшие месторождения нефти и газа, сосредоточенные в основном на северо-востоке и востоке Алжира. На северо-западе Сахары промышленные скопления нефти или газа пока не установлены. Вместе с тем в этой части Алжира находятся обширные впадины, выполненные мощными толщами палеозойских отложений, в которых установлены структуры, благоприятные для образования залежей углеводородов. (Варенцов, Дорошко, 1969; Богданов и др., 1964; Хаин, 1971; Fugon, 1968.)

Авторы статьи в период работы в Алжире в национальной фирме СОНАТРАК (1967—1968 гг.), а также в процессе последующих исследований имели возможность собрать и анализировать весь доступный первичный фактический материал бурения и геофизических исследований, полученный различными фирмами в процессе поисково-разведочных работ на нефть и газ в пределах описываемой территории. Один из авторов статьи — Эших Халед, являющийся постоянным сотрудником фирмы СОНАТРАК, специально занимался сбором и обработкой всех геолого-геофизических материалов по северо-западной Сахаре с целью оценки перспектив нефтегазоносности. Собранные первичные материалы и легли в основу предлагаемого обзора. Кроме того, были учтены фондовые и литературные источники по смежным районам Атласа и Анти-Атласа.

Статья посвящена анализу тектонической истории северо-западной части Африканской платформы в пределах Алжира. Северным ограничением описываемой территории служит альпийская складчатая область Высокого и Сахарского Атласа, а северо-западным — эпиплатформенная орогенная область Анти-Атласа.

Часть платформы, прилегающая к этим подвижным областям, претерпела в течение фанерозоя разнонаправленные тектонические движения, в результате которых сформировались следующие основные структурные элементы: в центре размещаются герцинские цепи Угарты, которые через выступ Даура сочленяются с Анти-Атласом; юго-западнее выделяются впадины Тиндуф и Регган; к северо-востоку от Угарты располагается Западно-Алжирская синеклиза, в центре которой выделяется обширная впадина Западного эрга, а южнее впадина Ахнет. Северный край платформы, прилегающий к альпийской складчатой области — район Бешар, имеет наиболее сложную структуру. Здесь, вдоль Южно-Атласского глубинного разлома, отделяющего Атлас от платформы, тянется система неглубоких кайнозойских прогибов (Бешар — Кенадза

и Бену), южнее располагаются: свод Уэд-Намус, купол Мехарез и небольшая впадина Абадла, которая на юго-востоке через седловину Бени-Аббес сливается с впадиной Западного эрга.

Восточным ограничением Западно-Сахарской синеклизы служит узкая, меридианально вытянутая гряда Иджеран-Мзаб, протягивающаяся от массива Хоггар до самого Атласа.

В палеозое преобладали общие погружения, которые завершились герцинской эпохой поднятий и складчатости, когда были заложены почти все перечисленные выше основные структурные элементы. В мезозое преобладали относительные поднятия, и лишь на севере вдоль Атласа, а также в Ахнете и на юге Западного эрга происходили погружения. В кайнозое поднятиями была охвачена почти вся территория, и только вдоль воздымающегося Атласа — на краю платформы заложилась узкие приразломные молассовые прогибы.

После байкальских движений (Штилле, 1968), завершивших консолидацию фундамента северо-запада Африканской платформы (по Шуберу — 600—620 млн. лет) возобновляются погружения, распространившиеся с северо-запада. В конце рифея на территории Анти-Атласа накапливаются относительно мощные (4000 м) карбонатные, обломочные и вулканогенные образования. На описываемой территории этому времени соответствуют континентальные терригенные осадки и обширные потоки риолитов, обнажающиеся на выступе Даура и в Угарте, а также встреченные в ряде скважин восточнее.

В Анти-Атласе морские осадки нижнего кембрия без значительного перерыва и несогласия продолжают толщу «инфракембрия» (Меньшиков, 1956; Choubert, 1967, 1968). В Атласе формируется палеозойская геосинклиналь. К юго-востоку, в пределах изученной территории кембрийские отложения залегают на сохранившихся образованиях «инфракембрия» со значительным перерывом (Lelubre, 1961).

Трансгрессия кембрийского бассейна постепенно распространялась с северо-запада со стороны Анти-Атласа на юго-восток. В Анти-Атласе кембрию соответствуют толщи (более 1300 м) морских известняков и сланцев. На описываемой территории мощность кембрия значительно меньше и лишь в северной части Угарты она достигает 1000—1200 м. Кембрийские отложения представлены здесь континентальными, частично красноцветными конгломератами, кварцевыми песчаниками и кварцитами, с пелитоморфными разностями в верхах разреза. Источником обломочного материала служила суша, расположенная значительно южнее.

Начиная с раннего палеозоя закладываются некоторые структуры, которые унаследованно развивались в течение всей последующей истории. Намечается гряда Иджеран-Мзаб, на месте свода Уэд-Намус и купола Мехарез вырисовывается единая приподнятая зона, отделяющая Атласскую геосинклиналь от платформенной впадины Западного эрга. Последняя вместе с северной частью Угарты образует основную область прогибания. Впадины Тиндуф, Регган, Ахнет еще не превратились в самостоятельные структуры, а составляют южные пологие борты впадин Анти-Атласа, Западного эрга и Угарты.

Для выяснения деталей раннепалеозойской истории Угарты пока нет необходимых материалов. Но можно предполагать, что, так же как зоны Амгид-Эль — Биод и Иджеран — Мзаб, Угарта заложилась и развивалась на продолжении крупных разломов, расходящихся веером к северу и северо-западу от массива Хоггар. Уже в раннем палеозое в Угарте формируется прогиб, ориентированный с юго-востока на северо-запад. Вначале это была возможно единая пологая зона погружения, отделявшаяся по северо-восточному борту от впадины Западного эрга пологим выступом, на месте которого в последующем сформировался удлиненный свод Аззен. Позже разнонаправленные движения усложнили струк-

туру Угарты и она распалась на два узких прогиба, разделенных продольным относительным поднятием.

Между северо-западной оконечностью Угарты и ориентированными в северо-восточном направлении складками Анти-Атласа расположен овальный выступ Даура, который зародился, по-видимому, уже в кембрии. Это предположение вытекает из анализа мощностей и структуры. В Анти-Атласе мощности кембрия более 1300 м, а в Дауре — 800 м. Кроме того, в центре выступа нижнепалеозойские отложения залегают значительно положе, чем в окружающих областях. Так, если в Угарте углы падения пород достигают 30—40°, а в Анти-Атласе еще больше, то в районе выступа они не превышают 12—15° (Меньшиков, 1956). В центре Дауры верхнепалеозойские образования отсутствуют и более древние породы перекрыты пологим маломощным чехлом меловых осадков.

В кембрии на относительно поднятых зонах накопилось 400—700 м грубых осадков, а в северо-западной части впадины Западного эрга мощности достигают 800—900 м. Таким образом, максимальные погружения локализовались на севере Западного эрга и севере Угарты; южнее мощности кембрийских отложений постепенно сокращаются, вплоть до полного выклинивания на склонах массива Регибат.

В ордовикском периоде в общем продолжалось унаследованное развитие наметившихся ранее тектонических элементов, но структурно-морфологическое расчленение территории усилилось. Морские песчано-глинистые осадки ордовика согласно продолжают толщу кембрия, причем трансгрессия бассейна значительно расширилась, охватив всю Сахару и перекрыв, вероятно в течение большей части периода, массивы Эглаб и Хоггар. В отличие от кембрийского времени впадина Западного эрга погружалась интенсивнее и в ордовике обособилась как самостоятельная структурная единица. Здесь накопились морские мелководные осадки мощностью до 700 м. Северная часть Угарты, как и прежде, погружалась еще быстрее, и здесь сформировались мощные (до 1000 м) толщи песчаников с прослойками глин. В ордовике на всех основных положительных структурах накапливались маломощные осадки (не более 300 м), представленные в основном кварцитовидными светло-серыми мелкозернистыми песчаниками с глинисто-карбонатным цементом и с глауконитом. В целом мощность ордовика закономерно уменьшается от впадины Западного эрга к вершинам поднятий Аззен, Мехарез — Уэд-Намус и Аллал. Наблюдается также уменьшение мощностей ордовика от Анти-Атласа — в сторону выступа Даура. Свод Аззен в это время уже существовал как крупный самостоятельный структурный элемент.

В конце ордовика почти во всех районах Алжирской Сахары в той или иной степени проявились тектонические движения, вызвавшие ускоренный рост поднятий и приведшие местами (особенно на склонах Хоггара) к глубокому размыву ордовикских отложений. Эти движения, слабо отражающие каледонскую эпоху тектогенеза, продолжались, по-видимому, в течение раннего силура, в связи с чем осадки его имеют песчано-глинистый состав, содержат в глинистых горизонтах рассеянную мелкую гальку кварца, а также включают пласты конгломератов.

Толща силура, образовавшаяся в период обширнейшей трансгрессии моря, сложена темными битуминозными пиритизированными аргиллитами, среди которых в северо-западных районах появляются горизонты известняков. В это время под уровень моря погрузились массивы Хоггар и Эглаб. Максимальное погружение в это время происходило во впадине Западного эрга, в Угарте и особенно в Анти-Атласе, где мощность силура превышает 1000 м. В отличие от ордовикского времени впадина Ахнет усиленно погружалась и в ее центре накопилось около 900 м осадков. Если в кембро-ордовикское время интенсивные погружения наблюдались только в северной части Угарты, то в силуре область максимального погружения продвинулась дальше к юго-востоку, где мощности силурийских

отложений достигают 800 м. Положительные структуры развивались унаследованно и как прежде характеризовались замедленным погружением и уменьшением мощностей силура: на своде Аззен — 400 м, в зоне Мехарез — Уэд-Намус — 50—200 м, на своде Аллал — 200 м, а в районе выступа Даура — до 200—300 м (рис. 1).

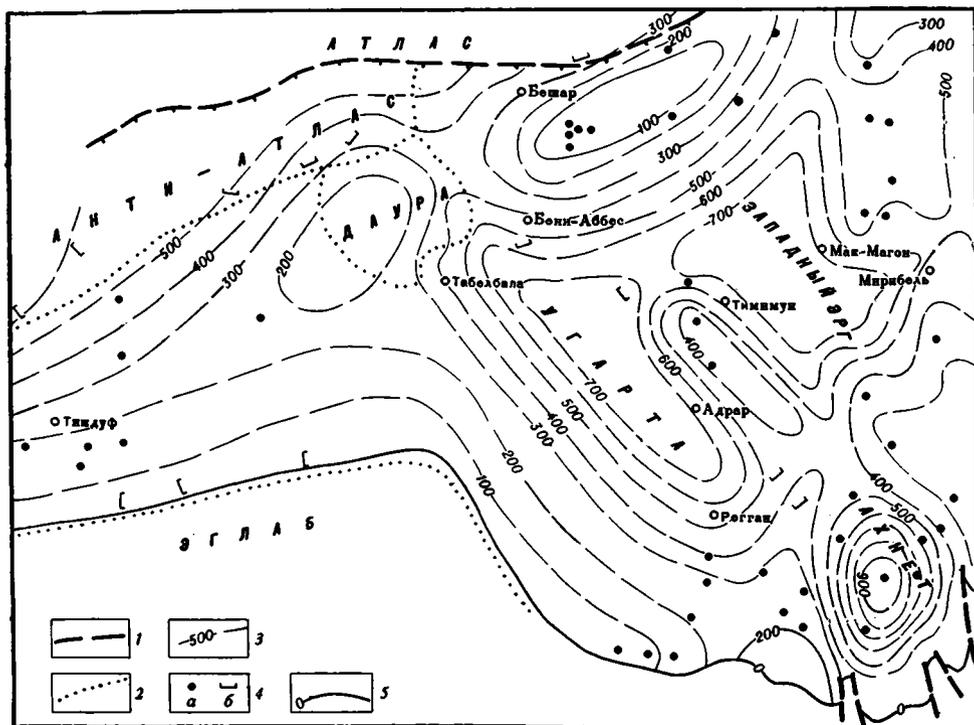


Рис. 1. Схема мощностей силурийских отложений.

1 — глубинные разломы; 2 — границы основных структурных элементов; 3 — изолинии мощностей в м; 4 — пункты замеренных мощностей: а — в скважинах, б — на обнажениях; 5 — границы последующего размыва

В начале девонского периода в ряде районов Алжирской Сахары, особенно на юго-востоке, и, возможно, в Бешаре, проявились тектонические движения. В общем северо-западная Сахара в девоне продолжала развиваться унаследованно, с некоторыми изменениями границ областей погружения и воздымания и положения литофациальных зон.

В жедино-зигенское время максимальное погружение было приурочено к северной части Угарты (Бени-Аббес — 700 м), впадине Западного эрга (500 м) и Анти-Атласу (400 м). Все приподнятые зоны — Аззен, Мехарез — Уэд-Намус, Аллал отставали в погружении, и здесь мощности осадков варьируют от 100 до 200 м. Сокращены мощности этих ярусов и на склонах Дауры. Отложения жедино-зигена представлены чередованием песчаников и глин, и только в Анти-Атласе и частично в северной части Угарты они выражены глинистыми и глинисто-карбонатными литофациями.

В эмсе палеогеографические и палеотектонические условия осадконакопления мало отличались от тех, которые существовали в зигенском веке. Но эмс отличается меньшей амплитудой поднятий и погружений, и поэтому в северной и восточной частях территории мощность эмса в зоне Мехарез — Уэд-Намус и во впадине Западного эрга почти одинаковы.

Впадины Ахнет и Регган слабо прогибались и мощности здесь колеблются от 50 до 80 м (Fallot, 1952). Западнее происходит смещение обла-

сти максимального погружения к югу, в сторону центральной части впадины Тиндуф, где мощность эмса достигает 470 м, а севернее она составляет всего 190 м.

В среднем девоне режим тектонических движений и характер осадконакопления несколько изменились. Как и в раннем девоне максимальные погружения наблюдаются в Анти-Атласе, Тиндуфе, Угарте и во впадине Западного эрга, где мощности соответственно достигают более 500; 500 и 350 м. В приподнятых участках — Аззен, Уэд-Намус, Аллал мощности среднего девона сокращаются до 100—150 м. Интенсивные погружения охватили южную часть Угарты. Выступ Даура продолжал значительно отставать в погружениях по сравнению с окружающими его впадинами. В конце среднего девона происходит углубление бассейна в наиболее погруженных участках территории. Поэтому в Угарте, Анти — Атласе, Ахнете и во впадине Западного эрга получают широкое распространение гониатиты и цефалоподы, а осадки становятся более мелкозернистыми. В то же время на приподнятых участках широкое развитие получают рифогенные фации.

Позднедевонское время отличается от среднего девона более интенсивными погружениями морского дна и некоторыми изменениями положения зон максимального опускания. Если в среднем девоне зона максимального погружения была приурочена к северной и центральной частям северо-восточного склона Угарты, то в позднем девоне она сместилась к юго-западу и заняла положение, точно соответствующее современному расположению цепей Угарты. Здесь накопились мощные (1000—1500 м) толщи глубокоководных черных сильно пиритизированных аргиллитов и сланцев. В позднем девоне гониатиты достигают максимального распространения. В Анти-Атласе также накопились большие мощности глубокоководных осадков (1900 м). В центре впадины Тиндуф мощность верхнего девона достигает 1515 м, а севернее — на склоне выступа Даура она сокращается до 850 м. Во впадине Западного эрга мощность верхнего девона — 700—900 м, во впадине Ахнет — 1300 м, а на сводах Аззен, Уэд-Намус, Аллал они варьируют от 250 до 400 м (рис. 2).

Каменноугольный этап геологической истории существенно отличается от предшествующих. В этот период произошла инверсия тектонического режима в пределах палеозойской геосинклинали Атласа, где на месте прогибов постепенно формировалось горное складчатое сооружение. На краю платформы на севере Бешара у подножья растущего эпигеосинклинального орогена заложился краевой прогиб, выполненный мощной толщей каменноугольных осадков, которые залегают с резким угловым несогласием на размытых породах девона.

Интенсивные герцинские движения охватили Анти-Атлас и Угарту, которые также испытали инверсию тектонического режима. На месте Анти-Атласа сформировалась эпиплатформенная горная складчатая область. Угарта претерпела менее интенсивные воздымания и складчатость, но и на ее месте возникло поднятие, которое после каменноугольного периода не испытало значительных погружений. В палеозойской геосинклинали Атласа инверсия началась в самом начале карбона, затем она распространилась на Анти-Атлас и к середине каменноугольного периода достигла Угарты. Параллельно с миграцией инверсии изменялась и литофациальная зональность.

В карбоне наблюдается полный цикл осадконакопления. В начале цикла накапливались песчаники и глины турне и нижнего визе. Середина цикла (поздний визе и намюр) характеризовалась накоплением глубокоководных аргиллитов и известняков и максимальной трансгрессией моря. Конец цикла (вестфал-стефан) отличался регрессивным типом осадков — накоплением углей, континентальных красноцветных песков, глин и гипсов.

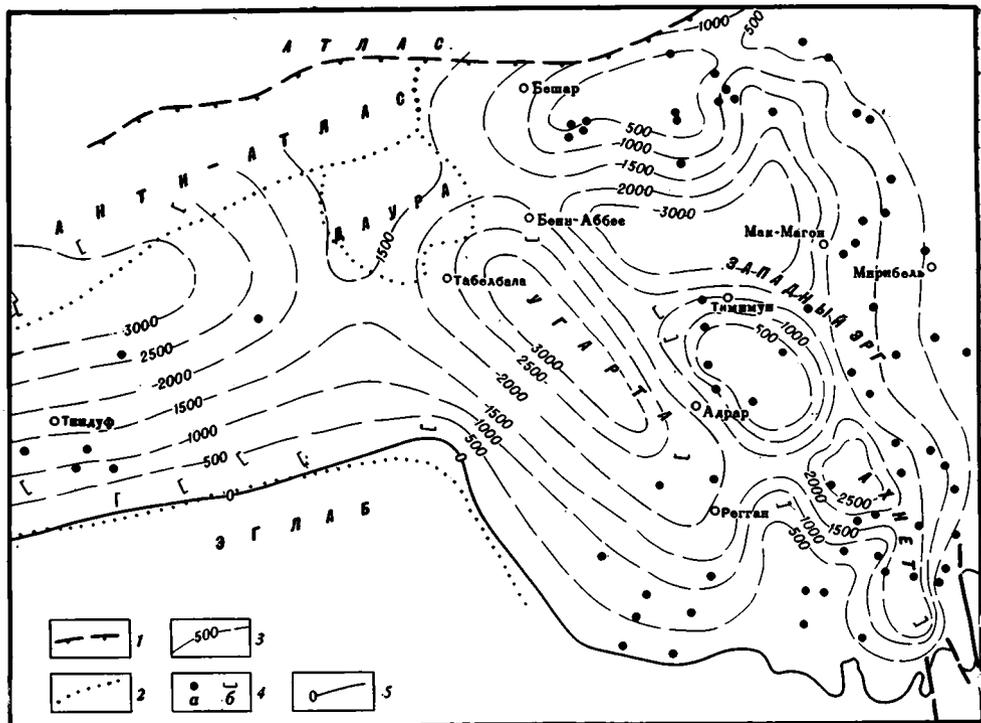


Рис. 2. Схема мощностей девонских отложений.
Условные обозначения см. на рис. 1

В начале турне почти по всей территории северо-западной Сахары произошли общие кратковременные поднятия, приведшие к размытию отложений этрена, который сохранился лишь в Тиндуфе и в осевых частях некоторых других южных впадин. Предтурнейские поднятия в северных районах, примыкающих к Атласской геосинклинальной области, сопровождалась складчатостью, причем на поднятых зонах Бешара эти движения продолжались и в турне. На юге, начиная с турнейского века, новая трансгрессия моря охватила впадины Тиндуф, Регган, Ахнет и частично впадины Западного эрга и Угарты, где преобладали морские условия осадконакопления. На севере, в районе Бени Аббес накопились лагуно-континентальные красные глины с алевролитами и косослоистыми песчаниками. Еще севернее, в Бен-Зиреге турне отсутствует и в подошве визе развиты конгломераты, несогласно залегающие на ордовике, что также скорее всего указывает на проявление раннегерцинских движений.

В визейское время трансгрессия достигала максимального значения, но глубина бассейна уменьшилась, особенно в северных районах, где широко распространены рифогенные фации (Бешар). В позднем визе, в то время как продолжали погружаться впадины Тиндуф, Регган, Ахнет, Западного эрга, а также новообразованные наложенные депрессии в Бешаре и Анти-Атласе, Угарта начала быстро воздыматься. Во всех впадинах накопились мощные толщи глин с органогенными известняками; на участках, которые отставали в погружении, формировались маломощные биогермы. Наибольшие мощности визе отмечаются в прогибе Бешара, где они достигают 3900 м; на южном борту этого прогиба визе представлен глинами с прослоями песчаников, а вдоль северного борта развиты флишoidные осадки.

В раннем намюре большая часть территории погружалась менее интенсивно, чем в визейское время. Исключение составляют северные райо-

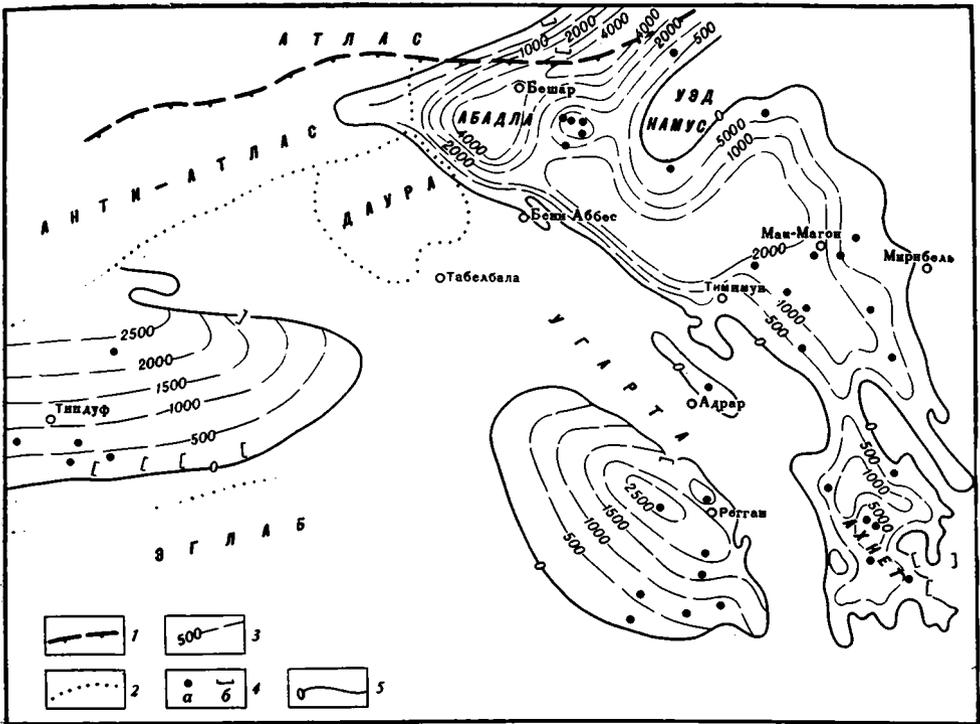


Рис. 3. Схема мощностей каменноугольных отложений.
Условные обозначения см. на рис. 1

ны Бешара, где в районах Абадла, Мезариф и Бен-Зирег происходили интенсивные погружения и накопились мощные (2510 м в Бен-Зиреге) толщи осадков.

В позднем намюре вся территория, по-видимому, представляла собой сушу, за исключением северных районов Бешара, в которых продолжали накапливаться мелководные терригенные и карбонатные толщи. В вестфальско-стефанское время прогибались лишь впадины Тиндуф, Регган, краевой прогиб Бешар с впадиной Абадла, где формировались континентальные краснойцветные отложения. Суммарные мощности каменноугольных отложений распределены следующим образом: во впадине Абадла около 4000 м, в Западном эрге — 2000 м, в Тиндуфе — 2000 м, Реггане — 2500 м, в Ахнете — 1000 м (рис. 3).

Пермские отложения в северо-западной Сахаре не установлены. Этому периоду, во всяком случае ранней перми, вероятно, соответствуют общие воздымания и завершение герцинской складчатости. К концу палеозоя на месте палеозойских геосинклинальных прогибов в Марокко и Западном Алжире сформировалось горное складчатое сооружение. В Анти-Атласе также образуется складчатый ороген, но другого типа. В отличие от северной атласской части Марокко, Анти-Атлас окончательно стабилизировался и в дальнейшем больше не испытывал интенсивных погружений. Герцинским сооружением являются и цепи Угарты; здесь на месте длительно развивавшегося платформенного прогиба в результате инверсии формируется пологоскладчатое геоморфологически выраженное поднятие. На северо-западе Угарта упирается в выступ Даура, который являлся связующим звеном зоны герцинских поднятий — Анти-Атлас — Даура — Угарта.

Зона краевого прогиба Бешар, впадины Западного эрга, Тиндуф, Регган, северная часть Ахнет не испытывали столь интенсивных воздыманий,

как Эглаб, Хоггар, Анти-Атлас, Угарта, свод Уэд-Намус и гряда Иджеран-Мзаб, где уже к началу мезозоя была размыта значительная часть палеозойских отложений.

Завершение герцинских движений сопровождалось значительной магматической деятельностью, выразившейся в излиянии долеритов и в образовании многочисленных даек и пластовых интрузий, которая особенно проявилась на севере впадины Тиндуф и в западной части Бешара. Точно установить время внедрения долеритов пока не представляется возможным, но известно, что они прорывают стефанские отложения.

К началу мезозойской эры северная часть Алжирской Сахары оказывается в значительной степени понеплензированной и в связи с заложением альпийских прогибов Атласа начинает постепенно погружаться. В пределах описываемой территории раннемезозойские опускания проявились лишь в Бешаре и восточнее его — в районах, смежных с Атласом и Триасовой провинцией платформы. На своде Уэд-Намус мезозойско-кайнозойский структурный этаж платформенного чехла начинается вулканогенно-осадочной толщей, которая условно отнесена к пермо-триасу. Залегает она на нижнем девоне и выражена в основном долеритами, которые по периферии свода сменяются континентальной пестроцветной, толщей песчаников, алевролитов, глин с прослоями мергелей, доломитов, конгломератов.

В среднем и позднем триасе северо-восточная часть Алжирской Сахары представляла собой огромную лагуну, где накопились мощные континентальные и лагунные осадки, а северо-западная Сахара была поднята и являлась сушей. В юрское время активные прогибания, имевшие место в Триасовой провинции * и в Атласе, распространились частично и на описываемую территорию. Опускания охватили свод Уэд-Намус, впадины Западного эрга и Ахнет, а также прогиб Бену, входивший в зону перикратонных погружений. Мощность юрских толщ в Ахнете и Западном эрге, на своде Уэд-Намус не превышает 300—400 м, а в прогибе Бену она больше 2000 м и резко нарастает к северу от Южно-Атласского разлома.

В раннемеловое время в целом сохраняется режим, установившийся в юре, накопились терригенные континентальные осадки небольшой мощности; так, во впадине Ахнет их мощность не превышает 300 м и лишь в прогибе Бену отмечаются интенсивные погружения. В начале позднего, а местами и в конце раннего мела на значительной территории континентальный режим сменяется морским.

Поздний мел отличался большей дифференцированностью движений; местами изменилась их направленность. Вдоль Южно-Атласского разлома на севере Бешара формируется прогиб Бешар — Кенадза, где на складчатом карбоне несогласно залегают породы апт-альба (120 м), морские мергели и известняки сеноман-турона (100 м) и соленосная формация сенона (650—800 м). В зоне восточного погружения Анти-Атласа образовалась зона поперечных погружений, которая южнее наложилась на выступ Даура. После длительных палеозойских и мезозойских относительных поднятий Даура в позднем меле испытала опускание, в то время как прилегающие участки Угарты и Анти-Атласа продолжали медленно воздыматься. Поднятиями была охвачена зона свода Уэд-Намус и прилегающая на юго-западе часть Западного эрга. Впадина Ахнет медленно прогибалась (мощность верхнемеловых отложений 100—150 м), причем в опускания была вовлечена и смежная юго-восточная часть Угарты, в силу чего последняя орографически отчленилась от Хоггара (рис. 4). К концу мела произошло общее поднятие платформы (морские осадки на

* Триасовая провинция — так называется северо-восточная часть Алжирской Сахары, где развиты большие мощности отложений триаса.

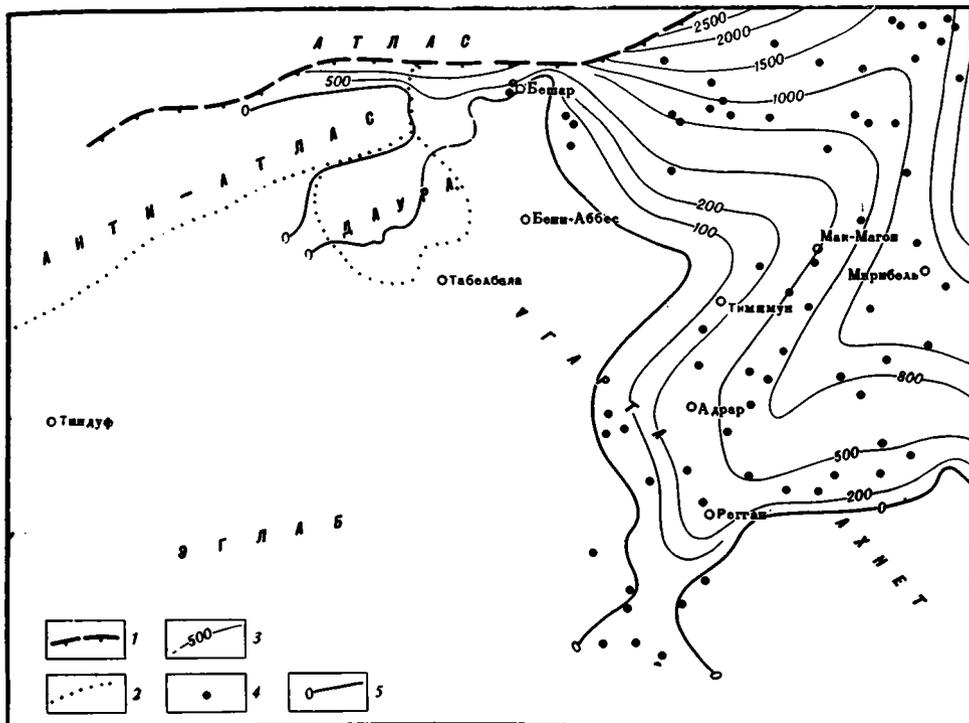


Рис. 4. Схема мощностей мезозойских отложений.
Условные обозначения см. на рис. 1

юге сменяются лагунными), а затем на большей части территории осадконакопление вообще прекратилось.

