

*Ю. Кузнецов*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1976

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

МОСКВА

№ 5, 1976

## СОДЕРЖАНИЕ

Николай Павлович Херасков (1906—1965)	3
А. В. Пейве, А. Л. Яншин, Л. П. Зоненшайн, А. Л. Книппер, М. С. Марков, А. А. Моссаковский, А. С. Перфильев, Ю. М. Пушаровский, А. Е. Шлезингер, Н. А. Штрейс. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты)	6
В. Н. Пучков. Палеозойские доорогенные формации западного склона Урала	24
М. З. Глуховский. О кольцевых структурах и линейных разломах Алданского щита и Становой области (по материалам дешифрирования телевизионных космических снимков)	36
А. К. Михалев, М. И. Бородулин. О глубинной структуре Донецкого бассейна в свете современных геофизических данных	49
Н. А. Крылов, А. К. Мальцева. Цикличность осадконакопления молодых платформ и тектоника	58
М. Г. Агабеков, К. М. Керимов, А. Б. Мошашвили, В. Е. Хаин. Новые данные о строении центральной части Куринской впадины	75
А. Е. Мирошников, Э. Г. Виск. Морфология, механизм и время образования складчатых структур Ангаро-Тасеевской зоны	83
Э. Н. Лишнеvский, В. К. Шевченко, В. В. Бронгулеев (мл.). Геологические признаки и проблема постмагматического поднятия гранитов (на примере Нижнего Приамурья и Западного Приохотья)	93
Ю. К. Бурлин. О связи нефтегазоносности с тектоникой и формациями на северо-западе Тихоокеанского тектонического пояса	101
М. И. Розинов, Д. И. Колесников. Связь новейшего вулканизма и тектоники в Восточно-Камчатской и Курильской зонах	108

## Критика и дискуссии

И. В. Мушкин. К вопросу о составе и главных этапах эволюции консолидированной коры Южного Тянь-Шаня (по поводу статьи Ф. Х. Зуннунова, М. А. Ахмеджанова, О. М. Борисова, Т. Эргашева «Геолого-геофизическая модель земной коры Западного Узбекистана (Южный и Срединный Тянь-Шань)»)	121
---	-----

## Хроника

Разломы земной коры	124
---------------------	-----

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

SEPTEMBER — OCTOBER

MOSCOW

№ 5, 1976

## CONTENTS

Nikolai Pavlovich Kheraskov (1906—1965)	3
A. V. Peive, A. L. Yanshin, L. P. Zonenshain, A. L. Knipper, M. S. Markov, A. A. Mossakovsky, A. S. Perfiljev, Yu. M. Pushcharovsky, A. E. Shlezinger, N. A. Shtreis. Formation of the continental Earth's crust of North Eurasia (relative to the compilation of the new tectonic map)	6
V. N. Puchkov. Paleozoic pre-orogenic formations of the western slope of the Urals	24
M. Z. Glukhovskiy. On ring structures and lineal faults of the Aldan shield and Stanovaya area (according to the materials of deciphering the T. V. cosmic photos)	36
A. K. Mikhalev, M. I. Borodulin. On a deep structure of the Donets Basin in the light of the present-day geophysical data	49
N. A. Krylov, A. K. Maltseva. Sedimentation cycles of the young platforms and tectonics	58
M. G. Agabekov, K. M. Kerimov, A. B. Moshashvili, V. E. Khain. New data on the structure of the central part of the Kura basin	75
A. E. Miroshnikov, E. G. Viks. Morphology, mechanism and time of formation of folded structures of the Angara-Taseevskaya zone	83
E. N. Lishnevskiy, V. K. Shevchenko, V. V. Bronguleev (junior). Geological features and problem of the postmagmatic rise of granites (on the example of the lower Priamurie and Western Priokhotie)	93
Yu. K. Burlin. On relation of the oil- and gas presence to tectonics and formations in the north-west of the Pacific tectonic belt	101
M. I. Rozinov, D. I. Kolesnikov. Relation between the most recent volcanism and tectonics in the East-Kamchatka and Kuril zones	108

## Criticism and discussions

I. V. Mushkin. On the composition and major evolution stages of the consolidated crust of the South Tien-Shan (on the paper by F. Kh. Zunnunov, M. A. Akhmedzhanov, O. M. Borisov, T. Ergashev «The geologo-geophysical model of the Earth's crust of West Uzbekistan (South and Median Tien-Shan)»)	121
--	-----

## Chronicles

The Earth's crust faults	124
--------------------------	-----



**НИКОЛАЙ ПАВЛОВИЧ ХЕРАСКОВ**  
(1906—1965)

Прошло уже 10 лет, как не стало среди нас выдающегося геолога нашего времени Николая Павловича Хераскова. Он принадлежал к тому поколению советских ученых, которые создавали новые теоретические основы знаний в науках о Земле, получившие широкое признание не только в нашей стране, но и далеко за ее пределами. Он обладал ярким, самобытным дарованием с философским направлением научной мысли. Умение схватить главное, стремление решить сложные вопросы и постоянный поиск нового, глубокий анализ геологических явлений и их синтез — вот те характерные особенности его творчества, которые легко проследить во всем его многогранном научном наследии.

Николай Павлович был и талантливый теоретик, и превосходный исследователь региональной геологии. Особенно много он сделал для понимания закономерностей геологического строения горных сооружений Средней Азии, Верхоянской складчатой системы и Урала. Его работы по стратиграфии, литологии, тектонике и полезным ископаемым до сих пор считаются первоисточниками геологических знаний об этих огромных и важных в практическом отношении регионах нашей страны. Здесь с его именем навсегда связаны не только прочно вошедшие в повседневную геологическую деятельность многие названия впервые выделенных им различных стратиграфических подразделений, но и такие научно емкие, всемирно известные понятия, как, например, «верхоянский комплекс» и «уралиды». К каким бы вопросам ни обращался Николай Павлович, его пытливый ум проникал в сущность явлений, решительно и смело вписывал новые страницы в сокровищницу знаний о Земле. В 40-е годы он первый выдвинул гипотезу о вулканогенно-осадочном происхождении геосинклинальных месторождений марганца, основываясь на глубоком понимании геосинклинального процесса и никогда не покидавшем его научном предвидении. Эта гипотеза, ставшая в наши дни теорией, прекрасно разработанной советскими литологами, в те далекие годы была встречена с большим недоверием даже некото-

рыми выдающимися учеными. Тогда почти безраздельно господствовали представления о всемогущей коре выветривания, которая была чуть ли не единственным поставщиком любого исходного материала для накопления самых разнообразных металлических полезных ископаемых осадочного происхождения. Николай Павлович пробил брешь в этих представлениях и один из первых показал значение вулканизма в формировании минеральных богатств.

Но больше всего внимания он уделил тектонике и учению о геологических формациях. В работах, посвященных именно этим отраслям геологии, его дарование развернулось с особенной полнотой и блеском. Его интересовали проблемы теории геосинклиналей, причем особенно много творческой энергии он отдал изучению вопросов стадийности геосинклинального процесса, выяснению роли разломов в формировании различных структур и разработке методики определения возраста замыкания геосинклинальных систем. Он показал большое значение разрывных нарушений в возникновении приразломных прогибов, объединив их с тектоническими формами другого типа под общим названием «шовные структуры». На протяжении всей своей жизни Н. П. Херасков признавал ведущую роль горизонтальных движений земной коры в образовании складчатых сооружений любого возраста. И в то время, когда увлечение приматом вертикальных движений дошло до полного отрицания латеральных перемещений крупных пластин и блоков горных пород, он воскресил некогда существовавшие, но забытые представления о покровной структуре Урала и покровном строении бывших геосинклинальных систем вообще. Он считал, что шарьяжи и пологие надвиги большой амплитуды возникают не только в стадию завершения геосинклинального процесса, но и значительно раньше главной эпохи складчатости. Как известно, эти положения теории геосинклиналей сейчас подтверждены многочисленными фактами. Тем не менее Николай Павлович придавал большое значение принципу унаследованности в геологии в том виде, как он впервые был сформулирован Н. С. Шатским. Именно поэтому он, шутя, называл себя «умеренным мобилистом». Рассматривая нередко наблюдающиеся в природе погружения складчатых сооружений по простиранию (во время орогенной стадии развития) под постепенно выполаживающиеся, но мощные осадочные образования, Н. П. Херасков ввел в науку понятие о «периклинальных прогибах», получившее широкое признание геологов.

Выдающаяся непреходящее значение для мировой науки имеют труды Николая Павловича, посвященные учению о геологических формациях. Придерживаясь парагенетического направления в этом учении, созданном Н. С. Шатским, Николай Павлович на протяжении последних 15 лет своей жизни разрабатывает основные его положения. Он вводит понятия о «конкретной» и «абстрактной» формациях, «формационном типе» и особенно много внимания обращает на сущность и смысл парагенетических сочетаний, которые, как известно, определяют лицо любой формации. Стремясь охватить возможно полнее различные стороны этого нового учения, он раскрывает важнейшие особенности закономерного строения как вертикальных, так и латеральных формационных рядов в процессе геосинклинального развития. Наконец, он предлагает новую классификацию формаций и разрабатывает формационный метод анализа структур, позволяющий выяснить сходство и различия в эволюции разновозрастных геосинклинальных систем и платформ. В его классификации видное место занимает впервые выделенный им самостоятельный класс орогенных формаций. В этом классе он объединил орогенные формации, завершающие геосинклинальное развитие, и формации, принадлежащие эпиплатформенному орогенезу, которому соответствует своя собственная категория новообразованных тектонических форм.

Николай Павлович был одним из главных участников коллективов составителей «Тектонической карты СССР и сопредельных территорий», «Тектонической карты Европы» и «Тектонической карты Евразии». Они разошлись по всему миру, и их можно видеть во многих геологических учреждениях и высших учебных заведениях всех континентов. Лучшего показателя больших достижений нашей отечественной тектоники трудно найти, так как эти карты выражают завоевания советской школы ученых на мировой арене современных знаний в геологии. Именно формационный метод анализа структуры, которому Н. П. Херасков придавал решающее значение в тектоническом картографировании, лежит в основе «Тектонической карты Евразии». Ее авторы, и в том числе Николай Павлович, за свой выдающийся труд были удостоены высокой правительственной награды — Государственной премии СССР.

Скромный, обаятельный человек, увлеченный любимым делом, Николай Павлович щедро делился с окружающими волновавшими его проблемами, разбрасывая возникающие у него идеи и радуясь, когда их подхватывали и воплощали в своих исследованиях. Он никогда не думал о своем месте в науке, никогда не рвался к высоким должностям, почестям и званиям. Он жил интересами науки, заботясь о престиже советской геологии в общем прогрессе геологических знаний в науках о Земле. Его все любили и уважали и как ученого, и как человека, всегда готового оказать любую помощь ближнему.

В одной из последних своих работ «Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры» (1963), за которую ему была присуждена премия имени А. П. Карпинского, Николай Павлович изложил свои оригинальные представления о тектонике нашей планеты. В этом первоклассном исследовании особенно резко подчеркнуты различия в особенностях строения и развития Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли. Он считал, что эти различия изначальны и что с ходом геологического времени они проявляются все более и более отчетливо. Главное отличие Тихоокеанского сегмента от Атлантического он видел в том, что в Тихоокеанском кольце всегда преобладали процессы деструкции коры, в то время как в Атлантическом сегменте главная роль принадлежала процессам ее созидания.

Ссылки на исследования Н. П. Хераскова, цитаты из его работ не сходят со страниц публикаций геологов самого различного научного профиля. Его книга «Тектоника и формации» (1967) пользуется неувядаемым успехом не только среди армии советских геологов, но и среди зарубежных ученых. Не это ли лучший памятник человеку, отдавшему свою жизнь науке и обогатившему ее новыми завоеваниями?

*Редколлегия*

УДК 551. 241 (4+5)

**А. В. ПЕЙВЕ, А. Л. ЯНШИН, Л. П. ЗОНЕНШАЙН, А. Л. КНИППЕР,  
М. С. МАРКОВ, А. А. МОССАКОВСКИЙ, А. С. ПЕРФИЛЬЕВ,  
Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ, А. Е. ШЛЕЗИНГЕР, Н. А. ШТРЕЙС**

## **СТАНОВЛЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ**

**(в связи с составлением новой тектонической карты)**

На примере Северной Евразии обсуждаются новые принципы составления тектонических карт, в основу которых положено время становления континентальной земной коры, а внутри областей с одновозрастной континентальной корой — время формирования гранитно-метаморфического слоя. Рассматривается стадийность образования континентальной земной коры, развитие которой проходит через три главные стадии: океаническую, переходную и континентальную. Каждая из стадий характеризуется типовыми рядами формаций. Предполагаются различные способы и механизмы формирования континентальной коры, важнейшими среди которых являются автохтонный (с главной ролью метаморфизма и гранитизации формаций океанической и переходной стадий) и аллохтонный (путем тектонического совмещения — скучивания — пород палеоокеанических структур и фрагментов древних континентальных кор). Обосновываются основные этапы формирования земной коры Северной Евразии, в течение которых возникли области континентальной коры соответственно к началу рифея, к началу фанерозоя, к началу девона, к середине карбона, к середине триаса, к середине мела, в конце миоцена и с незавершенным процессом формирования континентальной земной коры.

Общеизвестно, что тектонические карты являются наиболее показательным методом синтеза наших знаний об истории развития крупных регионов, материков и поверхности Земли в целом. Они позволяют наиболее четко выразить пространственные и временные закономерности формирования складчатых зон и других структур земной коры.

До последнего времени наиболее распространенным принципом составления мелко- и среднемасштабных тектонических карт было районирование по возрасту главной складчатости, основы которого заложили советские ученые А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский и развили Н. П. Херасков и А. А. Богданов. В последние годы этот принцип использовался и при составлении международных тектонических карт и тектонических карт континентов (Международная тектоническая карта Европы, Тектоническая карта Евразии, Международная тектоническая карта Африки и др.).

Возраст главной складчатости устанавливался из анализа структурных несогласий и времени появления орогенных формаций. Следует отметить, что эти данные не всегда трактовались однозначно. Дело в том, что в разрезах складчатых зон несогласия появляются на разных уровнях, а возраст главной складчатости часто смещается во времени в пределах даже одной геосинклинальной области. Столь же часто неопределенности возникали и при анализе орогенных формаций, которые, как показал Н. П. Херасков, появляются еще на относительно ранних стадиях развития геосинклинали. Такой подход был для того

времени естествен, так как исследователи не знали начала геосинклинального процесса.

Новые теоретические исследования в тектонике показали, что сущность геосинклинального процесса заключается в структурном и вещественном преобразовании океанической коры в континентальную. В процессе развития земной коры можно выделить последовательные стадии: океаническую, когда существуют океанические бассейны, переходную с характерными структурами типа островных дуг, краевых морей и глубоководных желобов и континентальную, когда происходит становление крупных континентальных массивов и материков.

В связи с этим в последние годы в Геологическом институте АН СССР была проведена работа по составлению новой Тектонической карты Северной Евразии, на которой отражены пространственные, временные и структурные закономерности образования континентальной земной коры этого обширного материка.

Содержание карты сводится к выделению на ней формационных комплексов разных стадий развития земной коры — океанической, переходной и континентальной. Отдельно выделяются породы меланократового фундамента (ультрабазиты, габброиды и метаморфические породы основного состава), которые залегают в основании комплексов океанической и переходной стадий.

Однако главным принципом нового тектонического районирования Северной Евразии является время становления континентальной коры, а внутри регионов с разновозрастной континентальной корой — время формирования гранитно-метаморфического слоя. Эти принципиальные рубежи развития земной коры определяются по формационным комплексам-показателям становления соответственно гранитно-метаморфического слоя и континентальной коры (вулcano-плутонические комплексы, гранитоиды, молассы), которые также выделены на Тектонической карте Северной Евразии.

При образовании новых океанических бассейнов за счет раскалывания и раздвигания континентальных масс вначале возникает система внутриконтинентальных рифтов. Этот процесс деструкции, противоположный формированию континентальной коры (хотя, возможно, генетически с ним связанный), не нашел прямого отражения в принципах составления новой карты, основанных на времени формирования именно континентальной коры. Однако деструктивные процессы, приводящие к возникновению структур с корой океанического типа, могут быть вычитаны и из данной карты благодаря выделению на ней своеобразного класса формаций рифтогенной стадии. К сожалению, обоснованное их выделение в палеоструктурах связано с большими трудностями.

Нетрудно заметить, что одним из главных принципов, заложенных в тектонический анализ при составлении новой карты, является метод актуализма, позволяющий выделить аналоги основных элементов современной структуры земной коры — континенты и океаны, островные дуги и краевые моря, континентальные склоны, подножья, шельфы, рифты и др. — в геологическом прошлом.

## **СТАДИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН ФАНОРОЗОЯ И ТИПОВЫЕ РЯДЫ ФОРМАЦИИ**

### **Меланократовый фундамент**

Основание внутренних частей складчатых областей (обычно выделяемых в качестве эвгеосинклинальных зон) представлено сложным комплексом пород ультраосновного и основного состава, выделяемого в качестве меланократового фундамента и сопоставляемого с породами слоя «3» и верхней мантией современной океанической коры. В наибо-



лее крупных сохранившихся блоках намечается следующий разрез этого комплекса:

а) сильно деформированные и метаморфизованные ультрабазиты (гарцбургиты, реже дуниты и лерцолиты—Урал, Западный Саян, Греция, Оман);

б) пироксениты и меланократовые (оливиновые, оливин-пироксеновые и пироксеновые) габбро, габбро-пегматиты и анортозиты, часто образующие полосчатые пачки; соотношение различных типов пород внутри этой части разреза различно в разных районах;

в) амфиболовые габбро, амфиболиты, габбро-диабазы, диабазы и базальты, измененные и метаморфизованные (от зеленых сланцев до амфиболитов), сложно сочетающиеся с параллельными дайками, силлами и штоками пород основного и кислого состава; эта группа пород присутствует не во всех разрезах.

Часто все эти разновидности пород встречаются в виде отдельных блоков в серпентинитовом меланже, слагающем основание шарьяжных пластин и более поздние протрузии.

Возрастные соотношения различных частей разреза комплекса меланократового фундамента не выяснены; не исключено, что он состоит из разновозрастных образований. В ряде случаев (Камчатка, Монголия, Лигурийские Альпы) наблюдается перерыв и несогласие в основании комплекса пород океанической стадии. Учитывая сложность и существующие неясности в определении возраста пород меланократового фундамента, его образования показаны на всей территории Северной Евразии одним цветом.

#### Океаническая стадия

Под комплексами океанической стадии мы понимаем такие преимущественно глубоководные осадочные и магматические формации, которые образовывались в океанических бассейнах с корой океанического типа, лишенной гранитно-метаморфического слоя. Они тесно ассоциируют с породами меланократового фундамента и часто ими подстилаются. Как правило, это недифференцированные спилит-диабазовые толщи, переслаивающиеся и надстраивающиеся радиоларитами, яшмами, фтанитами, пелитоморфными известняками и глинистыми сланцами. Часто по латерали и вертикали они сменяются контрастными, существенно натровыми вулканогенными толщами, содержащими, наряду с эффузивами основного состава, покровы, силлы, дайки и субвулканические тела альбитофиров и кварцевых кератофиров.

Нетрудно видеть, что здесь могут быть выделены спилит-диабазовая, фтанитовая, карбонатно-кремнистая и рифовая формации, сходные с пелагическими формациями первого и второго слоев современных океанов. В сторону континента (Урал, Алтай-Саянская область, Кавказ) происходит замещение этих формаций турбидитами и глубоководными сланцевыми толщами континентального подножья.

С этой стадией развития связаны интрузии габбро-норитов, габбро и, возможно, плагиогранитов. Геодинамическая обстановка характеризовалась преобладанием общего растяжения, на фоне которого возникли локальные зоны тектонического скупивания.

Следует отметить, что в эвгеосинклинальных зонах прошлого мы часто не имеем четкого разделения на вулканогенную (второй слой разрезов ложа современных океанов) и осадочную (первый слой) части. Формации замещают одна другую по латерали.

Местами (особенно характерно это для Алтай-Саянской области) типичные океанические формации, смятые и превращенные в зеленые сланцы, по вертикали с несогласием перекрыты карбонатными и карбонатно-кремнистыми формациями, характеризующимися исключительным однообразием и большой латеральной выдержанностью. Лишь в

отдельных узких зонах карбонатные толщи замещаются вулканогенными и вулканогенно-сланцевыми формациями спилит-кератофирового ряда. Сходная вулканогенная формация известна в основании разрезав современных островных дуг (Алеутская и др.).

Возможными современными аналогами таких зон являются поднятия и хребты океанов с утолщенной корой, перекрытые карбонатными осадками. Это позволило предположить, что такой формационный комплекс свидетельствует о дальнейшей эволюции океанической коры, выражающейся в ее скучивании еще в океанических условиях. На основании этого выделен примитивный (ранний) и зрелый (поздний) этапы океанической стадии. Следует, однако, заметить, что не всегда в океанической стадии могут быть выделены эти два этапа.

### Переходная стадия

Под комплексами переходной стадии мы понимаем такие формации, которые образовались на коре переходного типа (кора с невыдержанным строением, изменчивой мощностью «базальтового» слоя и локальным появлением «гранитного»). Этой стадии отвечают структуры типа островных дуг, краевых морей и глубоководных желобов. Геодинамическая обстановка характеризовалась преобладанием неравномерного и неповсеместного тектонического скучивания, на фоне которого возникли вторичные зоны растяжения.

В эту стадию четко выделяются различные структурно-фациальные зоны, наиболее хорошо изученные в пределах активных окраин континентов и характеризующиеся своими специфическими вертикальными рядами формаций.

Один ряд, соответствующий окраинным морям, сложен туфогенно-кремнисто-граувакковой, граувакковой и аспидной формациями, содержащими отдельные покровы эффузивов основного и среднего состава. Известны пачки дикого флиша и олистостром. Количество обломочного, вулканомиктового и туфогенного материала в этих формациях, видимо, зависит от размеров прогиба, геоморфологической выдержанности зон поднятий, активности вулканизма и других факторов. Иногда они подстилаются отложениями океанической стадии. В этом случае можно предполагать, что эти прогибы формировались на предыдущем океаническом дне в результате его отчленения зоной поднятий от океана. Нередко они залегают непосредственно на породах меланократового фундамента. Тогда мы можем трактовать эти структуры как зоны вторичного растяжения.

Вверх по разрезу туфогенно-граувакковые толщи сменяются флишевыми и флишоидными формациями, которые, в свою очередь, уступают место молассоидным образованиям. При этом нижние молассы часто залегают согласно с подстилающими породами.

В зонах поднятий островных дуг выше отложений океанической стадии залегают преимущественно вулканогенные образования. Их основание, как правило, бывает сложено андезито-туфогенно-граувакковой формацией, представляющей собой сложное сочетание базальтов, андезито-базальтов и андезитов с граувакками, кремнистыми породами, иногда яшмами. В некоторых случаях в состав формации входят щелочные базальты и кератофиры. Известны прослойки пачки грубообломочных пород, начинающие ритмично построенные части разреза этой формации.

Параллельно с этими формациями в смежных глубоководных желобах накапливаются турбидиты, сложно сочетающиеся с пелагическими осадками. Первые особенно обильны для приостровных склонов желобов и развитых здесь глубоководных террас. Выше они перекрываются флишевыми и флишоидными толщами. На карте сделана попытка вы-

делить палеотектонические обстановки накопления формаций переходной стадии (континентальные склоны и континентальные подножья, окраинные моря, островные дуги). Следует отметить, что наиболее сложным оказалось выделение палеоаналогов глубоководных желобов.

К этой стадии приурочены интрузии габбро-плагиогранитных и габбро-плагиогранит-диоритовых формаций. В конце переходной стадии наблюдаются явления калиевого метасоматоза.

В некоторых складчатых поясах (Альпийский, Урал и др.) переходная стадия развития земной коры находит иное формационное и структурное выражение. Здесь отсутствует отчетливо выраженное разделение на поднятия островных дуг и краевые моря. В формационном отношении эта стадия почти полностью выражена мощными флишевыми сериями, содержащими олистостромы, формирующимися перед фронтом надвигающихся покровов.

Эти комплексы могут распространяться за пределы эвгеосинклинальных зон на блоки с более древней корой и рассматриваются нами как индикаторы интенсивного шарьяжеобразования при тектоническом скупивании.

Во время переходной стадии происходит постепенное формирование нового гранитно-метаморфического слоя, неодновременное в разных тектонических зонах складчатых областей, что является характерной особенностью земной коры переходного типа. Раньше всего гранитно-метаморфический слой образуется в структурных зонах типа островных дуг, которые выступают в виде своего рода «зародышей» будущей континентальной коры, позже — в сопредельных с ними зонах (в краевых морях, желобах и др.).

Вместе с тем в складчатых областях на переходной стадии развития часто присутствуют фрагменты гранитно-метаморфического слоя древней континентальной коры, которые выполняют роль либо микроконтинентов (срединных массивов), либо участвуют в строении некоторых островных дуг и в дальнейшем органически входят в новую континентальную кору. Это обстоятельство должно учитываться при определении времени формирования гранитно-метаморфического слоя (одного из главных принципов легенды новой Тектонической карты) и соответственно при выявлении формационных признаков становления новообразованного (или присутствия древнего) гранитно-метаморфического слоя на переходной стадии развития земной коры — так называемых комплексов-показателей становления гранитно-метаморфического слоя.

Прямым признаком становления гранитно-метаморфического слоя служит массовое развитие среди геологических образований метаморфических и магматических комплексов гранитного состава — разнообразных плагиогнейсов и слюдяных сланцев, с которыми ассоциируют батолиты «пестрого» габбро-диорит-гранодиоритового состава и массивы плагиогранитов, гранодиоритов и реже биотитовых гранитов. Возраст прогрессивного метаморфизма, в результате которого образовались эти метаморфические и магматические образования калий-натрового типа, указывает на время становления в условиях переходной стадии нового гранитного слоя. Во фрагментах более древней континентальной коры в процессе переходной стадии происходит ремобилизация пород гранитно-метаморфического слоя с образованием новых генераций калиевых гранитоидов.

Там, где такие прямые вещественные признаки гранитно-метаморфического слоя выражены недостаточно отчетливо либо отсутствуют, приходится привлекать косвенные геологические признаки формирования гранитно-метаморфического слоя.

Наиболее важным из них является начало орогенного стиля развития тех или иных тектонических зон, сопровождающееся образованием в формационном ряду переходной стадии нижних моласс

и синхронных с ними вулканических комплексов базальт-андезит-липаритового состава. Формирование нижних моласс всегда связано с возникновением зон тектонических поднятий с расчлененным гористым рельефом. Такие поднятия возникают в результате тектонического скучивания и различных складчатых деформаций комплексов океанической и переходной стадий, их метаморфизма и гранитизации. Следствием этого является утолщение земной коры в целом, образование в ее составе гранитно-метаморфического слоя, возникновение в нижних ее горизонтах относительно легких корней, приводящее к изостатическому поднятию всей зоны и образованию на ее поверхности горного рельефа.

Интенсивное разрушение созданного рельефа, мощный вынос возникающего при этом обломочного материала и его быстрая аккумуляция в субаэральной и прибрежно-морской обстановке и есть главная причина формирования нижних моласс. Состав обломочного материала нижних моласс, как правило, полимиктовый. Его основную массу составляют обломки пород и минералов, происходящие с размываемых островных поднятий и образующие сложно построенные конгломерато-песчанико-алевритовые толщи. Обычно преобладают обломки кварцитов, различных эффузивов, кремнистых пород, известняков, граувакк, габброидов, ультрабазитов, плагиогранитов. Лишь в верхних частях нижнемолассовых серий в составе обломочного материала сначала спорадически, а затем во все большем количестве появляются породы гранитно-метаморфического слоя — плагиогнейсы, гранитоиды калий-натрового типа, а также калиевый полевой шпат, кварц, аркозвая дресва. Это объясняется увеличением денудационного среза островных поднятий и выходом на дневную поверхность глубоких горизонтов земной коры.

В тесной ассоциации с нижними молассами находятся специфические островодужные вулканические и вулканоплутонические комплексы. Обычной формой их пространственной локализации являются узкие пояса. Они формируются в субаэральной и мелководной обстановке на растущих островных дугах или возникают на краях фрагментов древней континентальной коры, заново вовлеченных в геосинклинальный процесс. Однако, в отличие от нижних моласс, сопутствующие им вулканоплутонические комплексы образуются только на тех краях островных дуг микроконтинентов, которые, скорее всего, сопровождаются наклонными сейсмофокальными зонами.

Для вулканоплутонических комплексов, свойственных растущим островным дугам и маркирующих становление молодого гранитно-метаморфического слоя, характерна некоторая «незрелость» магматизма. Они представлены андезито-базальтовыми, андезито-дацитовыми и дацито-липаритовыми вулканическими формациями и комагматичными им интрузиями габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формации, которые всегда отличаются ярко выраженным известково-щелочным типом магматических пород и резким преобладанием в их составе натрия над калием.

Вулканоплутонические комплексы, образующиеся на краях фрагментов древней континентальной коры, отличаются рядом особенностей, которые обусловлены присутствием в глубинной структуре коры фрагментов древнего и зрелого гранитно-метаморфического слоя. Им свойственно резкое возрастание объемов вулканических и интрузивных пород кислого состава (липаритов, трахилипаритов, дацитов), которые, перемежаясь с однородными толщами вулканитов андезито-базальтового состава, образуют так называемые контрастные комплексы. В составе таких комплексов наряду с породами нормального известково-щелочного типа часто присутствуют в значительном количестве породы высокоглиноземистого щелочноземельного и даже субщелочного ти-

пов с преобладанием калия над натрием (трахиандезиты, трахидациты, трахиты, трахилипариты), возникшие в результате палингенеза пород зрелого гранитно-метаморфического слоя. Аналогичным образом наряду с массивами габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формации обычно развиты интрузии граносиенит-гранитной и щелочно-гранитной типично палингенных формаций.

### Континентальная стадия

Под континентальной стадией развития земной коры следует понимать все время существования обширных материковых массивов, обладающих мощной и выдержанной корой континентального типа с повсеместно развитым в виде сплошной оболочки зрелым гранитно-метаморфическим слоем, начиная с момента их образования и кончая их полной тектонической дезинтеграцией (если она произойдет). Континентальная стадия характеризуется сложной геодинамической обстановкой на фоне преобладающего сжатия. Материковые массивы, находящиеся на континентальной стадии развития, выступают в рельефе земной поверхности в виде обширных пространств гористой или низкой суши, которая обрамляется и частично расчленяется шельфовыми и эпиконтинентальными мелководными морями. Седиментация на материковых массивах происходит в наземных, озерных или мелководных морских условиях, при которых на гранитно-метаморфическом складчатом фундаменте (в его депрессиях и на погружающихся склонах) формируется осадочный или вулканогенно-осадочный чехол платформенных плит, шельфов, краевых прогибов и межгорных впадин. В целом для континентальной стадии характерны только два режима тектонического развития — орогенный и платформенный. Примерами материковых массивов могут служить все современные континенты. Геологическая история показывает, что подобные континенты, но отличные по конфигурации и размерам, существовали в разные периоды неогена.

В связи с тем, что на новой Тектонической карте время становления континентальной коры является главным принципом тектонического районирования, необходимо остановиться на трех критериях и геологических признаках (комплексах-показателях), которые указывают на момент становления континентальной коры и соответственно на начало континентальной стадии.

Формирование континентальной земной коры складывается из двух главных процессов: 1) зарождения и роста участков гранитно-метаморфического слоя разного возраста путем локального сгущивания и вещественного преобразования пород мантии, базальтового слоя и вулканогенно-осадочной оболочки на протяжении океанической и, главным образом, переходной стадии развития земной коры и 2) тектонического объединения (сгущивания, стягивания) ранее возникших участков разновозрастного гранитно-метаморфического слоя (включая и фрагменты чужеродной континентальной коры) в монолитные спаянные континентальные массы, момент образования которых собственно и фиксирует начало континентальной стадии. Процессы второго типа осуществлялись в ходе глобальных эпох. Становление континентальной коры, таким образом, сопровождается фундаментальными вещественными преобразованиями, обусловленными калиевой (микроклиновой) гранитизацией ранее образованных гранитно-метаморфических слоев. Эта повторная гранитизация выражается в образовании различных плагиогнейсов в микроклиновые, реже ортоклазовые гнейсы, а также в гранитизации амфиболитов и габбро-амфиболитов в нижних горизонтах коры и терригенных и вулканогенно-осадочных пород в ее верхних частях. В результате происходит рост и увеличение мощности гранитно-

метаморфического слоя и вещественная консолидация (своего рода цементация) новообразованной континентальной коры.

Одновременно под влиянием тектонического сжатия и вызванного им скучивания горных масс резко изменяется рельеф земной поверхности в пределах областей новообразованной континентальной коры, которые вовлекаются в мощное горообразование, распространяющееся и на соседние участки более древней континентальной коры.

Преобразование коры переходного типа в континентальную и связанные с этим вещественные и геоморфологические изменения вызывают столь же резкую смену типов тектонических структур и комплексов геологических формаций, т. е. принципиальную структурную перестройку складчатых областей и прилежащих территорий. Под влиянием всех этих процессов в областях новой континентальной коры образуется новая система тектонических структур, состоящая из сводовых поднятий, межгорных и предгорных впадин, а также краевых прогибов. Сводовые поднятия отличаются максимальным проявлением процессов калиевой гранитизации и гранитно-щелочно-гранитного магматизма, что способствует их дополнительному воздыманию. Межгорные впадины и краевые прогибы заполняются мощными комплексами верхних континентальных моласс.

Характерной особенностью новой системы тектонических структур является их резко несогласный, наложенный характер по отношению к структурам переходной стадии развития земной коры. Это сказывается не только на иных простирациях новообразованных структурных форм, но и на том, что как сводовые поднятия, так и межгорные впадины и прогибы, часто резко пересекают самые различные элементы претреществовавшей им складчатой структуры.

Гранитный плутонизм, свойственный сводовым поднятиям, представлен массивами, сформировавшимися на месте в результате длительного метасоматоза и гранитизации вмещающих пород в условиях относительно невысоких температур. Возникающие при этом палингенные расплавы обычно сильно насыщены водой, отличаются большой вязкостью и не испытывают значительных перемещений. В петрохимическом отношении породы таких массивов характеризуются преобладанием калия над натрием, пересыщенностью кремнеземом, иногда глиноземом. В формационном отношении они являются представителями гранитно-щелочно-гранитной формации, из состава которой часто выделяются самостоятельные гранит-лейкогранитовую, гранит-граносенитовую, аляскитовую формации, формацию щелочных гранитов и сиенитов и некоторые другие.

Становление континентальной коры в областях, расположенных по периферии крупных океанических бассейнов, как правило, сопровождалось образованием краевых вулканоплутонических поясов.

Вулкано-плутонические комплексы, слагающие такие краевые пояса, состоят из тесно связанных в пространстве и времени комагматичных субаэральных эффузивных серий и субвулканических и близповерхностных интрузий. Эффузивные образования этих комплексов всегда находятся в тесном парагенезе с верхними молассами и совместно с ними заполняют межгорные впадины или слагают самостоятельные вулканические массивы, относящиеся к классу вулканотектонических структур.

Во всех краевых вулканоплутонических поясах существует четкая поперечная петрохимическая зональность, которая выражена в том, что в направлении от океана в глубь новообразованного континента происходит закономерная смена вулканоплутонических комплексов известково-щелочного (щелочноземельного) типа соответствующими комплексами субщелочного и щелочного типов.

Известково-щелочные вулканоплутонические комплексы включают липаритовую, дацитолипаритовую, андезитодацитовую, андезитовую и андезитобазальтовую формации, которые часто слагают мощные геологические тела, перемежающиеся между собой и образующие подобие вулканических циклов гомодромного или антидромного характера. Интрузивными гомологами этих формаций являются высокотемпературные маловодные граниты и гранодиориты, габбродиориты.

Щелочные (субщелочные) вулканоплутонические комплексы отличаются повышенной общей щелочностью и часто повышенным содержанием калия. Они представлены трахилипаритовой, трахиандезитовой, трахибазальтовой формациями.

Значение вулканоплутонических комплексов краевых поясов заключается в том, что они, с одной стороны, являются комплексами-показателями становления континентальной коры, а с другой — своим расположением маркируют границу новообразованного континентального массива с прилежащими океаническими бассейнами.

### **Комплексы начальной стадии раскрытия океанических структур (рифтогенные)**

Эта стадия соответствует началу деструкции континентальных блоков и первым этапам формирования новых океанических структур. В течение этой стадии развития происходит накопление грубообломочных толщ, сложенных в основании аркозовыми продуктами размыва раздвигающихся континентальных блоков. В более верхние части разреза попадают и продукты размыва пород меланократового фундамента (хромшпинелиды). Обломочные породы часто переслаиваются или замещаются по латерали щелочными вулканогенными породами (трахибазальтами, трахиандезитами). Синхронно с ними или предшествуя им происходит внедрение субщелочных или ультрабазитщелочных массивов, располагающихся по краям континентальных блоков.

Следует отметить, что выделение формаций рифтовой стадии очень затруднено, так как они очень редко сохраняются во внутренних частях складчатых зон. Наиболее часто они сохраняются вдоль протоконтинентальных склонов и подножий, где вверх по разрезу сменяются глубоко-водными комплексами континентального склона и подножья, как это имеет место на западном склоне Урала.

Необходимо отметить, что новообразованные впадины окраинных морей также характеризуются развитием формаций, сходных с рифтогенными, отличие которых заключается в том, что они, как правило, по латерали замещаются формациями переходных стадий развития.

### **Докембрийские складчатые зоны и особенности их развития**

Естественно, что при составлении новой Тектонической карты Северной Евразии сразу же встал вопрос о возможности применения рассмотренной выше методики к обширным областям развития докембрийских пород Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Предпринятое специальное изучение особенностей развития докембрийских комплексов Алданского и Балтийского щитов показало, что наряду со сходством в общем направленном процессе формирования континентальной коры, происходившем и в докембрии, мы наблюдаем существенные отличия в его конкретном проявлении, что и нашло свое отражение в легенде карты.

Как и в фанерозойских складчатых областях, здесь могут быть выделены комплексы пород меланократового фундамента. Однако уже сейчас ясно, что они отличаются от меланократового фундамента фанерозойских складчатых зон неогее прежде всего обилием анортозитов.

На породах меланократового фундамента залегают толщи протоокеанической стадии (Алданский щит), в которых наряду с исходными вулканитами основного состава в большом количестве присутствуют своеобразные первичноосадочные высокоглиноземистые метаморфические породы (гнейсы и кристаллические сланцы). Все это может отражать специфику формирования протоокеанической коры и раннедокембрийского осадконакопления.