В эоцен-олигоцене в прилегающих прогибах Высокого и Сахарского Атласа в процессе инверсии тектонического режима медленно формировалось горное складчатое сооружение. Однако этот процесс протекал настолько слабо, что на смежном крае платформы не возник сколько-нибудь ярко выраженный компенсационный краевой прогиб. Вдоль Южно-Атласского разлома заложилась лишь узкие неглубокие прогибы — Бену, Бешар — Кенадза, которые заполнялись мапомощными толщами — морских, лагунных и континентальных осадков. Мощность кайнозойских осадков в прогибе Бену не превышает, вероятно, 500 м.

К югу от этих прогибов кайнозойские образования постепенно сокращаются в мощности (до 180 м на своде Уэд Намус и до 15—30 м около Уграты); представлены они известняками, мергелями, доломитами и красноцветными песчаниками мио-плиоцена.

Породы мио-плиоцена в пределах платформы залегают почти горизонтально и несогласно на подстилающих отложениях, образуя верхний структурный этаж мезозойско-кайнозойского комплекса. Вообще мезозойские и кайнозойские осадки в северо-западной Сахаре не испытывали сколько-нибудь заметных складчатых деформаций. Лишь в прогибах Бену и Бешар — Кенадза ощущается влияние альпийских движений Атласа.

ВЫВОДЫ

1. Северо-западная часть Африканской платформы характеризуется значительной подвижностью, выразившейся в высокой дифференцированности и скорости тектонических движений, в проявлениях инверсии, вулканизма, складчатости и разрывов; наряду с изометричными струк-

турными формами, присущими платформам, развиты линейные структуры, слеженные разрывами и складчатостью.

2. Эпохами наиболее интенсивной складчатости были байкальская и герцинская, причем первая завершила консолидацию фундамента, а вторая сформировала основные структурные элементы платформенного чехла.

Осадочный чехол образован преимущественно терригенными морскими и лагунно-континентальными отложениями. Примечательной особенностью его формирования является широкое проявление вулканизма после завершения основных фаз байкальской и герцинской эпох тектогенеза.

3. Ориентировка основных структурных элементов обусловлена в основном субмеридиональной системой разломов, расходящихся веерообразно с юга на север от массива Хоггар, и субширотными волновыми и разрывными движениями, исходящими от Атласа и Анти-Атласа.

4. Наряду с унаследованно развивавшимися тектоническими элементами выделяются структуры, которые испытали инверсию тектонического режима. Наиболее характерной унаследованной структурой является центральная зона впадины Западного эрга, а областью, претерпевшей ярко выраженную инверсию и складчатость — Угарта. В связи с инверсией в Анти-Атласе, Угарте, краевом прогибе Бешара обособляются такие впадины, как Тиндуф, Регган, Абадла.

5. Цепи Угарты в тектоническом плане не являются прямым продолжением или ответвлением Анти-Атласа. Это обособленная внутриплатформенная сложная структура, отделяющаяся от Анти-Атласа устойчивым выступом Даура.

Литература

- Варенцов М. И., Дорошко С. М. и др. Тектоника и нефтегазоносность нижнего палеозоя Восточно-Сибирской, Северо-Американской и Африканской платформы. Обзор зарубежной лит-ры ВНИИОЭНГ, сер. нефтегаз. геол. и геофиз., 1969.
- Меньшиков Н. Н. Основные черты геологического строения Сахары.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1956, т. 21, № 6.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Шатский Н. С. Тектоника Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. «Наука»—«Недра», 1964.
- Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. «Мир», 1968.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. «Недра», 1971.
- Choubert G. Division du Precambrien, en particulier dans l'Anti-Atlas. C. R. Somm. S. G. F. No. 4. Paris, 1967.
- Choubert G., Faure-Mureb, Charlot R. De probleme du Cambrien en Afrique Nord occidentale.— Revue de geographie physique et de geologie dynamique, 1968, v. 10, fase. 4. Paris.
- Furon R. Geologie de l'Afrique. Paris. 1960.
- Lelubre M. Problèmes de la Geologie de l'Antecambrien de l'Ahaggar.— Bull. Soc. Geol. France, Ser. 7, 1961, No. 2.
- Fallot J. Ahnet et Mouydir. XIX Congr. Geol. Intern., Alger. Monogr. régionales, 1, ser, Algérie, No. 1, 1952.

Институт геологии
и разработки горючих ископаемых

Статья поступила
23 ноября 1970 г.

УДК 551.24.031 (235.12)

А. А. БЕЛОВ

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗАПАДНОГО
И ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАВРА В ПАЛЕОЗОЕ (ТУРЦИЯ)**

Рассматриваются вопросы стратиграфии палеозойских отложений, тектонического строения и истории развития Тавра на основании сводки новейших данных. Показывается, что Тавр в палеозое представлял собой прогиб многогеосинклиналильного характера, в котором каледонские и герцинские эпохи складчатости проявились слабо, преимущественно в виде поднятий, перерывов в осадконакоплении, иногда складчатости. Автохтонные и аллохтонные разрезы палеозойских отложений Тавра, хотя и отличаются друг от друга, но образовались в пределах единого дифференцированного бассейна осадконакопления.

ВВЕДЕНИЕ

Горная цепь Тавра, простирающаяся вдоль южного края Анатолийского полуострова, подразделяется с запада на восток на несколько более или менее самостоятельных в геолого-географическом смысле систем. На западе находится Ликийский Тавр, затем Западный (в узком смысле) Тавр, включая Султандаг, затем Центральный или Киликийский Тавр и, наконец, Восточный Тавр. Область сочленения Ликийского и Западного Тавра именуется еще иногда Писидийским Тавром или изгибом Испарты.

В рассматриваемый палеозойский этап тектонического развития Тавр разделялся на две зоны: Восточный Тавр и остальная западная часть. Граница между ними проходит от устья р. Сейхан в направлении г. Эрзинджана.

Восточный Тавр по своей палеозойской истории тесно связан с более восточными и северными территориями Иранской эпибайкальской субплатформы и с расположенной южнее Аравийской платформой и в данной работе не рассматривается.

Недавно выяснилось сложное покровно-складчатое строение этого горного сооружения (Blumenthal, 1963; Brunn et al., 1970; Rigo de Righi, Cortesini, 1964). В Западном Тавре выделены автохтонное основание и три системы покровов: Ликийская, Анталья и Западного Тавра. Автохтонное основание имеет простое строение. Оно состоит из преимущественно карбонатного чехла неметаморфизованных или отчасти слабометаморфизованных мезозойско-третичных отложений (comprehensive sequence и др.), перекрывающих древние массивы метаморфизованных пород. Древнее основание выступает на поверхность в Писидийском и Западном Тавре в районах Султандага, Гекдага, г. Сандыклы, на побережье Средиземного моря в массиве Аланья-Анамюр. К этому же древнему основанию принадлежит Мендересский массив, хотя у исследователей южной Анатолии и имеются на этот счет определенного рода сомнения. (Brunn et al., 1970).

Ликийская система покровов состоит из большого числа тектонических элементов: групп покровов, отдельных шарьяжей, пакетов пластин, чешуй и т. д. В состав шарьированных комплексов входят весьма разнообразные отложения: разнофациальные мелководные, включая рифовые, и

глубоководные с радиоляриями и аммонитами известняки (а также доломиты) каменноугольного — мелового возраста, толщи шаровых базальтовых лав и отдельные их потоки, встречающиеся от перми до мела включительно, известняки, алевроитистые мергели, песчаники и конгломераты мела и палеогена, эоценовый флиш; офиолитовый покров (перидотиты и диабазы), перидотитовый покров (перидотиты, пересеченные пироксенистыми и долеритовыми дайками и содержащие блоки амфиболитов и гнейсов), диабазовый покров (меланж из вулканических пород, радиоляритов и известняков различного возраста — от перми до палеоцена). Тектонические покровы перекрывают различные отложения автохтона вплоть до нижнего миоцена.

Система покровов Анталя также состоит из нескольких аллохтонных элементов, сложенных массивными, а также слоистыми известняками перми — нижнего мела; мощной офиолитовой формацией, включающей шаровые базальтовые лавы с прослоями фаунистически охарактеризованных известняков карнийского яруса; верхнетриасовыми отложениями, очень разнообразными по составу, включающими глубоководные известняки, радиоляриты, песчаники, иногда с растительными остатками, мергели и рифовые известняки; среднеюрско-сеноманскими известняками с прослоями яшм и окремнелых калькаренитов; верхнесенонскими разноокрашенными радиоляритами, содержащими тонкие слои битуминозных глинистых сланцев и прослой красных и зеленых мергелей, известняковых брекчий и микробрекчий и т. д. Самые последние известные движения покровов этой системы привели к тектоническому перекрытию аквитанско-бурдигальских отложений (в районе Финике).

Система покровов Западного Тавра, включающая крупные покровы Хадым и Бейшехир-Хайран и более мелкие, образована также разнообразными осадочными и вулканическими толщами палеозоя, мезозоя и кайнозоя, а также породами офиолитовой ассоциации. Они тектонически перекрывают эоценовый флиш и трансгрессивно перекрыты нижнемиоценовыми отложениями.

В целом современная структура Западного Тавра представляет собой систему пластин, надвинутых на автохтонное основание и смятых вместе с этим основанием в складки, а также осложненных вертикальными разрывами (см. профили из работ Brunn et al., 1970; Graciansky, 1967, 1968, и др.). Внутренняя структура отдельных покровов очень сложна и часто запутана. Общая структура сильно усложнена в отдельных узких зонах, где развиты крутые складки, подвороты слоев, срывы, чешуйчатые надвижки и т. д.

Строение Центрального Тавра в настоящее время известно хуже. Здесь имеется система средней сложности складок и разрывов северо-восточного простирания. Покровных структур пока не известно и, вероятно, они могут быть развиты лишь на западном крае этого горного сооружения. Весьма возможно, что здесь преобладают сдвиговые разрывные нарушения, подобно известному сдвигу Эджемиш-чай.

Сложность строения и недостаточная изученность позволяли в предшествующие годы по-разному интерпретировать историю тектонического развития Тавра в течение палеозойского этапа. Здесь считалась доказанной каледонская складчатость (Yalcinlar, 1963). Тавр рассматривали в качестве герцинской складчатой зоны (Фюрон, 1955; Vache, 1966) и даже относили к эвгеосинклинали (Междунар. тект. карта Европы, 1962). Многие исследователи считали, что герцинская и каледонская складчатости проявились здесь очень слабо (Flügel, 1964; Güvenc, 1965; Ketin, 1959; Wolfart, 1967). По представлениям некоторых геологов, здесь вообще не было ни каледонской, ни герцинской складчатости и существовал прогиб сквозного каледоно-герцино-альпийского развития (Белов, 1967; Славин, 1964). Позже М. В. Муратов (1969) отнес палеозойские отложения Тавра к осадочному чехлу байкальского основания Альпийской складчатой

области, а В. Е. Хаин (1970) рассматривал Таврскую систему как часть протяженной зоны с парагеосинклинальным режимом в палеозое.

В настоящее время также еще далеко не все вопросы стратиграфии и тектоники толщ, слагающих Таврские горы, ясны. Однако сделать попытку свести уже сейчас имеющиеся материалы по палеозою Тавра, отделив достоверные сведения от недостоверных, и попытаться представить себе общую картину истории развития этой зоны в палеозое, по-видимому, будет полезно.

СТРАТИГРАФИЯ

Докембрийское основание Таврского прогиба известно лишь в одном месте — в массиве Аланья-Анамюр и восточнее в районе г. Силифке, где, по очень лаконичному указанию К. Эрентоза (1967), кембрийские отложения залегают с несогласием на эпи- и мезо-метаморфизованных породах. Метаморфические породы (гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, мраморы) иногда встречаются в виде тектонических отторженцев в подошве шарьяжных пластин, но ни о их возрасте, ни о нормальных соотношениях с какими-либо палеозойскими или мезозойскими отложениями ничего не известно.

Палеозойские отложения находятся как в автохтонном залегании ($C-P$), так и среди аллохтонных масс ($D-P$). На схемах сопоставления (рис. 1—3) показаны наиболее хорошо изученные разрезы палеозойских отложений, указаны их мощности и уровень фаунистических находок, соотношения с подстилающими и перекрывающими слоями. На рис. 4, 5 показано географическое расположение разрезов. Поэтому в нижеследующем описании будут даны лишь самые главные сведения и те, которые невозможно почерпнуть из представленной графики.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ АВТОХТОНА

Нижне- и среднекембрийские отложения представлены маломощными известняками и доломитами. Верхняя часть среднего и верхний кембрий объединены в единую свиту с ордовиком и представлены мощной толщей глинистых сланцев с прослоями известняков, алевролитов и песчаников. В Султандаге (рис. 1, III) к среднему кембрию приурочены небольшой мощности (первые метры) прослой кислых (?) вулканических туфов. Кембрийский и ордовикский возрасты отложений обосновываются остатками трилобитов, граптолитов и брахиопод (Haude, 1969; Monod, 1967, и др.). В горах Аманус ордовикские и проблематичные силурийские отложения представлены более грубообломочной толщей, залегающей с перерывом на кембрийских отложениях (Dean and Krummenacher, 1961; Ketin, 1966).

Силурийские слои, тесно связанные с нижнедевонскими, занимают определенное положение в разрезе палеозоя в Центральном Тавре (рис. 2, XI). Они здесь с несогласием перекрывают ордовикскую толщу (Preparatory..., 1967). В более западных районах силурийские и в особенности нижнедевонские отложения обоснованы слабо (Wipperf, 1962, и др.). Лишь к востоку от мыса Анамюр фаунистически обоснованные отложения силура залегают с угловым несогласием на кембро-ордовикской толще (Yalcinlar, 1969; рис. 1, VII).

Средне- и верхнедевонские отложения широко распространены в Центральном Тавре (рис. 2, VIII—XIII). Средний девон представлен преимущественно известняками и доломитами большой мощности, содержащими остатки кораллов, мшанок, трилобитов. В верхнедевонской части разреза наблюдается переслаивание сероцветных и красноцветных глинистых сланцев, песчаников, алевролитов и известняков. В районе г. Пынарбаши (рис. 2, XI) имеется несколько прослоев основных и средних

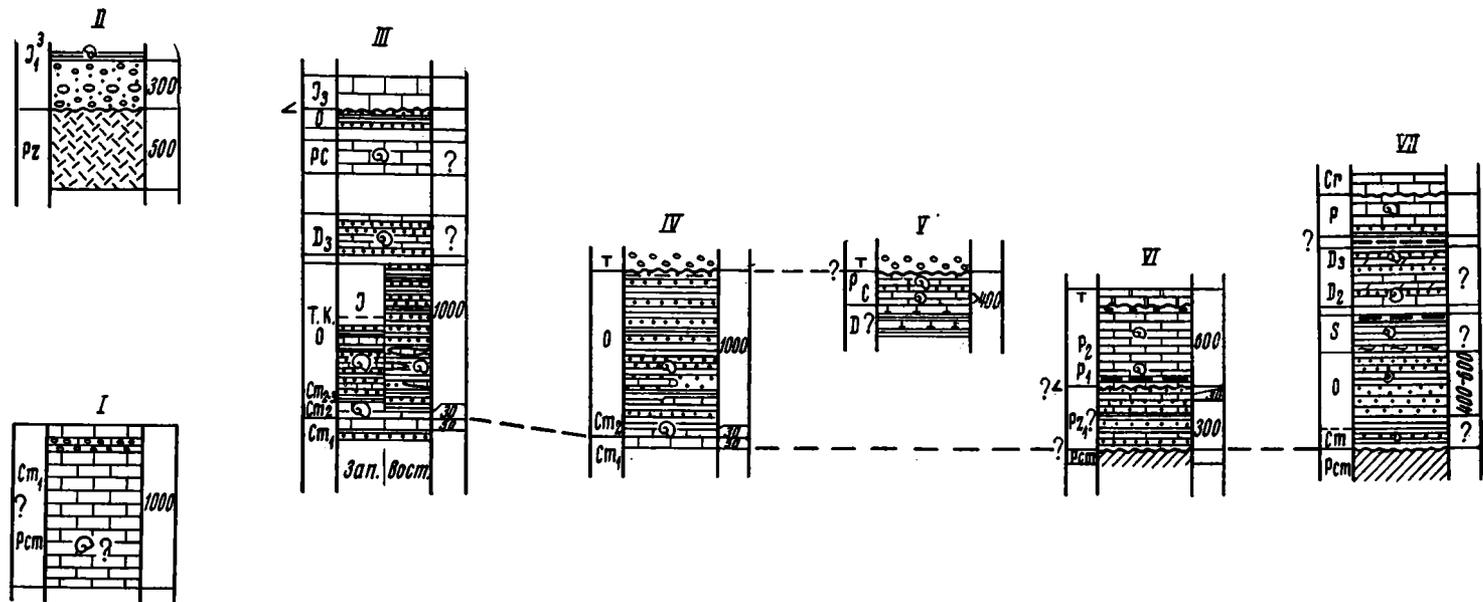


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов автохтона Западного Тавра. I — Северо-восточнее г. Афон, I. Yalçınlar, 1969; II — район г. Сандыклы, J. H. Brunn et al., 1970; III — Султандаг, H. Haude, 1969; H. Flugel, 1964; M. Blumenthal, 1963; IV — район г. г. Бейшехир — Сейдишехир, O. Monod, 1967; H. Haude, 1967; V — район сел. Касимлар, J. H. Brunn et al. 1970; VI — район г. Аланья, Ph. Peyronnet, 1965, 1966, 1967, 1969; VII — мыс Анамюр — г. Силифке, К. Эрентоз, 1967; I. Yalçınlar, M. Blumenthal, 1963; К. Эрентоз, 1967; VII — мыс Анамюр — г. Силифке, К. Эрентоз, 1967; I. Yalçınlar, 1969. Условные обозначения см. на рис. 3

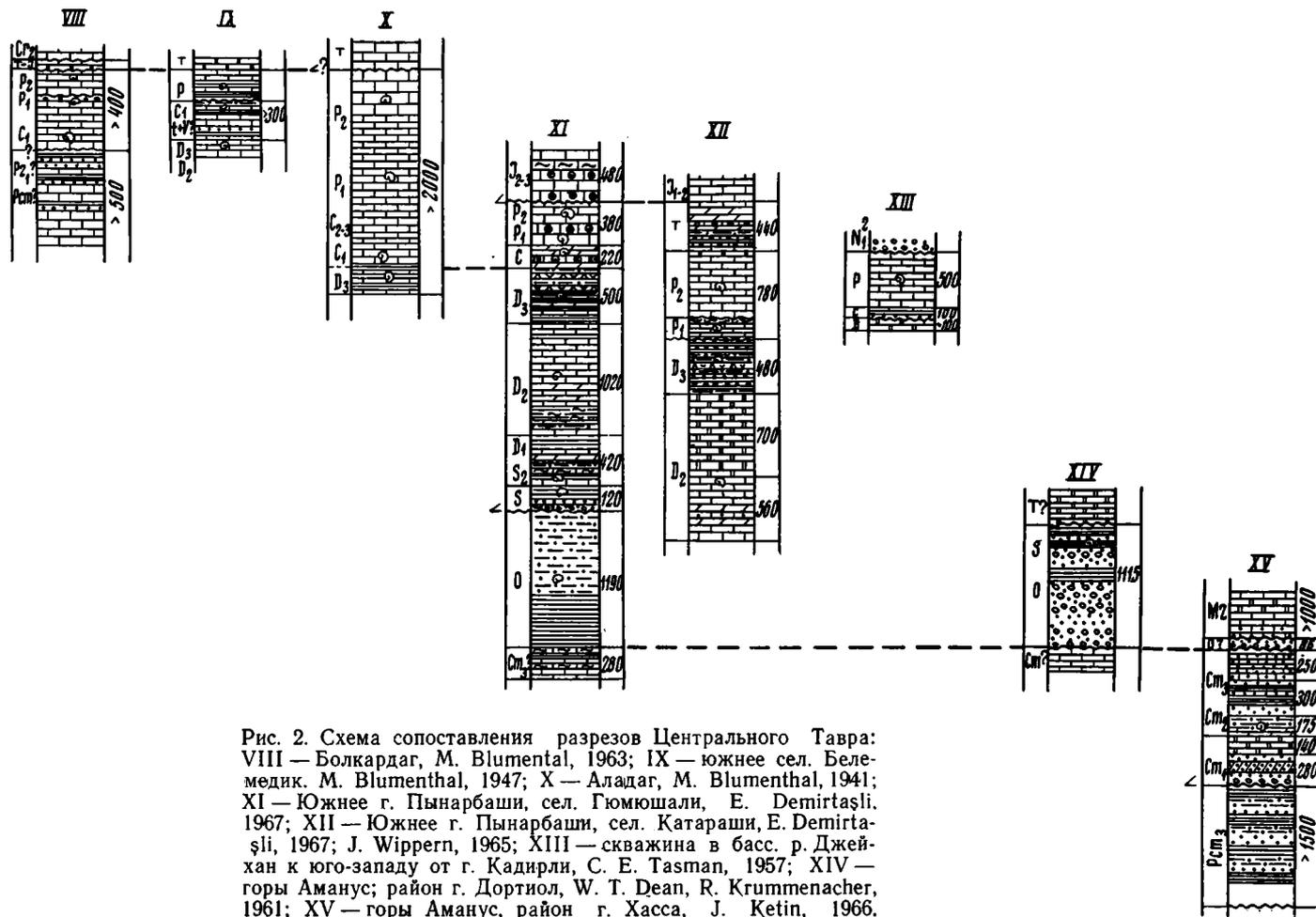


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов Центрального Тавра: VIII — Болкардаг, М. Blumental, 1963; IX — южнее сел. Белемедик, М. Blumental, 1947; X — Аладаг, М. Blumental, 1941; XI — Южнее г. Пынарбаши, сел. Гююшали, Е. Demirtaşlı, 1967; XII — Южнее г. Пынарбаши, сел. Катараш, Е. Demirtaşlı, 1967; J. Wirperg, 1965; XIII — скважина в басс. р. Джейхан к юго-западу от г. Кадирли, С. Е. Tasman, 1957; XIV — горы Аманус; район г. Дортиол, W. T. Dean, R. Krummenacher, 1961; XV — горы Аманус, район г. Хасса, J. Ketin, 1966. Условные обозначения см. на рис. 3.

Ликийская система покровов

Западно-Таврская система покровов

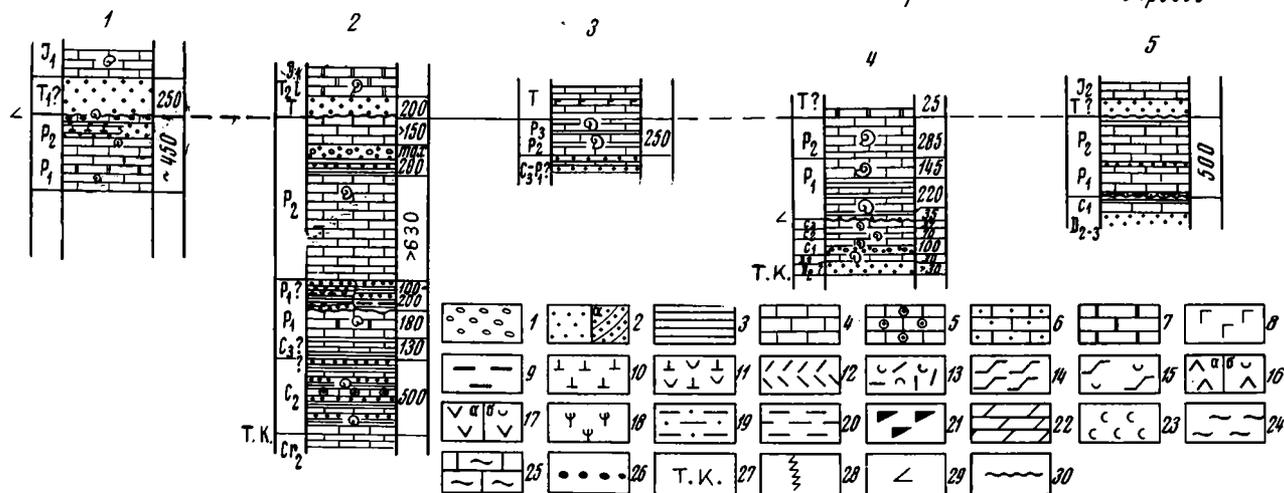


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов аллохтонных единиц

1—2—Севернее Фетхие (Ликийская система покровов); 1 — по Р. С. Graciansky, 1967, 1968, 2 — по Р. С. Graciansky et al., 1967; J. H. Brunn et al., 1970. 3 — район г. Кемер (покровная система Анталя), J. H. Brunn et al., 1970; 4 — верховье р. Гёксу (покров Хадым) T. Güvenc, 1965; 5 — район сел. Бедемли (покров Хайран-Бейшехир), J. H. Brunn et al., 1970.

1 — конгломераты; 2 — песчаники (а — косослоистые); 3 — глинистые сланцы; 4 — известняки; 5 — оолитовые известняки; 6 — песчаные известняки; 7 — доломиты; 8 — гипсы и ангидриты; 9 — угли; 10 — эффузивы основного состава; 11 — туфы основного состава; 12 — эффузивы кислого состава; 13 — туфы кислого состава; 14 — эффузивы среднего состава; 15 — туфы среднего состава; 16 — эффузивы кислого и среднего состава, нерасчлененные: а — лавы, б — туфы; 17 — эффузивы основного и среднего состава, нерасчлененные: а — лавы, б — туфы; 18 — субщелочные и щелочные эффузивы; 19 — алевролиты; 20 — графитовые и углистые сланцы; 21 — битуминозные горючие сланцы; 22 — мергели; 23 — соль; 24 — кремнистые породы (яшмы, фтаниты, лидиты); 25 — кремнистые известняки; 26 — бокситы; 27 — тектонический контакт; 28 — фациальный переход; 29 — угловое несогласие; 30 — стратиграфический перерыв

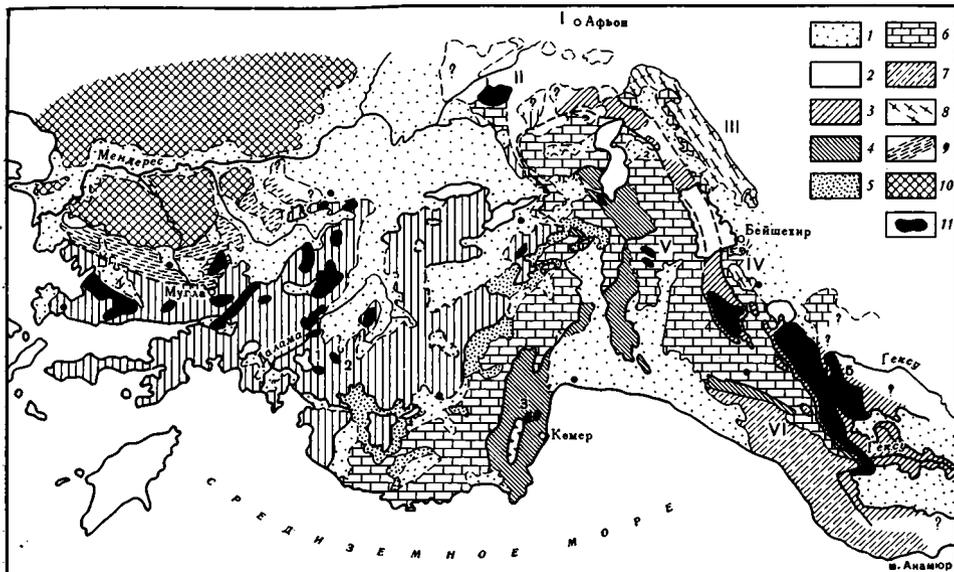


Рис. 4. Схема основных структур Западного Тавра (по Brunp et al., 1970, с добавлениями, упрощено).

1 — посттектонические образования; 2—4 — основные системы покровов: 2 — Ликийская; 3 — Западно-Таврская; 4 — Анталы. Автохтонные комплексы; 5 — нижний миоцен; 6 — мезозойские карбонатные серии; 7 — массив Аланья; 8 — массив Султандаг; 9 — метаморфизованный осадочный чехол, перекрывающий гнейсы Мендересского массива; 10 — гнейсы Мендересского массива; 11 — выходы на поверхность палеозойских отложений в области развития покровов. Римские цифры на схеме обозначают местоположение разрезов автохтона, арабские — разрезов аллохтонных единиц

эффузивов и туфов мощностью до 8 м. Возраст обоснован фаунистически находками кораллов и брахиопод (Blumenthal, 1963; Preparatory..., 1967).

В Западном Тавре после отнесения «сланцев Сейдишехир» к кембрию — ордовику (Мопод, 1967) и отделения девона в аллохтонном залегании оставшиеся девонские отложения либо относятся к этой системе предположительно, либо не имеют точно установленных взаимоотношений с выше- и нижележащими отложениями (рис. 1, III, V, VII).

Каменноугольные отложения также широко известны в автохтонном залегании в основном в восточной части Таврской зоны. Они залегают согласно на девонских отложениях и в наиболее полных разрезах (рис. 2, X, XI) согласно перекрываются пермскими слоями. Однако фаунистически доказаны лишь нижнекаменноугольные слои. Для района Бакирдага, севернее г. Феке, Р. Вахе сообщает (Vache, 1964, 1966) о несогласном залегании нижнекаменноугольных отложений на девонских (бретонская фаза складчатости) и о предшествующем раннему карбону региональном метаморфизме силурийско-девонских пород. Однако более поздняя работа (Preparatory..., 1967) эти данные не подтверждает.

В большинстве разрезов каменноугольные отложения представлены известняками. В районе сел. Катараша (рис. 2, XII) каменноугольные слои отсутствуют, и пермь согласно, хотя и с перерывом, залегает на девоне. В районе Киликийских ворот и в Южном Болкардаге (рис. 2, VIII, IX) нижнекаменноугольные отложения перекрываются пермью.

В Западном Тавре каменноугольные отложения в автохтонном залегании распространены незначительно или еще не выделены. В северной части массива Аланья-Анамюр присутствуют известняками с визейскими кораллами (Blumenthal, 1963). О каменноугольных континенталь-

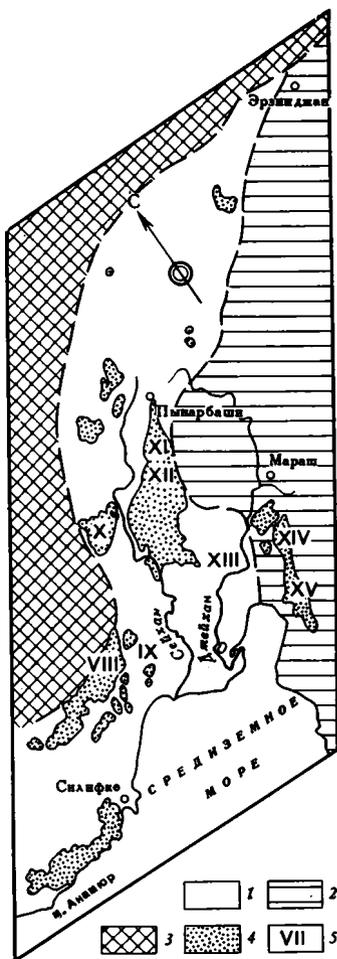


Рис. 5

Рис. 5. Положение Центрального Тавра в структуре доальпийского основания.