Эти образования к рубежу в 3,0 млрд. лет подверглись метаморфизму в условиях гранулитовой фации, создавшему своеобразный протометаморфический слой. В результате образовались отдельные стабильные блоки (Беломориды, Алданский щит и др.), сочетавшие в себе некоторые черты континентальных структур неогей и в то же время отличающиеся от них. Например, здесь не происходило формирование в это время вулканоплутонических ассоциаций и массивов калиевых гранитоидов (за исключением своеобразной формации чарнокитов). В то же время эти участки уже выступали как стабильные блоки по отношению к расположенным рядом океаническим структурам. В дальнейшем происходила плагиогранитизация толщ, слагавших эти участки, накладывались изменения в связи с высокотемпературным ретроградным метаморфизмом. В пределах таких стабильных участков формировались очень специфические формации протометаморфического чехла (типа раннепротерозойской меденосной формации Удокана). Однако одновременно с этим продолжали существовать линейные зеленокаменные пояса, в которых накапливались вулканиты основного состава, их туфы и железисто-кремнистые отложения. Стабильные блоки, видимо, разделяли отдельные океаны, и вдоль их краев отчетливо реконструируются аналоги современных формаций континентальных склонов и континентального подножья (Байкало-Патомское нагорье). Только к началу рифея эти отдельные острова протометаморфической коры образовали первые в истории Земли крупные континентальные блоки. Этот процесс сопровождался массовой гранитизацией, калиевым метасоматозом, возникновением вулканоплутонических комплексов и появлением типичных моласс. На Сибирской платформе он начался раньше (1800—1600 млн. лет), на Восточно-Европейской — несколько позже. Такое своеобразие развития нашло свое отражение в создании отдельной части легенды для докембрийских сооружений Северной Евразии.

### МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Стадийность развития эвгеосинклинальных складчатых зон, отражающая направленный процесс формирования континентальной коры, как было показано, имеет общие для всех структур закономерности. Однако в разных зонах она различается по набору осадочных и магматических формаций, длительности той или иной стадии, выпадению или широкому распространению некоторых специфических комплексов и т. д. Не менее резкими оказываются различия в морфологии, типе и истории формирования тектонических структур, возникающих в процессе трансформации океанической коры в континентальную. По-видимому, существуют три основных способа формирования континентальной коры.

Первый способ, вероятно, наиболее отчетливо проявился в архейско-раннепротерозойское время. Особенности структур и формационная принадлежность ранних этапов развития очень неясны. Можно лишь говорить, что в это время происходила необычайно растянутая во времени (вдвое превышающая по длительности последующую историю) плагиогранитизация (преимущественно метасоматическая) и метаморфизм протомантии, протоокеанических комплексов и продуктов их разрушения, сменяющиеся во времени калиевой гранитизацией. Вероятнее всего, такой процесс следует связывать с первичной дифферен-



циацией вещества Земли в условиях зародившейся атмосферы и гидросферы.

Этот процесс не был глобальным и в его результате сформировались первичные континентальные «острова», появление которых не могло не сказаться на способах формирования коры в дальнейшей истории. Протоконтиненты ввели в кругооборот вещества коры сиалический материал, который мог перераспределяться в дальнейшем в результате латеральных тектонических перемещений или в процессе осадочной дифференциации. Латеральная неоднородность земной коры («острова» континентальной коры) создала предпосылку для горизонтальных движений достаточно крупных масс коры, которые так отчетливо проявились во всей обозримой истории развития структур Земли.

Два других возможных способа формирования континентальной коры (автохтонный и аллохтонный) связываются нами именно с этой латеральной неоднородностью, не исключая, однако, возможность привноса различного по химическому составу эндогенного вещества.

Под автохтонным способом формирования коры мы понимаем такой механизм, при котором новообразованный гранитно-метаморфический слой формируется за счет метаморфизма и гранитизации формаций океанической и переходной стадий. Этот процесс невозможен без необычайно длительного, многократного скучивания (многократного тектонического сдвигания, складчатости) горных пород, причем в скучивании принимают участие и значительные массы терригенных пород, снеженных с уже существовавших континентальных массивов.

В наиболее полном виде такой процесс выражен в девонской коре Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области. Ее формирование происходило путем последовательного, длительного становления гранитно-метаморфического слоя, которое началось еще в рифее и закончилось только к девону. Переходная стадия также чрезвычайно растянута во времени (местами от середины кембрия до позднего силура). Характерны широко распространенные терригенные комплексы типа внутренних и краевых морей. Вулканические формации им явно подчинены. В конце (а иногда и в течение всей переходной стадии) происходит массовый метаморфизм и плагиогранитизация, образуются громадные плутоны гранодиорит-плагиогранитного ряда (комплексы-показатели становления «гранитного» слоя).

Тектоническое скучивание и динамометаморфизм, сопровождавшие этот процесс, проявлялись неоднократно, начинаясь еще в океаническую стадию развития (Кузнецкий Алатау, Тува). В результате такого скучивания образовывалась утолщенная океаническая кора, на которой (иногда со структурным несогласием) продолжалось накопление формаций океанического типа (комплексы океанической стадии на зрелой океанической коре). Еще более сложен процесс тектонического скучивания в переходную стадию. Он сопровождался резкими структурными перестройками (например, преаренигская перестройка в Центральном Казахстане) и появлением вторичных зон растяжения и раздвигания.

Механизм тектонического скучивания в областях с автохтонным гранитно-метаморфическим слоем пока неясен. Несомненно лишь, что, помимо складчатости, в таких областях широко распространены ранние (доскладчатые) тектонические покровы, приводящие к многократному сдвиганию пород океанической и переходной стадий.

Участки с ранним становлением гранитно-метаморфического слоя обычно надвигаются на смежные области с переходной корой (явления частной субдукции), и на их краях нередко формируются небольшие вулканоплутонические пояса, выделенные на карте в рамках комплекс-показателей становления гранитно-метаморфического слоя.

Многократность тектонического скучивания эвгеосинклинальных серий, в состав которых входят мощные призмы терригенных образова-

ний, содержащих переотложенный материал древних континентальных масс, представляет собой, по-видимому, обязательный признак структур с автохтонным «гранитным» слоем. Это позволяет предположить, что новообразованный гранитно-метаморфический слой (хотя бы частично) связан с дифференциацией вещества в результате аллохимического метаморфизма и палингенеза. Тем не менее, несомненно, что в процессе формирования гранитно-метаморфического слоя могут принимать участие кислые дифференциаты ювенильного происхождения.

Возникшие таким образом зоны с новообразованным гранитно-метаморфическим слоем автохтонного типа превращаются в континентальную кору только в определенные глобальные эпохи активизации тектонических движений, во время которых эти зоны, а также фрагменты чужеродной континентальной коры стягиваются в сплошной континентальный массив. Последующая калиевая гранитизация и гранитный плутонизм спаивают этот массив в единое целое.

Такой механизм образования континентальной коры всегда сопровождается крупномасштабными явлениями субдукции, т. е. возникновением генерального наклонного срыва по глубоким горизонтам земной коры, который зарождался на границе океанической и вновь образованной континентальной коры и полого уходил под континент. Над подобными пологими зонами субдукции формировались краевые вулканические пояса, одновозрастные верхним молассам (комплексам-показателям становления континентальной коры), с которыми они ассоциируют.

При аллохтонном способе формирования «гранитного» слоя происходит тектоническое совмещение комплексов палеоокеанической структуры с гранитно-метаморфическими образованиями более древней континентальной коры. Значительная масса «гранитного» слоя в этом случае сложена древними метаморфитами, в той или иной мере ремобилизованными.

Складчатые системы с аллохтонным гранитно-метаморфическим слоем характеризуются редуцированной переходной стадией, для которой типичны преимущественно флишевые формации разного типа с олистостромами и своеобразные вулканогенно-осадочные комплексы. В структурном отношении такие системы характеризуются широким развитием крупных доскладчатых тектонических покровов нескольких генераций.

Существуют два способа аллохтонного появления «гранитного» слоя — пододвигание континентальных блоков под породы меланократового фундамента, океанической и переходной стадий (или что то же — надвигание последних на континентальные окраины) и надвигание блоков древних метаморфид на океаническую кору с вероятным их скольжением по поверхности меланократового основания.

В первом случае эвгеосинклиналильные серии оказываются выдавленными на более древние кристаллические массы (механизм обдукции). В пределах палеоокеанической структуры над тектоническим «клином» метаморфид образуются своеобразные морские вулканогенно-осадочные комплексы, для которых характерны субщелочные (калиевой специализации) базальтоиды и андезито-базальты (и их туфы) с подчиненным количеством трахилипаритов и трахитов (Восточный склон Урала). Осадочная составляющая этих комплексов — песчаники, рифогенные известняки, олистостромовые образования. Время формирования таких комплексов отвечает появлению аллохтонного гранитно-метаморфического слоя в соответствующих частях палеоокеанических структур, а сами они представляют собой гомологи комплексов-показателей формирования автохтонного «гранитного» слоя и на карте объединены с ними в одну рубрику. В тыловых частях пододвигающихся блоков древнего гранитно-метаморфического слоя иногда возникают локальные зоны раз-

движения, в которых обнажается базальтовый слой, формируются серии параллельных даек и проявляется базальтоидный вулканизм. Флишевые комплексы в рассматриваемом случае имеют граувакковый состав, что связано с размывом надвигавшихся пластин океанической коры.

Пододвигание континентальной коры под палеоокеаническую структуру резко усиливается во время глобальных эпох тектонической активности, что приводит к возникновению новой континентальной коры. Этот процесс сопровождается ремобилизацией гранитного вещества древнего гранитно-метаморфического комплекса и формированием громадных гранитных плутонов (комплексы-показатели возникновения континентальной коры, сформированной аллохтонным способом). Параавтохтонные древние метаморфиды и связанные с ними осадочные формации в результате последующей деформации и денудации могут быть выведены на поверхность, образуя большие или меньшие фрагменты внутри палеоокеанических структур. Рассмотренный механизм наиболее характерен для таких складчатых поясов, как Урал и Южный Тянь-Шань.

Другой вариант аллохтонного механизма, выразившийся в надвигании древних кристаллических масс на палеоокеаническую структуру, в наиболее типичном виде проявился в Альпийском поясе Средиземноморья. Переходная стадия в этой структуре представлена в основном флишевыми комплексами, возраст которых определяется временем надвигания аллохтонных масс, а состав зависит от состава этих аллохтонов. По краям аллохтонных массивов в зонах частных субдукций образуются небольшие вулканоплутонические пояса, ассоциирующие с нижними молассами (комплексы-показатели становления гранитно-метаморфического слоя). Эти пояса имеют в каждом конкретном случае такую же поперечную зональность, которая отмечалась для вулканоплутонических поясов областей с автохтонной континентальной корой. Однако в рассматриваемом случае возникает много разноориентированных и несколько различающихся по возрасту частных вулканоплутонических поясов, распределенных в пределах складчатой системы очень неравномерно.

Аллохтонный способ образования континентальной коры является следствием сближения континентов, приводящим к закрытию океанов. В процессе горизонтального движения аллохтонные блоки гранитно-метаморфического слоя могут раскалываться. Возникающие при этом зоны частичного раздвигания заполняются флишем и вулканическими сериями базальтового и андезито-базальтового состава, иногда с субщелочным уклоном.

Окончательное перекрытие палеоокеанической структуры аллохтонными массами, сопровождающееся общим тектоническим сжатием и складчатостью, фиксирует момент становления континентальной коры. Показателями возникновения такой коры в данном случае являются многочисленные ареалы вулканоплутонических комплексов, ассоциирующих с верхними молассами, которые заполняют внутренние впадины. Гранитный плутонизм развит локально.

Аллохтонный механизм становления коры обоих типов всегда приводит к резкому нарушению изостатического равновесия и формированию протяженных горных сооружений, обрамленных краевыми прогибами. Краевые прогибы — одни из характернейших структурных элементов складчатых систем с континентальной корой, сформировавшейся аллохтонным способом.

Анализ истории развития любой складчатой области показывает, что формирование континентальной коры происходит, как правило, в результате сочетания различных механизмов. Однако их относительная роль различна, что и определяет специфику строения и магматизма каждой складчатой области.

Континентальная земная кора Евразийского материка, равно как и кора других материков, формировалась по существу на протяжении всей геологической истории, начиная с глубокого докембрия, но этот процесс не был ни непрерывным, ни равномерным. Континентальные вулканоплутонические и другие комплексы, являющиеся показателями образования подлинной континентальной земной коры, возникали лишь эпизодически, отмечая собой существование в общем немногих этапов, в течение которых происходило создание и наращивание континентов. Завершение этих этапов относится к следующим временным рубежам: к началу рифея, к концу рифея, к началу девона, к концу палеозоя, к началу мезозоя (к среднему триасу), к самому концу мезозоя (позднему мелу) и к кайнозую (рисунок). Естественно, что процесс формирования континентальной коры еще продолжается, и сейчас существуют области, где на наших глазах происходит образование континентальной коры — это переходная область от континента к океану в западной части Тихого океана, состоящая из системы вулканических островных дуг, глубоководных желобов и окраинных морей. Есть и такие крупнейшие области, как океаны, в которых формирование континентальной коры еще не началось, если не предполагать начало этого процесса в океане в зонах с сильно увеличенной мощностью коры.

Разные этапы образования континентальной коры обладают большими различиями как в масштабах созидания коры, так и по их значению для объединения разобщенных континентальных глыб в единый Евразийский материк.

**Дорифейский этап** (области с континентальной корой, сформировавшейся к началу рифея). Конец раннего протерозоя примерно на уровне 1800—1600 млн. лет был отмечен широким развитием процессов гранитизации, внедрением калиевых гранитов и появлением в целом ряде мест континентальных вулканоплутонических комплексов (таких, как акитканский и улканский на Алданском щите). По существу, впервые в геологической истории Евразии возникли такие крупные массы вещества типично гранитного состава, отличающиеся высоким содержанием калия. С этим этапом связано оформление первых континентов на площади Северной Евразии: Восточно-Европейского, Сибирского и Китайского, отвечающих древним платформам.

Сейчас можно считать установленным, что протоконтинентальная кора формировалась за счет преобразования океанической или протоокеанической коры, как и в более позднее время. Однако, как мы отметили ранее, этот процесс в раннем докембрии был своеобразен. Первичные ядра протометаморфического слоя были, по-видимому, сравнительно тонкими и пространственно разобщенными. Поэтому их нельзя рассматривать в качестве самостоятельных континентов. Только в начале протерозоя отдельные гранитно-метаморфические ядра — «острова» — спаялись в несколько относительно крупных масс. Можно думать, что главным было, с одной стороны, горизонтальное движение блоков, приведшее к стягиванию разобщенных гранитно-метаморфических ядер, а с другой — гранитизация разделяющих эти блоки участков океанической коры. Этот процесс образования континентальной коры охватывал почти одновременно обширные территории и не локализовался, как в последующие эпохи, лишь в линейных вытянутых поясах.

Дорифейский этап является, вероятно, главным в создании континентальной коры Евразии. Простой обзор тектонической карты Северной Евразии показывает большую величину площади, занятой раннепротерозойской континентальной корой. Фрагменты этой коры включены в состав континентальной коры более молодого возраста. Кроме того, трудно учесть, какая часть этой более молодой коры возникла за счет раз-

движения, в которых обнажается базальтовый слой, формируются серии параллельных даек и проявляется базальтоидный вулканизм. Флишевые комплексы в рассматриваемом случае имеют граувакковый состав, что связано с разрывом надвигавшихся пластин океанической коры.

Пододвигание континентальной коры под палеоокеаническую структуру резко усиливается во время глобальных эпох тектонической активности, что приводит к возникновению новой континентальной коры. Этот процесс сопровождается ремобилизацией гранитного вещества древнего гранитно-метаморфического комплекса и формированием громадных гранитных плутонов (комплексы-показатели возникновения континентальной коры, сформированной аллохтонным способом). Параавтохтонные древние метаморфиды и связанные с ними осадочные формации в результате последующей деформации и денудации могут быть выведены на поверхность, образуя большие или меньшие фрагменты внутри палеоокеанических структур. Рассмотренный механизм наиболее характерен для таких складчатых поясов, как Урал и Южный Тянь-Шань.

Другой вариант аллохтонного механизма, выразившийся в надвигании древних кристаллических масс на палеоокеаническую структуру, в наиболее типичном виде проявился в Альпийском поясе Средиземноморья. Переходная стадия в этой структуре представлена в основном флишевыми комплексами, возраст которых определяется временем надвигания аллохтонных масс, а состав зависит от состава этих аллохтонов. По краям аллохтонных массивов в зонах частных субдукций образуются небольшие вулканоплутонические пояса, ассоциирующие с нижними молассами (комплексы-показатели становления гранитно-метаморфического слоя). Эти пояса имеют в каждом конкретном случае такую же поперечную зональность, которая отмечалась для вулканоплутонических поясов областей с автохтонной континентальной корой. Однако в рассматриваемом случае возникает много разноориентированных и несколько различающихся по возрасту частных вулканоплутонических поясов, распределенных в пределах складчатой системы очень неравномерно.

Аллохтонный способ образования континентальной коры является следствием сближения континентов, приводящим к закрытию океанов. В процессе горизонтального движения аллохтонные блоки гранитно-метаморфического слоя могут раскалываться. Возникающие при этом зоны частного раздвигания заполняются флишем и вулканическими сериями базальтового и андезито-базальтового состава, иногда с субщелочным уклоном.

Окончательное перекрытие палеоокеанической структуры аллохтонными массами, сопровождающееся общим тектоническим сжатием и складчатостью, фиксирует момент становления континентальной коры. Показателями возникновения такой коры в данном случае являются многочисленные ареалы вулканоплутонических комплексов, ассоциирующих с верхними молассами, которые заполняют внутренние впадины. Гранитный плутонизм развит локально.

Аллохтонный механизм становления коры обоих типов всегда приводит к резкому нарушению изостатического равновесия и формированию протяженных горных сооружений, обрамленных краевыми прогибами. Краевые прогибы — одни из характернейших структурных элементов складчатых систем с континентальной корой, сформировавшейся аллохтонным способом.

Анализ истории развития любой складчатой области показывает, что формирование континентальной коры происходит, как правило, в результате сочетания различных механизмов. Однако их относительная роль различна, что и определяет специфику строения и магматизма каждой складчатой области.

Континентальная земная кора Евразийского материка, равно как и кора других материков, формировалась по существу на протяжении всей геологической истории, начиная с глубокого докембрия, но этот процесс не был ни непрерывным, ни равномерным. Континентальные вулcano-плутонические и другие комплексы, являющиеся показателями образования подлинной континентальной земной коры, возникали лишь эпизодически, отмечая собой существование в общем немногих этапов, в течение которых происходило создание и наращивание континентов. Завершение этих этапов относится к следующим временным рубежам: к началу рифея, к концу рифея, к началу девона, к концу палеозоя, к началу мезозоя (к среднему триасу), к самому концу мезозоя (позднему мелу) и к кайнозю (рисунок). Естественно, что процесс формирования континентальной коры еще продолжается, и сейчас существуют области, где на наших глазах происходит образование континентальной коры — это переходная область от континента к океану в западной части Тихого океана, состоящая из системы вулканических островных дуг, глубоководных желобов и окраинных морей. Есть и такие крупнейшие области, как океаны, в которых формирование континентальной коры еще не началось, если не предполагать начало этого процесса в океане в зонах с сильно увеличенной мощностью коры.

Разные этапы образования континентальной коры обладают большими различиями как в масштабах созидания коры, так и по их значению для объединения разобщенных континентальных глыб в единый Евразийский материк.

**Дорифейский этап** (области с континентальной корой, сформировавшейся к началу рифея). Конец раннего протерозоя примерно на уровне 1800—1600 млн. лет был отмечен широким развитием процессов гранитизации, внедрением калиевых гранитов и появлением в целом ряде мест континентальных вулcano-плутонических комплексов (таких, как акитканский и улканский на Алданском щите). По существу, впервые в геологической истории Евразии возникли такие крупные массы вещества типично гранитного состава, отличающиеся высоким содержанием калия. С этим этапом связано оформление первых континентов на площади Северной Евразии: Восточно-Европейского, Сибирского и Китайского, отвечающих древним платформам.