1 — Таврский прогиб; 2 — эпибайкальская платформа юго-восточной Анатолии; 3 — Мендересско-Киршехирский срединный массив; 4 — выходы на поверхность палеозойских отложений в Тавре и Аманусе; 5 — местоположение основных разрезов автохтона

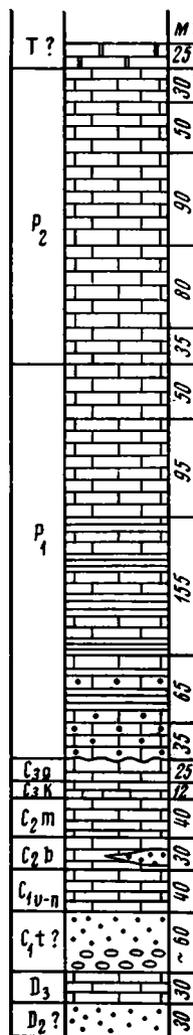


Рис. 6

Рис. 6. Стратиграфическая колонка палеозойских отложений покрова Хадым (по Güvenc, 1965).
Условные обозначения см. на рис. 3

ных отложениях к югу от г. Акшехир и к югу от г. Чай сообщил И. Ялчынлар, он же оценивал мощность толщи пермо-карбона в 2000 м (Yalçınlar, 1962, 1967, 1968). Взаимоотношения каменноугольных пород с окружающими во всех этих районах неясны.

Во внутренней части Западного Тавра в районе Гёкдаг (сел. Каширлар) известны известняки, мраморы и кварциты (рис. 1, V), содержащие брахиоподы и кораллы каменноугольного и пермского возраста (Blumenthal, 1963; Brunn et al., 1970).

Пермские отложения в большинстве разрезов Центрального и Западного Тавра (за исключением упомянутых выше, рис. 2, X и XI) залегают с перерывом на каменноугольных и девонских отложениях или с несогласием на более древних метаморфических комплексах (Blümel, 1967; Blumenthal, 1963; Chaput, 1938; Peyronnet, 1965). Они представлены преимущественно органогенными и органогенно-обломочными известняками черного и белого цвета, содержащими фораминифер, водоросли, кораллы, брахиоподы и другие фаунистические остатки и нижнего и верхнего отделов перми. Особенно широко распространены и имеют значительные мощности известняки верхней перми (750 м).

В основании пермских отложений часто указываются пачки красноцветных песчаников, конгломератов и глинистых сланцев, иногда прослой угля (Peyronnet, 1965; Vache, 1966). В пермском разрезе выявлено два уровня бокситизации с небольшими бокситовыми месторождениями. Они приурочены к границе между нижней и верхней пермью (или к слоям средней перми) и к границе перми и триаса (рис. 1, 2, VI, VIII, XII). С нижним горизонтом бокситов часто связаны прослой песчано-глинистых пород и эффузивов с туфами, представленных альбитизированными кератофирами (Wipperf, 1965). Бокситы имеют пизолитовую текстуру и метаморфизованы (диаспориты). Мощность всей пестрой пачки с бокситами и вулканическими породами не превышает первых метров.

На северо-восточном окончании Центрального Тавра известны иного типа пермские отложения (Baikal, 1966). Западнее г. Магара в районе сел. Ханиери и северо-западнее г. Гюрюн распространены песчаники, конгломераты местами с тонкими прослоями аргиллитов и известняков, и оолиты (?). Все эти породы имеют пеструю окраску — темно-зеленую, желтую, фиолетовую и красную. Отмечается ритмичность напластования. В толще много остатков растений (определения неизвестны), а в известковых прослоях имеются водоросли и фораминиферы верхней перми. Ф. Байкал сравнивает эти отложения с формацией веррукано. Пермские отложения перекрываются согласно часто с перерывом триасовыми и более молодыми мезозойскими толщами.

С северо-запада автохтоном Ликийской покровной системы служит край Мендересского массива. В ядре его находятся гнейсы, затем метаморфические сланцы, выше которых располагается толща мраморов, содержащая горизонты метаморфизованных бокситов. Все эти отложения фаунистически не охарактеризованы, за исключением свиты Гёк-Тепе. По сопоставлению с более восточными и южными районами Тавра можно думать, что часть мраморов верхней толщи относится к перми. Нижележащая сланцевая толща, очень вероятно, также относится к палеозою (Brinkmann, 1967; Graciansky, 1966; Wipperf, 1964). И. Ялчынлар даже приводит фаунистические доказательства кембрий-силурийского ее возраста в районе Бабадаг (Yalçınlar, 1969₂). Что касается известняков, глинистых сланцев и кварцитов свиты Гёк-Тепе, содержащей фаунистические остатки вize, нижней и верхней перми, то ее соотношение с толщей мраморов неясно и вполне возможно, что она находится в аллохтонном залегании, являясь останцем Ликийских покровов.

В заключение необходимо упомянуть еще об одной толще, предположительно относимой к палеозою. В Писидийском Тавре в районе г. Сандыклы (рис. 1, II) существует серия рассланцованных пород, состоящая главным образом из риолитов, метаморфизованных в порфиroidы. Она перекрывается с несогласием (?) красноцветными песчаниками и конгломератами типа веррукано, переходящими постепенно вверх в аргиллиты верхнего лейаса (Brunn et al., 1970). Подобные же красноцветные образования (1000 м), содержащие остатки флоры (определения неизвестны), отмечались юго-западнее г. Сандыклы в горах Бабадаг в районе г. Денизли (Yalçınlar, 1963).

Общее отличие палеозойских отложений автохтона заключается в том, что они все, а также перекрывающие их триасовые и иногда лейасовые отложения подверглись метаморфизму, хотя и слабому, соответствующему начальной стадии фации зеленых сланцев.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ В АЛЛОХТОННОМ ЗАЛЕГАНИИ

Палеозойские отложения известны во всех трех покровных системах Западного Тавра (рис. 4).

В Западно-Таврской системе покровов, одним из основных элементов которой является покров Хадым, выделенный уже давно М. Блюменталем, палеозойские отложения отличаются большой полнотой стратиграфических подразделений и незначительными мощностями, за исключением верхней перми (4 на рис. 3, рис. 6). В верховьях р. Гёксу выделены хорошо фаунистически охарактеризованные отложения верхнего девона, визе — намюра, башкирского, московского, касимовского и гжельского ярусов, нижней и верхней перми (Güvenc, 1965). Разрез преимущественно карбонатный. Ниже близких к рифовым известняков верхнего девона имеется толща мелкозернистых кварцевых песчаников с кальцитовым цементом, отнесенная предположительно к среднему девону.

В нижней части каменноугольных отложений располагаются полимиктовые средне- и мелкогалечные конгломераты и песчаники, которые отнесены по стратиграфическому положению в непрерывном разрезе к турнейскому ярусу.

Каменноугольные известняки обычно органогенные, часто с примесью терригенного материала, а начиная с московского яруса и выше, особенно в верхнем карбоне, часто сильно- или слабозелезистые. Пермские известняки в нижней части (35 м) детритовые песчаные полностью железистые, выше они становятся серо-черными и переслаиваются с битуминозными аргиллитами (220 м), а самая верхняя их часть (400 м) состоит преимущественно из органогенных известняков с разнообразными остатками фораминифер и водорослей. Лишь на границе нижней и верхней перми имеются опять более мелководные железистые и песчаные известняки. Разрез завершается доломитизированными известняками без остатков фауны и флоры, отнесенными предположительно к триасу.

Единственный перерыв и небольшое угловое несогласие в этом разрезе имеется на границе карбона и перми. С ним связано выпадение из разреза ассельского яруса. В покрове Хайран-Бейшехир той же покровной системы к западу от оз. Сугла в районе сел. Бедемлы (Martin, 1969) известен несколько отличающийся разрез палеозойских отложений (5 на рис. 3). Средне-верхнедевонские отложения представлены здесь темными известняками с кораллами и красными кварцитами. Нижний карбон (возможно, имеются и более молодые каменноугольные слои) сложен известняками с остатками брахиопод, содержащими прослой кварцитов и мергелей. Между карбоном и пермью имеется перерыв, и в основании пермской толщи указываются прослой угля (Güvenc, 1965; Vache, 1964).

Пермские отложения представлены известняками нижнего и среднего отделов, которые несогласно перекрываются красноцветными песчаниками и конгломератами с прослоями ячеистых доломитов триаса (?) и затем известняками доггера.

В покровной системе Анталы известно несколько небольших обнажений известняков и глинистых сланцев с пермскими фузулинидами. Более полный разрез описан в районе г. Кемер (3 на рис. 3), где в основании залегают светлые кварциты с небольшими карбонатными про-

слоями, затем хорошо слоистые темные известняки с тонкими глинистыми прослоями. В известняках содержатся остатки фораминифер, брахиопод и трилобитов средней и поздней перми (Brunner et al., 1970). По данным М. Блюменталя, здесь имеются также фаунистические находки каменноугольного и раннепермского возраста. Пермские отложения согласно перекрыты слоистыми розовыми и зеленоватыми глинистыми известняками с прослоями гипса, относящимися к триасу.

К Ликийской системе покровов относятся несколько выходов палеозойских пород в западной части Ликийского Тавра. Наиболее полный разрез описан в покрове Карадаг севернее г. Фетхие (Brunner et al., 1970; Graciansky et al., 1967). На основании определения многочисленной фауны фораминифер здесь выделены среднекаменноугольный отдел (верхнебашкирский подъярус и московский ярус), нижняя и верхняя пермь (2 на рис. 3). Предполагается присутствие и верхнекаменноугольного отдела.

Каменноугольные и нижняя часть нижнепермских отложений представлены переслаиванием белых кварцитов, темных глинистых сланцев и различных известняков (песчанистых, оолитовых, органогенно-детритусовых и др.). Затем следуют нижнепермские известняки, частично доломитизированные. В зоне перехода к верхней перми имеется горизонт темных и фиолетовых глинистых сланцев и зеленоватых аркозовых песчаников, содержащих обломки эффузивных пород. Вместе с ними встречаются прослой очень тонких полосчатых туфов, ассоциирующихся местами со спилитовыми эффузивными породами. На этом же уровне в некоторых близрасположенных разрезах песчаники и глинистые сланцы содержат много обрывков растений и небольшие прослои антрацита. Описанный горизонт смят обычно в мелкие дисгармоничные складки.

Верхняя пермь представлена мощной толщей органогенных и органогенно-обломочных известняков с остатками фораминифер, водорослей, брахиопод, пелиципод, криноидей, мшанок, гастропод и др. Внутри верхнепермских известняков (между средней и верхней пермью) имеется горизонт красных аркозовых песчаников и конгломератов с прослоями алевролитов и аргиллитов.

В том же районе близ селений Ниф и Гёджек в чешуйчатых структурах в параавтохтонном (?) залегании описан (Graciansky, 1967, 1968) разрез, близкий к предыдущему (1 на рис. 3). В пестроцветном горизонте верхней перми здесь присутствуют небольшие потоки спилитов с подушечной отдельностью в ассоциации с туфами и радиоляритами. В кровле известняков перми указываются бокситы в карманообразном залегании. Перекрывается пермь с несогласием красными кварцитами нижнего триаса (?), переходящими вверх в известняки и доломиты лейаса.

Отличительной особенностью всех палеозойских отложений аллохтонных разрезов является их почти полная неметаморфизованность. Исключением, видимо, является западный Ликийский Тавр, где вдоль южного края Мендересского массива пермские, триасовые и лейасовые отложения аллохтона также метаморфизованы (из сопоставления данных Р. Бринкманна (Brinkmann, 1967) и Ж. Брюнна и др. (Brunner et al., 1970)).

* * *

При сравнении девонских, каменноугольных и пермских отложений автохтона и аллохтонных единиц выясняется следующее.

1. Мощности отложений сравнимы, за исключением девонских и каменноугольных отложений Западнотаврской системы, где они значительно меньше, чем в автохтоне.

2. По составу пород отложения очень близки друг к другу. Несколько отличается лишь разрез покрова Хадым (4 на рис. 3), но даже там общая направленность изменения разреза совпадает с остальными районами. Присутствие бокситов, красноцветных пачек, вулканических пород и прослоев угля в нижней перми и в верхах верхней перми в разрезах нижних покровов Ликийской системы и в покрове района Бедемлы сближает их с автохтонном Мендересского массива, массива Аланья-Анамюр и Центрального Тавра.

3. Фаунистические комплексы в породах одинаковы.

4. Везде между каменноугольными и пермскими отложениями имеется перерыв большего или меньшего интервала. В тех районах, где предполагается непрерывный разрез (рис. 2, X, XI) средне-верхнекаменноугольные отложения еще фаунистически не доказаны, и остается возможность присутствия скрытого несогласия.

5. По соотношениям каменноугольных и пермских отложений отличаются покровы Карадаг и Хадым (3, 4 на рис. 3), где доказаны почти полные разрезы каменноугольной системы. В этом отношении они, возможно, близки разрезам Аладага и сел. Гюмюшали автохтона (рис. 2, X, XI).

6. По соотношению с перекрывающими отложениями и в автохтоне и в аллохтонных системах наблюдается большое разнообразие условий. Вдоль северо-восточного края Западного Тавра выделяется зона (Mopod, 1967), в которой триасовые и другие мезозойские толщи залегают непосредственно на ордовике. О. Монодом высказано предположение, что девонские и каменноугольные отложения в этой зоне не откладывались, так как в гальке конгломератов триаса присутствуют лишь пермские известняки. В более внутренней зоне Тавра (рис. 1, V) триасовые конгломераты лежат на пермских отложениях, а еще далее к юго-востоку и востоку на границе перми и триаса, представленного известняками и доломитами, фиксируется небольшой перерыв, иногда с образованием бокситов (рис. 1 и 2, VI, VIII, IX, X, XII). В разрезе Гюмюшали (рис. 2, XI) на пермских отложениях с несогласием залегает юра, и в этом отношении он ближе к внутренней зоне Таврского прогиба.

Разрезы покровов Хадым и Анталья по соотношению с триасом ближе южным зонам автохтона, а разрезы района Бедемлы и Ликийской системы ближе к центральной зоне автохтона.

Таким образом, сравнение автохтонных и аллохтонных разрезов друг с другом и между собой показывает, что палеозойские отложения Тавра формировались в несколько различных, но близких зонах, видимо, в пределах единого, но дифференцированного в отдельные этапы развития бассейна осадконакопления. На единство бассейна указывает и сходство автохтонных кембрий-ордовикских отложений вдоль всей Таврской зоны. Необходимо отметить, что пока нет более определенных данных о соотношении покровных систем друг с другом и о местонахождении их корней (Gruppi et al., 1970).

Какие-либо определенные обобщенные данные по структуре собственно палеозойских толщ Таврского прогиба в настоящее время отсутствуют, главным образом по причине сильнейшей альпийских дислокаций. Даже на границе перми с древними, вероятно, докембрийскими толщами массива Аланья-Анамюр следы предпермских деформаций едва улавливаются. Дело осложняется здесь еще влиянием послепермского, видимо, раннеальпийского метаморфизма. То же самое можно сказать и о южном крае Мендересского массива.

Единственным пока достоверным источником сведений о палеозойских тектонических движениях служат соотношения палеозойских толщ между собой и с мезозойскими породами, выявляемые при изучении разрозненных стратиграфических разрезов. На этой основе Таврскую зону к

началу мезозоя можно представить в виде относительно просто построенного слабосмятого синклиория, состоявшего из нескольких приподнятых и опущенных синклинальных и антиклинальных подзон, отличающихся полнотой стратиграфической колонки, мощностями и фациальными особенностями отложений.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ТАВРСКОГО ПРОГИБА

Заложенне Таврского прогиба произошло, видимо, в начале кембрия на складчато-метаморфическом основании байкальского возраста. Этот прогиб не ограничивался современной зоной Тавра, а захватывал и прилежащую часть Аравийской платформы, где несогласные соотношения кембро-ордовикской толщи с докембрийским основанием выявлены более определено (Казьмин, 1965; Поникаров и Казьмин, 1965). Имеются в виду горы Аманус, где, по-видимому, мы встречаемся с грубообломочными фациями ордовика краевой части Таврского прогиба (рис. 2, XIV, XV). Не исключено, что кембро-ордовикский Таврский бассейн распространялся и севернее на территорию Мендересско-Киршехирского массива, где соответствующие отложения представлены в метаморфизованном виде в свите кристаллических сланцев.

В ранний период развития в раннем — среднем кембрии преобладали слабые опускания и карбонатное осадконакопление, затем в позднем кембрии — ордовике опускания усилились и происходило накопление преимущественно терригенных толщ.

Перед силуром, как и везде по северному склону Африкано-Аравийской платформы (Хаин, 1970), произошли поднятия и незначительные складкообразовательные движения, отразившие каледонский тектогенез. Затем опускания вновь возобновились, и с позднего силура в бассейне начинает преобладать карбонатное осадконакопление.

Герцинская тектоническая эпоха более сильно отразилась в истории развития Таврского прогиба. Начиная со среднего карбона, здесь происходит дифференциация. Отдельные части прогиба вовлекаются в поднятия, другие продолжают опускаться. Возникает смешанная орогенно-миогеосинклинальная формационная ассоциация (известняки, глинистые сланцы, песчаники, красноцветные терригенные породы, угленосные отложения, бокситовые горизонты, вулканиты).

Состав пород (кварцевые песчаники, известняки и др.) некоторых покровов (Хадым, отчасти Анталья), малые мощности, полнота разреза при мелководности образований позволяют думать, что эти отложения формировались либо на внутренних длительно и умеренно опускавшихся поднятиях, либо в краевой платформенной части Таврского прогиба.

Вместе с тем Таврский прогиб четко обособляется именно в это время от соседних платформенных территорий Аравийской и Иранской (эпибайкальской), где в течение длительного времени, начиная со среднего карбона и до артинской эпохи, а местами и до конца ранней перми, осадконакопления не происходит или образуются лишь незначительные континентальные осадки. Присутствие морских отложений среднего и позднего карбона и ранней перми, хотя отчасти и в регрессивных фациях, доказанное в аллохтонных разрезах и предполагаемое в автохтонных, является чрезвычайно характерным для Таврской зоны.

Общему усилению опусканий в поздней перми предшествовали почти повсеместные перерывы в осадконакоплении большей или меньшей длительности, приведшие местами к образованию угловых несогласий. Верхнепермская трансгрессия захватила значительно более обширные территории также и за пределами Тавра (Flügel, 1964).

Верхнепермская эпоха характеризуется мощным карбонатонакоплением, местами непрерывно продолжавшимся и в триасе. Однако во многих районах Таврской зоны перед триасом произошли большие изме-

нения — поднятия, значительные размывы предтриасовых толщ, небольшие вулканические извержения, возникновение несогласий и затем накопление мощных красноцветных конгломератов. Во время образования предтриасовых бокситов массива Аланья-Анамюр к югу от него существовало поднятие, сложенное кристаллическими породами, содержащими в своем составе много алюминия и железа (Reygonnet, 1969).

По соотношению пермских и триасовых отложений между собой и с более древними толщами нельзя сделать однозначного вывода о том, какой из перерывов играл большую роль на стадии предальпийской перестройки. Может быть, справедлива такая закономерность — там, где имеется значительный предпермский перерыв и несогласие, там пермь согласно переходит в триас, и наоборот, где предпермский перерыв был небольшим и слабо выраженным, там предтриасовые движения проявились ярко.

В целом для всего времени прогибания Таврской зоны, за исключением, может быть, силура, характерно накопление исключительно мелководных осадочных пород. Вулканизм проявился несколько раз: в среднем кембрии, в позднем девоне и дважды в перми, но в очень слабом выражении. Возможно, более сильные вулканические проявления имелись по краям прогиба (например, свита порфиroidов района Сандыклы). Общая мощность накопившихся пород составляет для разрезов автохтона около 4500 м (без *Ст* — *S* до 2500 м), а для разрезов аллохтона от 1000 до 2000 м, из которых половина приходится на долю верхней перми.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из приведенного обзора следует, что зона Тавра в палеозое представляла собой прогиб, который можно рассматривать как прогиб миогеосинклинального типа. Его нельзя отождествлять с типичными герцинскими или каледоно-герцинскими зонами. Складкообразование не охватывало полностью весь прогиб или проявлялось в очень слабом виде. Эпохи складчатости отражались в виде поднятий и размывов. Вместе с тем ряд признаков, перечисленных выше, позволяет согласиться с теми исследователями, которые относили Таврскую зону к герцинским прогибам с ослабленным или вялым типом развития.

Можно согласиться также с М. В. Муратовым (1969), что в широком смысле палеозойские толщи Тавра относятся к комплексу чехла байкальского основания альпийской области, но в пределах территории накопления пород этого чехла Таврская зона представляла собой относительно более прогнутую часть.

Тавр не следует называть «сквозным» прогибом, и автор (Белов, 1967) и В. И. Славин (1964) были неправы, интерпретируя его таким образом. Здесь были заметные периоды поднятий, незначительные деформации, смена морских миогеосинклинальных формаций континентальными и т. д.

Взаимоотношение этого прогиба с более поздними альпийскими прогибами представляет очень интересную проблему, ждущую своего выяснения. Появляющиеся в последнее время данные о триасовом возрасте эффузивов нижней части разреза офиолитовых комплексов Таврских покровов (Магсоух, 1970, и др.) позволяют думать, что в первичных офиолитовых зонах палеозойские отложения отсутствовали и, что, следовательно, сами эти прогибы образовались путем растяжения в основном в послепалеозойское время. Возможно, прослой спилитов и радиоларитов, встречающиеся местами в верхнепермских отложениях, отражают начальные импульсы мощных раннеальпийских тектонических движений.

- Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский полуостров — Иранское нагорье — Памир).— Геотектоника, 1967, № 1.
- Казьмин В. Г. Особенности сочленения древней платформы и Альпийской геосинклинальной области в северо-восточном обрамлении Средиземного моря.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 6.
- Международная тектоническая карта Европы. М., ГУГК, 1962.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2.
- Поникаров В. П. и Казьмин В. Г. Докембрий и палеозой северо-западной части Аравийского полуострова.— Сов. геология, 1965, № 3.
- Славин В. И. О длительно развивающихся прогибах в Альпийской геосинклинальной области.— Сов. геология, 1964, № 6.
- Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд-во иностр. лит., 1955.
- Хайн В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса.— Вестн. Моск. ун-та, 1970, № 2.
- Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии.— Геотектоника, 1967, № 2.
- Baykal F. Explanatory text of the Geological map of Turkey. Sivas. MTA, Ankara, 1966.
- Blümel G. Zur Stratigraphie des Küsten-Taurus bei Anamur (Türkei).— Z. Dtsch. geol. Ges., 1967 (1970), B. 119.
- Blumenthal M. Le système structural du Taurus Sud-Anatolien.— Livre a la mem. P. Fallot. t. 2, Paris, 1960—1963.
- Brinkmann R. Die Südfanke des Menderes massivs bei Milas, Bodrum und Oren.— Sc. Rep. Fac. Sc. Ege Univ., 1967, No. 43, Seoji 3, Bornova — Izmir.
- Brunn J. H., Dumont J. F., Graciansky P. Ch. de, Gutnic M., Suteau Th., Lefevre R., Marcoux S., Poisson A. Structures majeures et correlations stratigraphiques dans les Taurides occidentales.— Bull. Geol. Soc. France, ser. 7, t. XII, No. 3, 1970.
- Chaput E. M. Le Permien et l'Eocene dans le Sud-Ouest de l'Anatolie interieure.— C. r. Acad. sci., 1938, t. 206, No. 22.
- Dean W. T. and Krummenacher R. Cambrian trilobites from the Amanos Mountains Turkey.— Palaeontology, 1961, vol. 4, pt. 1.
- Flügel H. Die Entwicklung des vorderasiatischen Palaeozoikums. Geotekt. Forschungen, 1964, Heft. 18, Stuttgart.
- Graciansky P. Ch. de. Le massif cristallin du Menderes (Taurus occidental Asie mineure) un exemple possible de viens Socle granitique remobilise.— Rev. geogr. phys. et geol. dynam., 1966, t. 8, No. 4.
- Graciansky P. Ch. de. Existence d'une nappe ophiolitique a l'extremite occidentale de la chaine sud-anatolienne: relations avec les autres unites charriees et avec les terrains autochtones (province de Muğla Turquie).— C. r. Acad. sci. D., 1967, t. 264, No. 25.
- Graciansky P. Ch. de. Stratigraphie des unites superposees dans le et place dans l'arc Dinaro-Taurique.— Bull. MTA, 1968, No. 71.
- Graciansky P. Ch. de, Lemoine M., Lys M., Sigal S. Une coupe stratigraphique dans le Paleozoique superieur et le Mesozoique a l'extremite occidentale de la chaine Sud-Anatolienne (Nord de Fethiye).— Bull. MTA, 1967, No. 69.
- Güvenc T. Etude stratigraphique et micropaleontologique du Carbonifere et du Permien des Taurus occidentaux dans l'arriere-pays d'Alanya (Turquie). These Univ. Paris, 1965.
- Haude H. Das Alt Palaeozoicum-Prakambrium bis silurian in der Türkei.— Zentralbl. f. geol. und. Palaont., 1969, Hf. 4.
- Ketin J. The orogenic evolution of Turkey.— Bull. MTA, 1959, No. 53.
- Ketin J. Tectonic units of Anatolia (Asia Minor).— Bull. MTA, 1966, No. 66.
- Marcoux J. Age carnien de termes effusifs du cortege ophiolitique des nappes d'Antalya (Taurus lycien oriental, Turquie).— C. r. Acad. sci. D., 1970, t. 271, No. 3.
- Martin C. Etude stratigraphique et tectonique d'une partie du Taurus au Nord d'Ak-seki (Turquie meridionale).— Bull. MTA, 1969, No. 72.
- Monod O. Presence d'une faune ordovivienne dans les schistes de Seydisehir a la base des calcaires du Taurus occidental.— Bull. MTA, 1967, No. 69.
- Peyronnet Ph. de. Observations sur la geologie du Taurus au Nord d'Alanya (Turquie).— Bull. MTA, 1965, No. 65.
- Peyronnet Ph. de. Origine de bauxites d'Alanya (Turquie meridionale).— C. r. Acad. sci., D., 1969, t. 268, No. 7.
- Preparatory Notes for the Türkish part of the Tectonic Colloquium Held in Iran and Turkey. MTA, Ankara, 1967.
- Rigo de Righi M. and Cortesini A. Gravity tectonics in foothills structure belt of SE Turkey.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. geologists, 1964, v. 48, No. 12.
- Vache R. Die Blei-Zinklagerstätte am Bakirdag im Antitaurus (Provinz Kayseri).— Bull. MTA, 1964, No. 62.

- Vache R. Zur Geologie der Varisziden und ihrer Lagersrätten im südanatolischen Taurus.— *Miner. Depos.*, 1966, v. 1, H. 1, Heidelberg.
- Wipperf J. Die Bauxite des Taurus und ihre tektonische Stellung.— *Bull. MTA*, 1962, No. 58.
- Wipperf J. Die Stellung des Menderes Massivs in der alpidischen Gebirgsbildung.— *Bull. MTA*, 1964, No. 62.
- Wipperf J. Die Ausgangsgesteine für die Bauxitbildung.— *Bull. MTA*, 1965, No. 64.
- Wolfart R. Zur Entwicklung der paläozoischen Tethys in Vorderasien.— *Erdöl und Kohle*, 1967, B. 20, H. 3.
- Yalçınlar I. Terrain Cambro-Silurien d'Akbadadaği (Turquie). *Compt. rend. somm. d'ances Soc. geol. France*, fasc. 2, 1962.
- Yalçınlar I. Le massif calédonien de Babadag et ses couvertures anthrocolithiques.— *Bull. MTA*, 1963, No. 60.
- Yalçınlar I. Recherches sur les terrains anciens de la Turquie. *Rev. Turque de geogr.* Ann. XX—XXI, No 24—25, Ankara, 1967—1968.
- Yalçınlar I. Le massif d'Anamur et ses caracteres geomorphologiques (Turquie).— *Rev. Geogr. Inst. Univ. Istanbul. Intern. Edition*, 1969, No. 12.
- Yalçınlar I. Observation sur les structures et les formes du relief de l'Anatolie Occidentale.— *Rev. Geogr. Inst. Univ. Istanbul. Intern. Edit.*, 1969, No. 12.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
30 июля 1971 г.

УДК 551.24 + 552.3 (265/266)

Т. В. МОЛЧАНОВА

МЕСТО МЕЗОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В СТРУКТУРАХ ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

На основании сравнения возраста, условий размещения и состава эффузивных пород Восточно-Азиатского вулканического пояса и мезозойских поясов гранитоидов востока Азии (и некоторых других участков Тихоокеанского тектонического пояса) сделан вывод, что эти образования генетически тесно связаны и представляют собой вулканоплутонические формации. Они являются производными «сухой» высокотемпературной магмы среднего-кислого состава, в появлении которой весьма существенное значение имело вещество мантии. Одновременное возникновение генетически близких крупных гранитоидных масс в различных тектонических условиях как в условиях орогенной стадии геосинклинального развития, так и во внегеосинклинальных областях, позволяет считать, что орогенный этап в развитии геосинклиналей вызван теми же причинами, что и образование и подъем в верхние горизонты магматических масс.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема образования гранитов более века служила предметом дискуссии ведущих петрологов и тектонистов. Многие годы обсуждался вопрос о том, одина ли родоначальная магма для двух главных представителей магматических образований — гранитов и базальтов, или существуют две родоначальные магмы — кислая и основная.

Сравнительно недавно казалось, что проблема решена в пользу существования самостоятельной кислой магмы, имеющей внутрикоровое происхождение. Многими крупными петрологами и тектонистами (У. К. Кеннеди, Х. Рид, Г. Клоос и А. Риттман, Г. Штилле и др.) выделены плутоническая и вулканическая ассоциации магматических пород. По мнению Г. Штилле (1964), первая ассоциация — преимущественно сиалическая, литогенная, кислого или среднего состава возникает в момент складчатости в результате палингенного плавления верхних частей сиала. Магматический расплав образуется в связи с интенсивным сжатием геосинклинальной области в латеральном направлении и соответственно увеличением вертикальной мощности, отчего слои сиала падают в область плавления (синорогенный магматизм). Вторая ассоциация — преимущественно гипогенная, основного состава, возникает в начальную стадию развития геосинклинальной области (инициальный магматизм) и в конечную стадию (вполнекратонный магматизм, по Г. Штилле). Г. Штилле, кроме того, предложил выделять третью, субсеквентную ассоциацию, которая состоит преимущественно из вулканических образований, но имеет кислый и средний состав литогенного происхождения аналогично плутонической ассоциации и тесно с ней связана во времени, проявляясь в послескладчатый, орогенный этап, непосредственно после внедрения синскладчатых крупных плутонов. Субсеквентная ассоциация в нашей литературе чаще называется порфировой формацией.

В последнее десятилетие были получены новые данные по магматизму срединно-океанических хребтов, островных дуг и ложа океана, по составу и строению гигантских вулканических поясов, а также установлено существование крупных интрузивов так называемых внегеосинклинальных гранитоидов, формировавшихся в эпохи, оторванные от времени геосинклинального развития области на многие сотни миллионов лет. Кроме того, были проведены новые экспериментальные исследования по условиям кристаллизации расплавов при различных давлениях водяного пара. Все эти новые данные заставляют пересмотреть казавшиеся решенными проблемы образования и места зарождения гранитной магмы.

В 1971 г. на симпозиуме, состоявшемся на Урале и посвященном вопросам петрологии и геохимии гранитоидов, вновь прозвучала мысль о выделении плутонической и вулканической ассоциаций, но уже в приложении к породам кислого и среднего состава.

Автор настоящей статьи, изучая в течение ряда лет мезозойский гранитоидный магматизм востока СССР, и, в частности, его размещение в мезозойских структурах северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса, столкнулся с проблемами, которые рассматривались на упомянутом симпозиуме. Полученные материалы по ряду районов, в том числе по гранитоидам Приморья, привели к заключению, что мезозойские гранитоиды востока Азии, как правило, принадлежат к вулканической ассоциации и представляют собой продукты кристаллизации, не достигнувшей поверхности, или излившейся магмы кислого и среднего состава. Ее размещение в ряде областей не зависит от характера и возраста складчатых структур.

МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОКА АЗИИ И ЕГО СВЯЗЬ СО СТРУКТУРАМИ

На востоке Азиатского континента в мезозое и начале кайнозоя формировались линейные вулканические пояса и зоны иногда огромной протяженности. С вулканическими толщами тесно связаны многочисленные интрузивные тела гранитоидов, образующие вместе с вулканитами вулкано-плутонические формации (Устиев, 1963). Кроме того, в ряде областей развиты пояса крупных массивов мезозойских внегеосинклинальных гранитоидов, не имеющих видимой связи с вулканическими образованиями, внедрение которых объясняется активизацией консолидированных областей. Размещение вулканических зон и поясов, а также поясов гранитоидных массивов приурочено к глубинным разломам — структурным швам, разделяющим структуры различного типа и возраста и нередко имеющим древнее заложение.

Изучением вулканических поясов и зон в северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса (на территории Советского Союза) в последние годы занимается большое число исследователей и все большее число таких зон становятся известными (Устиев, 1959; Ицксон, Красный, 1962; Золотов, 1966; Белый, 1971; Фремд и др., 1970).

Наиболее крупным вулканическим поясом является Восточно-Азиатский (или Чукотско-Катазиатский), который имеет северо-северо-восточное простирание и протягивается на расстояние более 8000 км от северного побережья Чукотки до юго-восточного побережья КНР (Устиев, 1959; Нагибина, 1963; Молчанова, Нагибина, Устиев, 1968). По возрасту, внутреннему строению и составу пород он не вполне однороден на своем протяжении и может быть разделен на несколько отрезков Чукотский, Удско-Охотский, Сихотэ-Алиньский и Катазиатский. При изучении отдельных отрезков этого пояса или отдельных вулканических зон, расположенных в удалении от побережья Тихого океана внутри материка, разные исследователи по-разному трактуют их тектоническое положение.

ние и условия образования. Так, при изучении Чукотского или Сихотэ-Алиньского отрезков обычно считается, что пояс является краевой структурой, разделяющей области мезозойской и кайнозойской складчатости (Устиев, 1959; Белый, Тильман, Шило, 1966; Белый, 1971; Беляевский и др., 1963, и др.), однако западная часть Удско-Охотского отрезка размещается вдоль юго-восточной окраины Сибирской платформы, на границе с Монголо-Охотской герцинской складчатой системой, т. е. имеет иное структурное положение.

Вулканические зоны, расположенные во внешней части Тихоокеанского тектонического пояса внутри материка, одни авторы относят к структурам орогенного этапа и считают слагающие их эффузивы типичной порфировой формацией (Быковская, Поталов, Соколов, 1963; Сахно, 1963; Берсенев, 1963), другие — к своеобразным краевым прогибам (Ициксон, Красный, 1962), третьи — к структурам активизации (Власов, 1966) или к наложенным впадинам восточноазиатского типа (Нагибина, 1963).

По-видимому, вулканический пояс представляет собой систему крупных разломов глубокого заложения, тогда как внутриматериковые зоны, нередко имеющие субширотное простирание, обусловлены разломами, сопряженными с этой системой.

По простиранию субширотных зон и по ширине вулканического пояса наблюдается изменение возраста пород с запада на восток. В этом направлении они становятся все более молодыми. Так, в наиболее западных районах развития вулканических пород, в Забайкалье или в Монголии, устанавливается верхнетриасовый и нижнеюрский их возраст, а в наиболее восточных районах — поздне меловой или даже палеогеновый. Некоторые различия в возрасте отмечаются и по простиранию пояса для отдельных его отрезков: в Катазиатском отрезке магматическая деятельность получила наибольший размах в конце поздней юры — начале мела, в Охотском — в конце раннего — начале позднего мела, а в Приморском (Восточно-Сихотэ-Алиньском) — в конце позднего мела — начале палеогена.

Некоторые различия наблюдаются и в составе магматических пород, в одних зонах излияния начинаются с лав основного и среднего состава, затем сменяются более кислыми, вплоть до липаритов. В последующую стадию наиболее мощной магматической активности сначала изливаются лавы контрастного базальт-липаритового состава, которые быстро сменяются кислыми лавами. В других зонах магматические породы начальной стадии сразу имеют более кислый состав, но в последующих стадиях все же наблюдается контрастность. Для Охотско-Чукотского отрезка и многих других зон устанавливается увеличение щелочности, особенно калия в вулканических и интрузивных породах в направлении от внутренних к внешним частям пояса (Устиев, 1963; Сперанская, 1964; Некрасов, 1972). Для Сихотэ-Алиньского отрезка пояса такой закономерности не наблюдается, наоборот, среди пород прибрежной части развито больше кислых пород типа липаритов, обогащенных калием, чем в более удаленных участках.

Для Восточно-Азиатского вулканического пояса, а также и для вулканических зон внешней части Тихоокеанского тектонического пояса, удаленных от побережья, очень характерно присутствие разновозрастных интрузивов гранитоидов, тесно связанных с эффузивами постепенными переходами и представляющих вместе с ними вулкано-плутонические формации (Устиев, 1959, 1963). В ряде районов известны крупные интрузивы гранитоидов мезозойского возраста, залегающие в структурных зонах разного возраста, почти лишённые вулканических комплексов, но тем не менее также представляющих собой образования, связанные с формированием вулканических зон и поясов. Они могли формироваться в случаях, когда магма не достигала поверхности, или быть вскрытыми эро-

зией на более низком уровне. Примером такого типа гранитоидов является пояс крупных интрузивов «колымского типа», развитых в Верхояно-Колымской складчатой области мезозойского периода, вблизи ее границы с Колымским срединным массивом (Рудич, 1959, 1966; Молчанова, 1968, 1971), а также крупные массивы мезозойских гранитоидов Становика, Яньшанской зоны и других районов. Обычно мезозойские гранитоиды Верхояно-Колымской области относят к орогенному этапу развития мезозойской геосинклинальной зоны, а гранитоиды Становика, Яньшанских гор и др. — к «внегеосинклинальным» гранитоидам областей активизации.

В пределах Сихотэ-Алиньской мезозойской складчатой области Приморья выделяют Главный антиклинорий, Главный синклинорий и Прибрежную зону вулканических пород, относящуюся к Сихотэ-Алиньскому отрезку вулканического пояса. Среди последнего широко развиты массивы мезозойских гранитоидов, принадлежность которых к вулканоплутонической формации вулканического пояса в последнее время широко признана. В Главном синклинории Сихотэ-Алиньской мезозойской гранитоиды также пользуются широким развитием, и их образование многие исследователи связывают с развитием мезозойской складчатой области, считая, что их внедрение происходило непосредственно после главной складчатости в орогенный этап, когда по вновь заложеным и подновленным ранее существовавшим разломам поднималась магма, имевшая коровое происхождение (Берсенева, 1963; Быковская и др., 1971, Салун, 1957, и др.). В последнее время все чаще начинает выдвигаться точка зрения, согласно которой развитие интрузивного гранитоидного магматизма Главного синклинория Сихотэ-Алиньского также связано с формированием вулканического пояса. Устанавливается не только временная и территориальная, но и генетическая близость эффузивных и интрузивных пород пояса с гранитоидами Главного синклинория.

Позднемиоценовые интрузивные образования южной части Сихотэ-Алиньского подразделяются на три интрузивные серии: татибинскую (сенонскую?), бачелазскую (сенон-датскую) и приморскую (датскую). Считается, что татибинская (сенонская) серия приурочена к зонам Западного и Центрального структурных швов и к прилегающим к ним краевым частям Главного антиклинория. Интрузии этой серии прорывают сеноман-туронские отложения, верхняя же возрастная граница их не установлена. Формирование интрузий происходило в две фазы, однако между ними нередко устанавливаются постепенные переходы, более ранняя фаза представлена кварцевыми диоритами, монцонито-диоритами и гранодиоритами, а более поздняя — гранитами и лейкократовыми гранитами. Породы первой фазы располагаются в периферических частях массивов, а центральные их части сложены крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гранитами, среди которых выделяются участки мелкозернистых биотитовых лейкократовых гранитов.

Интрузивы бачелазской серии развиты главным образом в пределах Главного синклинория, но отмечаются также в зоне Центрального структурного шва, в западной части Сихотэ-Алиньского и в Прибрежном антиклинории (Успенский массив). Они прорывают сеноман-туронские отложения и перекрываются кислыми эффузивами сенон-датского (ольгинская серия) и датского возраста (самаргинская свита). Эффузивы ольгинской серии в свою очередь прорываются интрузивами гранитов более поздней фазы. Устанавливаются переходы между интрузивными гранитами и кислыми эффузивами, что указывает на тесную связь между ними (Фаворская и др., 1961). В интрузивах бачелазской серии выделяются три фазы внедрения: первая фаза — габбро, монцониты, диориты, кварцевые диориты; вторая фаза — гранодиориты, монцонито-гранодиориты и граниты; третья фаза — граниты. Основные породы первой фазы — габбро, монцониты, а иногда даже пироксениты, образуют мелкие штоки или отдельные участки в более крупных телах. Монцонитоиды наиболее харак-

терны для Главного синклинория, где они образуют непрерывный ряд от оливиновых монцонитов до кварцевых монцонитов (Улунгинский массив).

В одном случае в небольшом Усть-Микулинском штоке лейкократовых гранит-порфиров (р. Арму) были отмечены участки, сложенные темными меланократовыми гранит-порфирами, содержащими оливин и гиперстен (Недашковский, Стрижкова, Дербаремдкер, 1970). В меланократовых гранит-порфирах кроме оливина и гиперстена имеются многочисленные ксенолиты роговиков, кварцевых диоритов, а также шшировые скопления цветных минералов. Вероятно, меланократовые гранит-порфиры представляют собой захваченные и переработанные лейкократовыми гранит-порфирами основные или, может быть, даже ультраосновные породы первой фазы, от которых сохранились реликты гиперстена и оливина, окруженные каймами новообразованной роговой обманки и биотита.

Преобладающее большинство интрузивов Главного синклинория сложено гранодиоритами второй фазы и гранитами третьей фазы, представленными биотит-роговообманковыми и биотитовыми средне- и крупнозернистыми, иногда порфировидными разновидностями. Самыми поздними являются мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты.

Из приведенных кратких характеристик видно, что гранитоиды тагбинской и бачелазской серий и по составу, и по возрасту очень близки между собой, радиологические определения возраста пород обеих серий также дают сходные цифры — от 124 до 76 млн. лет (Геология СССР, т. XXXII, 1969), и потому разделение гранитоидов сенон-датского возраста на две серии кажется малообоснованным.

По-видимому, эти верхнемеловые гранитоиды являются интрузивными аналогами эффузивных толщ сеноман-туронского и несколько более молодого возраста, они внедрялись вдоль зон разломов, как в антиклинорные, так и в синклинорные структуры.

Гранитоиды приморской серии (датского возраста) широко развиты главным образом в Прибрежной зоне, но известны также в Главном антиклинории вблизи Центрального структурного шва и в Главном синклинории. Они прорывают кислые эффузивы ольгинской серии (сенон-датские) и вышележащие андезиты сияновской свиты, а радиологические определения их возраста дают цифры от 94 до 63 млн. лет (Геология СССР, т. XXXII, 1969). Внедрение интрузивов приморской серии, так же как и более ранних, началось с более основных разновидностей — габбро, диоритов и монцонитов (массив горы Горал, Кабанчик, Мутухинский), в последующую фазу внедрились гранодиориты и нормальные граниты и, наконец, лейкократовые граниты конечной стадии (Фаворская и др., 1961; Шипулин, 1957).

Тесная связь гранитоидных пород с одновозрастными им эффузивными толщами рядом исследователей была прослежена непосредственно в обнажениях, где были видны переходы от гипабиссальных интрузивных разновидностей к субвулканическим породам и затем к породам эффузивной толщи.

Если принадлежность к единой вулканоплутонической формации для гранитоидов приморской серии и эффузивов вулканического пояса прослеживается непосредственно, то для гранитоидов Главного синклинория это устанавливается лишь косвенным путем, но тоже вполне определенно путем сопоставления химизма пород этих трех типов. Для сравнительной характеристики химизма нами были использованы химические анализы пород, сведенные в «Сборник химических анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока» (1961), анализы, приведенные в работе М. А. Фаворской (1956), Ф. К. Шипулина (1957), М. А. Фаворской и др., (1961), не попавшие в этот сборник, а также химические анализы, выполненные Приморским геологическим управле-

Средние химические составы магматических пород Южного Приморья

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Количество анализов
Интрузивные											
Главного синклинория											
Лейкократовые граниты	75,34	0,12	13,25	0,83	0,97	0,05	0,31	0,82	3,42	4,17	40
Граниты	70,92	0,31	14,75	1,42	1,50	0,05	0,61	1,69	3,48	4,05	24
Гранодиориты	64,91	0,49	16,15	2,37	3,15	0,15	2,05	3,90	3,12	3,58	31
Кварцевые диориты	60,10	0,78	17,41	2,95	3,45	0,16	3,21	5,32	2,97	2,77	11
Диориты	55,25	0,59	17,18	2,42	5,77	0,13	4,76	6,87	2,76	2,88	7
Габбро-монциты	49,72	0,81	17,28	5,21	4,54	0,14	9,50	5,49	1,86	4,37	3
Побережья											
Лейкократовые граниты	75,26	0,10	13,76	0,80	1,06	0,04	0,30	1,07	3,29	4,36	62
Граниты	70,50	0,40	14,92	1,49	1,68	0,06	0,79	1,94	3,36	3,86	33
Гранодиориты	65,04	0,48	16,16	1,89	2,71	0,08	1,71	3,79	3,35	3,18	23
Кварцевые диориты	60,39	0,70	16,64	2,65	4,15	0,14	2,83	5,49	2,92	2,43	27
Диориты	56,22	0,93	17,11	2,38	5,13	0,17	3,56	6,44	2,81	2,55	10
Габбро-диориты	51,15	0,83	16,50	4,80	4,40	0,68	4,88	7,86	2,10	2,28	2
Эффузивные											
Липариты	73,95	0,52	13,41	1,31	0,69	0,04	0,39	1,26	2,95	3,74	37
Дациты	67,76	0,34	15,58	1,57	1,76	0,06	1,24	3,17	3,12	3,52	11
Андезиты	58,61	0,56	17,58	2,93	3,71	0,12	2,67	5,56	3,17	2,06	12
Базальты	50,18	0,88	18,80	6,24	2,26	0,10	4,31	7,69	3,30	1,76	5

нием после издания сборника. Были подсчитаны средние составы (таблица) и проведено сопоставление между интрузивными породами Главного синклинория и Прибрежной зоны и эффузивными породами вулканического пояса. Сравнение проведено по содержанию главных окислов, составлены графики содержания (в вес. %) железа, алюминия, суммы щелочей и т. д. относительно содержания кремнекислоты (рис. 1, А, Б, В и Г). Из приведенных графиков видно, что химизм всех трех групп пород чрезвычайно близок, состав эффузивов вулканического пояса в равной мере сходен как с интрузивными породами Прибрежной зоны, так и Главного синклинория. Вулканические породы содержат несколько меньшее количество суммарного железа, линии которого (рис. 1, А) для пород Прибрежной зоны и Главного синклинория тесно переплетаются. Еще большее сходство между породами видно по содержанию суммы щелочей (рис. 1, Б). Наиболее лейкократовые разновидности интрузивных пород содержат несколько большее их количество по сравнению с эффузивами, что, вероятно, связано с проявлением позднемагматического метасоматоза, которому подвергались интрузивные образования. Этим же, по-видимому, объясняется значительное увеличение содержания калия в габброидных разновидностях Главного синклинория. Э. П. Изохом (Фаворская и др., 1961) среди пород этого района была выделена монцититоидная улунгинская серия, характеризующаяся высоким содержанием калия, однако резкое выпадение обогащенных калием основных пород из общего эволюционного ряда интрузивной серии Главного синклинория (рис. 1, В), по-видимому, подтверждает предположение, что основные породы подверглись калиевому метасоматозу в поздне- или послемагматическую стадию. Калий в них мог поступать из поздних порций эволюционирующего магматического расплава, в которых устанавливается достаточно высокое содержание калия, близкое для пород всех трех типов (рис. 1, В).

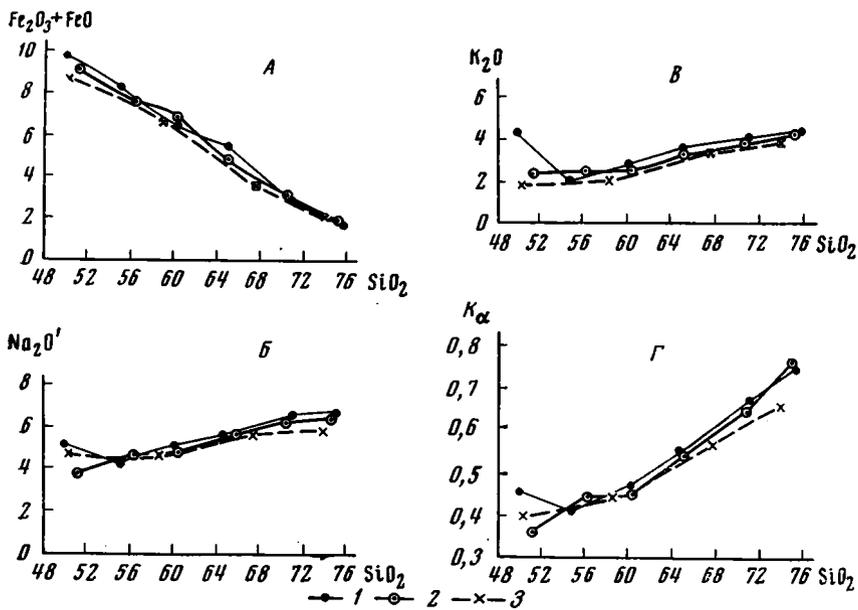


Рис. 1. Сопоставление химических характеристик мезозойских магматических пород Приморья.

А — суммарное содержание окислов железа в породах различной кислотности; Б — суммарное содержание щелочей в породах различной кислотности; В — содержание калия в породах различной кислотности; Г — коэффициент апгаитности (K_{α}) в породах различной кислотности;

1 — интрузивные породы Главного синклинория; 2 — интрузивные породы Прибрежной зоны; 3 — эффузивы Сихотэ-Алиньского отрезка вулканического пояса

Таким образом, химически подтверждается близость составов эффузивных и интрузивных пород Прибрежной зоны, которые в совокупности составляют вулcano-плутоническую формацию. Петрохимическая близость с теми и другими интрузивных пород Главного синклинория приводит к заключению, что последние также принадлежат к этой формации, или что гранитоиды Главного синклинория имеют непосредственное отношение и прямую связь с вулканическим поясом.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА

Как уже говорилось выше, в настоящее время вновь поставлен вопрос о выделении плутонической и вулканической ассоциаций, но уже на новом уровне и в иной плоскости: гранитоиды магматического происхождения по своему характеру могут быть подразделены на два типа — плутонические и вулканические. Первые обычно лишены эффузивных аналогов и образуют крупные батолитовые интрузивы, вторые тесно связаны с вулканитами и входят в вулcano-плутонические формации (Соболев и др., 1970; Штейнберг, Ферштатер, 1969; Штейнберг и др., 1971; Виноградов, 1971).

Это деление основано на экспериментальных данных (Д. Грин и Рингвуд, 1968; Т. Грин и Рингвуд, 1968; Luth, Tuttle, 1963), которые показывают, что богатые водой граниты, отвечающие котектике альбит—олигоклаз—кварц, кристаллизуются при температуре 650—700° и давлении 3—5 кбар, тогда как маловодные («сухие») котектические граниты кристаллизуются при малых давлениях (0,5—1 кбар) при температуре 750—900°; при более высоких давлениях в «сухих» породах количество кварца убывает, и состав легкоплавких расплавов смещается в сто-

рону более основных пород. Максимальное давление, при котором происходит метаморфизм амфиболитовой фации и появляется водная гранитная магма котектического состава, отвечает 5 *кбар*. Такая водная среднетемпературная магма содержит 72—73% кремнезема и богата водой. При подъеме в более высокие горизонты вода улетучивается, магма

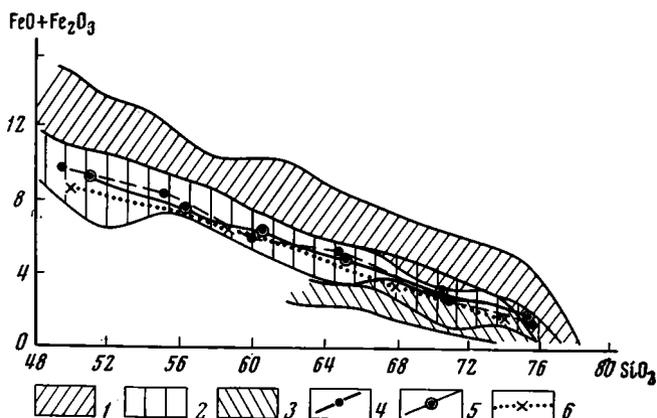


Рис. 2. Суммарное содержание окислов железа в породах различных серий (по А. Н. Виноградову, 1971) и положение мезозойских магматических пород Приморья

1 — толеитовая серия; 2 — андезитовая серия; 3 — сиалическая серия; 4 — интрузивные породы Главного синклиория; 5 — интрузивные породы Прибрежной зоны; 6 — эффузивы Сихотэ-Алиньского отрезка вулканического пояса

теряет подвижность и начинает кристаллизоваться, не достигнув поверхности, т. е. не образуя гипабиссальных интрузий и эффузивов; формирование интрузивов водных гранитов, таким образом, происходит на глубине 15—20 км.

Маловодная («сухая») высокотемпературная магма может подняться до любых уровней, вплоть до поверхности, и давать вулкано-плутонические формации. Состав «сухого» котектического гранитного расплава, образующегося при давлении 0,5—1 *кбар*, богаче кремнекислотой (74—75% SiO_2), чем водный гранитный расплав.

Плутоническая среднетемпературная ассоциация дает ограниченный ряд гранитоидов: гранодиорит — адамеллит — гранит, тогда как вулканическая высокотемпературная ассоциация включает разнообразные породы, дающие непрерывную серию габбро (базальт) — диорит (андезит — гранодиорит (дацит) — гранит (липарит) — сиенит (трахит), или прерывистый контрастный ряд габбро — гранит. Генерация маловодных («сухих») гранитных магм может происходить в результате селективного плавления пород, слагающих самые нижние части гранитного слоя (породы гранулитовой фации), или в результате фракционирования магматических расплавов основного состава мантийного происхождения. Во всех случаях образование «сухих» магм связано с резким повышением температуры и привнесом материала в виде «сквозьмагматических» или трансмагматических растворов из подкорových или еще более глубинных частей земли (Артюшков, 1970; Кузнецов, Яншин, 1967; Шейнманн, 1970, 1972, и др.). Исходя из этого, А. Н. Виноградов (1971), Д. С. Штейнберг и Г. Б. Ферштатер (1971) и некоторые другие авторы плутонические и вулканические граниты называют соответственно сиалическими и базальтовыми.

При сравнении химизма пород этих ассоциаций хорошо выявляются их различия при нанесении на графики в системах: кремнезем — сумма

щелочей, кремнезем — суммарное железо и другие. А. Н. Виноградов (1971) графически показал различие этих ассоциаций на графике кремнезем — суммарное железо, используя для этого аналитический материал большого числа авторов. Большая или меньшая обогащенность железом свойственна не только котектическому граниту, но сохраняется во всем эволюционном ряду магматического расплава, что дает возможность различать толеитовую, андезитовую и сиалическую серии (рис. 2).

Рассматриваемые в настоящей работе мезозойские гранитоиды Главного синклинория Сихотэ-Алиня, так же как и гранитоиды других ранее изучавшихся автором районов (Молчанова, 1964, 1968, 1971) показывают высокое содержание кремнекислоты (от 73,9 до 75,7) и железа, характерное для котектических гранитов вулканической ассоциации. Интересно, что при нанесении гранитоидных пород Сихотэ-Алиня на график (рис. 2) весь ряд попадает в поле андезитовой, а не сиалической серии. При этом индекс Пикока для этого ряда пород колеблется в пределах от 59,25 до 60,5% т. е. они принадлежат к классу известково-щелочных пород, близких к известковым. Из сказанного вытекает, что не только гранитоиды, непосредственно связанные с вулканическим поясом, но и гранитоиды внешних частей Тихоокеанского пояса, не имеющие видимой связи с вулканитами, не являются продуктами чисто корового сиалического магматизма. Экспериментальные исследования моделей дифференциации и эволюции магмы известково-щелочного ряда (Т. Грин и Рингвуд, 1968) показали, что на глубине андезит представляет собой менее тугоплавкую фракцию, чем более кислые составы и, таким образом, фракционная кристаллизация базальта на глубине 100—150 км должна приводить к возникновению жидкого расплава, состав которого будет близок андезиту. Тот факт, что изучаемые нами гранитоиды легли в поле андезитовой серии, позволяет сделать вывод о важной роли мантийного материала в их образовании.

На прилагаемой схеме размещения мезозойских гранитоидов востока Азии (рис. 3) видно, что они располагаются в структурах самого различного возраста: в пределах древних платформ и щитов (Алданский щит, Сибирская, Китайско-Корейская, Южно-Китайская платформы), в областях байкальской, каледонской и греинской складчатостей, а также и в мезозойских складчатых зонах. Во всех случаях гранитоиды образуют пояса, размещающиеся вблизи крупных разломов, относящихся к системе разломов субмеридионального простирания (с которыми связаны излияния Восточно-Азиатского вулканического пояса) или субширотных разломов, сопряженных с предыдущими.

Восточная часть Тихоокеанского тектонического пояса — западное побережье Северной и Южной Америк — представляет собой область очень мощного магматизма, проявлявшегося в мезозое и продолжавшегося в ряде участков до четвертичного времени. В Северо-Американских Кордильерах располагается крупный пояс гранитоидов мезозойского возраста, который прослеживается от Аляски до Мексики. В его состав входят такие крупные батолиты, как батолиты Британской Колумбии, Орегона и Вашингтона, батолит Сьерра-Невада и Южной Калифорнии, а также батолиты Айдахо, Боулдер и другие. Этот пояс гранитоидов располагается в пределах мезозойской складчатой области, имевшей сквозное развитие от начала палеозоя (а, возможно, и с докембрия) до конца юрского времени. Северо-Американские Кордильеры, начиная с палеозоя, представляли собой эвгеосинклинальный прогиб, в котором накапливались мощные толщи эффузивно-кремнистой и терригенной формаций. В мезозое по мере развития геосинклинальной области происходило смещение эвгеосинклинального прогиба все далее на запад, в то время как в ее восточной части формирование геосинклинальных комплексов уже заканчивалось. Эпоха главной складчатости — невадийской — началась со средней-

поздней юры и продолжалась до середины мела, но складчатые деформации происходили не одновременно во всей области: их возраст от более раннего к более позднему сдвигался в том же западном направлении (Меланхолина, 1967; Larsen, 1954; Eardley, 1962; Bateman and oth., 1963). Внедрение магматических масс началось после главной (невадийской) складчатости и продолжалось длительный период. Первыми по разломам внедрялись ультраосновные породы, известные только на западе, несколько восточнее и немного позже начали формироваться крупные батолиты гранитоидного пояса, отдельные плутоны которых сложены последовательно внедряющимися габбро, диоритами, тоналитами и гранодиоритами: более поздние фазы кислых пород (гранитов и аляскитовых гранитов) внедрялись еще восточнее. Таким образом, происходит изменение состава и смещение возраста магматических пород в направлении, обратном относительно смещения эвгеосинклинального прогиба и возраста складчатости.

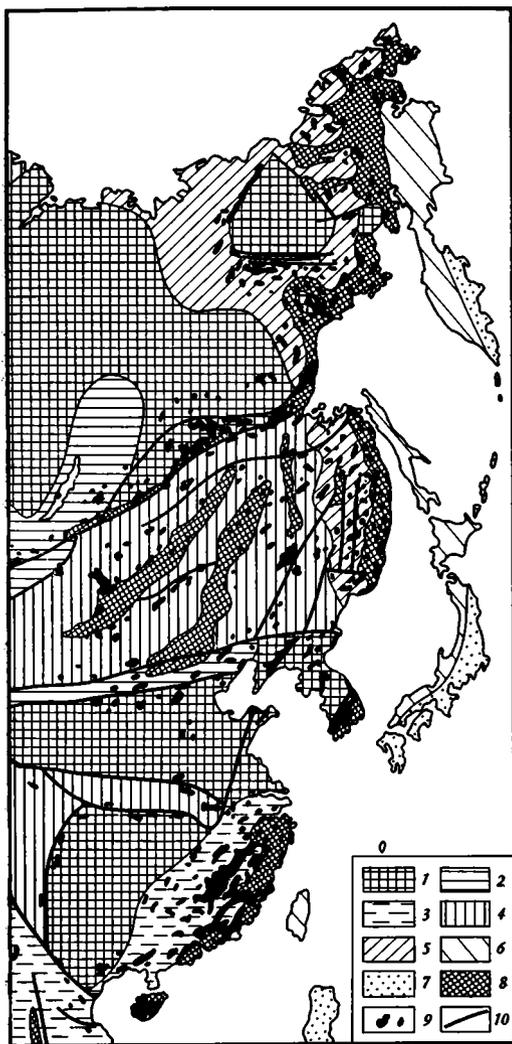


Рис. 3. Размещение пород вулканического пояса и мезозойских гранитоидов в структурах Восточной Азии

1 — платформы; 2—6 — складчатые области различного возраста: 2 — байкальского, 3 — каледонского, 4 — герцинского, 5 — мезозойского, 6 — кайнозойского; 7 — современная геосинклинальная область; 8 — Восточно-Азиатский вулканический пояс и крупные вулканические зоны; 9 — мезозойские породы гранитоидного ряда; 10 — крупные разломы

В разрезе мезозойских отложений, которые прорывают гранитоидные плутоны, начиная с триаса, но главным образом в средней и поздней юре и раннем мелу развиты вулканические породы преимущественно среднего состава с подчиненными кислыми и основными эффузивами. Одни авторы относят эти вулканы к спилито-кератофировой формации эвгеосинклинали, тогда как другие — к порфировой формации орогенного этапа (Eardley, 1962; Bateman and others, 1963).