Сейчас можно считать установленным, что протоконтинентальная кора формировалась за счет преобразования океанической или протоокеанической коры, как и в более позднее время. Однако, как мы отметили ранее, этот процесс в раннем докембрии был своеобразен. Первичные ядра протометаморфического слоя были, по-видимому, сравнительно тонкими и пространственно разобщенными. Поэтому их нельзя рассматривать в качестве самостоятельных континентов. Только в начале протерозоя отдельные гранитно-метаморфические ядра — «острова» — спаялись в несколько относительно крупных масс. Можно думать, что главным было, с одной стороны, горизонтальное движение блоков, приведшее к стягиванию разобщенных гранитно-метаморфических ядер, а с другой — гранитизация разделяющих эти блоки участков океанической коры. Этот процесс образования континентальной коры охватывал почти одновременно обширные территории и не локализовался, как в последующие эпохи, лишь в линейных вытянутых поясах.

Дорифейский этап является, вероятно, главным в создании континентальной коры Евразии. Простой обзор тектонической карты Северной Евразии показывает большую величину площади, занятой раннепротерозойской континентальной корой. Фрагменты этой коры включены в состав континентальной коры более молодого возраста. Кроме того, трудно учесть, какая часть этой более молодой коры возникла за счет раз-

мыва материала с древних континентов, его переотложения и метаморфизма. Приблизительные подсчеты показывают, что к началу рифея в течение предшествовавшей геологической истории Земли было создано, по-видимому, не менее трех четвертей ее континентальной оболочки.

**Рифейский этап** (области с континентальной корой, сформировавшейся к началу фанерозоя) плохо выражен в Северной Евразии и более свойствен континентам южного полушария. В Северной Евразии к концу позднего докембрия произошло, видимо, лишь незначительное наращивание Сибирского континента (по южной и северной его окраинам) и Восточно-Европейского континента (на его северо-восточной окраине, в Тимане и под чехлом Печорской низменности). В этих областях появляются калиевые граниты и континентальные молассы, которые могут в какой-то мере служить индикаторами становления континентальной коры.

**Раннепалеозойский этап** (области с континентальной корой, сформировавшейся к началу девона) представляет собой следующий крупный этап формирования континентальной коры Северной Евразии. Он охватывает в основном ранний палеозой и завершился к девону. В это время континентальная кора уже была создана на обширных площадях, обычно относимых к областям проявления каледонской складчатости. Показателями формирования континентальной коры служат девонские континентальные вулканоплутонические комплексы и молассы, широко развитые в Алтае-Саянской области, Северной Монголии, Центральном Казахстане, каледонидах Северо-Западной Европы. Эти новые области континентальной коры возникли на месте позднекембрийско-раннепалеозойских океанов: Палеоазиатского в центре Азии и Палеоатлантического в Северо-Западной Европе. Формирование континентальной коры в ходе этого этапа развития происходило различно.

В Центральном Казахстане и Алтае-Саянской области, где строение является мозаичным, рост континентальной коры был длительным и осуществлялся на месте, автохтонно. Он происходил за счет образования отдельных участков гранитно-метаморфического слоя преимущественно в ходе развития систем островных дуг. Так, в Алтае-Саянской области участки гранитно-метаморфического слоя создавались в конце докембрия (Восточный Саян), в середине кембрия (Кузнецкий Алатау, Восточная Тува), в середине ордовика (восток Горного Алтая), в середине силура (Западный Саян). В Центральном Казахстане выделяются примерно те же периоды образования гранитно-метаморфического слоя. Большое место занимают фрагменты дорифейской континентальной коры — Кокчетавский, Сангиленский и другие массивы. Лишь к началу девона все эти участки спаялись воедино, образовав достаточно обширные континентальные площади. В это время сильно нарастился и Сибирский континент на своих западной и южной окраинах и был создан Казахстанский континент.

В Северо-Западной Европе, особенно в Скандинавии, континентальная кора создавалась «аллохтонным» способом. Весь комплекс пород океанической и переходной стадий скандинавских каледонид выжат из области своего первоначального залегания и сейчас покоится в виде шарьяжных пластин на дорифейской континентальной коре (Балтийский щит, Лофотенские острова).

**Позднепалеозойский этап** (области с континентальной корой, сформировавшейся к концу карбона — началу перми). Позднепалеозойские (позднекаменноугольно-раннепермские) вулканоплутонические комплексы, протянувшиеся широким поясом через всю Евразию от Монголии на востоке до Европы на западе, надежно маркируют новый этап становления континентальной коры Северной Евразии. К позднему палеозою относятся главные фазы шарьирования и гранитообразования на Урале, в Тянь-Шане, Южной Монголии. Позднепалеозойская континентальная

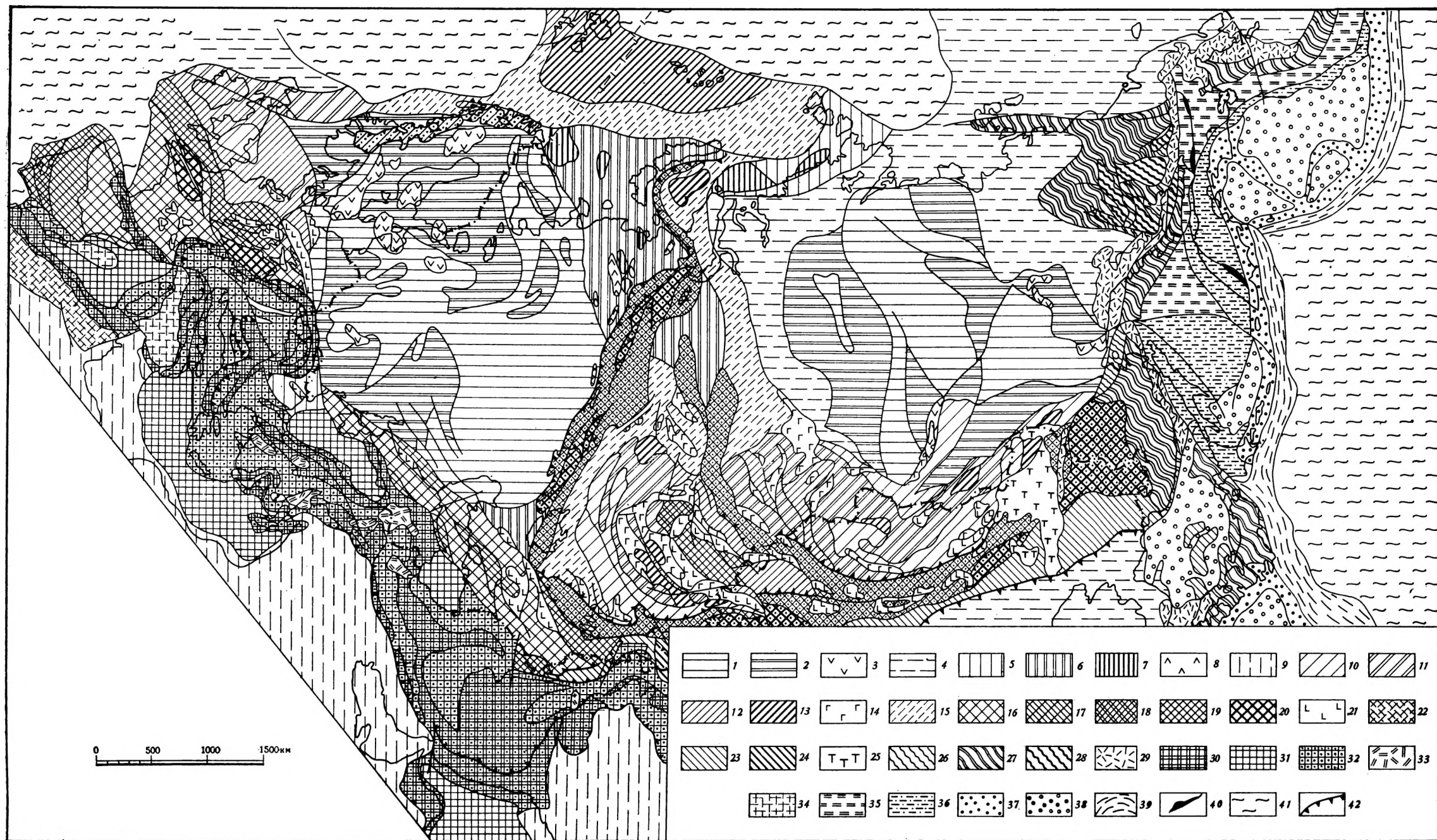


Схема становления континентальной коры Северной Евразии. Составлена авторами по рабочему макету Тектонической карты Северной Евразии в масштабе 1 : 5 000 000 при участии М. П. Антипова, А. Г. Кулагина, В. Г. Николаева, Г. В. Риле, Э. Э. Шарипова, В. А. Швольмана, И. Г. Шербы

1—4—области с континентальной корой, сформировавшейся к началу рифея: 1—архейский протометаморфический слой, 2—архейский и раннепротерозойский гранитно-метаморфический слой, 3—протерозойские комплексы-показатели становления континентальной коры (вулcano-плутонические), 4—нерасчлененная дорифейская кора; 5—9—области с континентальной корой, сформировавшейся к началу фанерозоя: 5—среднерифейский гранитно-метаморфический слой, 6—вендские гранитно-метаморфический слой, 7—фрагменты дорифейской коры, 8—вендские комплексы-показатели становления континентальной коры (вулcano-плутонические), 9—нерасчлененная рифейская кора; 10—15—области с континентальной корой, сформировавшейся к началу девона: 10—рифейский гранитно-метаморфический слой, 11—позднекембрийский и ордовикский гранитно-метаморфические слои объединенные, 12—силурийский гранитно-метаморфический слой, 13—фрагменты более древних кор, 14—девонские комплексы-показатели становления континентальной коры (вулcano-плутонические), 15—нерасчлененная девонская кора; 16—22—области с позднепалеозойской континентальной корой: 16—вендский гранитно-метаморфический слой, 17—ордовикский гранитно-метаморфический слой, 18—раннекаменноугольный гранитно-метаморфический слой, 19—среднекаменноугольный гранитно-метаморфический слой, 20—фрагменты более древних кор, 21—позднепалеозойские комплексы-показатели становления континентальной коры (вулcano-плутонические), 22—нерасчлененная позднепалеозойская континентальная кора; 23—25—области с континентальной корой, сформировавшейся к середине триаса: 23—пермский гранитно-метаморфический слой, 24—фрагменты более древних кор, 25—позднетриасово-юрские комплексы-показатели становления континентальной коры (вулcano-плутонические); 26—29—области с континентальной корой, сформировавшейся в мелу: 26—пермский гранитно-метаморфический слой, 27—позднеюрско-раннемеловой гранитно-метаморфический слой, 28—фрагменты более древних кор, 29—позднемеловые комплексы-показатели становления континентальной коры (вулcano-плутонические ассоциации); 30—34—области с континентальной корой, сформировавшейся к концу миоцена и формирующейся в настоящее время: 30—меловой и миоценовый гранитно-метаморфические слои объединенные, 31—участки с несформированным гранитно-метаморфическим слоем, 32—фрагменты более древних кор, 33—неоген-четвертичные комплексы-показатели становления континентальной коры (вулcano-плутонические), 34—нерасчлененная кайнозойская кора; 35—40—области формирующейся континентальной коры: 35—меловой гранитно-метаморфический слой, 36—палеогеновый гранитно-метаморфический слой, 37—миоценовый и формирующийся в современных островных дугах гранитно-метаморфические слои, 38—впадины краевых морей, лишенные гранитно-метаморфического слоя, 39—глубоководные желоба, 40—фрагменты более древних кор; 41—современная океаническая кора; 42—крупнейшие шарьяжи. Точечным крапом показаны области с континентальной земной корой, образованной преимущественно аллохтонным способом

тальной коры (вулcano-плутонические), 22 — нерасчлененная позднепалеозойская континентальная кора; 23—25 — области с континентальной корой, сформировавшейся к середине триаса: 23 — пермский гранитно-метаморфический слой, 24 — фрагменты более древних кор, 25 — позднетриасово-юрские комплексы-показатели становления континентальной коры (вулcano-плутонические); 26—29 — области с континентальной корой, сформировавшейся в мелу: 26 — пермский гранитно-метаморфический слой, 27 — позднеюрско-раннемеловой гранитно-метаморфический слой, 28 — фрагменты более древних кор, 29 — позднемеловые комплексы-показатели становления континентальной коры (вулcano-плутонические ассоциации); 30—34 — области с континентальной корой, сформировавшейся к концу миоцена и формирующейся в настоящее время: 30 — меловой и миоценовый гранитно-метаморфические слои объединенные, 31 — участки с несформированным гранитно-метаморфическим слоем, 32 — фрагменты более древних кор, 33 — неоген-четвертичные комплексы-показатели становления континентальной коры (вулcano-плутонические), 34 — нерасчлененная кайнозойская кора; 35—40 — области формирующейся континентальной коры: 35 — меловой гранитно-метаморфический слой, 36 — палеогеновый гранитно-метаморфический слой, 37 — миоценовый и формирующийся в современных островных дугах гранитно-метаморфические слои, 38 — впадины краевых морей, лишенные гранитно-метаморфического слоя, 39 — глубоководные желоба, 40 — фрагменты более древних кор; 41 — современная океаническая кора; 42 — крупнейшие шарьяжи. Точечным крапом показаны области с континентальной земной корой, образованной преимущественно аллохтонным способом

Вклейка к статье М. Г. Агабекова и др. (к стр. 76)

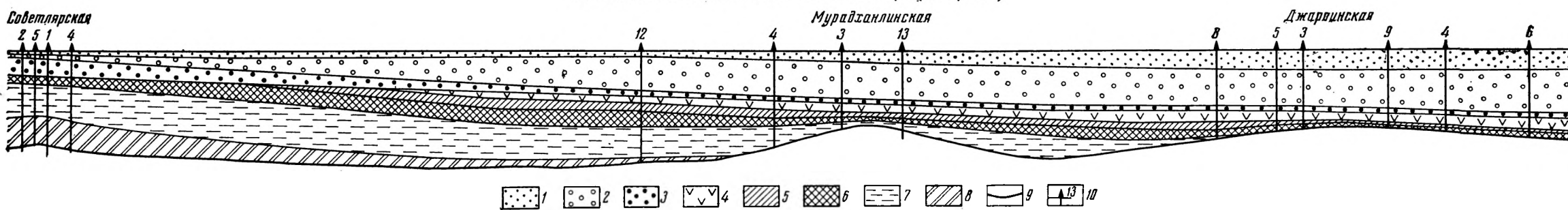


Рис. 3. Геологический профиль через центральную часть Куринской впадины. Составили М. Г. Агабеков, А. Б. Мошашвили, Б. А. Гаджиев  
1 — четвертичные отложения; 2 — апшеронский ярус; 3 — ачкагыльский ярус; 4 — про-

дуктивная толща; 5 — сарматский ярус; 6 — чокракский горизонт; 7 — майкопская серия; 8 — эоценовые отложения; 9 — поверхность меловых отложений; 10 — глубокие разведочные скважины и их номер



кора возникла на месте прежних океанических бассейнов: Уральского, Западно-Сибирского и океана Палеотетис. Имеются данные, что одни из этих бассейнов, например Уральский, были новообразованными, возникшими в результате растяжения в раннем палеозое, на что указывают так называемые грабеновые фации; другие бассейны были, возможно, унаследованы от более древних.

В большинстве районов континентальная кора формировалась аллохтонно. Это убедительно показано сейчас для Урала и Южного Тянь-Шаня. Аналогичные данные появляются для Южной Монголии. Нагромождение шарьяжей, широкое развитие олистостром, флиша, появление обдущированных офиолитовых пластин — все это говорит о большом сокращении площади в результате сближения континентальных масс. В мощные горизонтальные движения были вовлечены фрагменты более древней коры, которые можно видеть сейчас, например, на восточном склоне Урала.

В Средней и Западной Европе, отличающейся мозаичным строением, восстанавливается, скорее, автохтонный способ образования континентальной коры. Отдельные участки гранитно-метаморфического слоя возникали здесь в позднем докембрии (альгонк Чешского массива, бривер Армориканского и Центрального массивов), в начале ордовика (Иберийская Месета), в девоне (Южная Испания), в раннем карбоне (Средняя Европа). Среди этих участков присутствуют фрагменты дорифейской коры (Чешский, Армориканский, Эсперийский массивы). В середине карбона все эти разрозненные участки и фрагменты были стянуты, подверглись метаморфизму и внедрению гранитоидов.

В ходе позднепалеозойского этапа два континента, составляющие остов Северной Евразии — Восточно-Европейский и Сибирский, спаялись вместе и, значительно расширившись, впервые наметили контур современной Северной Евразии.

**Раннемезозойский этап** (области с континентальной корой, сформировавшейся к середине триаса) образования континентальной коры Евразии отмечен развитием триасово-юрских континентальных вулканоплутонических комплексов. Они широко развиты в Монголии и Северо-Восточном Китае и известны также в Средней Азии. Континентальная кора этого возраста прослеживается в виде узкого пояса, протянувшегося через всю Евразию. В состав пояса входят Гродековская зона Приморья, Гиринская зона Северо-Восточного Китая, Солонкерская зона Южной Монголии, Северный Памир, Южно-Гиссарская зона Тянь-Шаня, Гиндукуш и Северный Афганистан, Сванетская зона Большого Кавказа. Этот пояс сложен позднепалеозойскими комплексами океанической и переходной стадий, которые маркируют собой океанический бассейн — Палеотетис. Ликвидация этого бассейна и создание на его месте континентальной коры происходили в основном аллохтонно за счет перекрытия его надвигавшимся с севера Евразийским континентом. В результате Китайский континент прилепился к остальной материковой Евразии.

**Позднемезозойский этап** (области с континентальной корой, сформировавшейся в мелу). Континентальная кора этого возраста охватывает восток Азии, примерно соответствуя мезозоидам. Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алиньский и Катазиатский вулканические пояса являются надежными показателями формирования континентальной коры на этой территории. Процесс образования коры здесь был очень сложным. Отдельные участки гранитно-метаморфического слоя здесь стали возникать еще в среднем и позднем (например, Шантарские острова) палеозое, но в основном становление гранитно-метаморфического слоя относится к разным периодам мезозоя. Этот процесс не был однонаправленным. На северо-востоке СССР выделяются зоны растяжения, такие, как Южно-Ануйская, содержащая позднеюрско-раннемеловые офиолиты. Вдоль них участки гранитно-метаморфического слоя раскалывались и расходи-

лись в стороны. По-видимому, большое место занимают здесь фрагменты древней континентальной коры, например Омолонский массив. Поздне-мезозойские тектонические движения в середине мелового периода охватили по существу всю территорию Восточной Азии, обусловив соединение всех разрушенных до этого континентальных и субконтинентальных участков. В результате Евразия значительно разрослась в восточном направлении.

**Кайнозойский этап** (области с континентальной корой, сформировавшейся к концу миоцена и формирующейся в настоящее время). На протяжении кайнозоя происходило формирование континентальной земной коры в Альпийско-Гималайском складчатом поясе за счет ликвидации мезозойского океана Тетис. Этот океан уверенно может быть реконструирован по почти непрерывному распространению мезозойских офиолитов (т. е. океанической коры того возраста) от Альп до Гималаев. Широко развиты здесь комплексы океанической и переходной стадий, обнимающие по возрасту в основном мезозой. То, что весь Альпийско-Гималайский пояс образован нагромождением тектонических покровов, в настоящее время не вызывает сомнений. Большинство комплексов пород находится здесь в аллохтонном залегании. В первую очередь, это относится к тем комплексам, которые слагали ложе океана Тетис или формировались на нем, т. е. к комплексам меланократового фундамента, океанической и переходной стадий. Поразительно то, что эти комплексы занимают сейчас относительно узкие зоны по сравнению с шириной всего пояса. Они полностью сорваны со своего основания и их первичное местонахождение всегда служит предметом дискуссий. Большая часть пояса сложена аллохтонными фрагментами более древней континентальной коры. Это известные массивы Альп, Родопский, Мендересский и Киршехирский массивы Балканского полуострова и Малой Азии, Лутский массив Ирана и др. Вряд ли могут быть сомнения в том, что формирование континентальной коры на месте Альпийско-Гималайского пояса было обусловлено практически лишь горизонтальными движениями континентов, обрамлявших океан Тетис, — Евразийского и Гондваны. В результате этих перемещений в меловое время произошло столкновение континентов, а океан Тетис был погребен под надвигавшимися континентами. Закрывание океана Тетис и столкновение континентов было длительным. Шарьяжеобразование происходило, начиная с первой половины мела до миоцена с кульминацией в позднем мелу и середине третичного времени. В Альпийско-Гималайском поясе можно видеть и проявления некоторых ретроградных процессов, приводивших к деструкции континентальной коры. Молодые субокеанические бассейны Западного Средиземноморья, возникшие в миоцене, представляют собой свидетельства этой деструкции. В ходе создания континентальной коры в Альпийском поясе произошло соединение Северной Евразии с Африкой и Индией.