У. Гамильтон и У. Миерс (Hamilton, Myers, 1967) считают, что юрские вулканические толщи, вмещающие батолит Сьерра-Невада и сохранившиеся в виде разрозненных участков среди плутонических пород батолита, тесно связаны с интрузивными образованиями, имеют с ними постепенные переходы и в совокупности представляют собой единый комплекс, который следует относить к вулкано-плутонической формации. Если для батолита Сьерра-Невада эта связь может подвергаться сомнению, то для батолита Айдахо, а особенно для бато-

ми, имеют с ними постепенные переходы и в совокупности представляют собой единый комплекс, который следует относить к вулкано-плутонической формации. Если для батолита Сьерра-Невада эта связь может подвергаться сомнению, то для батолита Айдахо, а особенно для бато-

лита Боулдер такая тесная связь плутонических и вулканических образований устанавливается определенно. И. Ирдли, Р. С. Бейтман и У. Гамильтон и У. Миерс указывают, что батолит Боулдер перекрыт собственными вулканическими выбросами, что имеются переходы от интрузивных к экструзивным и затем эффузивным породам. Сам батолит, возраст которого определяется как позднемеловой, имеет плоскую форму и представляет собой пластовое тело, залегающее на межформационной поверхности палеозойских и мезозойских толщ.

После образования мезозойских батолитов гранитоидного пояса Северной Америки в палеогене, в эпоху развития вдоль побережья Тихого океана кайнозойской геосинклинали, восточнее нее, в пределах мезозойской складчатой области, происходили мощные излияния лав андезитового и кислого состава с небольшим количеством основных лав и внедрение массивов гранитоидов.

Как видно из приведенной краткой характеристики, во всяком случае для части плутонов гранитоидного пояса Северной Америки, устанавливается тесная связь между вулканическими и плутоническими образованиями, что позволяет относить гранитоиды батолитов к вулканической ассоциации. Это само по себе уже ставит вопрос о месте зарождения магматического расплава, а присутствие в ранних фазах габбро и даже ультраосновных пород заставляет прийти к заключению, что родоначальная магма не могла иметь коровое происхождение. К выводу о базальтовом происхождении магмы батолитов пришли У. Гамильтон и У. Миерс в своей работе «Природа батолитов» (Hamilton, Myers, 1967) и в качестве одного из доказательств они приводят отношение $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, установленное для гранитоидов батолита Сьерра-Невада, величина которого близка к отношению $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ в толеитовых базальтах и базальтах океана.

В пределах Южной Америки линейно вытянутый пояс гранитоидов выражен еще более отчетливо, он представлен Андийским батолитом, тянущимся на расстоянии до 6000 км (Белоусов, 1963; Герт, 1959; Пущаровский, Архипов, 1972; Eardley, 1962; Hamilton, 1969).

В разрезах мезозойских отложений Анд вулканический магматизм играет очень важную роль. Излияния лав преимущественно андезитового состава (с подчиненными кислыми и основными лавами) происходили в различных районах Анд не одновременно, от позднего триаса до палеогена, и проявлялись с разной интенсивностью. Для многих районов устанавливается тесная связь вулканических и интрузивных образований (Герт, 1959; Hamilton, 1969). Крупнейший Андийский батолит в разных своих частях также разновозрастен и отдельные, входящие в него плутоны, имеют состав от диоритов до лейкократовых гранитов. В целом интрузивные породы вместе с вулканиками представляют очень типичное проявление вулкано-плутонических формаций и, таким образом, гранитоиды андийского пояса тоже относятся к вулканической ассоциации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При сопоставлении всех изложенных данных по мезозойскому магматизму Тихоокеанского тектонического пояса поражает необычайная линейная протяженность тектоно-магматических структур этого возраста, имеющих по существу планетарные масштабы.

В своей работе «Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента земли» Ю. М. Пущаровский (1972) при рассмотрении мезозойских и третичных вулканических поясов приходит к заключению, что эти своеобразные окраинно-материковые тектоно-вулканические структуры заслуживают выделения в качестве особого рода образований земной коры, их формирование связано с тектоническими процессами, происходящими в краевых, тектонически активных зонах, лежащих между материком и ложе

Тихого океана. Это заключение Ю. М. Пушаровского кажется нам вполне справедливым, однако оно может быть значительно расширено.

Планетарный характер мезозойских вулканических и гранитоидных поясов линейной протяженности трудно связать с возникновением отдельных локальных очагов кислой магмы. Все большим числом исследователей высказывается точка зрения, что кислая магма вулканических ассоциаций гранитоидных пород образуется в результате поступления с больших глубин мантийного вещества (Тернер и Ферхуген, 1951; Барт, 1956; Кузнецов и Яншин, 1967; Соболев и др. 1970; Eardley, 1962; Hamilton, Myers, 1967; Gilluly, 1965; Gorai, 1960; Waters, 1955 и многие другие). Одни авторы считают, что с больших глубин поступает средне-кислый расплав, уже отдифференцированный от расплавленного вещества мантии и не содержащий примеси веществ сиалической коры, так как при достаточно высокой скорости его подъема, он не успевает прореагировать с колонной пород, сквозь которые проходит. Другие авторы, наоборот, считают, что состав расплава, поступающего в верхние горизонты, находится в прямой зависимости от мощности континентальной коры, при прохождении через которую легкоподвижные компоненты (сквозьмагматические растворы) мантийного происхождения вступают в реакцию с сиалическим материалом коры путем магматического замещения.

Со временем, вероятно, будут получены данные для решения этой проблемы, пока же можно говорить, что процессы, вызывающие плавление мантийного вещества на больших глубинах, возникают не в какой-то локальной точке или ограниченном участке, а в протяженных и достаточно широких зонах более или менее планетарного масштаба. Пока мы не можем судить о том, какие именно процессы происходят в таких зонах в недрах земли, но они приводят к резкому повышению температуры, разуплотнению и плавлению мантийного вещества. Экспериментальные данные показывают, что из него путем фракционирования образуются расплавы базальтоидного состава (Грин и Рингвуд, 1968; Йодер и Тилле, 1965; Шейнманн, 1972, и др.). При поднятии таких расплавов вверх, по-видимому, происходит их кристаллизационная дифференциация, в результате которой получаются расплавы средне-кислого состава; возможно, при этом, определенную роль играет ассимиляция сиалического вещества континентальной коры.

Процессы, происходящие в осадочном слое земли (образование и развитие геосинклинальных прогибов, складчатость в них и т. д.), захватывают относительно маломощную, самую верхнюю часть литосферы, порядка первых десятков километров. Трудно себе представить, что существенные изменения, происходящие в земных недрах и приводящие к возникновению зон разуплотнения мантийного вещества и его плавлению на глубине 100—150 км (где, по-видимому, происходит отделение базальтовых расплавов), могут быть вызваны этими малоглубинными процессами. Более вероятно обратная зависимость — процессы, идущие на больших глубинах и приводящие к существенным изменениям физического состояния вещества, в верхних горизонтах проявляются образованием тех структур, которые мы наблюдаем на поверхности (Шатский, 1960).

Повышение теплового потока и разуплотнение вещества, начавшееся в таких зонах на глубине и продвигавшееся вверх, вызывает воздымание структур верхних горизонтов, благодаря чему в них поступают магматические расплавы средне-кислого состава. Подтверждением этого служит наблюдаемая закономерная приуроченность внедрений гранитоидов к областям крупных поднятий, какими являются антиклинории, орогенные области или сводовые поднятия (Кузнецов, Яншин, 1967).

По-видимому, заложение и развитие геосинклинальных прогибов также является поверхностным выражением глубинных процессов. Во всяком случае резкое повышение теплового потока с разуплотнением вещества, образованием магматических расплавов и их подъемом в верхние

горизонты приводит к окончанию геосинклинального режима, наступлению орогенного этапа развития геосинклинальных зон. В тех же случаях, когда рассматриваемая зона глубинной активности захватывает области более ранней консолидации, происходит их активизация, выражающаяся в образовании сводовых поднятий и поступления в них расплавов, дающих «внегеосинклинальные» гранитоиды.

Возникновение подобных зон глубинного плавления вещества мантии может быть связано с процессами, происходящими в зонах сочленения областей принципиально различных по своему строению. Такого характера сочленение двух крупнейших, различных по строению областей, по видимому, представляет собой зона между материком и ложем Тихого океана. Совершенно естественно, что столь крупные линейные зоны, нередко значительной ширины, не могут развиваться совершенно синхронно на всем своем протяжении и за весь длительный период. В них неминуемо должны возникать большие или меньшие различия в проявлении всех процессов как во времени, так и в пространстве. С этим, вероятно, и связано наличие отдельных отрезков поясов несколько различающихся по возрасту магматических образований, их составу и последовательности смены одних пород другими.

Литература

- Артюшков Е. В. Слой пониженной вязкости в верхней мантии земли и связанные с ним явления.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1970, вып. 2.
- Барт Т. Теоретическая петрология. Изд-во иностр. лит., М., 1956.
- Белоусов В. В. О тектонике Анд.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1963, вып. 2.
- Белый В. Ф. Главные типы вулканических поясов в областях мезозойского тектогенеза Восточной Азии.— В кн.: Мезозойский тектогенез (Матер. VII сессии научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Магадан, 1971.
- Белый В. Ф., Тильман С. М., Шило Н. А. Глубинное строение и тектоническое положение Охотско-Чукотского вулканического пояса. В сб.: Вулканические и вулканоплутонические формации. Тр. II Всес. вулканол. совещ. т. II. «Наука», 1966.
- Беляевский Н. А., Громов Н. Я., Баскакова Л. А. Основные черты тектонического развития Сихотэ-Алиня. В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Берсенев И. И. Основные черты тектоники Приморского края. В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Быковская Е. В., Потапова З. П., Соколова В. П. История вулканизма южной части Дальнего Востока в позднем мезозое и кайнозое. В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Быковская Е. В., Блюмштейн Э. И. Верхнемезозойские и кайнозойские вулканогенные комплексы Сихотэ-Алиньской подвижной области. В сб.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Тр. I Дальневост. петрографич. совещ. Владивосток, 1971.
- Власов Г. М. Типы вулканических зон Тихого океана.— В кн. Вулканические и вулканоплутонические формации, т. II (тр. II Всес. вулканологич. совещ.) «Наука», 1966.
- Виноградов А. Н. Петрохимические особенности и условия генерации магм вулканических ассоциаций — Матер. по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 2. Апатиты, 1971.
- Геология СССР, т XXXII. Приморский край. Ч. I. «Недра», 1969.
- Герт Г. Геология Анд. Изд-во иностр. лит., 1959.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. В кн.: Петрология верхней мантии. «Мир», 1968.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. «Мир», 1968.
- Золотов М. Г. Особенности мезозойских и кайнозойских материковых вулканических зон Хабаровского края и Амурской области.— В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. Тр. II Всес. вулканолог. совещ., т. II. «Наука», 1966.
- Йодер Г. С., Тилле К. Э. Происхождение базальтовых магм. «Мир», 1965.
- Ицксон М. И., Красный Л. И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока. В сб.: Вопросы вулканизма. Тр. Всес. вулканолог. совещ. Изд-во АН СССР, М., 1962.

- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геология и геофизика, 1967, № 10.
- Меланхолина Е. Н. Складчатая система невадид Южных Кордильер. «Наука», 1967.
- Молчанова Т. В. Внегеосинклинальные мезозойские гранитоиды сводового поднятия Станового хребта и их структурное положение. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964, № 7.
- Молчанова Т. В. Структурное положение мезозойских гранитоидов в районе западной окраины Колымского срединного массива.— Геотектоника, 1968, № 5.
- Молчанова Т. В. Тектоническое положение верхнемезозойских гранитоидов Охотского массива и Верхояно-Колымской складчатой зоны.— В сб.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», 1971.
- Молчанова Т. В., Нагибина М. С., Устиев Е. К. Структурные условия и формационные особенности магматической деятельности мезозоя и кайнозоя в континентальной части Советского Дальнего Востока. В сб.: Особенности магматизма и метаморфизма на Советском Дальнем Востоке. «Наука», 1968.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 79.
- Недашковский П. Г., Стрижкова А. А., Дербаремдикер М. М. Особенности состава и условий формирования оливинсодержащих гранит-порфиров Устьмикулинского штока (Центр. Сихотэ-Алинь). — В сб. Вопросы геологии, геохимии и металлогении СЗ сектора Тихоокеанского пояса. Изд-во АН СССР СО, Дальневост. филиал, 1970.
- Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм полуострова Тайгонос и северо-западной Камчатки. Автореф. канд. дис. М., 1972. Геол. ин-т АН СССР.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента земли. «Наука», 1972.
- Пушаровский Ю. М., Архипов И. В. Тектонические аспекты Чилийских Анд.— Геотектоника, 1972, № 1.
- Рудич К. Н. Магматизм и особенности тектонического строения хр. Сарычева (Яно-Колымская складчатая область). Госгеолтехиздат. 1959.
- Рудич К. Н. Вулкано-плутонические формации цепи Черского (Северо-Восток Азии). «Наука», 1966.
- Сахно В. Г. Некоторые особенности мезозойского вулканизма в различных структурно-фациальных зонах юга Дальнего Востока.— В сб.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Салун С. А. Порфировая формация складчатых областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 7.
- Сборник химических анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока. Изд-во Дальневост. гос. ун-та, Хабаровск, 1961.
- Соболев В. С., Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Физико-химические условия глубинного петрогенеза.— Геология и геофизика, 1970, № 4.
- Сперанская И. М. Вулканические формации юго-западной части Охотского-Чаунского вулканического пояса. Автореф. канд. дис. Магадан, 1964.
- Тернер Ф. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных пород. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3.
- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма и плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12.
- Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня.— Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 7, 1956.
- Фаворская М. А., Руб М. Г., Кигаев В. А., Изох Э. Н., Гапеева Г. М., Преображенская Г. К. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности.— Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 45, 1961.
- Ферштатер Г. Б. Кристаллизационная дифференциация и ее роль в формировании гранитоидных тел.— В сб.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
- Фремд Г. М., Сухов В. И., Игнатьев А. Б., Рыбалко В. И. и Ван-Ван-Е А. П. Вулканические пояса и зоны южной части Дальнего Востока.— Матер. научн. конф. по проблемам палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 11.
- Шейнманн Ю. М. Об условиях образования магм.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 5.
- Шейнманн Ю. М. Различия материковой и океанической литосферы и дифференциация Земли.— Геотектоника, 1972, № 6.
- Шипулин Ф. К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними: оруденения.— Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 8, 1957.

- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б. Петрохимия гранитов и генезис гранитных магм. В сб.: Вопросы петрохимии. Изд-во ВСЕГЕИ, Л., 1969.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С., Малахова Л. В., Бушляков И. Н., Краснобаев А. А., Чашухина В. А. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
- Штилле Г. Субсеквентный магматизм. Избранные труды. «Мир», 1964.
- Bateman R. C., Clark L. D., Huber N. K., Moor J. G., Rinehart C. D. The Sierra Nevada batholith — a synthesis of recent work across the central part.— U. S. Geol. surv., Prof. paper, 414-D, 1963.
- Eardley A. J. Structural geology of North America. 2d ed. N. Y. 1962.
- Hamilton W. and Myers W. B. The Nature of Batholiths.— U. S. Geol. surv., Prof. Paper, No. 554 — C, 1967.
- Hamilton W. The volcanic Central Andes — a modern model for the cretaceous batholiths and tectonics of Western North America.— Proceedings of the Andesite Conference Intern. Upper Mantle Project Scientific, Report 16. Bull. 65, 1969.
- Gorai M. Ultimate origin of granite.— J. Assoc. for the Geological Collaboration in Japan «Earth Science» 1960, No. 52.
- Gilluly J. Volcanism, tectonism and plutonism in the Western United States.— Geol. Soc. America, Spec. Paper, No. 80. 1965.
- Kennedy W. A., Anderson E. N. Crustal layers and the origin of magmas.— Bull. volcanol., 1938, Part I. Ser. II, III.
- Luth W. C. and Tuttle O. F. Externally heated cold-seal pressure vessels for use to 10000 bars and 750° C.— Amer. Mineralogist, 1963, v. 48, No. 11/12.
- Larsen E. C. The batholith of Southern California.— Bull. Calif. Dept. Natur. Res., Mines, No. 170, chap. 7, 1954.
- Waters A. C. Volcanic rocks and the tectonic cycle.— Geol. Soc. America, Spec. Paper. No. 62, 1955.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
9 июня 1972 г.

УДК 551.241 (479 : 22)

А. И. РУСАДЗЕ, Э. Э. ГРУЗМАН

**О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА ТБИЛИСИ
ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

На основании анализа и обобщения геолого-геофизических данных излагаются новые сведения о строении района г. Тбилиси. Результаты детальных сейсморазведочных работ позволили сделать вывод о несоответствии структурных планов осадочного чехла и выявить крупные поднятия по отложениям мезозоя-кайнозоя.

Описываются характерные особенности основных структур района: Мамадавиди, Телети, Рустави, Диди-Лило, Марнеули, Шавсакдари и др. На основе приведенных материалов выдвигается задача поиска локальных поднятий, залегающих в меловых отложениях и перспективных на нефтегазоносность в исследованном регионе.

Район Тбилиси, расположенный в пределах Нижней Картли, относится к восточному погружению Аджаро-Триалетской складчатой системы и прилегающих к ней Грузинской и Артвино-Болнисской глыб.

Получение первого промышленного притока газа из верхнемеловых отложений и многочисленные газопроявления в гидрогеологических скважинах из палеогена в окрестностях Тбилиси, а также наличие нефтяных месторождений в сопредельных районах Норйо и Сацхениси позволили высоко оценить перспективы нефтегазоносности района Тбилиси и вернуть здесь геолого-поисковые и разведочные работы на нефть и газ.

Однако в связи с отсутствием достаточных данных о глубинной тектонике площади многие особенности строения отдельных крупных структурных элементов, а в связи с этим и многие вопросы перспектив нефтегазоносности палеогеновых и, особенно, меловых отложений остаются невыясненными, что значительно затрудняет выбор правильного и обоснованного направления геологоразведочных работ на нефть и газ.

Возникла необходимость восполнить имеющиеся отрывочные геологические данные о современном глубинном строении рассматриваемой территории комплексом геофизических исследований. Наиболее эффективным оказался метод сейсмических исследований, проводимых трестом «Грузнефтегеофизика» в течение последних лет. Поэтому основное внимание в настоящей статье уделено рассмотрению результатов сейсмических исследований.

Территория района Тбилиси имеет весьма сложное тектоническое строение, следовательно, и сложную историю геологического развития. Геологическое изучение его ведется очень давно. Результаты изучения изложены в работах П. Д. Гамкрелидзе (1949), Д. А. Булейшвили (1960), Ш. К. Китовани (1959), Д. Ю. Папава (Папава, Китовани, 1967), Ш. Р. Чубинидзе (1968), и др.

По данным этих исследователей, в районе Тбилиси развиты породы от мела до четвертичных включительно. По разрезу скважин 9 и 12 верхнемеловые отложения представлены детритовыми известняками, мергелями и известковистыми песчаниками. Мощность верхнего мела, вскрытого скв. 9, достигает 515 м. Палеоценовые отложения мощностью около 500 м представлены известковистыми алевролитами, мергелями, глини-

стыми известняками и известковистыми мергелями. Выше по разрезу следует мощная толща (около 2000 м) ниже- и среднеэоценовых отложений — туфогенные и известково-алевролитовые породы с прослоями глинистых мергелей. Туфогенная толща среднего эоцена является ярко выраженным репером, ее мощность колеблется в пределах 450—600 м.

В тектоническом отношении район Тбилиси охватывает, по схеме П. Д. Гамкрелидзе (1949), на севере юго-восточную часть Мухрано-Тирифонской подзоны и северо-западную часть Гаре-Кахетинской подзоны Восточной (молассовой) зоны погружения Грузинской глыбы. На этом участке в результате сближения складчатых систем южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии мощные неогеновые и палеогеновые отложения подзоны смяты в изоклинальные, опрокинутые на юг и надвинутые с севера складки.

Центральная часть территории расположена в Аспиндзско-Манглисской подзоне и Сартичальской подзоне погружения южной зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы. В отличие от северной части для этого района характерно быстрое уменьшение мощности среднего эоцена в восточном направлении и такое же возрастание мощности верхнего эоцена и олигоцена нижнего миоцена.

На данном участке широкое развитие имеют линейные складки широтного простирания (Лиси, Мамадавиди, Телети). Южная часть района входит в Тетрицкаро-Асуретскую подзону и Марнеульскую подзону погружения Болнисской зоны Артвино-Болнисской глыбы. Здесь развиты дислоцированные породы верхнего мела и палеоцена, частично перекрытые четвертичными вулканогенными лавовыми покровами. Выявленные здесь на поверхности складки в основном имеют широтное простирание (Кумиси, Шавсакдари, Рустави). Для расшифровки глубинного строения этого весьма сложно построенного района мы пользовались в основном данными сейсмических исследований МОВ. Однако для правильной интерпретации имеющихся сейсмических материалов возникла необходимость уточнить некоторые физические параметры пород и, в частности, скорость распространения сейсмических волн и плотность пород. С этой целью в Притбилисском районе был изучен керновый материал скважин, вскрывших отложения неогена, палеогена и мела.

В результате изучения более 1000 образцов керна получены плотностные характеристики пород, приведенные в таблице.

Возраст	Плотность пород, г/см ³					
	гли-ны	песча-ники	туфы	глинистые сланцы	аргил-литы	извест-няки
Плиоцен	1,92	2,20	—	—	—	—
Средний миоцен	2,30	2,25	—	—	—	—
Майкоп	2,25	2,30	—	—	—	—
Эоцен	2,33	2,40	2,55	2,65	2,62	—
Палеоцен	—	2,60	2,60	2,70	—	—
Мел	—	2,62	—	—	2,70	2,67

В таблице приведены только средние значения плотностей. Как видно, выбранная область характеризуется увеличением плотности пород по мере увеличения их возраста, но в отдельных случаях, как указывает Б. К. Балавадзе (1957), встречаются отклонения от этой закономерности. Б. К. Балавадзе (1957), М. С. Абакелия (1959) установили такое исключение для майкопских глин, которые обладают аномально низкой плотностью на общем фоне увеличения плотности с возрастом. Это обстоятельство следует рассматривать как особенность майкопских глин депрессионных областей Грузии.

Одновременно изучена также скоростная характеристика района. Средние и эффективные скорости получены по результатам обобщения материалов Г. К. Твалтvadze (1960) и М. С. Иоселиани (1970), а также данных сейсмокаротажа и аналитических определений по годографам отраженных волн. Величина средней скорости, как правило, увеличивается с глубиной, а также меняется по площади. Средняя скорость на участках вблизи Тбилиси, Марнеули плавно увеличивается с глубиной.

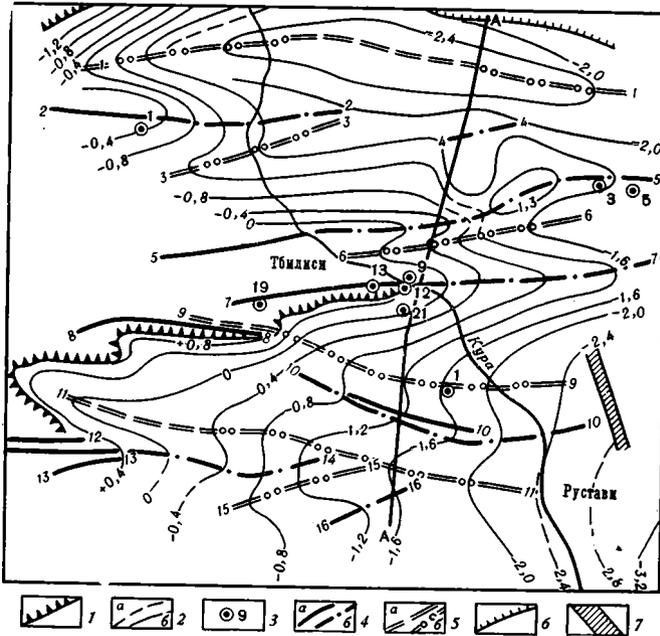


Рис. 1. Структурная карта района Тбилиси по кровле среднего эоцена

1 — граница выхода на поверхность кровли среднего эоцена, 2 — изолинии по кровле среднего эоцена: а) по сейсмическим данным, б) предполагаемые, 3 — местоположение и номера разведочных скважин, 4 — оси антиклиналей: а) по геологическим данным, б) по сейсмическим данным; 5 — оси синклиналей: а) по геологическим данным, б) по сейсмическим данным; 6 — разломы по данным съемки, 7 — предполагаемые зоны нарушений по сейсмическим данным, А-А — местоположение сейсмо-геологического разреза

Структуры, обозначенные на карте цифрами: 1 — Дигоми-Ормоянская синклиналь, 2 — Лисская антиклиналь, 3 — Сабурталинская синклиналь, 4 — Диди-Лилойская антиклиналь, 5 — Мамадавидская антиклиналь, 6 — Крцанисская синклиналь, 7 — Телетская антиклиналь, 8 — Кумисская антиклиналь, 9 — Амартульская синклиналь, 10 — Руставская антиклиналь, 11 — Яглуджская синклиналь, 14 — Шавсакарский выступ, 15 — Котеджский прогиб, 16 — Марнеульский выступ

от 2,2 до 2,3 км/сек, а на площадях Самгори, Гардабани — от 2,3 до 2,6 км/сек. При этом градиент скорости для окрестностей Тбилиси составляет 100 м/сек, а для Рустави — 300 м/сек.

В связи с тем, что антиклинальные складки района в восточном направлении погружаются под плиоцен-четвертичные образования, возникла актуальная задача изучения их погребенных структур геофизическими методами.

С этой целью на протяжении ряда лет на территории района Тбилиси трестом «Грузнефтегеофизика» велись систематические сейсморазведочные работы МОВ-КМПВ. При этом плотность исследований характери-

зуется следующими показателями: на 1 км² приходится 0,02—0,05 погонных км сейсмических профилей МОВ-КМПВ соответственно.

По результатам работ составлены первые сводные структурные карты масштаба 1:50 000, отражающие данные о глубинном строении региона. При их составлении были обобщены результаты сейсмических и гравиметрических исследований с учетом данных геолого-поисковых работ и глубокого разведочного бурения.

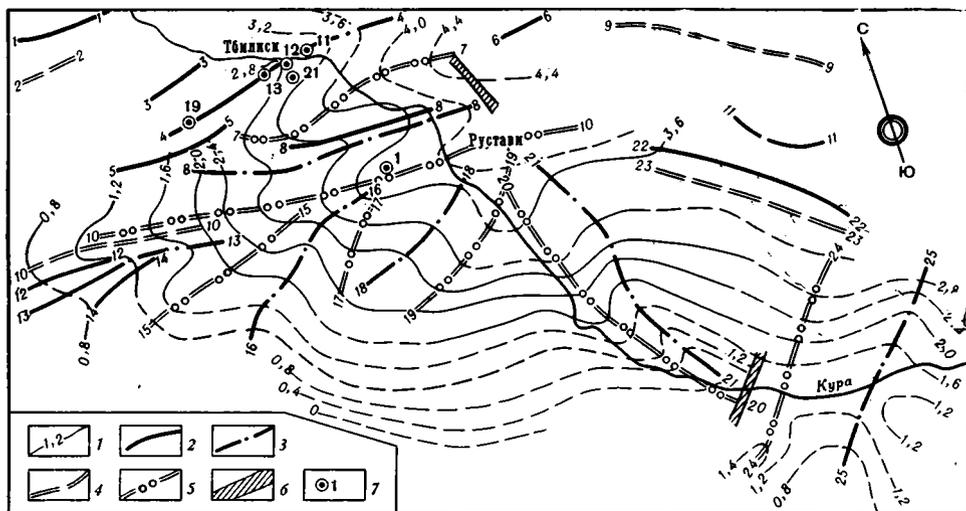


Рис. 2. Структурная карта района Тбилиси по условному сейсмическому горизонту, приуроченному к кровле верхнего мела: 1 — изолинии по кровле верхнего мела, 2 — оси антиклиналей по геологическим данным, 3 — оси антиклиналей по сейсмическим данным, 4 — оси синклиналей по геологическим данным, 5 — оси синклиналей по сейсмическим данным, 6 — предполагаемая зона нарушения по сейсмическим данным, 7 — местоположение и номера разведочных скважин

Структуры, обозначенные на карте цифрами: 1 — Лисская антиклиналь; 2 — Сабурталинская синклиналь, 3 — Мамадавидская антиклиналь; 4 — Телетская антиклиналь; 5 — Кумисская антиклиналь; 6 — Нацвалцкальская антиклиналь; 7 — Амартульская синклиналь; 8 — Руставская антиклиналь; 9 — синклиналь Удабно; 10 — Яглуджская синклиналь, 11 — антиклиналь Удабно; 12 — Джорджиашильская антиклиналь, 13 — Самебская антиклиналь; 14 — Шавсакдарский выступ, 15 — Котеджский прогиб; 16 — Марнеульский выступ, 17 — Марнеульский прогиб; 18 — Гиаурархский выступ, 19 — Гиаурархский прогиб; 20 — Гардабани-Шихлинский прогиб; 21 — Гардабани-Шихлинский выступ; 22 — Карабахская антиклиналь; 23 — Джандаргельская синклиналь; 24 — Алибайрамлинский прогиб; 25 — Юхары-Салахлинский выступ

Первая карта (рис. 1) построена по условному сейсмическому горизонту, отнесенному к кровле среднего эоцена. Вторая (рис. 2) — отнесена к кровле верхнемеловых отложений.