**Современный этап** (области формирующейся континентальной коры). В настоящее время континентальная земная кора формируется в области, переходной от Евразии к Тихому океану. Эта область ограничена на западе поздне-мезозойским Охотско-Чукотским вулканическим поясом, на востоке — глубоководными желобами: Алеутским, Курильским, Японским. В нее входят как глубокие котловины окраинных морей с океаническим и субокеаническим типом строения земной коры, так и вулканические островные дуги со сформированным гранитно-метаморфическим слоем, равно как и участки, где существует континентальная земная кора, такие, как Япония. Эта область может служить примером той палеогеографии, которая существовала на месте многих древних складчатых сооружений в переходную стадию формирования континентальной коры. В ее пределах устанавливаются участки, в которых гранитно-метаморфический слой был создан уже сравнительно давно, в

позднем палеозое (Пенжинская зона), мезозое (Корякское нагорье), в раннем кайнозое (Западная Камчатка). Современные вулканические островные дуги представляют собой зоны, в которых сейчас идет образование гранитно-метаморфического слоя. Японский микроконтинент уверенно может интерпретироваться как фрагмент более древней (видимо, мезозойской) континентальной коры. В эту же переходную область включены участки типично океанического ложа (глубоководные котловины Берингова моря). Широко проявлены здесь процессы деструкции, приводящие к образованию впадин окраинных морей. Очевидно, в геологическом будущем в ходе горизонтальных движений масс все эти гетерогенные структуры объединятся, и только после этого будет сформирована монолитная континентальная кора.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Процессы созидания и развития континентальной земной коры не объяснимы с позиций теорий фиксизма. Необходимо учитывать обширные данные, свидетельствующие о больших латеральных тектонических перемещениях разнородных блоков земной коры в ходе ее становления. Не объясняют эти теории и петролого-геохимической эволюции континентальной коры, которая оказалась состоящей из множества совершенно различных по составу и геологической истории блоков, нередко тектонически совмещенных, сгруженных в узких тектонических зонах.

Вместе с тем, учитывая большое прогрессивное значение идей мобилизма и, в частности, отдельных элементов гипотезы тектоники плит, необходимо подчеркнуть, что и эта гипотеза практически также не объясняет становление и геологическую эволюцию сложной структурно-вещественной мозаики глыб континентальной коры. Вообще надо сказать, что самой слабой чертой этой гипотезы является ее схематичность и отсутствие историко-геологической концепции становления коры современных континентов, а также отрыв этой гипотезы от фактических данных, изображенных на геологических картах континентов.

Нами в результате анализа материала по тектонике Евразии предлагается мобилистическая концепция тектонической истории становления континентальной коры, в которой учитываются данные о весьма неравномерной, стадийной эволюции вещественного состава слагающих кору геологических формаций. Особое значение придается литологическим и петролого-геохимическим особенностям формаций, среди которых выделяются формации — индикаторы времени становления континентальной коры в той или иной тектонической области. Доказывается, что ведущим процессом является превращение океанической коры в континентальную. При этом совершаются сложные процессы тектонического сгущивания и разрушения коры, идущие на фоне одновременно протекающих явлений эндогенной и экзогенной дифференциации вещества мантии и коры. Выявляется, что в разное геологическое время и в разных палеоокеанах механизм формирования континентальной коры был не одинаковым.

На основе изложенной выше концепции могут быть составлены тектонические карты разных масштабов, которые должны открыть новые пути не только для металлогенического анализа континентов, но и для решения рудогенетических проблем. Очевидно, что процессы тектонической и петролого-геохимической эволюции в ходе становления коры, выраженные в определенных формациях, изображенных на таких картах, в основном и определяли закономерности размещения и образования полезных ископаемых.

УДК 551.8 : 551.43 : 551.73 (234.85)

В. Н. ПУЧКОВ

**ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ДООРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ  
ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА**

Формационный анализ доорогенного палеозоя западного склона Урала позволяет выделить в его пределах группу раннепалеозойских рифтовых формаций, а в более молодых палеозойских (ордовикско-каменноугольных) отложениях различать два формационных ряда: 1) ряд шельфа (сочетание карбонатных, терригенно-карбонатных и фалаховых формаций) и 2) ряд материкового склона и подножия, возможно с фрагментами океанического чехла (сочетание известняково-алевросланцевой, известняково-глинисто-кремнистой, кремнисто-терригенно-олигомиктовой и других формаций). Эти отложения отчасти перекрываются флишем и флишоидами, которые выше переходят в молассу пермского возраста.

Доорогенные палеозойские формации западного склона Урала в целом или отдельных его районов рассматривались с разной степенью детальности во многих работах (Келлер, 1949; Хворова, 1961; Беккер, 1965; Войновский-Кригер, 1967; Перфильев, 1968, и др.). Среди них видное место занимает статья Н. П. Хераскова (1967). В этой работе сделана единственная в своем роде попытка обобщающего анализа доорогенной тектоники западного склона Урала с помощью формационного метода. Рассмотрев все имевшиеся к тому времени материалы, Н. П. Херасков пришел к выводу, что формации указанной территории укладываются в два резко различных ряда. Западный ряд представлен западноуральской карбонатной надформацией, образованной в краевой, сравнительно слабо прогибавшейся части миогеосинклинальной зоны Урала. Восточный формационный ряд, в типичном виде наблюдаемый в Зилаирском синклинии, отвечает глубокому прогибу миогеосинклинальной зоны и представлен (снизу вверх): сланцевой харотской формацией, аспидной зилаирской и флишидной гусихинской формациями. Восточный прогиб отделялся с запада (по крайней мере на ордовикско-нижнедевонском этапе) резким структурным уступом, на котором происходило образование кожимской карбонатной формации.

С момента, когда эти взгляды были сформулированы, прошло около 10 лет. Для геотектоники это немалый срок. Естественно, что сейчас назрела необходимость пересмотреть и уточнить изложенные выше выводы, учесть новые факты и дать им современную интерпретацию.

Какие же основные новые моменты надо иметь в виду, приступая к рассмотрению формаций западного склона Урала? Ответ на этот вопрос заключается прежде всего в том, что за прошедшее десятилетие появилась, начала быстро развиваться и получила широкое признание новая тектоническая доктрина. Идеи новой глобальной тектоники не могли не найти своего преломления и во взглядах уральских геологов. В настоящее время большой группой исследователей Урала сформулирована принципиально новая точка зрения на происхождение и развитие уральской геосинклинали, опубликованная в печати (Иванов и др., 1972, 1974; Пучков, 1974) и отраженная на издаваемой в настоящее время тектонической карте Урала м. 1 : 1 000 000. Согласно этой точке зрения, палеозойская структура Урала заложилась в позднем кембрии — ордовике в

результате раскалывания позднепротерозойского континента и раздвигания его обломков, в результате чего вначале образовался рифтоген с характерным для него набором формаций, а затем — геосинклинальная впадина с корой и осадками океанического типа в ее внутренней части и переходного типа на ее краю. Впоследствии растяжение сменилось сжатием, и океаническая впадина начала постепенно закрываться и «зарастать» вновь образующейся континентальной корой, что в конечном итоге привело к формированию орогена. Современная структура Урала носит следы сильнеешего сжатия, сопровождающегося сокращением поперечника геосинклинальной впадины и образованием пологих чешуйчатых надвигов и шарьяжей.

В разработке вышеизложенных представлений определенную роль играли новые материалы по геологии западного склона Урала. В настоящее время становится ясно, что при формационном анализе палеозоя западного склона Урала необходимо учитывать значительные горизонтальные перемещения. Необходимость переоценки роли горизонтальных движений в формировании структуры западного склона Урала была понята и Н. П. Херасковым (1971). Наиболее вероятно существование следующих крупных тектонических покровов: Сакмарского (Камалетдинов, 1974; Руженцев, 1974), Кракинского (Камалетдинов, 1974; Казанцева, 1970), шарьяжей Уфимского амфитеатра (Смирнов, Беллавин, 1971; Плюснин, 1969; Камалетдинов, 1974), Малопечорского покрова (Пучков, 1973<sub>2</sub>), Лемвинских шарьяжей (Войновский-Кригер, 1966, 1967; Пучков, 1973<sub>3</sub>). Особенно важно в связи с этим представление о гетерогенности Зилаирского синклиория — о наличии в нем целого ряда тектонических пластин разнофациального характера, благодаря чему приходится отказаться от выделения формационного ряда Зилаирского синклиория в качестве типичного для сланцевых прогибов восточной части рассматриваемой территории. Как показали исследования В. С. Руженцева (1974) по Сакмарскому аллохтону, здесь можно выделить несколько вертикальных формационных рядов. Более гомогенна лемвинская подзона Полярного Урала, которую мы и выбрали в качестве тектонотипа структур подобного рода (батиклиналей) (Пучков, 1975<sub>1</sub>).

Трактовка формаций западного склона Урала сильно изменилась и благодаря новым данным по палеогеографии и истории развития его структур (Атлас..., 1972; Смирнов, Смирнова, 1967; Смирнов и др., 1974; Щербаков, 1969; Пучков, 1975<sub>2</sub> и др.). Считалось, что линейно-складчатые структуры западного склона Урала развивались длительно, унаследованно, с девона или даже раньше являясь конседиментационными. Отсюда делался вывод, что западноуральские формации развивались в условиях, принципиально отличных от платформенных. Однако анализ новых материалов по всему западному склону Урала, равно как и более детальное изучение истории формирования структур севера Урала, заставляет прийти к противоположному выводу. Как было показано (Пучков, 1975<sub>2</sub>, стр. 36—53, 160—164), внешняя зона западного склона в течение ордовикско-каменноугольного времени по всем структурным и формационным признакам отвечала платформе и лишь с конца палеозоя была захвачена явно наложенной линейной складчатостью уральского простиранья. Признание того, что западный склон Урала переживал длительный период пассивного развития, явилось необходимым условием для сопоставления его со структурами пассивных (рифтогенных) окраин континентов (Пучков, 1968, 1974).

В последние годы существенные поправки и уточнения были внесены также в стратиграфию отложений внутренней зоны западного склона Урала (Пучков, 1973<sub>1-3</sub>). Так, например, установлено развитие всех отделов девона в Лемвинской и Малопечорской подзонах. В связи с этим надо отметить, что Н. П. Херасков (1967) совершенно справедливо вы-

сказывал сомнение в существовании большого девонского перерыва в Лемвинской подзоне, хотя прямых данных для такого утверждения тогда не было. Совершенно иную трактовку на основании новых фаунистических находок получила сейчас тисваизская формация, которая, как предполагалось, охватывает ордовик, силур и девон (по нашим данным, ее возраст ограничен средним девоном). Эти и другие данные позволили значительно уточнить и типизировать восточный формационный ряд.

Ниже мы попытаемся дать краткую характеристику палеозойских формаций и формационных рядов западного склона Урала с учетом всех тех материалов, о которых шла речь.

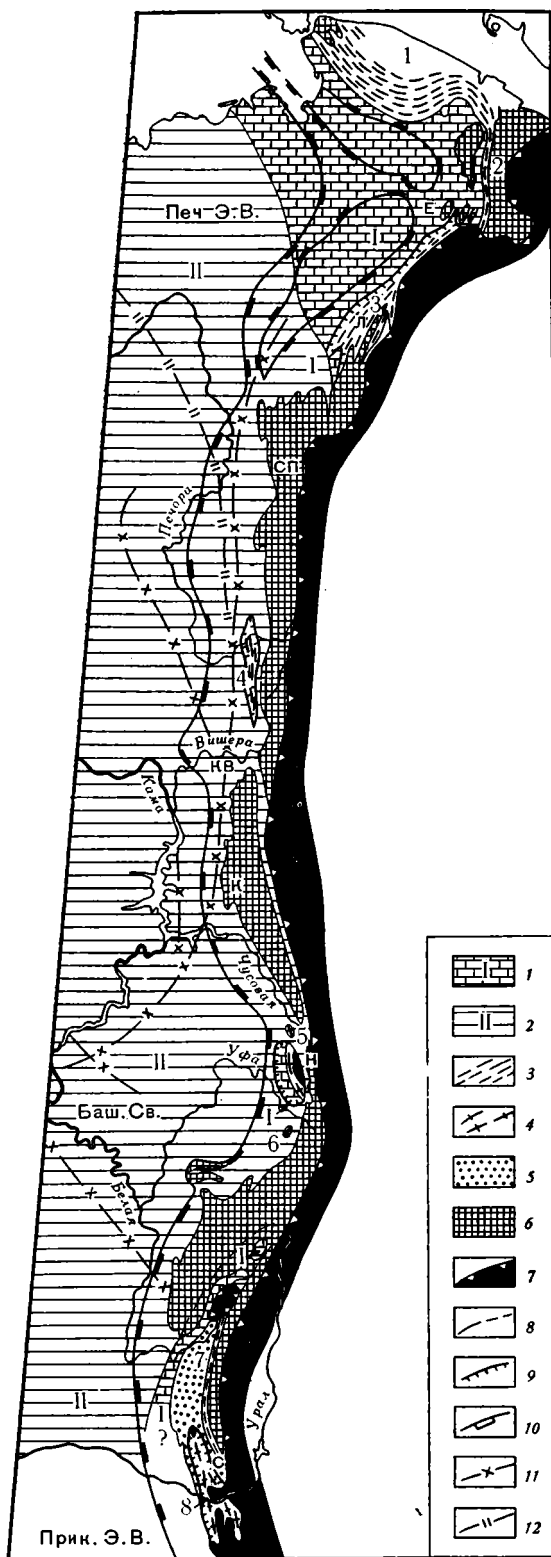
Наиболее низкое положение в разрезе палеозоя западного склона занимают рифтогенные, или грабеновые, формации, изученные еще далеко недостаточно. Возраст их, вероятно, ограничен верхами кембрия и ордовика. Они представляют собой обломочные, иногда молассоидные континентальные и морские толщи, плохо сортированные, образовавшиеся за счет размыва местного материала. Мощность их изменчива — от нуля до сотен метров, что связано с грабеновым характером контролирующих их структур. Характерной особенностью рифтогенных молассоидов является их наложенность по отношению к фундаменту и расположение в основании трансгрессивного мегаритма осадконакопления. В качестве примера можно привести грубообломочную погурейскую свиту Полярного Урала, полимиктовые базальные пачки тельпосской свиты на Полярном Урале, безгидовскую свиту Северного Урала, а также, возможно, часть аллохтонных отложений ордовика Нижне-Сергинского и Сакмарского покровов — нижнюю часть бардымской свиты, кидрясовскую свиту и др. Терригенные породы нередко сочетаются со своеобразными изверженными породами, которые могут выступать и самостоятельно. Во внешней, западной части, лежащей на слабо разрушенном протерозойском фундаменте, последние представлены щелочными калиевыми базальтоидами, андезитоидами, щелочно-ультраосновными породами. Широко развиты диабазы. Местами подчиненную роль играют щелочные калиевые липариты. Восточнее, ближе к оси развивающейся рифтовой структуры, преобладают диабазы, близкие по составу к толеитам, но с несколько повышенным содержанием  $K_2O$ .

Не все рифтовые формации континентов по своим петролого-геохимическим признакам легко отличимы от формаций других классов — орогенных, островодужных и пр. (такова, например, базальт-трахитовая формация). Наиболее диагностичными, показательными для рифтовых зон или вообще для зон растяжения с разломами, уходящих глубоко в мантию, являются формации щелочных базальтоидов, пикритовых порфиритов, щелочно-ультраосновная и карбонатитовая. Карбонатиты на Урале неизвестны (возможно, что их недостаточно целеустремленно искали). Формация щелочных базальтоидов известна на Приполярном Урале (Голдин, Пучков, 1974), на Среднем Урале (Остроумова, Румянцева, 1967) и, возможно, на Полюдовом кряже (Гринсон, Смирнов, 1973). В типичном выражении она представлена фациально изменчивыми толщами нефелиновых, мелилитовых базальтов, базанитов, нефелинитов, трахибазальтовых и базальтовых порфиритов либо покровами трахибазальтов, авгититов, лимбургитов, пикритоподобных порфиритов, базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов и др.

Формация пикритовых порфиритов (Старков, 1967, и др.) отмечается по всей территории западного склона Урала — от Башкирского антиклинория до Харбейского — и развита вне прямой пространственной зависимости от других формаций в виде серий даек, сопровождающих разломы. По химизму эти породы достаточно четко отличаются от гипербазитов меланократового основания палеозойской геосинклинали Урала. Щелочно-ультраосновная формация изучена очень слабо. К ней относятся небольшие дайки и штоки, сложенные преимущественно туфобрек-

Рис. 1. Схема размещения формационных рядов различного типа на западном склоне Урала и в Приуралье (покров пермско-мезозойско-кайнозойских орогенных и платформенных формаций снят). 1—6 — палеоконтинентальный сектор Урала. 1, 2 — внешняя зона (шельфовые формации, относимые к западному формационному ряду): 1 — I подтип разреза (области преобладающего развития «карбонатных доорогенных формаций»); 2 — II подтип разреза (области неоднократного чередования фалаховых, карбонатно-терригенных и карбонатных формаций); 3, 4 — внутренняя зона (континентально-склоновые и другие относительно глубоководные формации, относимые к восточному формационному ряду): 3 — области преимущественного развития континентально-склоновых формаций; 4 — области развития формаций не вполне ясного палеоструктурного положения (континентальное подножие и океанический чехол?); 5 — флишевая зилаирская формация; 6 — автохтонный байкальский складчатый фундамент; 7 — палеоокеанический сектор Урала (без расчленения на зоны и формационные ряды); 8 — нормальные границы структурно-формационных зон и подзон; 9 — границы сильно тектонически сближенных зон и подзон; 10 — границы области развития линейных варисских складок Урала; 11 — оси впадин Камско-Кинельского типа; 12 — оси линейных доорогенных поднятий. Цифры на схеме: 1—8 — структурно-формационные подзоны: 1 — Карская, 2 — Собская, 3 — Лемвинская, 4 — Малопечорская, 5 — Нязепетровская, 6 — Маяктуаская, 7 — Северо-Зилаирская, 8 — Сакмарская. Области развития рифтогенных формаций: Е — Енганепейская, Л — Лемвинская, СП — Сельюско-Патокская, КВ — Колво-Вишерская, Н — Нязепетровская, С — Сакмарская. Структуры платформ: Печ. Э. В. — Печорская экзогональная впадина; Прик. Э. В. — Прикаспийская экзогональная впадина; Баш. Св. — Башкирский свод

чиями щелочно-ультраосновного состава. Они обнаружены В. И. Мизиним в южной части хр. Енгане-Пе (Полярный Урал), Б. А. Голдиным — к востоку от горы Тельпос (Приполярный Урал) (Голдин, Мизин, 1974), Б. К. Ушковым и др. (1974), Ю. А. Шурубором (1967) — на Среднем Урале.