Представленная на рис. 1 структурная карта района Тбилиси освещает общий характер погребенных структур по кровле среднего эоцена. Она отображает общее региональное широтное погружение на восток всех основных структурных элементов.

В северной части территории четко выделяется Дигоми-Ормомянская синклиналь, в центре — Мамадавидская и Телетская антиклинали, а на юге — обширная Яглуджская синклиналь.

Дигоми-Ормомянская синклиналь, хорошо оконтуренная на поверхности в отложениях олигоцена, представляет собой широтную складку, оба крыла которой имеют крутые углы падения. Размеры ее 35×9 км, мульда оконтурена изогипсами с отметками 2,8—2,2 км. По сейсмическим исследованиям эта синклиналь распространяется как в западном, так и в восточном направлениях. Юго-западное крыло этой синклинали осложнено перегибом, обусловленным северо-восточным погружением перикли-

нали Лисской антиклинали. Здесь синклиналь, воздымаясь на запад, переходит в Сабурталинскую мульду.

В северо-западной части области выделяется Лисская антиклиналь, восточная периклиналь которой погружается и прослеживается вплоть до Тбилисского моря. Размеры ее 13×7 км, северное крыло ее круче южного. Ось этой антиклинали по среднему эоцену незначительно смещена на север от оси складки, выявленной при геологической съемке.

Южнее Дигоми-Ормомянской синклинали расположена Мамадавидская антиклиналь. Она хорошо выражена на правом берегу р. Куры, сейсмические же исследования позволили проследить ее восточное окончание на левом берегу р. Куры.

По данным сейсмических исследований, Мамадавидская антиклиналь погружается в восточном направлении и прослеживается до с. Сартичала. Размеры антиклинали по кровле среднего эоцена 24×5 км, наибольшая глубина отмечается изогипсой — 1,9 км, ось ее в районе с. Вазяни, ундулируя, образует самостоятельное куполообразное Самгорское поднятие, которое оконтурено изогипсой, — 1,3 км. Северное крыло антиклинали претерпевает осложнение. На фоне погружения северного крыла вырисовывается небольшая Диди-Лилойская антиклиналь (2×1 км) с амплитудой 200 м и глубокий овальный прогиб, который, по-видимому, определяет ундуляцию Мамадавидской антиклинали.

На запад от этих структур расположен Варкетильский выступ, который на юге раскрывается и переходит в область моноклиналичного воздымания Мамадавидской антиклинали.

К югу от Мамадавидской антиклинали под молодыми образованиями хорошо отображается по условному горизонту, относящемуся к кровле среднего эоцена, восточное погружение крупной Телетской антиклинали, отделенной от первой Крцанисской синклиналью.

По съемочным данным, Телетская антиклиналь в западном направлении в палеогене не замыкается, а прослеживается вплоть до меловых отложений, обнажающихся далеко на западе.

Восточное погружение Телетской антиклинали имеет почти широтное простираие, южное крыло у свода, имея крутое падение (45°), переходит в Амартульскую синклиналь, которая в свою очередь на западе замыкается и раскрывается к востоку. Она простирается в широтном направлении на расстояние более 20 км. Далее на юге расположена Руставская антиклиналь. Эта антиклиналь, имея субширотное простираие, воздымается на северо-запад, где раскрываясь, сочленяется с южным крылом Телетской антиклинали. Элементы антиклинали четко выражены на многочисленных профилях, длина структуры 20 км, ширина 6 км.

По сейсмическим данным, восточная часть антиклинали осложнена разрывом субмеридионального направления. Южное крыло Руставской складки (рис. 1) погружается в обширную Яглуджскую синклиналь, последняя суживаясь, воздымается на запад. Южное крыло последней осложнено Шавсакарским (западная часть его обнажается на дневной поверхности) и Марнеульским выступами. В южной части района условный сейсмический горизонт, отвечающий кровле среднего эоцена, выклинивается.

Накопленные сейсмические материалы позволили закартировать южную часть района по кровле верхнего мела (рис. 2). Поверхность условного горизонта погружается с северо-запада на юго-восток. В северо-западной части карты хорошо выражено восточное погружение большой Телетской антиклинали, которая в меловых отложениях имеет также широтное простираие. Структурные элементы Телетской, Руставской антиклиналей и Шавсакарди-Марнеульского выступов в меловых отложениях повторяют в основном конфигурацию складок, выявленную по кровле среднего эоцена.

Руставская антиклиналь по кровле верхнего мела зарождается на южном крыле Телетской антиклинали и постепенно погружается на восток. Строение западной части складки не соответствует поверхностным геологическим наблюдениям. На всех сейсмических профилях, проходящих вкрест простирания пород, четко вырисовывается юго-западное крыло этой антиклинали с углами падения $12-24^\circ$, а северное крыло более пологое. Складка прослеживается более чем на 23 км при ширине 5 км. Высота ее восточного крыла — 4,0 км, а западного — 2,6 км.

По съемочным данным А. Т. Дзиграшвили, Руставская антиклиналь представляет собой самостоятельную складку, не связанную с Нацвалцкальской антиклиналью, что согласуется с сейсмическими материалами, в то время как В. Е. Гвенетадзе на основании результатов структурно-картировочного бурения считает их единой крупной складкой и выделяет под общим названием Рустави-Нацвалцкальской.

Таким образом, для рассмотренного участка характерным является общее воздымание в районе Телети, от которого выше перечисленные складки, кулисообразно разветвляясь, плавно погружаются на восток.

Южнее Руставской антиклинали расположена Яглуджская синклиналь, представляющая собой широкую удлиненную впадину широтного простирания. На общем фоне западного воздымания Яглуджской синклинали, по сейсмическим данным, выявлен Шавсакдарский широтный выступ, который разделяет ее на два прогиба — Ардисубанский и Котеджский. По геологическим данным, на поверхности в пределах этого выступа установлен ряд мелких субширотных складок (Самебская, Шавсакдари), которые, однако, по сейсмическим данным, на глубине сглаживаются и образуют пологий Шавсакдарский структурный выступ.

На южном крыле Яглуджской синклинали прослеживается Марнеульский структурный выступ, простирающийся с юго-запада на северо-восток.

В районе Рустави Яглуджская синклиналь разветвляется: одна ветвь ее тянется на запад, а другая — на юго-юго-восток. Последняя обуславливает зарождение в районе с. Шихлы — 1 (АзербССР) субмеридионального выступа протяженностью 25 км, который постепенно расширяясь в восточном направлении, погружается севернее районного центра Гардабани. Между Марнеульским и Гардабани-Шихлинским выступами расположено пологое Гиаурархское антиклинальное поднятие.

В самой юго-восточной части площади, на территории АзербССР вырисовывается по кровле верхнего мела Юхары-Салахлынский выступ и Али-Байрамлинский прогиб. В северной части Али-Байрамлинского прогиба условный горизонт обрывается и непосредственно не увязывается с таковым в северной части района, что, видимо, свидетельствует о наличии поперечного разрыва. Следует отметить, что при обработке сейсмических материалов севернее г. Рустави также была прослежена зона разрыва, которая имеет меридиональное простирание.

Анализ сейсмических данных КМПВ, проведенный М. С. Иоселиани (1969), позволил построить схематическую структурную карту по поверхности мезозоя Южной Кахетии. Западная часть этой карты (г. Рустави), где глубина залегания мезозоя составляет 2—4 км, согласуется с нашими построениями по кровле верхнемелового сейсмического горизонта по данным МОВ (рис. 2).

Для наглядного представления геологического строения рассматриваемой площади приводится сейсмо-геологический разрез по линии А — А (рис. 3), при этом для увязки сейсмических горизонтов с геологическими были использованы сейсмические профили, проходящие через глубокие скважины.

Обобщенный разрез составлен на основе 3-х протяженных сейсмических профилей, которые пересекают вкрест простирания следующие структуры: Диди-Лило, Мамадавиди, Телети, Рустави и Марнеули. При

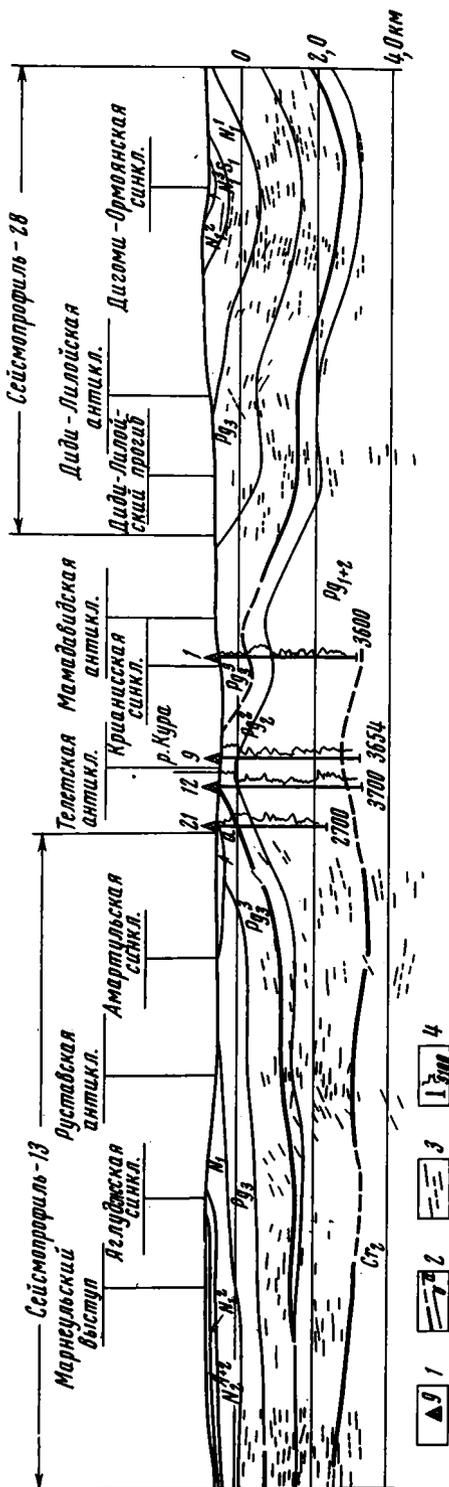


Рис. 3. Сейсмо-геологический разрез по линии А—А (см. рис. 2).
 1 — местоположение скважин и их номер; 2 — условный сейсмический горизонт; 3 — стратиграфическая граница; 4 — стратиграфическая граница; 5 — стратиграфическая граница; 6 — кривая электрокаротажа

составлении этого разреза были использованы сейсмические и геологические данные (глубины кровли среднего эоцена и верхнего мела нанесены на основании как сейсмических, так и данных глубокого бурения).

Разрез освещает глубину до 4,0—4,5 км. В целом по отражающим площадкам хорошо отображаются выше перечисленные складки, исключение составляют лишь сводовые части Телетской и Мамадавидской складок, поскольку здесь из-за густой населенности и сложных поверхностных сейсмо-геологических условий (галечниковый покров) сейсмические исследования не проводились.

По разрезу структурных несогласий не отмечается. В районе Марнеульского выступа наблюдается лишь выклинивание среднеэоценовых отложений. Наибольшее погружение мезо-кайнозойских отложений установлено в районе Дигоми-Ормоянской синклинали. На разрезе видно, что отдельные стратиграфические единицы наряду с выклиниванием испытывают колебания мощностей, при этом наращивание мощностей наблюдается в пределах Дигоми-Ормоянской синклинали. Кроме того, для всего разреза характерным является выполаживание антиклинальных структур с глубиной.

ВЫВОДЫ

1. Давно известные Мамадавидская, Телетская и Руставская антиклинали на глубине прослеживаются в восточном направлении и имеют значительную протяженность.

2. Отмечается некоторое расхождение в структуре среднего эоцена и меловых отложений с одновременным смещением осей и выполаживанием складок с глубиной.

3. Поскольку значительный поисковый интерес представляет собой Самгорское поднятие и его восточное продолжение, связанное с Мамадавидской антиклиналью, целесообразно на этой площади провести де-

тальные сейсмические исследования МОВ и МРНП в комплексе с глубоким разведочным бурением.

4. Учитывая перспективность на нефть и газ структур района Тбилиси, большое значение будет иметь уточнение глубинного тектонического строения и установление глубины залегания и морфологии рельефа поверхности доюрского фундамента на всей территории.

Литература

- Абакелия М. С. Гравитационные аномалии и геологическое строение Куринской депрессии. Изд-во АН ГрузССР, 1959.
- Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1957.
- Булейшвили Д. А. Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. Гостоптехиздат, 1960.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд-во АН ГрузССР, 1949.
- Иоселиани М. С. Строение осадочного комплекса и кристаллического фундамента территории Грузии по геофизическим данным. «Мецниереба», 1969.
- Китовани Ш. К. Перспективы нефтеносности полосы Аджаро-Триалетской складчатой системы.— В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Грузинской ССР. Гостоптехиздат, 1959.
- Папава Д. Ю., Китовани Ш. К. Перспективы нефтегазоносности Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тез. докл. юбилейной сессии, посвященной 50-летию Октябрьской социалистической революции. «Мецниереба», 1967.
- Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры в Грузии и построение систем теоретических годографов. Изд-во АН ГрузССР, 1960.
- Чубинидзе Ш. Р. Некоторые особенности режима термальных вод, вскрытых глубокими скважинами.— Разведка и охрана недр, 1968, № 3.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт
Грузинское отделение

Статья поступила
25 марта 1971 г.

УДК 551.242.52(477.9)

А. Т. БОГАЕЦ

**СТРУКТУРЫ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
РАВНИННОГО КРЫМА И ПРИСИВАШЬЯ**

В статье рассмотрены главные этапы формирования структурных элементов платформенного чехла равнинного Крыма и Присивашья, отображены на роль преемственности и интерференции в этом процессе и показан механизм перестройки раннемелового структурного плана в последующие эпохи.

Изучением формирования структурных элементов платформенного чехла равнинного Крыма и Присивашья занимались многие исследователи. Большинство из них руководствовалось при этом идеями об унаследованном их развитии и не предполагало существенной перестройки структурных планов в процессе геологического развития территории. Наличие структурных осложнений, поперечных к преобладающей субширотной тектонической зональности, объяснялось обычно влиянием добайкальских структур (Меннер, 1947; Муратов, 1955, 1960; Дикенштейн, 1957; Лычагин, 1958; Щерик, 1958; Панченко, 1959; Чирвинская, Гуревич, 1959; Бурштар, Каменецкий, 1962; Черняк, Швембергер, 1964; Чекунов, 1964; Снегирева, Каменецкий, 1965; Балавадзе и др., 1968).

Нами совместно с Л. Г. Плахотным и Н. И. Черняк (Богаец и др., 1966, 1967), было подмечено, что структурные элементы, формировавшиеся здесь в течение раннемеловой эпохи, имели преимущественно северо-западное или северо-восточное простирание. Субширотная же тектоническая зональность играла подчиненную роль. Интенсивно она проявилась только в позднемеловое и более позднее время, обусловив перестройку общего структурного плана.

Подобные взгляды развивает в своей работе и Д. Я. Токарский (1971), который явлению наложения складчатостей придает особенно большое значение.

В последние годы получен новый фактический материал, который позволяет полнее осветить вопрос о преемственности и интерференции разновозрастных складчатостей в процессе формирования структуры платформенного чехла равнинного Крыма и Присивашья и наметить важнейшие особенности механизма перестройки структурных планов меловых и палеогеновых отложений.

В неокомское и раннеаптское время большая часть рассматриваемой нами территории испытывала в общем незначительные прогибания, несколько усилившиеся во второй половине аптского века. В этих условиях развивались структурные элементы трех основных направлений: северо-восточного, северо-западного и субширотного (рис. 1).

Северо-восточная тектоническая зональность хорошо прослеживается в юго-восточной части равнинного Крыма и Присивашья в виде двух зон поднятий и расположенного между ними Белогорского прогиба. Южная из этих зон намечается по некоторому уменьшению мощностей неоком-аптских отложений в районе Гончаровки и Шубино. Она трассируется в направлении южной полосы положительных остаточных гравитационных аномалий акватории Азовского моря (Плахотный, 1969).

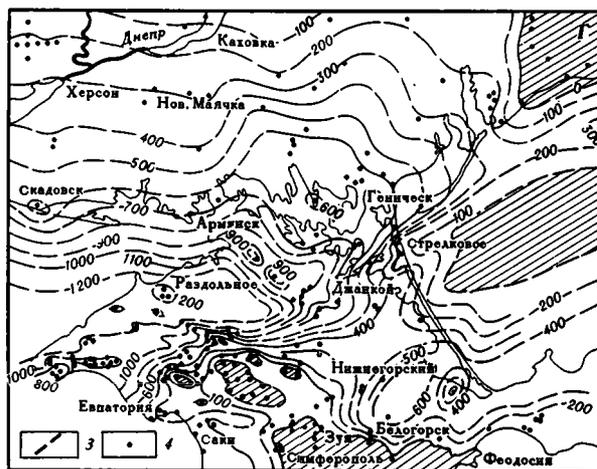
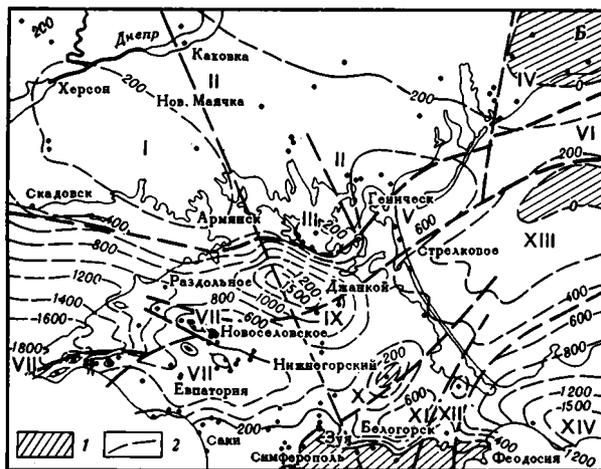
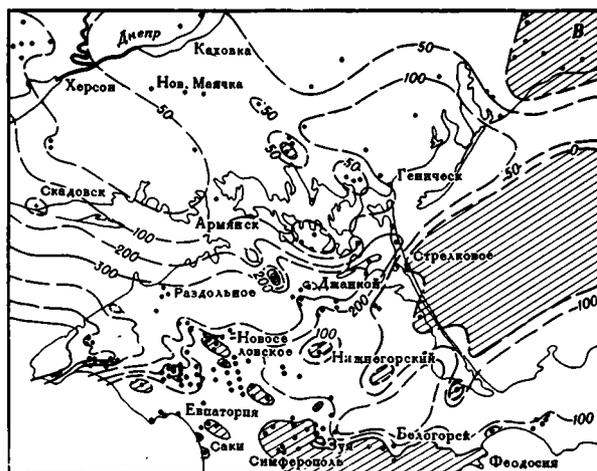
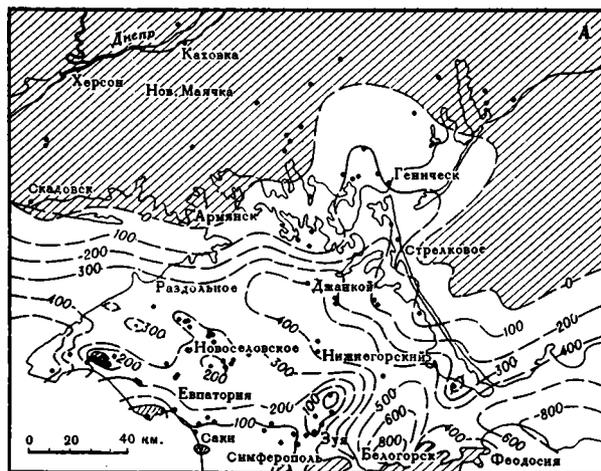


Рис. 1. Схематические карты мощностей неоком-аптских (А), альбских (Б), сеноманских (В) и кампан-маастрихтских (Г) отложений равнинного Крыма и центрального Причерноморья

1 — районы, где отложения соответствующего возраста отсутствуют; 2 — изопакеты; 3 — основные дизъюнктивные нарушения; 4 — скважины. Цифры на схеме Б обозначают основные структурные элементы раннемелового этапа развития территории: I — Виноградовское поднятие, II — Новоалексеевско-Каховский прогиб, III — Балашовское поднятие, IV — Приазовский выступ, V — Северо-Арабатская депрессия, VI — Северо-Азовский прогиб, VII — Тарханкутский прогиб, VIIa — Елизаветовско-Тарасовская ветвь восточной центрального прогиба, VIII — Чапаевско-Бакальский выступ, IX — Джанкойский прогиб, X — Зуиско-Усть-Салгирская зона поднятий, XI — Белогорский прогиб, XII — Гончаровско-Шубинская зона поднятий, XIII — Среднеазовское поднятие, XIV — Керченско-Новороссийский прогиб

Северная зона прослеживается от Симферополя через район Найденовки, где в это время существовало замкнутое поднятие, на устье р. Салгир (с. Утиное) и далее на Западно-Азовское поднятие Я. П. Маловицкого (1965) или среднюю полосу положительных остаточных гравитационных аномалий.

Северо-восточное простирание имеет также неглубокая депрессия, достаточно отчетливо вырисовывающаяся южнее г. Геническа, в районе сел Стрелковое и Передовое, которую предлагаем именовать Северо-Арабатской.

Восточные продолжения указанных зон поднятий и расположенный севернее Азовский вал в неоком-аптское время, по всей вероятности, возвышались над уровнем моря и в целом представляли собой крупное поднятие, названное Среднеазовским.

Не менее отчетливо проявляется северо-западная тектоническая зональность. В восточной части Крыма она выражена в виде протяженной депрессионной зоны, прослеживающейся от Керченского полуострова почти до Красноперекопска и наложенной на упомянутые выше структуры северо-восточного простирания. Последние можно рассматривать в качестве поперечных структурных осложнений, разделяющих депрессионную зону на отдельные звенья. Одним из таких звеньев является Джанкойский прогиб, в пределах которого мощность аптских и неокомских отложений превышает 300 м, а другим — крупная отрицательная структура в юго-западной части Керченского полуострова, рассматриваемая нами вслед за О. В. Снегиревой и А. Е. Каменецким (1965) как северо-западное окончание Новороссийского прогиба.

В районе Тарханкутского полуострова и западнее формируется прогиб, большая часть которого располагается, очевидно, под акваторией Черного моря. Мощность неокомских и аптских отложений здесь составляет 300—600 м. Восточная центриклиналь этого прогиба осложнена зонами относительного воздымания северо-западного простирания. Одна из них намечается в районе сел Красновка, Чапаево и Воронки, другая вдается в прогиб на участке Октябрьского и Западно-Октябрьского локальных поднятий. Эти зоны обуславливают разветвление восточной центриклинали. Более обширная южная ветвь прослеживается через район сел Елизаветово, Тарасовка, Ильинка вплоть до с. Тракторное и имеет отчетливо выраженное северо-западное простирание. Северная ветвь сочленяется через Раздольненскую седловину с Джанкойским прогибом.

Уменьшение мощности, а местами и полное отсутствие неокомских и аптских отложений в районе городов Саки и Евпатория наряду с характером изменения фаций позволяет рассматривать этот район как структурное осложнение восточного погружения крупного поднятия, намечающегося в пределах акватории Черного моря к западу от Евпатории.

Альбский век характеризуется усилением прогибаний, что находит отражение в почти повсеместном распространении альбских отложений на рассматриваемой территории и в постепенной смене мелководных глинисто-алеврито-песчаных образований умеренно глубоководными, преимущественно глинистыми, реже мергельными осадками.

Общие интенсивные прогибания области сопровождались усилением складко- и разрывообразования (Богаец и др., 1966). В это время возобновляются подвижки по многим дизъюнктивным нарушениям более древнего заложения, особенно расположенным на границах формирующихся структурных элементов, способствуя, таким образом, их развитию.

Характер тектонических движений почти не изменился. По-прежнему преобладает северо-западная зональность, которая проявляется не только в равнинном Крыму, но и в центральном Причерноморье. В результате большую рельефность приобретают такие структурные элементы, как Керченско-Новороссийский и Джанкойский прогибы, южная (Ели-

заветовско-Тарасовская) ветвь восточной центриклинали Тарханкутского прогиба, а также ограничивающие ее с северо-востока и юго-запада зоны относительных воздыманий. Первая из них приобретает вид отчетливо выраженного структурного выступа, названного нами Чапаевско-Бакальским.

В северном Причерноморье формируется Новоалексеевско-Каховский прогиб, в юго-восточной своей части наложенный на Северо-Арабатскую депрессию. С юго-запада он ограничивается Виноградовским поднятием. К востоку от последнего продолжает развиваться Балашовское поднятие, наметившееся еще в аптский век.

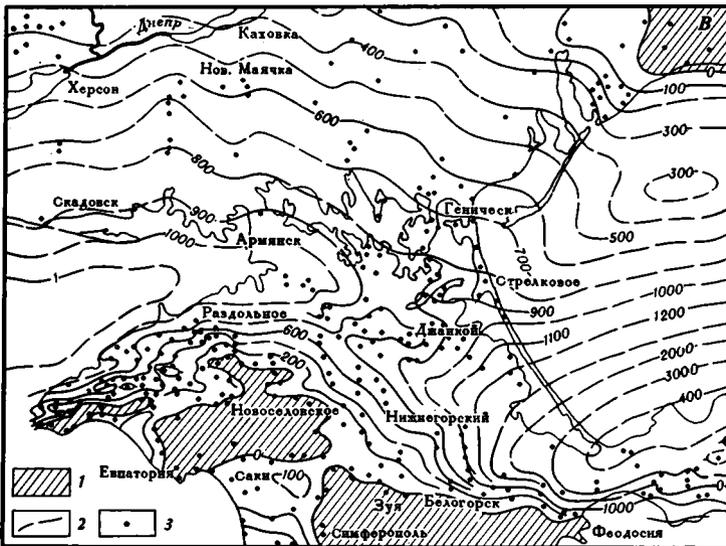
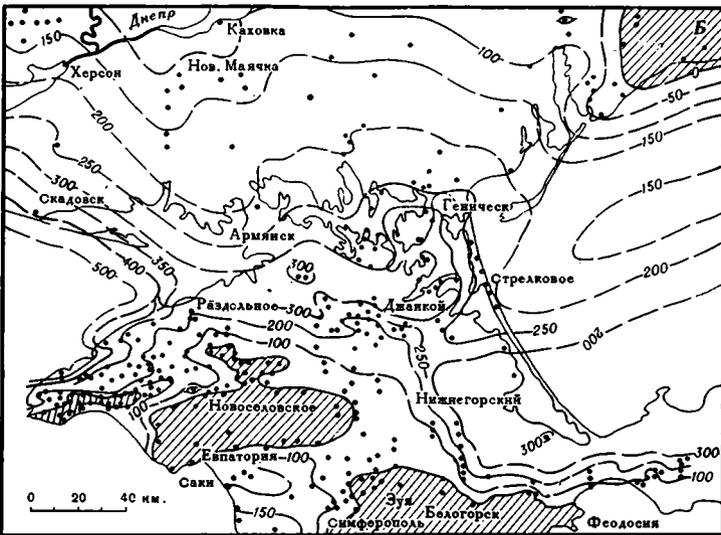
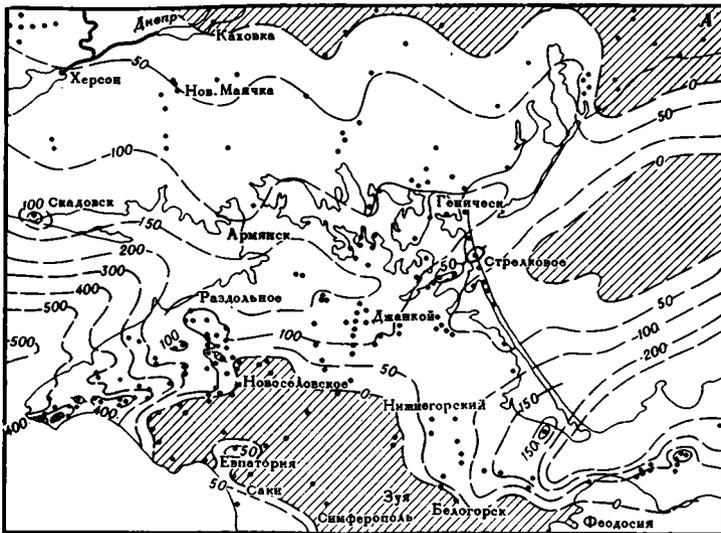
На фоне общего погружения области резко углубляется Тарханкутский прогиб, а Среднеазовское поднятие несколько замедляет свое развитие. К северу от него закладывается Северо-Азовский прогиб.

В юго-восточных районах равнинного Крыма в альбское время более отчетливо проявилась северо-восточная тектоническая зональность. Усиление процессов воздыманий южнее Нижнегорска и северо-западнее Зуи и некоторые опускания в окрестностях Найденовки обусловили образование выступа, прослеживающегося от Зуи до района Нижнегорска, где он осложняется замкнутым поднятием сравнительно небольшого размера. Более рельефной становится Гончаровско-Шубинская зона поднятий.

Таким образом, для всего раннемелового этапа развития территории характерно формирование структурных элементов северо-западного (преобладающего), северо-восточного и субширотного простираний. В этом нашли отражение особенности строения складчатого фундамента, в частности наличие зон различного возраста консолидации. Северо-восточная тектоническая зональность восточных районов равнинного Крыма и прилегающей части акватории Азовского моря унаследована, вероятно, от структурных элементов байкальской складчатости. Как показывают результаты исследований Л. Г. Плахотного (1969), именно такое простирание структур характерно для байкалид указанной территории. Проявления северо-западной тектонической зональности в равнинном Крыму и Присивашье более многочисленны и отчетливы в современном структурном плане, чем северо-восточной. Это позволяет искать ее истоки в герцинском или киммерийском этапах развития, для которых северо-западное простирание тектонических элементов в пределах юга СССР и смежных районов является не менее характерным, чем субширотное (Северная Добруджа, Преддобружинский прогиб, Большой Кавказ, Донбасс и др.).

В поздне меловую, палеоценовую и эоценовую эпохи тектонические условия существенно меняются. Начиная с сеноманского века господствующей становится субширотная тектоническая зональность. Длительное ее воздействия обуславливает постепенную перестройку общего структурного плана рассматриваемой территории (Богаец, Овчаренко, 1967).

Максимальные прогибания испытывала северная, особенно северо-западная часть равнинного Крыма вместе с прилегающими районами акватории Черного моря, где в это время формировалась субширотная Каркинитско-Сивашская впадина. Южнее ее в начале поздне меловой эпохи развивается ряд положительных структур, которые в дальнейшем расширяются и объединяются в крупное Новоселовское поднятие (рис. 2). Возобновляются восходящие движения в пределах Среднеазовского поднятия, большая часть которого, по всей вероятности, приподнимается выше уровня моря. В юго-западных районах равнинного Крыма в начале поздне меловой эпохи закладываются неглубокие Альминский и Калиновский прогибы (Лычагин, 1958; Щерик, 1958; Панченко, 1959; Бурштар, Каменецкий, 1962; Снегирева, Каменецкий, 1965; Маловицкий, 1965; Богаец, Овчаренко, 1967 и др.).