Образование указанных магматических и осадочных формаций связано с процессом заложения Уральской эвгеосинклинали, т. е. с рифтогенезом широкого масштаба, в ходе которого возникли разломы растяжения; наиболее крупные из них превратились в каналы, давшие одновременно доступ магме из очагов, расположенных на разных уровнях, включая весьма глубинные очаги щелочно-ультраосновной магмы. Пространственная разобщенность этих формаций свидетельствует в пользу их связи с различными изолированными очагами.

Магматизм рифтового типа распространен неравномерно и характеризуется разным сочетанием формаций в каждом из районов. Безусловно, это отчасти объясняется неравномерной изученностью территории. Однако несомненно и другое — то, что неравномерность распространения является характерной чертой рифтовых формаций в районах типичного их развития, в частности в Африке и на Сибирской платформе. Можно выделить следующие «узлы» развития рифтовых формаций (рис. 1): Енганпейский, Седьюско-Патокский, Красновишерский, Кваркушский, Нязепетровский (?), Сакмарский (?) и др. Возможно, что аналогичные узлы будут обнаружены на Оче-Нырском, Башкирском антиклинориях и в других районах. Весьма вероятно, что изученные рифтовые комплексы — лишь часть обширной провинции рифтовых формаций, скрытых сейчас в фундаменте восточного края Восточно-Европейской платформы. Образование этой провинции связано с раскалыванием эпибайкальского края более обширной платформы в кембро-ордовикское время с образованием Уральской эвгеосинклинали (океанической впадины) к востоку от современной линии Главного Уральского разлома. Образование узлов скоплений продуктов рифтового магматизма связано с наличием неравномерной сети параллельных и ветвящихся разломов различной глубины и протяженности, следовавших в целом главной рифтовой «щели».

В результате дальнейшего раздвижения континентальных глыб возникла палеоокеаническая структура эвгеосинклинали восточного склона Урала. В пределах обрамляющей ее с запада палеоконтинентальной структуры вдоль всего западного склона складчатого Урала прослеживаются две структурно-формационные зоны (рис. 1).

**Внешняя зона**, лежащая на практически неразрушенном байкальском и добайкальском кристаллическом основании, характеризуется развитием шельфовых, платформенных отложений. Обычным здесь является присутствие рифовых и биогермных, органогенно-детритовых, оолитовых, конгломератовидных и других известняков с толстостенной макрофауной, различных доломитизированных известняков и доломитов, кварцевых песчаников с признаками прибрежно-морского и континентального генезиса. Разрезы этой зоны ничем принципиально не отличаются от разрезов платформенного чехла смежной с ней Русской плиты, непосредственным продолжением которого они и являются. Возраст указанных отложений в основном ордовикско-каменноугольный (отчасти нижнепермский). Эти отложения были деформированы лишь в заключительные этапы варисцийского орогенеза (пермь — триас).

Рассматривая вертикальный формационный ряд внешней зоны палеоконтинентального сектора Урала, следует отметить, что он обладает закономерной продольной и поперечной изменчивостью, при которой границы отдельных формаций испытывают сильное возрастное скольжение. В этой изменчивости намечаются определенные закономерности, связанные с тем, что доверхнепалеозойские структуры рассматриваемой зоны являлись непосредственным продолжением структур восточной окраины Восточно-Европейской платформы. В частности, немаловажным явилось то обстоятельство, что на крайнем севере и юге Урал смыкается с экзогональными впадинами Восточно-Европейской платформы, описанными В. С. Журавлевым (1972), — Печорской и Прикаспийской. В средней же части Уралу противостоит относительно приподнятая часть



платформы, с Башкирским сводом в качестве наиболее устойчивой и четко выраженной положительной структуры, смещенной несколько к югу. В пределы западного склона Урала прослеживаются и более мелкие палеоструктуры — типа системы Камско-Кинельских впадин или Печорского инвертированного грабена (Щербаков, 1969; Пучков, 1975<sub>1</sub>), которые также влияли на распределение фаций и мощностей. На поздних стадиях (в карбоне — ранней перми) определенное значение имела и продольная неравномерность орогенических процессов, раньше начавшихся на юге западного склона Урала, чем на севере, с чем было связано относительно раннее заложение краевого прогиба и более ранняя смена платформенных формаций молассой на юге Урала по сравнению с севером.

И все же наиболее четкой закономерностью является увеличение роли карбонатных формаций на крайнем севере и крайнем юге Урала за счет исчезновения терригенно-олигомиктовых (фалаховых, по Б. М. Келлеру, 1973) формаций в послеордовикское время, тогда как в остальных частях Урала эти формации появлялись в палеозое несколько раз. Легко видеть, что это — следствие относительной опущенности экзогенальных частей Восточно-Европейской платформы. Определенное увеличение роли карбонатных формаций в пределах рассматриваемой зоны происходит и в восточном направлении, что связано с образованием пологого склона восточного края в сторону океанической впадины.

Вертикальный ряд формаций внешней зоны палеоконтинентального сектора Урала, а на севере — и смежных частей Восточно-Европейской платформы начинается с тельпосской<sup>1</sup> терригенно-олигомиктовой (фалаховой) формации, залегающей либо на грабеновых формациях, либо непосредственно на байкальском фундаменте. На севере Урала ее возраст ограничивается нижним ордовиком, в южных же его частях эта формация охватывает более широкий возрастной диапазон за счет скольжения ее верхней возрастной границы (вплоть до верхов силура в западных районах Южного Урала). Мощность формации до 1500 м.

Выше она повсюду сменяется терригенно-карбонатными формациями (терригенно-доломитовая и терригенно-известняково-доломитовая). На севере Урала они имеют средне- и верхнеордовикский возраст, на юге — верхнеордовикский — верхнесилурийский. Общая мощность до 2000 м. Такое распределение формаций и скольжение их возрастных границ определяется тенденцией к большему погружению северного края Восточно-Европейской платформы по сравнению с южным в ордовике и отчасти в силуре.

В дальнейшем в западной структурной зоне обособляются участки (подзоны) с формационными разрезами двух подтипов. Первый развит на крайнем севере Урала (часть Полярного Урала и юго-западного Пай-Хоя), а с лудлова — также на юге, в верхнем течении р. Белой и в восточных разрезах Уфимского амфитеатра, и характеризуется практически непрерывным развитием карбонатных формаций. На остальной же территории Урала (II подтип) типичный схематизированный вертикальный разрез важнейших средне-верхнепалеозойских формаций выглядит следующим образом.

1. Карбонатная надформация (формации мелководных слоистых известняков, рифогенных известняков и известняково-доломитовая). На севере Урала она по возрасту охватывает весь силур, на юге ее возрастной диапазон сужается до верхнесилурийского и происходит ее переход в терригенно-доломитовую формацию. Мощность надформации до 1200 м.

2. Терригенно-известняково-доломитовая формация. Развита на Печорском Урале, где имеет нижнедевонский возраст. Мощность до 200 м.

<sup>1</sup> Собственные имена даны наиболее характерным формациям.

3. Терригенно-олигомиктовая (фалаховая) такатинская формация, представленная переслаиванием мелководных и континентальных кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Возраст ее на севере Урала нижнеэйфельский, в более южных районах — нижнедевонско-нижнеэйфельский. Мощность 100—500 м.

4. Терригенно-известняковая формация. Охватывает эйфельско-нижнефранский интервал и характеризуется неравномерным переслаиванием известняков и аргиллитов с пачками кварцевых песчаников и алевролитов. Мощность до 200—300 м.

5. На среднефранско-турнейском уровне в рассматриваемой зоне обособляются формации двух типов: а) принадлежащие карбонатной надформации (преимущественно доломито-известняковая и рифогенная формация); мощность 800—1200 м; б) известняково-сланцевая доманиковая формация, представленная переслаиванием битуминозных известняков, глинистых и кремнистых сланцев. Это относительно глубоководная формация со специфическим комплексом фауны и сокращенными (по сравнению с первым формационным типом) мощностями. Залегает в постепенно (со временем) сужающихся протяженных прогибах, которые прослеживаются с территории Восточно-Европейской платформы в область западного склона Урала.

6. Терригенно-олигомиктовая (фалаховая) кизеловская формация ниже- и средневизейского возраста. По литологии близка к нижнеэйфельской, но на ряде участков характеризуется угленосностью. Мощность до 200—300 м и более; раздувы мощности наблюдаются над участками развития девонско-турнейских депрессионных фаций.

7. Карбонатная надформация (преимущественно формации мелководных слоистых известняков и рифогенная). Развита в интервале от серпуховского до сакмарского ярусов. Мощность 500—1000 м. Верхняя граница надформации сильно скользит: в восточных разрезах Уфимского амфитеатра и западного склона Южного Урала уже в башкирском веке эта надформация сменяется флишевой формацией (Хворова, 1961). В более северных и западных районах эта смена происходит позже — вплоть до артинского века (Атлас..., 1972). На севере и юге Урала, в более восточных разрезах, вышеуказанная карбонатная надформация частично замещается ассельско-сакмарской (на юге ассельско-артинской) мергелистой формацией, представленной маломощной пачкой аргиллитов, мергелей и глинистых известняков со специфической фауной. Эта формация, отражающая стадию формирования «незаполненного» краевого прогиба, вверх по разрезу, так же как и флишевая, сменяется молассой, а в отдельных районах — соленосной формацией кунгура.

Тела большинства формаций и надформаций прослеживаются из западной зоны складчатого Урала в смежную часть Восточно-Европейской платформы, а границы их пересекают западную границу складчатого Урала, что подчеркивает платформенную природу этих формаций, которые только в пермско-триасовое время были переработаны линейной складчатостью, осложненной крупными надвигами и шарьяжами.

**Внутренняя зона** палеоконтинентального сектора Урала, непосредственно прилегающая к эвгеосинклинальным образованиям, сформировалась на границе эпибайкальского континента и палеозойской океанической впадины.

Для суждения о морфологии структур, образовавшихся в это время, нет прямых данных, поскольку эти структуры были затушеваны последующими деформациями. Однако аналогии с современными рифтовыми зонами и рифтогенными окраинами современных континентов (Пучков, 1974) позволяют предположить широкое развитие структур растяжения (сбросов, грабенов) при полном отсутствии складчатости общего смятия. Эти аналогии позволяют также предполагать, что сочленение палеоконтинентального и палеоокеанического секторов Урала в раннем и сред-

нем палеозое проходило через зону постепенного утончения земной коры и выклинивания «гранитного» слоя, отвечающую континентальному склону и подножию. В отличие от формаций континентального шельфа формации континентального склона и подножия не прослеживаются непрерывной полосой вдоль всего Урала, а образуют отдельные изолированные эрозионно-тектонические останцы, расположенные цепочкой непосредственно к западу от Главного Уральского разлома (Карская, Лемвинская, Малопечорская, Северо-Зилаирская структурно-формационные подзоны; см. рис. 1). Основываясь на работах по геологии этих зон (Устрицкий, 1961; Енокян, 1971; Войновский-Кригер, 1967; Пучков, 1973<sup>1,2</sup>; Ожиганов, 1955), автор пришел к выводу: вертикальные формационные ряды в этих останцах удивительно похожи, что является одним из аргументов в пользу первичной непрерывности батинальной зоны («батиклинали») Урала (Пучков, 1974). Ниже в очень обобщенном виде приводится типичный вертикальный ряд формаций батиклинали севера Урала с указанием отличительных черт соответствующих формаций Южного Урала (снизу вверх): 1. Грубеинско-Качамыльская известняково-алевросланцевая формация (ордовик). Обычно представлена мощной (выше 1000 м) ритмичной толщей красно- и зеленоцветных филлитов и алевролитов с прослоями песчаников (в низах) и известняков (в верхах). На Южном Урале в аналогичной формации известняков почти нет. 2. Харотская известняково-глинисто-кремнисто-сланцевая, или черносланцевая<sup>2</sup> (ордовик — нижний девон). Представлена фтанитами, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами, комковатыми известняками (на севере Урала в верхах формации повсеместно прослеживается горизонт комковатых тентакулитовых известняков). Формация может включать прослой кварцевых песчаников при почти полном отсутствии известняков (на юге Урала). Мощности невелики (обычно первые сотни метров). 3. Кремнисто-терригенная олигомиктовая пагинская формация (средний девон). Представлена песчаниками (преимущественно кварцевыми) и (или) алевролитистыми, глинистыми и кремнистыми сланцами. Изредка присутствуют прослой известняков, иногда — линзы конгломератов с мелководной фауной в обломках. Мощность весьма изменчива (может достигать многих сотен метров). 4. Известняково-глинисто-кремнисто-сланцевая, или пестросланцевая, колокольненская (верхний девон, нижний и средний карбон; на Южном Урале — только франкий ярус). Представлена разноцветными глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами, плитчатыми кремнями, фтанитами, на севере Урала с прослоями известняков; мощность до 500 м. 5. Аспидная (граувакковая) и терригенно-флишевая формации. Мощные (2000 — 3000 м) терригенные толщи, представленные полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами. В низах иногда присутствуют прослой известняков; ритмичность здесь более грубая, чем в верхах. Возраст формаций на севере Урала — нижний карбон — нижняя пермь (яйюская аспидная и кечпельская флишевая формация), на юге — верхи франа — нижний карбон (зилаирская флишевая формация). Включение в этот ряд на юге Урала визейско-серпуховской гусихинской (Херасков, 1967) кремнисто-глинистой флишеподобной формации, развитой в Зилаирском синклинории, недостаточно обосновано, так как в пределах восточной структурно-формационной зоны она отсутствует (размыта или не отлагалась) и лишь западнее прослеживается в виде узкой полосы (рис. 2).

Отличительными чертами формационного ряда батиклинали являются: континентальный (складчатый) фундамент (там, где отложения не сорваны с фундамента), широкое развитие кремнистых пород, комковатых известняков и турбидитов, господство пелагических комплексов фау-

<sup>2</sup> Отвечает харотской сланцевой формации Н. П. Хераскова, но возрастной объем ее уточнен.

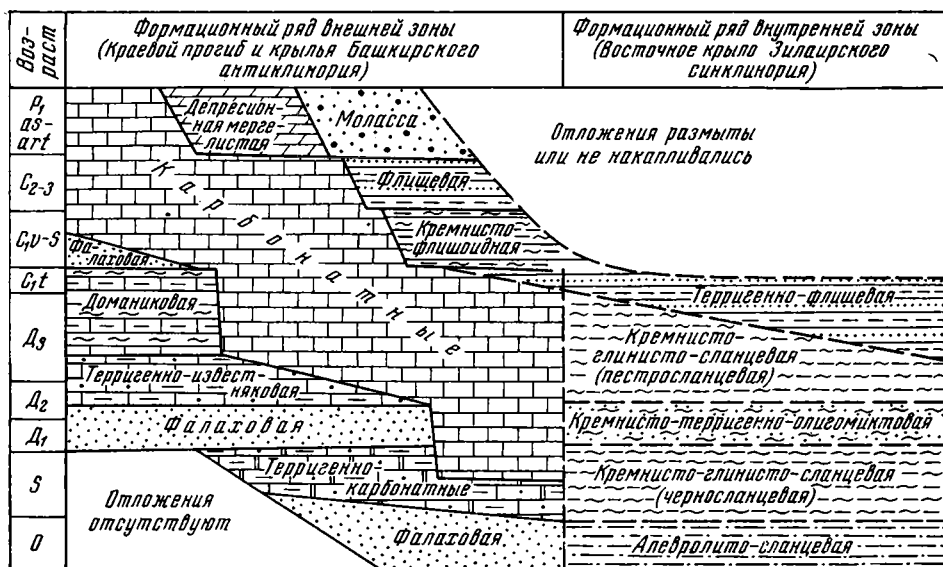


Рис. 2. Принципиальная схема сопоставления доорогенных и раннеорогенных палеозойских формаций на западном склоне Южного Урала

ны, отсутствие или слабое развитие эффузивов. В палеогеографическом плане эти относительно глубоководные формации располагались между устойчивой неритовой зоной шельфа, с одной стороны, и тектонически активными участками океана — с другой. В современном же плане положение формаций различно. Они практически не смещены на Пай-Хое. На Полярном Урале они сильно надвинуты на более западные шельфовые формации того же возраста. На Северном Урале они, по-видимому, слагают крупный останец шарьяжа. На Южном Урале они отчасти залегают на месте, отчасти смещены.

Есть основания предполагать, что фрагменты самых крайних частей батиклинали или зоны, непосредственно примыкающей к ней с востока (континентальное подножье и океанический чехол), сохранились на западном склоне Урала в аллохтонном залегании — в тектонических покровах Уфимского амфитеатра и Зилаирского синклинория. В Уфимском амфитеатре значительным развитием пользуется своеобразный комплекс палеозойских отложений, выделяемый в качестве бардымской свиты ордовикско-силурийского возраста (Смирнов, 1956). По новейшим представлениям целого ряда исследователей (Смирнов, Беллавин, 1972; Плюснин, 1969; Камалетдинов, 1974, и др.), недавно подтвержденным бурением в Нижнесергинском районе, эти отложения образуют тектонический покров. Внутреннее строение покрова является, по-видимому, весьма сложным, а слагающая его бардымская свита, стратиграфия которой до сих пор недостаточно изучена, вряд ли представляет собой единое геологическое образование. Во всяком случае северо-западная часть аллохтона сложена несколько иной ассоциацией пород, чем восточная. Рассмотрим кратко разрез бардымской свиты в северо-западной половине аллохтона. Средний — верхний ордовик представлен здесь двумя толщами: толщей кварцевых песчаников с прослоями основных эффузивов и толщей туффитовых песчаников, туффонгломератов, порфиритов, известняков, а также фиолетово-зеленых глинистых и алевролитистых сланцев, похожих на грубеинские сланцы Лемвинской зоны (нижнесергинская толща, по Г. А. Смирнову). Мощность свыше 600 м. Выше залегают толща фтанитов и глинисто-кремнистых сланцев

силура (ургалинская толща) мощностью порядка 600 м. В одном из разрезов (р. Средняя) В. Г. Варгановым среди фтанитов и глинистых сланцев отмечались прослой конгломератовидных (комковатых) известняков и неровнослоистых известняков, содержащих тентакулиты. На протяжении всего Бардымского хребта и вдоль его западного подножья эта кремнисто-сланцевая толща перекрыта плохо фаунистически охарактеризованной толщей кварцевых и субаркозовых песчаников с редкими прослоями фтанитов и кремнистых осадочных брекчий. Мощность толщи порядка 500 м. Не исключен ее девонский (эйфельский?) возраст. Отмечавшееся рядом исследователей присутствие в бардымской свите, наряду с фтанитами, пестроцветных кремнистых сланцев и полимиктовых песчаников заставляет подозревать здесь и наличие более высоких горизонтов девона. В такой отчасти предположительной интерпретации разрез северо-западной части Нязепетровского аллохтона очень похож на разрез батиклинали. Основное отличие заключается в широком развитии ордовикских эффузивов. При этом, однако, надо учитывать, что эти эффузивы, среди которых описывались преимущественно диабазы, порфириды и спилиты, отличаются от базальтоидов типично океанических серий (Иванов и др., 1973) заметно повышенной калиево-титанистостью, широким развитием пирокластике; возможно, что эти породы вместе с осадочными толщами, с которыми они связаны, следует относить к эпиконтинентальным рифтогенным формациям. Впрочем, никаких прямых данных о характере первичного фундамента для описанного разреза не имеется.

Близкий, но значительно более фрагментарный разрез палеозоя, представленный песчаниками ордовика и фтанитами с прослоями граптолитовых сланцев силура, описан в аллохтоне горы Маяктау (Смирнов и др., 1963).

В отличие от описанного типа разреза, для юго-западной части аллохтона характерно преобладающее развитие эффузивов (диабазов, порфиридов, спилитов, альбитофиров и их туфов), как правило, достоверно не датированных. По данным геологов-съемщиков, «магматизм Нязепетровского района представлен почти всеми магматическими формациями, характерными для эвгеосинклинальной зоны восточного склона Урала» (Жилин и др., 1972). При этом среди наиболее молодых магматических образований этого района можно выделить трахибазальтовую формацию девонского возраста (сопоставима с туринской формацией Тагильского синклинория?). Присутствие же многочисленных тел серпентинитов, образовавшихся по перидотитам, дунитам и пироксенитам, в ассоциации с габбро, подушечными лавами и кремнями, дает основание предполагать здесь наличие остатков сильно нарушенного океанического фундамента. По-видимому, прав С. Г. Самыгин (устное сообщение), считающий фации юго-восточной части Нязепетровского шарьяжа аналогами фаций Тагильского синклинория.

Еще больше оснований имеется для утверждения о неоднородности внутреннего строения Сакмарского аллохтона. По С. В. Руженцеву (1972, 1974), в Сакмарском аллохтоне, расположенном в пределах Зилаирского синклинория, устанавливается по крайней мере три разнофациальные пластины; при этом предполагается не менее чем 5-кратное сокращение первичной ширины зоны. Фации, занимавшие предположительно наиболее западное (близкое к континенту) положение, имеют явные черты сходства с лемвинскими. Разрез от более северных отличается развитием туффов и туфов альбитофиров в среднем — верхнем ордовике, резким преобладанием фтанитов над глинистыми сланцами в силуре, значительно большей, чем на севере, ролью обвалных брекчий в эйфеле, присутствием щелочных базальтоидов в живете и др., но в целом характер и последовательность формаций в формационном ряду, как нам кажется, близки к батинальным. Разрезы, относимые к бо-

лее восточным фациям, характеризуются широким развитием эффузивов по всему разрезу (для силура характерны спилиты). Как и для Нязепетровского аллохтона, прямых данных о характере первичного фундамента здесь не имеется; возможно, на западе еще сохранялись какие-то остатки растянутой континентальной коры, однако участие офиолитов и серпентинитового меланжа в строении тектонических пластин является указанием на океанический фундамент по крайней мере части зоны.

Все вышеизложенное подтверждает сделанное ранее (Пучков, 1973, 1974) предположение о том, что в доверхнепалеозойской структуре Урала сочленение континентального и океанического секторов происходило через континентальный склон, его подножье и смежную глубоководную впадину, в пределах которых континентальная кора, утончаясь, переходила в океаническую; в этом же направлении увеличивалась роль эффузивов в разрезе.

Не будет излишним отметить, что формационные ряды описанных выше зон палеоконтинентального сектора Урала тесно связаны (рис. 2; см. также рис. 1 в статье: Пучков, 1973,): образование наиболее крупных терригенно-олигомиктовых (фалаховых) формаций во внешней зоне сопровождается образованием относительно мощных известняково-алевросланцевой или кремнисто-терригенно-олигомиктовой формаций во внутренней зоне (ордовик, средний девон). Наоборот, преобладанию карбонатной надформации во внешней зоне отвечает накопление мало-мощных карбонатно-кремнисто-сланцевых формаций во внутренней (силур, верхний девон). Появление полимиктовых толщ аспидной и затем флишевой формации во внутренней зоне непосредственно предшествует появлению флиша и (или) моласс в западной зоне. Последние появляются лишь после того, как остаточный глубоководный прогиб внутренней зоны оказывается заваленным терригенным материалом, поступающим с суши, расположенной в палеоокеаническом секторе Урала.

Подводя итог, следует отметить, что изложенные выводы, касающиеся формационного расчленения и тектонической характеристики палеозоя западного склона Урала, во многом отличаются от взглядов Н. П. Хераскова (1967). Однако его основная идея о существовании на всем западном склоне Урала двух контрастных формационных рядов получает дальнейшее развитие и новую трактовку.

#### Литература

- Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя Северного Приуралья. Л., «Наука», 1972.
- Беккер Ю. Р. Основные типы формаций Уральской складчатой области.— Сов. геология, 1963, № 12.
- Голдин Б. А., Мизин В. И. Щелочно-базальтовый вулканизм севера Урала. Тез. докл. III Уральского петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1974.
- Войновский-Кригер К. Г. Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (Западный склон Полярного Урала). Ст. 1. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 41, № 4.
- Войновский-Кригер К. Г. Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (Западный склон Полярного Урала). Ст. 2.— Бюлл. МОИП, 1967, т. 42, вып. 3.
- Голдин Б. А., Пучков В. Н. Формация щелочных базальтоидов Приполярного Урала и ее тектоническое положение.— Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 6.
- Гринсон А. С., Смирнов Ю. Д. О строении кристаллического фундамента Русской платформы на границе с северо-восточным складчатым обрамлением.— Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 1.
- Енокян В. С. Палеозойские отложения и история тектонического развития западного Пай-Хоя и острова Вайгач. Автореф. канд. дис. ВСЕГЕИ, Л., 1971.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника экзогенальных впадин. М., «Наука», 1972.
- Жилин И. В., Петров В. И., Селиверстов Г. Ф. Палеозойский магматизм юго-восточной части Уфимского амфитеатра (Нязепетровский район).— Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, вып. 95, Свердловск, 1972.
- Иванов С. Н., Ефимов А. А., Минкин Л. М., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Смирнов Г. А. Природа уральской геосинклинали.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5.

- Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале.— Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 4.
- Иванов С. Н., Перфильев А. С., Нечеухин В. М., Смирнов Г. А., Ефимов А. А., Ферштатер Г. Б. Палеозойская история Урала. В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
- Казанцева Т. Т. Геологическое строение Северной части Зилаирского синклинория Урала (Южного) в связи с перспективами нефтегазоности. Автореф. канд. дис. ГИН, 1970.
- Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. «Наука», 1974.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Урале и сходные с ней образования. Изд-во АН СССР, 1949.
- Келлер Б. М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. «Итоги науки и техн.», сер. «Общ. геол.», т. 5. М., ВИНТИ, 1973.
- Ожианов Д. Г. Геологическое строение метаморфического пояса хр. Урал-Тау Южного Урала.— Уч. зап. Башк. гос. пед. ин-та, вып. IV, 1955.
- Остроумова А. С., Румянцева Н. А. Щелочные вулканические формации складчатых областей. ВСЕГЕИ, Л., «Недра», 1967.
- Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 182. «Наука», М., 1968.
- Плюснин К. Н. Шарьяжи западного склона северного и среднего Урала, их возраст и структурное положение. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 4.
- Пучков В. Н. Рифтогенез и развитие геосинклиналей.— Тез. докл. VI Всес. совещ. по пробл. планетол. Л., 1968.
- Пучков В. Н. Находки конодонтов в палеозое севера Урала и их стратиграфическое значение.— Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 3.
- Пучков В. Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике палеозоя лемвинского типа в бассейне Верхней Печоры.— Ежегодник-1972, Ин-та геол. Коми ФАН СССР. Сыктывкар, 1973.
- Пучков В. Н. О палеотектонической природе Лемвинской зоны Полярного Урала.— Геотектоника, 1973, № 6.
- Пучков В. Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидях Лавразии.— Докл. на заседании Президиума Коми фил. АН СССР, 7.II.1974 г. Сер. «Доклады Президиуму Коми фил.», вып. 9. Сыктывкар, 1974.
- Пучков В. Н. Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи. В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М., «Наука», 1975.
- Пучков В. Н. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л., «Наука», 1975.
- Руженцев С. В. Основные фаунистические комплексы силура Сакмарской зоны Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 5.
- Руженцев С. В. Шарьяжи и их роль в развитии линейных складчатых поясов. Автореф. докт. дис. ГИН, Москва, 1974.
- Смирнов Г. А. Уфимский амфитеатр.— Тр. Горно-геол. ин-та Уральского фил. АН СССР, 1956, вып. 25.
- Смирнов Г. А., Беллавин О. В. Покровные структуры в Уфимском амфитеатре на Урале.— Докл. АН СССР, 1971, т. 219, № 5.
- Смирнов Г. А., Засядчук И. М., Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А. К стратиграфии ордовика и силура Уфимского амфитеатра.— ДАН СССР, 1963, т. 148, № 1.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век. Свердловск, 1967.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А., Ключина М. Л., Анфимов Л. В. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 5. Франский век. М., «Наука», 1974.
- Старков Н. П. Древняя формация пикритовых порфиритов западного склона Урала.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 1.
- Устрицкий В. И. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала.— Тр. НИИГА, т. 123. Л., 1961.
- Ушков Б. К., Зуев Н. А., Чернышева Е. М. О находке щелочно-ультрасосновных пород на западном склоне Среднего Урала. Тез. докл. III Уральского петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1974.
- Херасков Н. П. Геосинклинальные формации уралид западного склона Урала. В кн.: Тектоника и формации. Избр. тр. М., «Наука», 1967.
- Херасков Н. П. Эбетинский шарьяж на Южном Урале.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала.— Тр. Геол. ин-та, вып. 37. Изд-во АН СССР, 1961.
- Шурубор Ю. В. Интрузивные фаши щелочных базальтоидов в Пашийском районе на западном склоне Среднего Урала. Автореф. канд. дис. Ин-т геол. и геохим., Свердловск, 1967.
- Щербakov О. А. О типовых разрезах турнейского яруса на западном склоне среднего Урала. В кн.: Геология и полезные ископаемые карбона Западного Урала.— Сб. научн. тр. № 38 (Пермский политехнический ин-т). Пермь, 1969.

УДК 551.243.7 (235. 34)

**М. З. ГЛУХОВСКИЙ****О КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУРАХ И ЛИНЕЙНЫХ РАЗЛОМАХ  
АЛДАНСКОГО ЩИТА И СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ****(по материалам дешифрирования телевизионных космических снимков)**

В результате дешифрирования телевизионных космических снимков в пределах Алданского щита и Становой области выявлены ранее не известные концентрически-кольцевые структуры, образованные системами долгоживущих дуговых и кольцевых разломов, заложение которых относится к ранней (лунной) стадии развития Земли. Дешифрируются также линейно-полосчатые зоны рассеянной проницаемости (мегаакливажа) северо-западного направления, которому подчинены простирания гранитизированных образований и рой даек раннего докембрия, гиганто-трещинные интрузивы гранитоидов мезозоя и ряд других структурно-вещественных комплексов.

Дешифрирование и интерпретация телевизионных космических снимков занимают особое место среди дистанционных методов геологического изучения Земли. Вопросы методики геологического дешифрирования ТВ-снимков достаточно полно освещены в специальном коллективном труде, в котором подчеркивается, что преимущество дешифрирования космических снимков заключается в их обзорности, возможности прослеживания структур и их геологических соотношений на больших площадях и часто под более молодым чехлом, выяснении крупных региональных и планетарных связей между геологическими объектами и явлениями. Акцентируется внимание на том, что естественная генерализация структур, отраженная на космических снимках, позволяет по-новому понять, а иногда впервые обнаружить структурно-геологические элементы и их соотношения (Трифонов и др., 1973).

**РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕШИФРИРОВАНИЯ**

Рассматриваемая территория охватывает значительную часть Алданского щита и Джугджуро-Становой орогенно-магматической системы (Становой области), разделенных Становым глубинным разломом.

На всю территорию были составлены две фотосхемы (приблизительно масштаба 1:5 000 000), изготовленные из трансформированных ТВ-снимков, полученных со спутников «Метеор-13, -14».

Непосредственно в интересующем нас районе на ТВ-снимках помимо прочих деталей, которые мы не рассматриваем, привлекают внимание ранее не известные крупнейшие структурно-геологические элементы, которые не выделялись при обобщении материалов геологических съемок и дешифрирования аэрофотоснимков. Это дугообразные, часто почти замкнутые в кольцо линии; системы тесно сближенных коротких линий-борозд; относительно прямые протяженные одиночные линии или группы нескольких сближенных линий. Дугообразные и прямые линии дешифрируются в виде четких или реже несколько размазанных полос шириной 1—2 мм (на фотосхеме м-ба 1:5 000 000), отличающихся более темным фототонном по сравнению с соседними участками. Полосчатый





Рис. 1

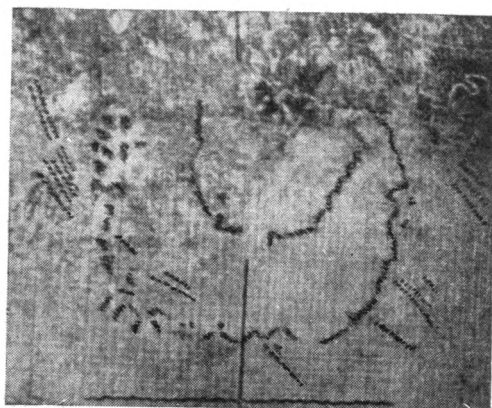


Рис. 2

Рис. 1. Трансформированный космический ТВ снимок части Алданского щита и Становой области. ИСЗ «Метеор-14». Масштаб  $\sim 1 : 5\,000\,000$ . На юге видны дуговые линии, образующие Тимптоно-Нюкжинскую концентрически-кольцевую структуру. На северной половине снимка к востоку от долины р. Тимптон видны кольцевые и дуговые линии центральных частей Тимптоно-Гонамской и Гонамской структур. На юго-западе параллельно долине р. Нюкжи дешифрируются северо-западные разломы. Местами видны северо-западные зоны сближения разломов, трещин

Рис. 2. Трансформированный космический ТВ-снимок центральной части Алданского щита. ИСЗ «Метеор-14». Масштаб  $\sim 1 : 5\,000\,000$ . Район Алдано-Тимптонской концентрически-кольцевой структуры

рисунок выглядит как чередование параллельных тонких (1—2 мм) и не протяженных (до 10 мм) линий и полос разного фототона. Тонкие линии воспринимаются как борозды, образно напоминающие след граблей.

Решающую роль при дешифрировании ТВ-снимков играют косвенные признаки, отражающие взаимосвязь геологоструктурных элементов с деталями ландшафта: гидросетью, обводненностью и связанной с этим резкой сменой растительности, направлением водоразделов и другими геоморфологическими особенностями. Все эти факторы влияют на вариации фототона и генерализованный рисунок рельефа на ТВ-снимках (рис. 1, 2). Они определяют также устойчивое и одинаковое фотоизображение тех или иных геологоструктурных элементов на ТВ-снимках, полученных с различных спутников «Метеор». Таким образом, полная идентичность рисунка дешифрируемых объектов на двух фотосхемах почти полностью исключает возможность выявления случайных элементов (помехи, технический брак и т. д.).

В соответствии с дешифрируемыми элементами выделяются три типа структур (рис. 3): 1 — концентрически-кольцевые — образованные дугообразными или почти замкнутыми в кольцо линиями; 2 — полосчатые — образованные системой сближенных коротких линий-борозд; 3 — линейные протяженные — образованные одной или группой нескольких сближенных линий.

Крупные концентрически-кольцевые структуры отдешифрированы на Алданском щите и в Становой области, причем в обоих случаях отмечается идентичность их фотоизображения. Это Алдано-Тимптонская структура на междуречье Алдана и Тимптона; Тимптоно-Гонамская, занимающая междуречье Тимптона и верховьев Гонама; Гонамская, ох-

ватывающая бассейн Сутама, верховья Гонама, истоки Гыныма и бассейн правых притоков Тимптона (в среднем его течении); Тимптоно-Нюкжинская, занимающая площадь междуречья Нюкжи, Алдана, Тимптона и Геткана. Помимо этих структур слабо дешифрируются дугообразные линии к югу от широтного отрезка р. Алдан и в ряде других мест.

Полосчатый рисунок структур второго типа рассредоточен по всей площади. Полосчатость ориентирована в северо-западном направлении, при этом видно, как субпараллельные борозды как будто наложены на концентрически-кольцевые структуры и пересекают их.

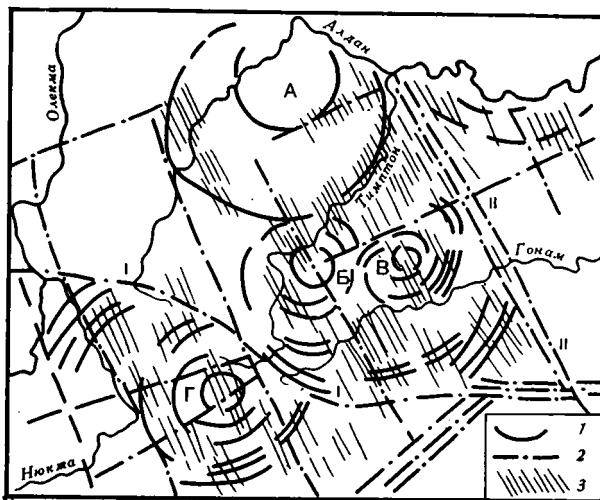


Рис. 3. Схема расположения концентрически-кольцевых структур и линейных тектонических зон на Алданском щите и Становой области (по материалам дешифрирования телевизионных космических снимков).

1 — дуговые разломы, образующие концентрически-кольцевые структуры; 2 — разломы и зоны крупнейших разломов; 3 — зоны сближенных разломов и трещин (мегакливаж). Римскими цифрами и буквами на схеме обозначены разломы: I — Становой, II — Тыркандинский; концентрически-кольцевые структуры: А — Алдано-Тимптонская, Б — Тимптоно-Гонамская, В — Гонамская, Г — Тимптоно-Нюкжинская

Линейные структуры третьего типа ориентированы в трех главных направлениях: субширотном, северо-западном и северо-восточном.

Сочетание перечисленных выше типов структур создает своеобразный тектонический узор, который не нашел отражения на известных тектонических схемах Алданского щита и Становой области (Фрумкин, 1967; Мокроусов, 1969; Глуховский, Ставцев, 1973).

Напомним, что на этих схемах, отражающих блоковое строение территории Алданского щита и Становой области, выделяются помимо крупных разломов линейные складки, оси которых ориентированы в северо-западном направлении; лишь в Алдано-Тимптонском блоке располагается крупный складчатый овал (по Л. И. Салопу), образованный породами иенгрской серии. На подробной характеристике этой структуры мы остановимся ниже.

Анализ результатов дешифрирования показывает, что линейные структуры третьего типа в большей части совпадают с крупнейшими разломами региона (в том числе Становым и Тыркандинским). Простирание линейно-полосчатых структур второго типа в одних районах совпадает с направлением кристаллизационной сланцеватости и полосчатости метаморфических толщ раннего докембрия (верховья р. Гонам, бассейн р. Сутам, р. Чуга и Амедици и др.), в других пересекает его

(Алдано-Тимптонский и Алдано-Учурский районы). Поражает строгая однонаправленность и прямолинейность рассматриваемых структур по всей площади, как в пределах Алданского щита, так и в Становой области. В связи с этим представляется, что отождествление структур второго типа и их направления с элементами складок или кристаллизационной сланцеватости метаморфических комплексов (может быть, за некоторым исключением) вряд ли возможно. Так же невозможно прямое отождествление дуговых линий, образующих концентрически-кольцевые структуры, с какими-либо известными структурно-геологическими эле-

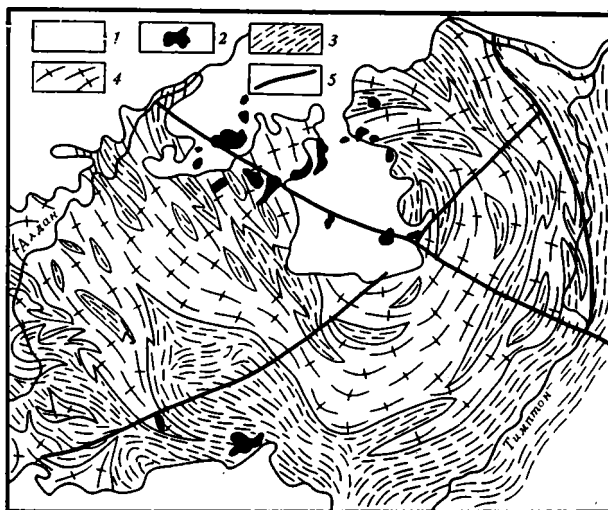


Рис. 4. Схема строения Алдано-Тимптонской концентрически-кольцевой структуры (составлена по материалам Н. Г. Судовикова и др., 1962).