По мере развития субширотных структурных элементов ранее преобладавшая северо-западная тектоническая зональность постепенно подавляется. Однако ее влияние на распределение мощностей накапливающихся отложений чувствуется еще длительное время. Особенно это касается таких структурных элементов, как Симферопольское поднятие, Чапаевско-Бакальский, Ново-Маячкинско-Армянский и Балашовский выступы, которые отчетливо проявляются в виде поперечных структурных осложнений вплоть до олигоценового времени, благодаря периодическому возобновлению в их пределах относительных воздыманий. Этому способствовали дизъюнктивные нарушения, прослеживающиеся в фундаменте и низах платформенного чехла по краям названных структур. Отрицательные структурные элементы северо-западного простирания перерабатываются несколько быстрее, чем положительные. Елизаветовско-Гарасовская ветвь восточной центриклинали Тарханкутского нижнемелового прогиба проявилась в распределении мощностей только сеноманских и в меньшей мере турон-сантонских отложений. В кампанский и особенно маастрихтский века на этом участке усиливаются восходящие движения, и он причленяется к растущему Новоселовскому поднятию, вместе с которым характеризуется минимальными мощностями кампанских и маастрихтских образований. Новоалексеевско-Каховский прогиб прекратил свое существование в конце сеномана.

В юго-восточной части равнинного Крыма в поздне меловую и палеоценовую эпохи субширотная тектоническая зональность была выражена гораздо слабее, в связи с чем структурные элементы северо-восточного простирания почти не подавлялись. В поздне меловое время по-прежнему интенсивно формируются Гончаровско-Шубинская и Зуйско-Усть-Салгирская зоны поднятий, о чем свидетельствует сильное сокращение соответствующей части разреза на Шубинской, Гончаровской, Найденовской, Нижнегорской и других площадях. В кампанское и маастрихтское время средняя часть Зуйско-Усть-Салгирской зоны (район Нижнегорска) вовлекается в погружение под влиянием соседних прогибов.

Северо-Арабатская депрессия постепенно теряет свою самостоятельность, причленяясь к субширотной Каркинитско-Сивашской впадине. Однако северо-восточная тектоническая зональность отчетливо проявляется здесь вплоть до позднеэоценового времени.

Конец палеоценовой эпохи характеризуется некоторым общим воздыманием территории, более интенсивным формированием положительных структурных элементов и усилением связи между поднятиями центральной полосы равнинного Крыма и Среднеазовским поднятием.

К началу эоцена структурный план подошвы нижнемеловых отложений приобрел следующий вид (рис. 3).

В северной части равнинного Крыма и в прилегающих районах акватории Черного моря располагалась глубокая субширотная Каркинитско-Сивашская впадина, осложненная несколькими поперечными структурами: Чапаевско-Бакальским, Ново-Маячкинско-Армянским и Балашовским выступами. На востоке к ней причленялась Северо-Арабатская депрессия. Наиболее прогнутая часть впадины локализовалась западнее Тарханкутского полуострова. Новоселовское поднятие, ограничившее с юга Каркинитско-Сивашскую впадину, имело вид широкой структурной террасы, осложненной рядом локальных складок. Еще южнее располагалось достаточно отчетливо выраженное Симферопольское поднятие с Сакско-Симферопольским и Новоцарицынским выступами. Последний

Рис. 2. Карты мощностей дат-палеоценовых (А), верхнеэоценовых (Б) и майкопских (В) отложений равнинного Крыма и центрального Причерноморья.
1 — районы, где отложения соответствующего возраста отсутствуют; 2 — изопахиты; 3 — основные скважины

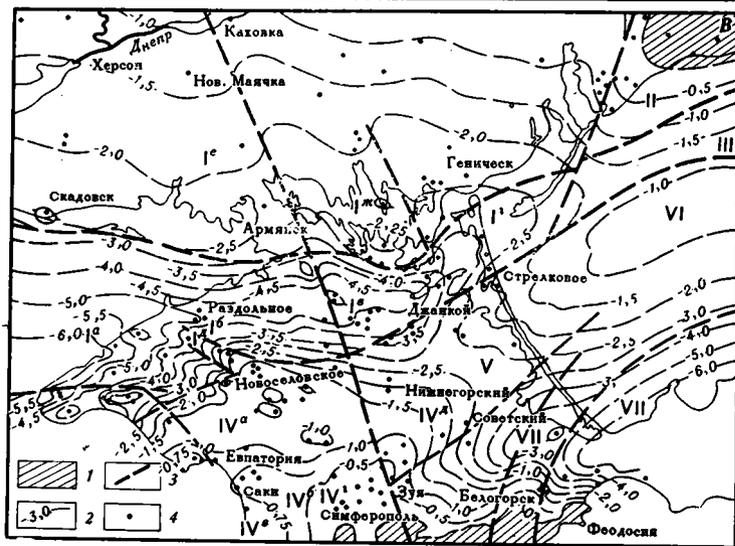
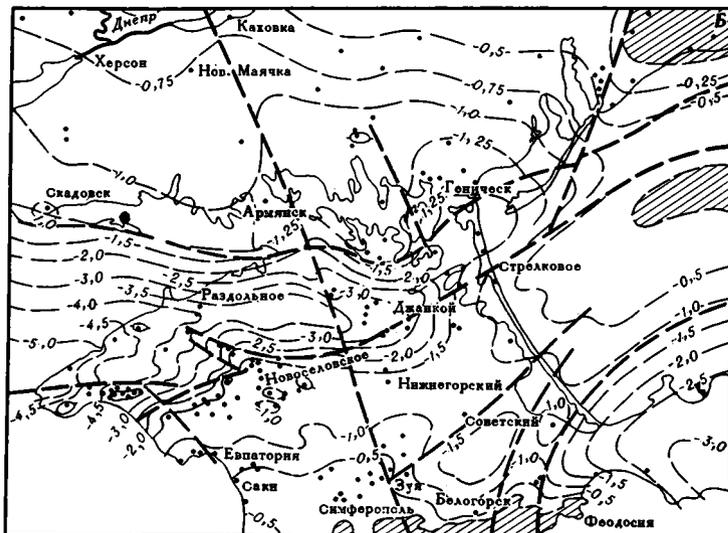
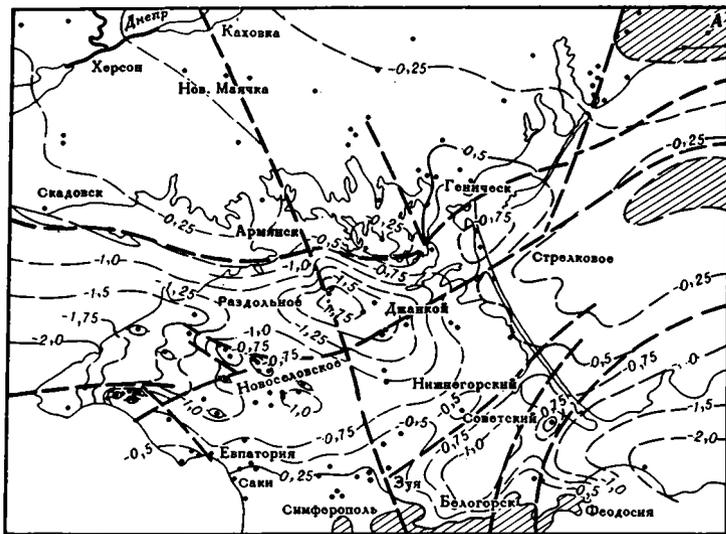


Рис. 3. Схематические палеоструктурные карты подошвы нижнемеловых отложений равнинного Крыма и центрального Причерноморья к началу сеноманского (А), эоценового (Б) и чокракского (В) времени, 1970 г.

1 — районы, где отложения соответствующего возраста отсутствуют; 2 — изогипсы, 3 — основные дизъюнктивные нарушения, 4 — скважины. Цифры на схеме обозначают главные структурные элементы: I — Каркинитско-Сивашская впадина (Ia — Каркинитский прогиб, Ib — Раздольненская седловина, Ic — Сивашский прогиб, Id — Северо-Арабатская депрессия, выступы Iд — Чапаевско-Бакальский, Iе — Ново-Маячкинско-Армянский, Iж — Балашовский), II — Приазовский выступ, III — Северо-Азовский прогиб, IV — Центрально-Крымская область приподнятого залегания пород домелового возраста (IVa — Новоселовское поднятие, IVб — Сакско-Симферопольский выступ, IVв — Альминский прогиб, IVг — Симферопольское поднятие, IVд — Новоцарицынский выступ), V — Нижнегорская седловина, VI — Среднеазовское поднятие, VII — Индоло-Кубанский прогиб

сочленялся посредством Нижнегорской седловины со Среднеазовским поднятием, отделяя восточную часть Каркинитско-Сивашской впадины от небольшого и сравнительно неглубокого Белогорского прогиба. Этот прогиб ограничивался на юго-востоке узкой Гончаровско-Шубинской зоной поднятий, с двух сторон осложненной дизъюнктивными нарушениями сбросового характера, за которой располагался обширный прогиб, охватывающий Керченский полуостров и прилегающие части акваторий Азовского и Черного морей.

Тектонические условия ранне- и среднеэоценового времени почти не отличались от тектонического режима палеоэоценовой эпохи. Существенные изменения имели место в позднем эоцене и особенно в олигоцене — раннем миоцене. Они заключались в усилении прогибания на большей части рассматриваемой территории и в окончательном становлении субширотной тектонической зональности. Наиболее ярко она была выражена в юго-восточных районах равнинного Крыма и в северной части Керченского полуострова, где в это время формировался крупный Индоло-Кубанский прогиб, обусловивший опускание Среднеазовского поднятия и других структурных элементов.

Своей западной центриклиналью он наложился на Гончаровско-Шубинскую и Зуйско-Усть-Салгирскую зоны поднятий и расположенный между ними Белогорский прогиб. Это обусловило возникновение довольно тесной связи между формирующимся Индоло-Кубанским прогибом и продолжающей развиваться Каркинитско-Сивашской впадиной.

К началу чокракского времени все главные структурные элементы были уже в основном сформированы, а структурный план подошвы нижнемеловых отложений приобрел почти современный вид (рис. 3, в). В миоцене в общем наследуется тектонический режим олигоценовой эпохи.

Таким образом из рассмотренного материала видно, что современная структура платформенного чехла равнинного Крыма и Присивашья сформировалась в условиях наложения субширотной тектонической зональности, господствовавшей в поздне-меловое — неогеновое время, на сложно построенный структурный план раннемелового этапа развития территории, отражающий в значительной мере строение фундамента. Результатом такой интерференции и явилось наблюдающееся здесь разное простиранье складок.

Литература

- Балавадзе Б. К., Бураковский В. Е., Гаркаленко И. А. и др. Тектоника области Черного и Азовского морей.— Геотектоника, 1968, № 4.
Богаец А. Т., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И. О некоторых чертах геологического развития Равнинного Крыма и северного Присивашья в раннемеловое время.— Геол. сб. Львовского геол. о-ва, 1966, № 10.
Богаец А. Т., Проснякова Л. В., Самарская Е. В. Палеогеография и история развития центральной и западной частей Равнинного Крыма в альбское время.—

- Геология и нефтегазоносность Причерноморской впадины, вып. 13, Киев, «Наукова думка», 1967.
- Б о г а е ц А. Т., О в ч а р е н к о Ю. Х. Условия формирования нефтяных и газовых залежей равнинного Крыма и некоторые особенности их пространственного размещения.— В кн.: Условия формирования и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений на Украине, Киев, «Наукова думка», 1967.
- Б у р ш т а р М. С., К а м е н е ц к и й А. Е. Новые данные о геологии и нефтегазоносности центральной и западной частей Степного Крыма.— Сов. геология, 1962, № 1.
- Д и к е н ш т е й н Г. Х. Тектоника Степного и Предгорного Крыма.— Сов. геология, 1957, сб. 59.
- Л ы ч а г и н Г. А. Геологическое строение и история развития равнинной части Крыма.— Тр. ВНИГНИ, 1958, вып. 12.
- М а л о в и ц к и й Я. П. Тектоника и история геологического развития Азовского моря (по данным морских геофизических исследований).— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1965.
- М е н н е р В. В. Тектоника Степного Крыма.— В кн.: Геология СССР, т. VIII, М.— Л., 1947.
- М у р а т о в М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа.— Сов. геология, 1955, сб. 48.
- М у р а т о в М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- М у р а т о в М. В., Б о н д а р е н к о В. Г., П л а х о т н ы й Л. Г., Ч е р н я к Н. И. Строе-ние складчатого основания равнинного Крыма.— Геотектоника, 1968, № 4.
- П а н ч е н к о Д. Ю. Причерноморська западина.— В кн.: Тектоніка території Української РСР та Молдавської РСР. Киев, Видавн. АН УРСР, 1959.
- П л а х о т н ы й Л. Г. Байкалиды в складчатом основании восточного Крыма.— Геотектоника, 1969, № 3.
- С н е г и р е в а О. В., К а м е н е ц к и й А. Е. Основные черты геологического развития Крыма.— Тр. ВНИИгаз, 1965, вып. 25(33).
- Т о к а р с к и й Д. Я. Историко-генетическая тектоническая карта юга Украины. Регион. тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых.— Тез. докл. I республиканского совещания. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Ч е р н я к Н. И., Ш в е м б е р г е р Н. А. Тектоническое развитие западной части Скифской платформы в меловое и палеогеновое время (Северное Причерноморье и Приазовье).— Матер. по региональной тектонике СССР. М., «Недра», 1964.
- Ч и р в и н с к а я М. В., Г у р е в и ч Б. Л. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины.— Сов. геология, 1959, № 4.
- Щ е р и к Е. А. Степной Крым, Западное и Центральное Предкавказье.— В кн.: Тектоника нефтегазоносных областей, т. II. М., Гостоптехиздат, 1958.

Украинский научно-исследовательский
геологоразведочный институт
Львов

Статья поступила
10 февраля 1971 г.

УДК 551.242.31 (234.9+262.5)

А. А. ТЕРЕХОВ, К. Н. МАМОШИНА, Э. П. МОСКАЛЕНКО

**О ПРОДОЛЖЕНИИ СТРУКТУР СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО
КАВКАЗА ВО ВПАДИНУ ЧЕРНОГО МОРЯ**

По материалам сейсмических исследований МОВ в общих чертах выяснена структура мезозойско-кайнозойского комплекса в области морского продолжения складчатых образований Северо-Западного Кавказа и на смежных участках глубоководной котловины. Установлен Восточно-Черноморский разлом — шовная зона, разделяющая альпийскую складчатую систему Кавказа и неоген-четвертичные образования глубоководной депрессии Черного моря. Развиваются представления М. В. Муратова об участках материкового склона как о флексуорообразном изгибе поверхности земной коры, смещающемся в сторону берега в процессе расширения впадины Черного моря за счет окружающей ее суши с конца палеогенового времени.

Выяснение особенностей взаимоотношения впадины Черного моря с окружающими его разнотипными геологическими структурами относится к числу наиболее интересных и малоизученных вопросов, связанных с проблемой происхождения и развития Черноморской котловины и ее места в альпийском геосинклинальном поясе. Интерес к тектонической природе Черного моря, возникший еще в прошлом столетии, постоянно увеличивается. Особую актуальность эта проблема получила в последние годы в связи с успехами нефтепоисковых работ на различных акваториях мира.

Вопросам геологического строения и особенностям развития Черного моря были посвящены труды многих геологов и геофизиков, в том числе таких известных исследователей, как Н. И. Андрусов, А. Д. Архангельский, В. В. Белоусов, Е. Е. Милановский, М. В. Муратов, Н. М. Страхов, С. И. Субботин, В. Е. Хаин. Несмотря на значительные успехи в изучении геологии Черного моря за последние 10—15 лет (в основном геофизическими методами), до сих пор остаются спорными многие принципиальные вопросы его строения и развития. Многие участки Черного моря практически не изучены и в настоящее время. Множество тектонических построений и взглядов на пути развития Черного моря, оживленно дискутирующихся в печати, свидетельствуют о чрезвычайном интересе, который представляют эти вопросы, и одновременно о недостаточности имеющихся фактических данных для их решения.

В основу предлагаемой статьи авторами положены новейшие данные о структуре осадочных образований в одном из наименее изученных районов северной части моря, находящемся на продолжении складчатой системы Северо-Западного Кавказа, а также на смежных участках глубоководной котловины. Предлагаемые тектонические построения базируются на материалах сейсмической съемки МОВ, выполненных в 1970 г. Геленджикским отделением ВНИИМОРГЕО.

Региональной сейсмической съемкой МОВ в 1970 г. были охвачены участки материковой отмели, склона и абиссальной равнины Черного моря, протягивающиеся от Новороссийска до Батуми. Отдельные профили были продолжены до центральной части моря и даже до территориальных вод Турции. Суммарная протяженность всех профилей превышает

4000 пог. км. Отработанные профили МОВ составляют практически равномерную сеть с квадратами 20×20 км (примерно половина выполненных исследований). Работы в море в 1970 г. осуществлялись с использованием аппаратуры непрерывного акустического профилирования («АНАПА»), созданной в отделе сейсморазведки ВНИИМОРГЕО. Источником упругих волн служили пневматические излучатели. Многоканальная приемо-регистрирующая часть аппаратного комплекса позволяла проводить исследования методикой многократного прослеживания границ и осуществлять накопление слабых сигналов на ходу судна. В процессе отработки профилей сейсмическая информация получалась в виде временных разрезов, зафиксированных на фотобумаге методом переменной плотности (рис. 1). На рис. 1 представлены главные особенности сейсмической записи, характерные для области морского продолжения складчатой системы Северо-Западного Кавказа и смежных участков глубоководной котловины Черного моря. Здесь, в пределах материковой отмели и склона, сейсмическая запись представлена в основном многократными отражениями от дна моря и волнами-помехами (дифрагированными, боковыми и др.). На участках перехода от материкового склона к абиссальной равнине Черного моря в рельефе дна отмечается ряд подводных хребтов, которым на глубине соответствуют крупные поднятия. В пределах этих поднятий за редким исключением сейсмическая запись также представлена исключительно волнами-помехами. Разделяются они участками, где регистрируется большое количество полого-залегающих отражающих границ. Последние фиксируются в интервале 1—1,5 и более секунд под дном моря и выклиниваются у бортов и на сводах поднятий, обрисовывая, таким образом, сами поднятия. В районе Геленджик — Новороссийск и далее к северо-западу многие поднятия перекрыты молодыми недислоцированными образованиями, с которыми связаны непротяженные отражения слабой интенсивности. В пределах глубоководной впадины Черного моря зафиксировано большое количество отражающих границ, очень слабо погружающихся в сторону его центральной части. Такие отражающие границы прослеживаются в интервале до 2 и более секунд после записи отражений от дна. К югу от широты Туапсе на временах от 3,5 до 6,0 сек регистрируется четкая динамически выраженная отражающая граница, имеющая наклон в сторону берега (рис. 2). Она закономерно погружается и к северо-западу. Поэтому к северу от широты Туапсе эта граница не зафиксирована только из-за неудачно выбранного для этого участка временного диапазона сейсмической записи. Характер изменения сейсмической записи при переходе от области морского продолжения складчатой системы Северо-Западного Кавказа к глубоководной депрессии Черного моря достаточно наглядно представлен на рис. 1 и 2. Интересно отметить, что аналогичная картина наблюдается буквально на всех сейсмических профилях между Новороссийском и Сочи, т. е. на протяжении более 200 км.

Особенности сейсмической записи, характер обнажающихся по берегу мезозойско-кайнозойских образований и существующие представления о геологическом развитии Северо-Западного Кавказа позволяют нам интерпретировать сейсмические данные следующим образом. Естественно ожидать, что в пределах сравнительно крутого и узкого материкового склона на дне моря обнажаются сильно смятые флишевые образования верхнего мела — палеогена, аналогичные развитым в непосредственной близости на берегу. К юго-востоку в области морского продолжения Сочи-Адлерской депрессии их сменяют, видимо, осадки раннемиоценового времени (рис. 2, 4). На участках перехода от материкового склона к абиссальной равнине Черного моря зафиксированные МОВ (рис. 1, 2) крупные поднятия представляются нам большими линейными складками либо горстообразными выступами интенсивно дислоцированных образований, главным образом поздне мелового — палеогенового возра-

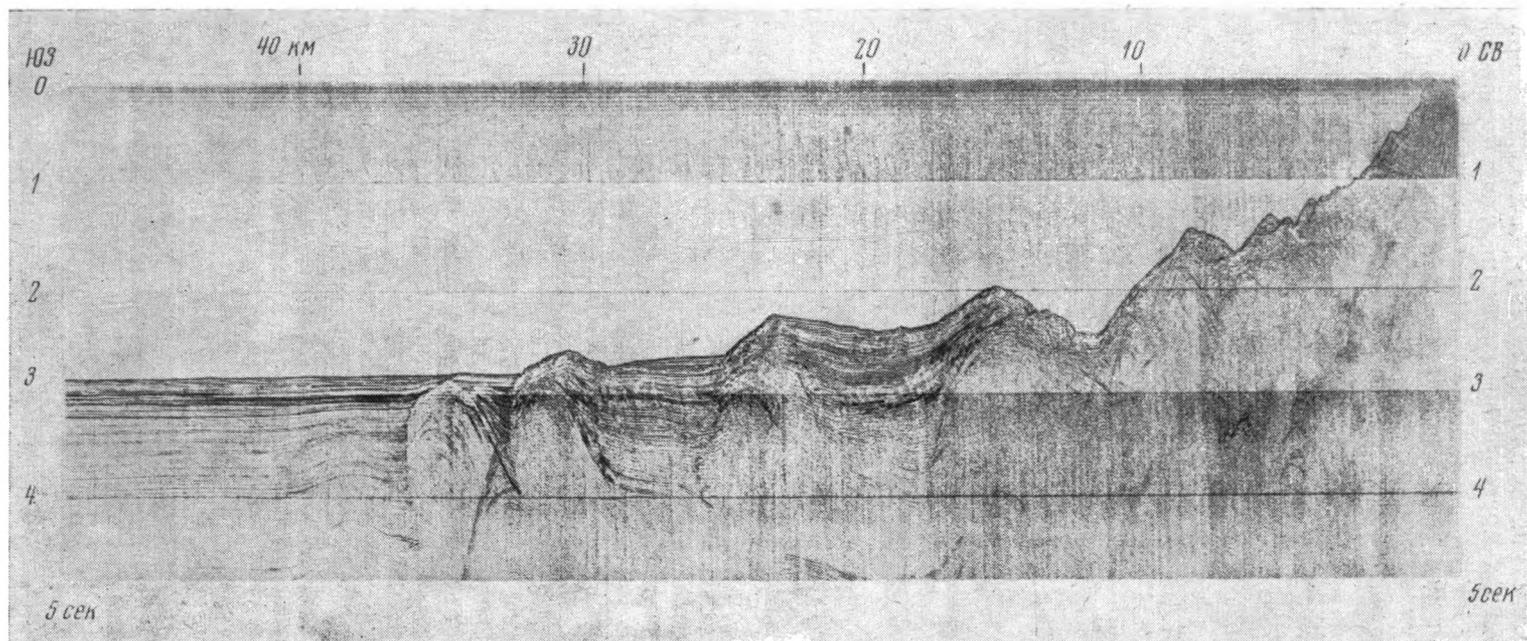


Рис. 1. Сейсмический разрез по линии 2—2 на рис. 4 (сейсмическая запись, получаемая в процессе отработки профилей)

ста, размытыми в сводах и перекрытыми более поздними осадками. Они ограничены разломами, сыгравшими значительную роль при их формировании. В пределах морского продолжения Сочи-Адлерской депрессии и, возможно, во внешней части складчатой области в строении рассматриваемых поднятий принимают участие и отложения раннемиоценового времени. Участки между зафиксированными МОВ поднятиями заполнены практически недислоцированными плиоцен-четвертичными осадками.

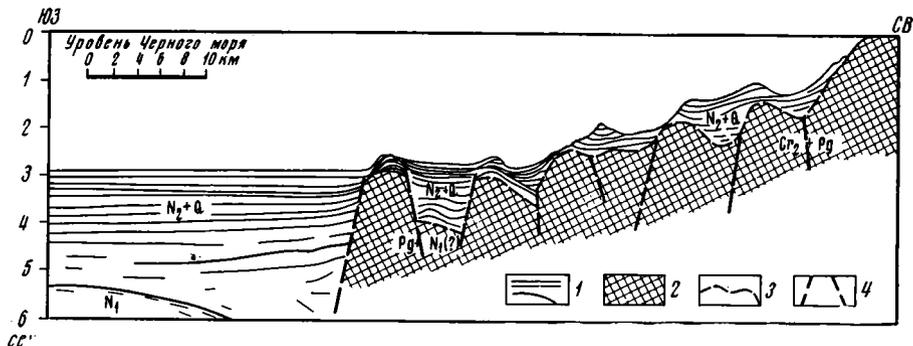


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез по линии 3—3 на рис. 4.

1 — отражающие границы; 2 — дислоцированные образования позднемиоценового — палеогенового и, возможно, раннемиоценового возраста; 3 — предполагаемая граница размытия, приуроченная к поверхности верхнемеловых — палеогеновых образований; 4 — предполагаемые разрывные нарушения

Последние зачастую перекрывают дислоцированные образования в ядрах поднятий, образуя при этом складки облекания. Увеличение мощности верхней недислоцированной части разреза является закономерным в рассматриваемом районе в направлении с юго-востока на северо-запад, где многие складки перекрыты плащом почти горизонтально залегающих образований, в основном четвертичного возраста. Мощность их во внешней части складчатой области у Геленджика составляет 200—300 м. К северу от широты Новороссийска за пределами материкового склона складчатые образования морского продолжения Северо-Западного Кавказа полностью перекрыты мощным плащом недислоцированных плиоцен-четвертичных осадков.

Как отмечалось выше, на всех профилях МОВ между Новороссийском и Сочи зафиксирована удивительно резкая, четкая и однообразная смена характеров сейсмической записи (рис. 1, 2). Следует, однако, отметить, что резкость изменения волновой картины подчеркивается здесь и масштабом сейсмической записи. На рис. 1, 2 вертикальный масштаб представлен во времени регистрации отраженных волн с искажением рельефа дна более чем в 4 раза, а структуры осадков под дном — в 3—3,5 раза (в зависимости от изменения величины средних скоростей с глубиной и по площади). Граница, разделяющая сейсмическую запись, характерную для складчатой области и глубоководной депрессии, уверенно трассируется в плане. Несомненно, что она является отражением регионального разлома. В 1969 г. Я. П. Маловицким и А. А. Тереховым этот разлом был выделен на участке Геленджик — Дзубга и назван Восточно-Черноморским. В свете новых данных МОВ, полученных в 1970 г., этот разлом отождествляется нами с шовной зоной, разделяющей морское продолжение складчатой системы Северо-Западного Кавказа и глубоководную депрессию Черного моря. На глубинность этого разлома указывают также последние данные ГСЗ и магнитометрии. На юго-востоке Восточно-Черноморский разлом, возможно, переходит в Абхазско-Осетинскую шовную зону, разделяющую складчатые образования Южного склона Большого Кавказа и краевые участки Грузинской глы-

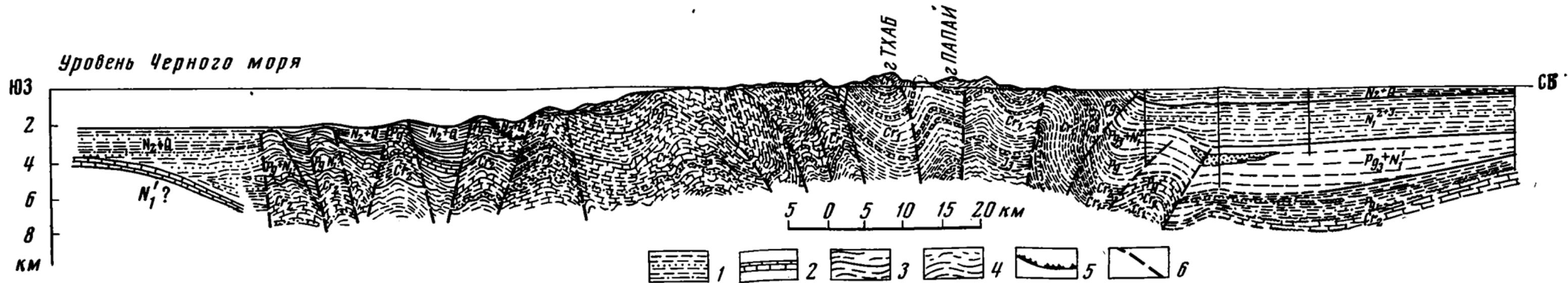


Рис. 3. Геологический разрез по линии 1—1 на рис. 4 (на берегу использованы построения Ф. К. Байдова, А. И. Дьяконова и др.).

1 — терригенные образования Западно-Кубанского прогиба и глубоководной впадины Черного моря; 2 — карбонатные образования тех же областей; 3 — карбонатный флиш Новороссийско-Лазаревского синклинория; 4 — субфлишевые и терригенно-флишевые образования Северо-Западного Кавказа; 5 — границы поверхности размыва; 6 — разрывные нарушения

бы. Проследить его к северу от широты Новороссийска по материалам МОВ в настоящее время не удастся. Выделяемая на суше в пределах складчатой системы Северо-Западного Кавказа поперечную зональность находит свое отражение и в области ее морского продолжения. На материалах МОВ поперечные флексуры (разломы на глубине), которые обуславливают зональность, проявляются в виде изменения положения в раз-

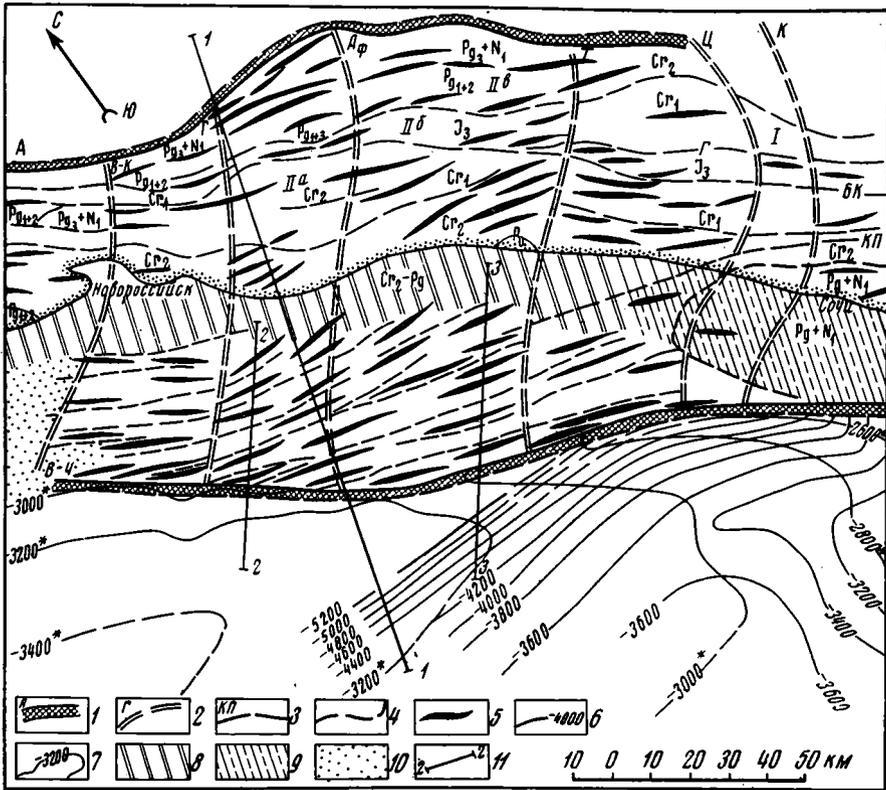


Рис. 4. Тектоническая карта Северо-Западного Кавказа и смежных участков Черного моря (составили А. А. Терехов, К. А. Мамошина и Э. П. Москаленко, 1970 г. с использованием данных А. К. Дьяконова, А. М. Шарданова, В. Е. Ханна и др.). 1 — глубинные разломы: А — Ахтырский; ВЧ — Восточно-Черноморский; 2 — поперечные флексуры; ВК — Восточно-Крымская; Г — Геленджикская; АФ — Афипская; Т — Туапсинская; Ц — Цицинская; К — Курджипская; 3 — основные продольные разломы (взбросо-надвиги и надвиги); КП — Кепшский; БК — Бекишейский; Г — Главный надвиг; 4 — контуры Сочи-Адлерской депрессии; 5 — антиклинали (в море по данным МОВ); 6 — стратоизогипсы по отражающей границе предположительно в верхах миоцена; 7 — распространения дислоцированных образований позднемелового-палеогенового возраста, обнажающихся на дне моря в пределах материкового склона; 8 — область распространения недислоцированных плиоцен-четвертичных осадков в пределах морского погружения складчатых образований Северо-Западного Кавказа; 9 — область распространения мощностей недислоцированных плиоцен-четвертичных осадков в пределах морского погружения складчатых образований Северо-Западного Кавказа; 11 — линии прилегаемых разрезов; I — мегантиклинорий Большого Кавказа; IIа — Новороссийско-Лазаревский синклиний; IIб — Псебепско-Гойтхский антиклинорий; IIв — Собербашско-Гунайский синклиний

резе верхних недислоцированных осадков и в изменении их мощности (в основном на профилях кавказского направления), а также в изменении простирания линейных складок в плане и в некоторых других особенностях сейсмической записи. Выделяемые на суше основные поперечные флексуры находят свое продолжение в море в виде глубоких протяженных подводных долин. По данным МОВ и с учетом геоморфоло-

гии дна в описываемом районе Черного моря уверенно выделяются Восточно-Крымская, Геленджикская и Афипская флексуры, менее уверенно — Туапсинская. Цицинская и Курджипская флексуры, установленные на северном склоне Кавказа, намечены нами лишь с учетом геоморфологии дна и общих представлений о геологии региона. Участки глубоководной впадины, смежные с областью морского продолжения складчатых образований Северо-Западного Кавказа, выполнены спокойно залегающими терригенными осадками плиоцен-четвертичного возраста. Мощность их увеличивается с 1,5 км на юго-востоке до 3 км и более на северо-западном и пришовном участках района (рис. 1, 2, 3). Судя по выраженности сейсмической записи, эта толща подстилается карбонатными образованиями, которые мы относим к позднему миоцену. Последние достаточно резко погружаются в сторону морского продолжения складчатой системы Северо-Западного Кавказа. Северо-восточнее их распространение контролируется Восточно-Черноморским разломом (рис. 2, 3, 4).

Геологическая интерпретация сейсмических данных в рассматриваемом районе Черного моря в значительной степени условна и основывается не только на анализе изменения характера сейсмической записи, но и на изучении закономерностей в геологическом строении альпийских складчатых образований, установленных на суше. Поэтому мы остановимся здесь лишь на главных особенностях современной структуры области морского продолжения складчатой системы Северо-Западного Кавказа и смежных участков глубоководной котловины, отметив основные черты их развития в мезозойско-кайнозойское время.

Принципиально важным для этого района является наличие здесь регионального Восточно-Черноморского разлома — шовной зоны, разделяющей область альпийской складчатости и субплатформенных образований глубоководной котловины Черного моря (рис. 4). Как отмечалось выше, на юго-восток этот разлом, возможно, продолжается в Абхазско-Осетинскую шовную зону. В рассматриваемом районе Черного моря Восточно-Черноморский разлом находит свое отражение в магнитном поле, ограничивая с северо-востока региональный Крымско-Аджарский магнитный максимум. При этом в стороны от разлома по направлению к прибрежным участкам резко увеличиваются отрицательные значения магнитного поля, а по направлению к центральной части моря — его положительные значения. Как показали количественные расчеты, выполненные во ВНИИМОРГЕО, смена, магнитоактивных и немагнитных образований, определяющих характер магнитного поля, происходит на глубинах 10 км и более в районе выделяемого по данным МОВ регионального разлома. Любопытно отметить, что вдоль Ахтырской шовной зоны, ограничивающей складчатые образования Северо-Западного Кавказа с северо-востока, также выделяется цепочка магнитных максимумов, которые с небольшими перерывами прослеживаются вплоть до северных предгорий Крыма. Строго доказать связь между Восточно-Черноморским разломом и характером магнитного поля в настоящее время затруднительно. Если особенности магнитного поля этой части Черного моря действительно определяются выделяемым разломом, то не составляет труда по характеру магнитного поля продолжить его и в прикрымские участки моря. Тогда Восточно-Черноморский разлом можно рассматривать как южную тектоническую границу Крымско-Кавказской альпийской геосинклины, существовавшую в период ее развития. Следуя этому предположению, логично допустить, что Крымско-Аджарский региональный магнитный максимум (шириной до 100 км) фиксирует относительно приподнятые участки земной коры (по крайней мере в рассматриваемой нами области), существовавшие в периоды максимального прогибания альпийской геосинклинали, т. е. область гипотетической черноморской суши. На существование последней указывали многие иссле-

дователи (Шарданов, 1960; Чернов, 1970, и др.). Таким образом можно предполагать, что зародившаяся в триасе Крымско-Кавказская геосинклиналь в описываемом районе ограничивалась крупными региональными разломами — Ахтырским на северо-востоке и Восточно-Черноморским на юго-западе (рис. 3, 4), которые имели длительную историю развития и играли большую роль в процессе формирования геосинклинальной области. В пределах Северо-Западного Кавказа на особенности развития геосинклинальной области большое влияние оказывали и поперечные разломы, разделявшие участки с различными условиями осадконакопления.

В целом условия развития морского продолжения складчатых образований Северо-Западного Кавказа в доинверсионный период геосинклинального прогибания, как нам представляется, были близки к условиям, описанным А. Н. Шардановым (1960).

Выделяемая на суше в области перехода от альпийских складчатых сооружений к краевым участкам Грузинской глыбы Сочи-Адлерская депрессия продолжается в море, главным образом в пределах материкового склона. Сложный характер сейсмической записи здесь затрудняет уточнение особенностей геологического строения морской ее части. В работах многих исследователей (Милановский и Хаин, 1963; Муратов, 1967; Шарданов, 1960, и др.) отмечается своеобразное развитие этого района в олигоцене и миоцене. В более позднее время морская часть депрессии, по-видимому, имела сходный характер развития с соседними участками Северо-Западного Кавказа.

Область альпийской складчатости в пределах Черного моря включает продолжение Новороссийско-Лазаревского синклинория и, возможно, другие тектонические зоны, ограниченные с юго-запада Восточно-Черноморским разломом. Морское продолжение альпийской складчатой области подразделить на отдельные крупные структурные элементы по сейсмическим данным не представляется возможным. На нашей карте (см. рис. 4) эта область рассматривается как единая тектоническая зона, предположительно соответствующая Новороссийско-Лазаревскому синклинорию. Максимального своего развития этот синклинорий достиг в мел-палеогеновое время. В связи с воздыманиями расположенной к северу от него Гойтхской геоантиклинали в позднемиоценовое время и северного борта рассматриваемого флишевого прогиба в эоцене ось максимального прогибания Новороссийско-Лазаревского синклинория смещалась к юго-западу, в область современного Черного моря. Начавшееся в олигоцене общее сводовое поднятие альпийской геосинклинальной области происходило от центра к периферии. Можно допустить, что в пришовной зоне до момента общего воздымания области и начала складкообразовательных процессов могли отложиться осадки нижнего миоцена. Воздымание Северо-Западного Кавказа происходило по Восточно-Черноморскому и Ахтырскому разломам, а также по разломам, образовавшимся внутри этой области, и сопровождалось интенсивными процессами складкообразования и дифференцированными подвижками отдельных блоков. Значительные мощности предположительно неогеновых осадков, установленные МОВ в глубоководной котловине Черного моря, свидетельствуют о том, что область альпийской складчатости в этот период была резко приподнята по Восточно-Черноморскому разлому и служила источником обломочного материала. На отдельных участках описываемого района на размытой поверхности верхнемеловых — палеогеновых отложений залегают недислоцированные, вероятно, плиоценовые образования. Последние срезаются современным материковым склоном (рис. 2). Из этого следует, что в неогене область морского продолжения складчатых образований либо ее отдельные участки эпизодически погружались под воды моря. Такие дифференцированные подвижки происходили по многочисленным продольным нарушениям и в основном по

Восточно-Черноморскому разлому. Смена знака движений по нему обусловила образование в пределах глубоководной котловины в неогене предшовного прогиба (см. рис. 3). С конца плиоцена и в четвертичное время усилился процесс прогибания глубоководной котловины Черного моря, особенно ее северо-восточной периферийной области, захвативший и участки альпийских складчатых сооружений Северо-Западного Кавказа.

Современная структура морского продолжения складчатых образований Северо-Западного Кавказа и смежных участков глубоководной котловины, а также история развития этих областей в мезозое и кайнозое, устанавливаемые в общих чертах по материалам последних сейсмических исследований, позволяют прийти к выводу, что с конца палеогена разрастание впадины Черного моря происходило за счет окружающей суши и сопровождалось флексурообразными изгибами поверхности земной коры (Муратов, 1955, 1960, 1967). Эти изгибы земной коры, естественно, осложнялись разрывными нарушениями. По нашему мнению, определяющим фактором в развитии периферийных участков впадины Черного моря являлись подвижки по региональным разломам, в описываемом районе — по Восточно-Черноморскому разлому. Материалы МОВ показывают, что современный материковый склон Черного моря представляет собой также результат проявления этих процессов.

В заключение авторы считают приятным долгом выразить благодарность А. П. Милашину за оказанную им большую помощь в подготовке статьи к публикации.

Литература

- Маловицкий Я. П., Непрочнов Ю. П. Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины.— В сб.: Строение Черноморской впадины. «Наука», 1966.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во Моск. ун-та, 1963.
- Муратов М. В. История тектонического развития глубоководной впадины Черного моря и ее возможное происхождение.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1955, вып. 5.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, 1960.
- Муратов М. В., Непрочнов Ю. П. Строение дна Черноморской котловины и ее происхождение.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1967, вып. 5.
- Шарданов А. Н. Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа.— Тр. КФ ВНИИнефть, 1960, вып. 3.
- Чернов В. Г. К вопросу о строении дна Черного моря к югу от Крыма.— Геотектоника, 1970, № 5.

ВНИИМОРГЕО
Геленджик

Статья поступила
5 января 1971 г.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24.035

А. Г. МАЛЮЖИНЕЦ

О МОНОГРАФИИ В. И. ГРОМИНА «МАЛЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ И ПАЛЕОРЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ»¹

Монография В. И. Громина посвящена актуальному вопросу тектонофизики — реологии горных пород, испытывающих деформации в условиях высоких давлений и температур. На базе хорошего знакомства с теоретической и региональной литературой, и опираясь на материалы собственных экспериментальных и полевых (Восточное Забайкалье) наблюдений, автор ставит и решает три задачи: 1) морфология и типизация малых структурных форм; 2) реконструкция на качественном уровне реологических свойств слоев и их совокупностей; 3) попытка расшифровать механизм образования и тектоническое развитие региональной структуры — северной части Восточно-Забайкальской сигмоиды.

Разрез отложений изученной территории В. И. Громин условно делит на две толщи: древнюю, породы которой метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, и молодую (от девона до кайнозоя), представленную менее измененными породами. Автор сосредоточивает наблюдения главным образом на структуре древней толщи, где широко развиты продольная и поперечная складчатость нескольких порядков, разных типов будинаж, зоны разрывов и тяготеющие к ним послонные и секущие дислоцированные жильные тела. Детальные описания этой сложной структуры сопровождаются многочисленными масштабными зарисовками и результатами микроскопических структурно-текстурных исследований горных пород.

Анализ большого материала позволил В. И. Громину показать, что существенно кварцевые, эпидотовые или эпидот-кварцевые слои отличаются значительно большей «компетентностью» от слоев с преимущественным содержанием серицита, хлорита, актинолита или кальцита. Рассматривая ряд: зерна — микрослои — слои и переходя далее к более крупным объектам, автор обнаруживает соответствующее изменение пластических свойств и приходит к обоснованному выводу, что толща в целом должна была отличаться высокой пластичностью. Изучая складчатость и будинаж в слоистых толщах неоднородного состава, а также деформации жильных тел, он обнаруживает зависимость размеров мелких структурных форм от мощностей слоев и расстояний между «жесткими» слоями, подтверждая выводы теоретических и экспериментальных исследований Белоусова, Био, Гзовского, Рамберга и других исследователей.

На основе полевых и экспериментальных данных В. И. Громин делает попытку классифицировать слои по их реологическим свойствам на упругие, упруговязкие (= большой вязкостью) и пластично-вязкие (с малой вязкостью). Еще более дробная классификация приводится для пород по свойствам слагающих их зерен, хотя при современном уровне развития тектонофизики это вряд ли обосновано. Вызывает возражение и представление об «упругих» слоях, которое вытекает, по-видимому, из двух весьма сомнительных допущений: 1) «...при изгибании упругого² слоя его мощность практически сохраняется постоянной в своде и на крыльях, а при изгибании пластичного слоя его мощность изменяется от крыльев к своду...», которое возводится в ранг аксиомы структурной геологии; 2) верхний предел скорости деформаций в естественных условиях принимается равным 10^{-5} сек⁻¹, что примерно соответствует 100%-ной деформации в сутки.

Второе допущение неявно (оно приводится в конце книги) служит обоснованием масштаба времени в экспериментах автора с горными породами, проводившихся в масштабе 1:1. Если исходить из общепринятых представлений о длительности геологических процессов, становится ясно, что множитель подобия времени приравнен единице

¹ В. И. Громин. Малые структурные формы и палеореологические реконструкции. «Наука», М., 1970.

² Здесь и далее разрядка наша. — А. М.

необоснованно, и сопоставление многочисленных и интересных опытов с природными процессами становится недостаточно убедительным.

Особое место в монографии уделяется сравнению древних и более молодых толщ, отличавшихся в процессе деформации более однородными реологическими свойствами. К сожалению, автор не делает попытку сопоставить реологию пород на разных этапах тектонического развития, что могло бы послужить обоснованием «палеореологических реконструкций». Без такого сравнения заглавие книги выглядит несколько претенциозно.

Региональные построения интересны, но дискуссионны. Например, В. И. Громин определяет направление регионального течения пород по направленности тонких окончатых «каплевидных» будин, используя при этом весьма ограниченные данные. Ясно, что региональная направленность таких будин могла возникнуть лишь в случае их общего закрепления или торможения на фоне течения всей остальной массы пород, что выглядит маловероятным.

В монографии можно подчас столкнуться с вольным употреблением физических, а иногда и геологических терминов. Например, при рассмотрении вязкопластичного тела Бингама В. И. Громин идентифицирует два понятия: пластические свойства и «элемент сухого трения». В других местах книги автор противопоставляет их, указывая, что «сухое трение» присуще породам, деформирующимся путем межзернового проскальзывания, а пластические свойства проявляют мраморы, в которых межзерновое скольжение не наблюдается и вместе с породой деформируются зерна.

Переходя к общим впечатлениям о работе, прежде всего хочется отметить, что, несмотря на большое число недочетов, в монографии еще больше достоинств. Весьма привлекательно, что В. И. Громин пытается разносторонне подойти к рассмотрению большого числа новых проблем. Поиски новых путей зачастую и приводят автора к досадным срывам. Тем не менее, если не результаты, то постановка вопросов почти всегда оказывается интересной. Хочется надеяться, что монография В. И. Громинна найдет живой отклик среди тектонистов.

Московский государственный университет

Статья поступила
10 мая 1971 г.

ХРОНИКА

УДК 551.242.2+551.242.22

ТЕКТОНИКА ДНА МОРЕЙ,
ОКЕАНОВ И ОСТРОВНЫХ ДУГ

Тектонике морей, океанов и островных дуг была посвящена IX сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, состоявшаяся 23—28 мая 1972 г. в г. Южно-Сахалинске. В работах сессии приняло участие около 500 человек, в том числе 180 человек, прибывших из других городов и районов нашей страны, среди них 8 академиков и членов-корреспондентов АН СССР и союзных республик, 20 докторов и около 120 кандидатов наук. Работой сессии руководили Председатель Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока акад. Ю. А. Косыгин и заместитель академика-секретаря Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР акад. А. Л. Яншин.

В первый день сессии ее участников приветствовал секретарь Сахалинского обкома КПСС тов. Н. Г. Смирнов и были заслушаны доклады начальника Сахалинского ТГУ Н. И. Тютрина и директора Сахалинского КНИИ ДВНЦ АН СССР д-ра физ.-мат. наук С. Л. Соловьева, посвященные итогам и перспективам работ возглавляемых ими организаций и задачам повышения эффективности проводимых исследований. Затем были заслушаны доклады члена-кор. АН СССР Л. И. Красного о формационных рядах Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана; члена-кор. АН СССР В. Е. Хаина и К. Б. Сеславинского о некоторых важнейших проблемах тектонической истории северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса; акад. Ю. А. Косыгина и д-ра геол.-мин. наук Е. К. Мархинина о проблеме баланса вещества и ее тектоническом аспекте; д-ра геол.-мин. наук Н. П. Васильковского о перемещении уровня мирового океана и проблеме прогибания его ложа. С большим интересом были выслушаны выступления акад. А. Л. Яншина о так называемых трансгрессиях и регрессиях и д-ра физ.-мат. наук Е. В. Артюшкова о причинах тектонических движений.

В последующие дни проводились заседания трех секций: «Принципы тектонического районирования и соотношения структурных элементов мирового океана и континентов», «Тектоника и глубинное строение Тихого океана и окраинных морей» и «Островные дуги: геологические формации, вулканизм и тектоника». При работе всех секций большое внимание уделялось вопросам прогнозирования и поисков полезных ископаемых, особенно нефти и газа. Помимо секционных заседаний состоялись доклады демонстрационным методом, которые были посвящены отдельным вопросам региональной тектоники и магматизма, а также полезным ископаемым.

В коротком обзоре невозможно не только рассказать о содержании, но и просто перечислить название всех 187 докладов, сделанных на сессии. Абсолютное большинство докладов было сделано геологами Сахалина, Владивостока, Камчатки, Хабаровска и Магадана. Доклады, сделанные, как правило, на высоком научном уровне, свидетельствуют о возросшей квалификации геологов Дальнего Востока и об их возможностях успешно решать стоящие перед ними научные и производственные задачи.

Особенно интересные данные были приведены о геологии конкретных участков зоны перехода континент — океан, о строении, эволюции и тектонике земной коры под акваториями, о мощностях и литологии осадочного покрова окраинных морей и отдельных участков Тихого океана, о природе геофизических полей региона. Значительная часть докладов была посвящена вопросам геологии островных дуг, исследованию их магматизма, связей структур континента с островными дугами и истории их геологической эволюции.

В принятом решении сессия отметила, что научно-исследовательские и производственные организации страны активно проводят геолого-геофизические исследования акваторий и островных дуг Дальнего Востока. Большой вклад в эти исследования внесли сахалинские организации: Сахалинский КНИИ ДВНЦ АН СССР, Сахалинское ТГУ Министерства геологии РСФСР, Тихоокеанская экспедиция ВНИИМОРГЕО и Сахалинское отделение ВНИГРИ, которые завершили среднemasштабные геологические съемки Сахалина, выполнили большой объем региональных геофизических исследований и

получили непосредственные данные о характере пород морского дна. При этом были установлены общие особенности геофизических полей и строения земной коры и верхней мантии изученной территории. Дальневосточными организациями составлены сводные геологические и тектонические карты Советского Дальнего Востока и всего Тихоокеанского сегмента, подготовлена к изданию большая коллективная монография «Геологическое строение и история геологического развития зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану в пределах советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса». С несомненностью установлена высокая перспективность акваторий дальневосточных морей СССР.

Сессия отметила, что основным направлением геолого-геофизических исследований является комплексное изучение шельфов Дальневосточных морей, для чего необходимо проведение планомерных региональных геофизических работ разных типов, разработка методики составления геолого-геофизических карт шельфов Дальнего Востока в масштабе 1 : 1000000 и крупнее, расширение поисковых работ на нефть и газ, включая выявление структур для постановки бурения с использованием новейшей техники и созданием единой системы морской привязки. Необходимо усиление поисковых работ на морские россыпные месторождения золота, касситерита и других полезных ископаемых, усиление литолого-биостратиграфических исследований разрезов мезо-кайнозоя. Отмечена также необходимость комплексного изучения Тихого океана с целью определения перспектив открытия и разработки месторождений полезных ископаемых, а также для решения принципиальных вопросов эволюции Земли и формирования ее оболочек и для создания динамической модели современных геологических процессов на примере островных дуг северо-западной части Тихого океана.

Для претворения в жизнь намеченных исследований сессией намечен ряд организационных мероприятий.

Нельзя не отметить то внимание, которым пользовались работы сессии со стороны местных организаций, сделавших все возможное для успешного проведения сессии. В то же время следует сделать упрек организационному комитету (кстати говоря, ни разу не собравшемуся в сколько-нибудь полном составе), который принял к заслушиванию на сессии более 200 докладов. Часть докладчиков не прибыла в Южно-Сахалинск, в результате чего программа сессии уже с первого дня была нарушена, что создало неудобства для участников, желавших принять участие в работе нескольких секций. С другой стороны, своевременное опубликование всех представленных тезисов докладов, несомненно, является достижением сахалинской части оргкомитета. Следует отметить также, что доклады, прочитанные на сессии, намечается опубликовать полностью.

Таким образом, IX сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока подвела итог современному состоянию геолого-геофизической изученности этого интересного и, несомненно, весьма перспективного региона, наметила перспективы и пути дальнейших исследований и дала возможность геологам из других частей страны лично ознакомиться с геологическим строением Сахалина.

А. Ф. Адамович



ПАМЯТИ ВСЕВОЛОДА СЕРГЕЕВИЧА ЖУРАВЛЕВА

В Москве 7 августа 1972 г. на 51-м году жизни скоропостижно скончался член КПСС с 1963 г., член Тектонического комитета, доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического института АН СССР Всеволод Сергеевич Журавлев. В его лице советская наука и геологическая общественность нашей страны потеряли крупного геолога-тектониста, большого знатока тектоники древних платформ и соляной тектоники, перу которого принадлежит около 120 научных работ по самым различным вопросам тектоники, стратиграфии, геологического картирования и др.

Всеволод Сергеевич Журавлев родился 23 апреля 1922 г. в г. Климовичи БССР в семье служащего. В 1939 г. он поступил в Московский геологоразведочный институт, после окончания которого работал на геологической съемке в начале в Западно-Казахстанском геологическом управлении, а затем в тресте «Арктикразведка» Главсевморпути при СМ СССР. В этих организациях В. С. Журавлев стал большим мастером геологического картирования, к которому он часто обращался в дальнейшем для разрешения различных тектонических вопросов. Интерес к этой отрасли геологических знаний никогда у него не угасал и, уже будучи крупным ученым, он продолжал консультировать и редактировать экспедиции ВАГТ по составлению геологических карт разного масштаба.

В 1951 г. В. С. Журавлев поступил в Геологический институт АН СССР, где под руководством акад. Н. С. Шатского проходил аспирантуру.

Районы прежней его деятельности predetermined тематику его научных интересов: он занялся изучением тектоники древних платформ и в особенности строением и развитием «внешних углов» древних платформ, а также соляной тектоники. Несколько лет он посвятил изучению геологического строения и перспектив нефтегазоносности Ангаро-Ленского прогиба Сибирской платформы, а с 1956 г. вновь вернулся к исследованию Западного Казахстана, к детальному обобщению материалов по тектонике Прикаспийской впадины, которую он пристально изучал до последних дней своей жизни.

Тектонике этой структуры В. С. Журавлев посвятил многочисленные статьи и свою великолепную монографию «Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы», блестяще защищенную им в качестве кандидатской диссертации и опубликованную в 1960. За эту работу В. С. Журавлев был удостоен 2-й премии Московского общества испытателей природы. Неизгладимый след в изучении геологии Западного Казахстана он оставил как автор многих статей и соредатор XXI тома «Геологии СССР» (Западный Казахстан).

В дальнейшем В. С. Журавлев основную свою деятельность посвятил сравнительно-тектоническому анализу глубоких впадин древних платформ. Он детально изучил различные аспекты тектоники Печорской впадины, в особенности важную и сложную проблему о возможном байкальском возрасте фундамента Тимана и Большеземельской тундры. За активное участие в геологических исследованиях территории Печорской впадины В. С. Журавлев был награжден грамотой Президиума Верховного Совета Коми АССР. Ряд поездок в Польшу и ГДР и тщательное изучение литературы позволили В. С. Журавлеву стать прекрасным знатоком строения Польско-Германской (или Североморской) впадины, о которой он опубликовал большое количество статей как в советских, так и зарубежных журналах.

Обобщением этих целеустремленных исследований глубочайших впадин древних платформ явилась монография «Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы», прекрасно защищенная им в 1969 г. в качестве докторской диссертации. Он показал, что эти глубочайшие депрессии расположены на интенсивно раздробленных и глубоко погруженных внешних углах Европейской платформы с байкальским возрастом фундамента. Он один из первых наиболее детально описал характерное для них аномально резкое погружение фундамента, сокращение или даже полное исчезновение «гранитного» слоя и появление окон «базальтового» слоя, а также существенный подъем верхней мантии.

В. С. Журавлев принимал активное участие в создании широко известных тектонических карт Европы и Евразии, а в объяснительной записке к последней («Тектоника Евразии») он написал большую главу, посвященную чехлу древних платформ. За создание тектонической карты Евразии и объяснительной записки к ней он был награжден бронзовой медалью ВДНХ.

Большое внимание В. С. Журавлев уделил изучению тектоники соляных структур. Он впервые расшифровал механизм образования своеобразных межкупольных поднятий, дал интересную классификацию разного типа соляных структур, выяснил первоначальную мощность соляных толщ Прикаспийской впадины, по-новому осветил происхождение «дизъюнктивных» мезозойских мульд и т. д.

Для работ В. С. Журавлева характерна тесная связь с потребностями практической геологии, поэтому многие его статьи посвящены перспективам поисков месторождений полезных ископаемых и прежде всего нефти и газа.

В. С. Журавлев вел активную работу как член Комиссии по Международной тектонической карте и Тектонического комитета. Он консультировал многочисленных геологов научно-исследовательских и производственных организаций, руководил аспирантами и соискателями и имел много учеников. Особенно тесные связи у него были с геологами-съемщиками ВАГТ и геологами-нефтяниками Казахстана, Коми АССР, ВНИГНИ и ИГиРГИ. В последних двух институтах он состоял членом их ученых советов. В. С. Журавлев был участником многих совещаний и конференций, на которых выступал с интересными докладами. Активный член общества «Знание», он с большим успехом читал много популярных лекций о различных проблемах геологии.

В. С. Журавлев был незаурядным, интересным человеком, большим любителем поэзии, хорошим товарищем и талантливым ученым.

Светлая память о Всеволоде Сергеевиче Журавлеве надолго сохранится в сердцах всех, знавших его.

Редколлегия

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

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

П о п р а в к а

В статье Ю. А. Зайцева «Об историко-геологическом содержании переходного этапа на примере палеозойд Казахстана и Средней Азии», опубликованной в № 5, 1972 г., клише рис. 1 и рис. 3 перепутаны. Их следует поменять местами. Подписи под рисунками напечатаны правильно.

Технический редактор *Т. Ф. Дашкова*

Сдано в набор 4/XI-1972 г. Т-01121. Подписано к печати 8/1 1973 г. Тираж 1810 экз.
Зак. 5262. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 11,8.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы и природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские; h и n, g и q, l и e, I и J и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилии и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; для книг — название работы, изд-во, место и год издания.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статей, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисуночных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющих на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста), для всех статей — краткий реферат для ВИНТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами.

16. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.



В 252

ИЗДАТЕЛЬСТВО ПЕР 3-42

МАКАРЦЕВУ Г И

Цена 1 р. 20 к. 70228

1-12

Индекс

70228

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Готовятся к печати книги:

МЕЛАНХОЛИНА Е. Н. ЗАПАДНО-САХАЛИНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ И ЕГО ГОМОЛОГИ В ТИХООКЕАНСКОМ ПОЯСЕ. Труды Геологического института. Вып. 244. 18 л. 2 р.

Монография — сравнительно-тектоническое исследование крупных мезо-кайнозойских прогибов, распространенных на периферии Тихого океана и заключающих богатые залежи нефти и газа. Основное внимание сосредоточено на характеристике Западно-Сахалинского прогиба. Его гомологи найдены по обе стороны Тихого океана. Выявлены их характер, длительность развития и незавершенность процесса складкообразования к настоящему времени. Установлены тектонические взаимосвязи в развитии прогибов и смежных тектонических поднятий в краевых частях материков.

Работа рассчитана на геологов-нефтяников и геофизиков.

СИНИЦА С. М. ГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА НЕРЧИНСКОГО ХРЕБТА В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ. 11 л. 1 р. 10 к.

В работе описаны мезозойские гнейсовые купола, из которых одни образованы только породами фундамента, а другие построены с участием как фундамента, так и юрского слоистого покрова (окаймленные гнейсовые купола). Рассматриваются метаморфическая (термальная) и деформационная структуры куполов. Анализируются их соотношения во времени и пространстве. На этой основе обсуждается вопрос о природе гнейсовых куполов Нерчинского хребта.

Рассчитана на геологов-минералогов, петрографов, тектонистов и рудников.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.