1 — платформенный чехол, 2 — субщелочные интрузивы постюрского возраста, 3 — направление кристаллизационной сланцеватости в гнейсах и кристаллических сланцах иенгрской серии, 4 — полосчатость (гнейсовидность) в гранитизированных породах и гранито-гнейсах, 5 — разломы

ментами, поскольку они не находят отражения на существующих геологических картах и тектонических схемах. Таким образом, поиск косвенных геологических признаков в их совокупности с некоторыми прямыми критериями является одной из основных задач интерпретации отдешифрованных концентрически-кольцевых и линейно-полосчатых структур.

Рассмотрим ниже некоторые особенности геологического строения областей, на площади которых дешифрируются концентрически-кольцевые структуры.

Граница Алдано-Тимптонской структуры, северная часть которой скрыта под платформенным чехлом, проходит вдоль долины р. Тимптон до р. Хатыми, далее через верховья последней, в среднее течение р. Унгры, нижнее течение р. Амедици и р. Чуги (рис. 3, 4). Хорошо дешифрируются восточная и западная дуги структуры; менее четко — южная. Диаметр кольца — 200 км. Внутри него дешифрируется еще одно открытое к северу полукольцо радиусом 50 км, расположенное эксцентрично (севернее) по отношению к главной структуре. В пределах этой области развиты разнообразные по составу кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты и мраморы (кальцифиры) иенгрской и частью тимптоно-желтулинской серий архея. Среди них широко развиты сильно гранитизированные и мигматизированные породы и гранито-гнейсы. Кристалличе-

ские породы фундамента местами перекрыты платформенным чехлом и прорваны субщелочными интрузивами мезозоя.

Распределение метаморфических толщ, простирающие их кристаллизационной сланцеватости и полосчатости в гранитизированных породах соответствует концентрически-кольцевому строению рассматриваемой структуры (Судовиков и др., 1962, Максимов, Угрюмов, 1966). Помимо диагональных разломов, пересекающих Алдано-Тимптонскую структуру, здесь имеются и дуговые разломы, пространственно совпадающие с ее краевым контуром (разлом по р. Тимптон и разлом от устья р. Хатыми к востоку, пересекающий как архейские образования, так и отложения юры). В центральной части Алдано-Тимптонской концентрически-кольцевой структуры, в пределах ее внутреннего кольца, располагается подавляющая часть щелочных и субщелочных интрузивов мезозойского возраста Центрально-Алданского района.

Тимптоно-Гонамская концентрически-кольцевая структура располагается к юго-востоку от Алдано-Тимптонской, тесно с ней соприкасаясь. Она образована системой концентрически расположенных дуговых линий с максимальным удалением от центра на расстояние 100—125 км (район большой излучины р. Тимптон). Наиболее отчетливо дешифрируется центральное кольцо структуры радиусом чуть более 25 км. Территория Тимптоно-Гонамской структуры сложена главным образом породами иенгрской серии, смятыми в сложную петельчатую систему складок. В ядрах антиклиналей местами выступают кристаллические сланцы основного состава (горбыляхская свита). В южной части района простирается кристаллизационной сланцеватости толщ и осей складок соответствует концентрически-кольцевому строению структуры. Здесь же закартирована дугообразная система разломов, проходящих от излучины р. Тимптон к юго-востоку через верховья р. Гонам; к востоку в верховья р. Сутам и далее к северо-востоку вдоль ее долины. По этой системе разломов (на отрезке Тимптон — Гонам) широко развиты раннепротерозойские диафориты, а в верховьях рек Гонам и Сутам — впадины, выполненные осадочно-вулканогенными отложениями нижнего мела. В центре Тимптоно-Гонамской структуры размещаются небольшие интрузивы мезозойских субщелочных гранитоидов.

Гонамская концентрически-кольцевая структура радиусом до 75 км располагается в области развития пород тимптоно-желтулинской серии архея. Ее центральное кольцо диаметром 25—40 км занимает район между речью Гонама, Гыныма и правых притоков р. Тимптон. Простирающиеся кристаллизационной сланцеватости метаморфические гранитизированных толщ здесь северо-западное и близкое к меридиональному, что не отвечает общему характеру отдешифрированной структуры. В 50 км от ее центра в верховьях р. Гонам между двумя субпараллельными, слабо изогнутыми к югу разломами в Давангро-Хугдинской грабенообразной депрессии залегают отложения нижнего и среднего протерозоя и юры. В центральной части концентрически-кольцевой структуры располагаются относительно крупные Чайдахский и Верхне-Гонамский интрузивы мезозойских субщелочных гранитоидов.

Завершая описание Гонамской структуры, необходимо отметить, что к юго-востоку от ее центра, на удалении 150—225 км, по обе стороны от долины р. Сутам, дешифрируется группа концентрически расположенных дугообразных линий, с одной стороны, входящих в систему Гонамской кольцевой структуры, а с другой — находящихся на продолжении крайних южных дугообразных разломов Тимптоно-Гонамской структуры. Если учесть это обстоятельство, то можно говорить о более крупном, сложно построенном кольцевом комплексе диаметром около 550 км. Обращает на себя внимание тот факт, что в южной части этого комплекса в районе широтного отрезка р. Сутам выступают катархейские кристаллические сланцы основного состава, слагающие чащеобразную синфор-

му, оборванную по краям разломами. Древнейший (более 4,5 млрд. лет) возраст пород катархея р. Сутам, сходство их состава с толеитовыми базальтами, ярко выраженное господство отрицательных кольцевых структур различных порядков послужило основанием для отнесения этого структурно-вещественного комплекса (известного в литературе под названием курультино-гонамского) и его аналогов (горбыляхская или чекочайская свиты центральных частей Алданского щита) к древнейшему базитовому основанию, отвечающему лунной стадии развития Земли (Глуховский, Павловский, 1973).

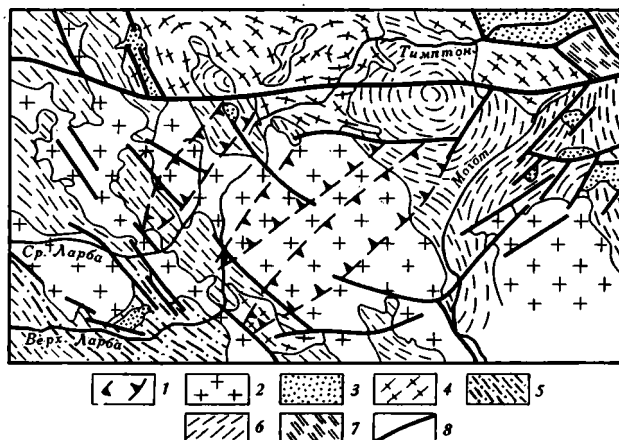


Рис. 5. Схема строения центральной части Тимптоно-Нюкжинской концентрически-кольцевой структуры.

1 — границы поясов, сложенных позднемеловыми дайками гранитоидных гипабиссальных пород; 2 — гигантские тела позднеюрских раннемеловых гранитов, гранодиоритов; 3 — грабенообразные депрессии и впадины, выполненные нижнемеловыми осадочно-вулканогенными отложениями; 4 — массивы раннепротерозойских массивных и гнейсовидно-полосчатых гранитов; 5—7 — гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты и гранито-гнейсы Станового комплекса; структурные линии: 5 — в породах гранулитовой фации метаморфизма; 6 — в породах амфиболитовой фации метаморфизма, мигматитах и плагногранито-гнейсах; 7 — в диафоритах эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации; 8 — разломы

Дуговые линии, отдешифрированные южнее р. Алдан (в междуречье Алдана и Учюра), представляют собой, вероятно, фрагменты концентрически-кольцевой структуры радиусом около 100 км, большая северная часть которой скрыта под платформенным чехлом. Отметим, что ориентировка дуговых линий соответствует здесь простиранию кристаллизационной сланцеватости метаморфических толщ, отнесенных к тимптоно-желтулинской серии, и согласных дуговых разломов.

Тимптоно-Нюкжинская концентрически-кольцевая структура располагается в центральной части Становой области и характеризуется большими размерами (полный диаметр 350—360 км). Центральное кольцо ее диаметром около 50 км занимает район Станового хребта в верховьях рек Средней и Верхней Ларбы и Тимптон. На ТВ снимках структура выражена системой хорошо дешифрируемых дуговых линий, концентрически расположенных относительно центра с максимальным удалением от него на 175—180 км (нижнее течение р. Нюкжи). Северная и северо-восточная части структуры срезаны по линии Станового глубинного разлома. В геологическом строении центральной части Тимптоно-Нюкжинской структуры (рис. 5) принимают участие образования гранули-

товой фации метаморфизма, сопоставляемые с курультино-гонамским комплексом катархея, регрессивно метаморфизованный и гранитизированный (в амфиболитовой фации) комплекс пород, связанный постепенными переходами с гранулитовыми породами, и, наконец, диафториты эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации, наложенной на гранулитовые образования. В центральной части структуры ориентировка кристаллизационной сланцеватости метаморфических пород, слагающих чашеподобную синформу с наклоном крыльев до 45°, подчинена ее концентрически-кольцевому строению. В удалении от центра преобладает северо-западное простирание гнейсовидности гранитизированных метаморфических толщ. Предполагается, что полиметаморфические породы Становой области представляют собой в большей части регрессивно метаморфизованные образования «алданского архея» (и в частности, курультино-гонамского комплекса), на что уже давно обращалось внимание Д. С. Коржинским (1939). Помимо метаморфических пород в пределах района широко развиты также раннепротерозойские гнейсовидные граниты, плагиогранито-гнейсы и мигматиты. Гигантские тела позднеюрских — раннемеловых гранитов и гранодиоритов вытянуты в северо-западном направлении, тогда как рои даек позднемелового возраста имеют северо-восточное простирание. Обращает на себя внимание группа разломов различной протяженности северо-восточного (р. Могот), субширотного (р. Сигикта) и северо-западного (бассейны Нижней, Средней и Верхней Ларбы) простираний. В целом эта прерывистая изогнутая цепь разломов выписывает полуокружность радиусом около 50 км. К системе разломов этой полуокружности приурочены небольшие грабенообразные депрессии, выполненные осадочно-вулканогенными отложениями нижнего мела (верховья р. Могот, среднее течение Верхней Ларбы, верховья Нижней Ларбы).

#### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ДЕШИФРИРОВАНИЯ

Интерпретация рассматриваемых структур тесно связана с решением некоторых общих проблем тектоники и истории геологического развития региона. Как было отмечено выше, некоторые метаморфические образования Алданского щита и Становой области (горбыляхская или чекчойская свиты, подстилающие верхнеалданскую свиту иенгрской серии, нижняя часть курультино-гонамского комплекса и др.) можно рассматривать в качестве древнейшего базитового основания, в той или иной степени подвергшегося наложенным процессам диафтореза и гранитизации (становой комплекс). Напомним, что в основу этого предположения легли исследования Н. В. Фроловой (1951), которая показала, что кварциты основания иенгрской серии в парагенезисе с высокоглиноземистыми породами скорее всего произошли в результате длительной дезинтеграции и совершенного химического выветривания доиенгрского базитового основания. Позднее к подобному же заключению пришел и Н. Г. Судовиков с сотрудниками, которые отмечают, кроме того, что в радиальных разрезах Алдано-Тимптонской концентрически-кольцевой структуры «обнаруживается сложная складчатость нередко изоклиналиного типа, усложненная различного рода структурами, отражающими движения дифференциального типа. В целом эти структуры имеют характер синклинориев, обрамляющих крупную, центральную, почти изометричную антиклинорную структуру, сложенную породами с преобладающим падением в сторону периферии.

Рассматриваемая структура представляет особый интерес в связи с тем, что ее изучение вызывает ряд вопросов, имеющих весьма важное значение в понимании геологии самых древних образований Алданского щита. Естественно считать, что древнейшие породы слагают центральную часть антиклинория, окруженного более молодыми породами. Если

возникновение такого строения вызвано тектоническими движениями первой эпохи диастрофизма, в течение которой породы иенгской и тимптонской серий приобрели свою складчатую структуру и были метаморфизованы, то центральные части такого рода антиклинорий могли быть сложены еще более древними образованиями, составляющими в настоящем кристаллическое основание, находящееся под покровом сланцев и гнейсов, которые теперь входят в состав сланцев и гнейсов иенгской и тимптонской серий» (Судовиков и др., 1962, стр. 92). Выходы пород основного состава горбыляхской (или чекчойской) свиты, подстилающих кварциты и высокоглиноземистые гнейсы иенгской серии в пределах Тимптоно-Гонамской структуры и в других местах, подтверждают идеи Н. В. Фроловой.

Таким образом, о древности рассматриваемых структур свидетельствует то, что в их пределах выступают такие древнейшие метаморфические не гранитизированные образования, как катархейский курультино-гонамский комплекс и иенгская серия архея. Линейно-плоскостные элементы внутреннего строения этих структурно-вещественных комплексов являются первичными и во многих местах ориентированы конформно концентрически-кольцевым структурам. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что ряд фактов не позволяет отождествлять дуговые и кольцевые линии с тектоническими элементами более молодых гранито-гнейсовых куполов, так как в пределах рассматриваемых структур (за исключением Алдано-Тимптонской и Тимптоно-Нюкжинской) граниты, гранито-гнейсы и гранитизированные породы не получили широкого развития. Там же, где отмечаются поля древних гранитоидов, — они развиты локально, не охватывают всю площадь концентрически-кольцевых структур и характеризуются своими особенностями внутреннего строения (см. рис. 5, 6), иногда подчиненного кольцевой структуре (см. рис. 4). Последний пример свидетельствует о возможно унаследованном развитии некоторых гранито-гнейсовых куполов, которые могут быть приурочены к древним кольцевым структурам. Не исключено, что некоторые дуговые и кольцевые линии могут отождествляться с зонами тектонического скалывания по краям гранито-гнейсовых диапиров. Однако, по нашему мнению, вероятность такой интерпретации мала, так как разрешающая способность ТВ-снимков не позволяет выявить такие тектонические элементы внутреннего строения гранито-гнейсовых куполов, как полосчатость, гнейсовидность и зоны скалывания. Эти элементы, по нашему опыту, очень редко дешифрируются даже на крупномасштабных аэрофотоснимках, а сами гранито-гнейсовые купола, известные на Алданском щите, имеют значительно меньшие размеры, чем отдешифрированные кольцевые структуры.

По всей видимости, дешифрируемые дуговые линии представляют собой след выхода на поверхность фрагментов долгоживущих кольцевых разломов, контролирующего размещение и тектонику разновозрастных метаморфических, осадочно-вулканогенных, осадочных, магматических комплексов и распределение проявлений гидротермальной деятельности, метасоматоза и гранитизации. В связи с последним обстоятельством нужно отметить, что размещение флогопитовых и железорудных месторождений Алданского района, возникших в раннем протерозое в процессе Fe—Mg—Ca метасоматоза, подчинено кольцевой структуре (Судовиков и др., 1962), отражающей скорее всего соответствующее положение более древних тектонически ослабленных зон. И наконец, еще раз подчеркнем, что центральные части кольцевых комплексов характеризуются чрезвычайно высокой степенью магматической проницаемости. Именно в этих частях концентрируются мезозойские субщелочные интрузивы и более ранние проявления архейской и раннепротерозойской гранитизации.

Можно предположить, что концентрически-кольцевое строение выделенных структур является первичным, подчиняющимся концентрически-кольцевому строению базитового доингерского основания, частью подвергшегося гранитизации и регрессивному метаморфизму (Тимптоно-Нюкжинская структура). Это основание рассматривается как первичная базальтовая кора, которая могла возникнуть на ранних стадиях развития Земли за счет частичного плавления вещества верхней мантии и базальтоидного вулканизма (Павловский, 1967, 1970), когда на поверхности Земли могли формироваться первичные вулкано-тектонические кольцевые структуры, палеокальдеры различных масштабов, заполняемые впоследствии продуктами дезинтеграции базальтового ложа более позднего вулканизма и седиментации (Глуховский, Павловский, 1973).



Рис. 6. Геологоструктурная схема бассейна р. Сутам. 1 — грабенообразные впадины, выполненные юрскими осадочными отложениями; 2 — граниты: а — раннепротерозойского и б — позднеюрского возрастов; 3 — архейские гранатовые гранулиты и аляскинские граниты; 4 — катархейские кристаллические сланцы основного состава (показаны замеренные и отдешифрированные на аэрофотоснимках элементы структуры); 5 — разломы

Переходя к интерпретации линейно-полосчатых структур, отметим сначала их характерные черты. Во-первых, это тесное, близкое расположение отдельных линий и рассредоточенность, рассеянность по всей территории; во-вторых, выдержанная северо-западная ориентировка; в-третьих, относительно более молодой возраст, чем возраст концентрически-кольцевых структур; в-четвертых, независимое положение по отношению к направлению кристаллизационной сланцеватости метаморфических толщ (рассматриваемые структурные элементы либо совпадают с указанным направлением, либо секут его); в-пятых, сквозное развитие как по латерали, так и по вертикали (рассматриваемые структурные элементы развиты главным образом в породах фундамента и в меньшей степени в чехле, в областях развития разновозрастных магматических комплексов как на Алданском щите, так и в Становой зоне).

Анализ имеющегося материала свидетельствует о древнем возрасте заложения рассматриваемых структур и о длительном, унаследованном характере их развития. Обратимся к фактам.

В западной части Алдано-Тимптонской кольцевой структуры, там, где наиболее четко дешифрируются структуры второго типа (бассейны рек Амедици и Чуги), типично хорошо выраженное северо-западное простирание кристаллизационной сланцеватости, подчеркнваемое полоскообразным и линзовидно-полосчатым залеганием пород различного состава — чередование гранитизированных пород, гранитов с менее измененными разновидностями метаморфических пород (Судовиков и др., 1962). Северо-западная ориентировка отражает более молодые деформации, относимые



Н. Г. Судовиковым ко второй эпохе диастрофизма. Эти деформации, по его мнению, происходили в период повторного ультраметаморфизма, когда осуществлялось пространственно ограниченное селективное плавление и мобилизация толщ, сопровождаемая вертикальными диапирическими движениями реоморфизованных гранитоидных масс.

Второй подобный пример иллюстрируется рис. 6. В южной части Алданского щита, в бассейне р. Сутам, там, где развиты меланократовые породы, слагающие Сутамскую чашеподобную структуру (Глуховский, Павловский, 1973), в районе ее центриклинального замыкания, широко развиты гиперстеновые плагиогнейсы (эндербиты) и чарнокиты, лейкократовые гранатовые гранулиты (гранат-кварц-полевошатовые гнейсовидно-полосчатые породы) и гранатсодержащие аляскитовые граниты (радиологический возраст 2910 млн. лет, калий-аргоновый метод). Все эти группы пород имеют между собой и с вмещающими их кристаллическими сланцами основного состава постепенные переходы. На основании детального картирования, петрографических и петрохимических исследований установлено, что эндербиты и чарнокиты возникли в процессе раннеархейской плагиогранитизации и последующего калиевого метасоматоза, а гранатовые гранулиты в результате позднеархейской — раннепротерозойской гранитизации пород основного состава (или гранулитизации, по В. В. Жданову, 1966). Аляскитовые граниты являются конечным продуктом этой гранитизации. Многие исследователи, в том числе и автор этих строк, рассматривали гранатовые гранулиты как стратифицированные образования, залегающие в ядрах линейных антиклиналей. Оказалось же, что гранатовые гранулиты в парагенезе с аляскитовыми гранитами слагают большей частью положительные структуры гранито-гнейсовых линейных антиформ, которые вырисовывают в плане сложно переплетающиеся линзовидные полосы, ориентированные в северо-западном направлении, дискордантно по отношению к структурам вмещающей рамы. В том же направлении протягиваются крупные разломы, контролирующие размещение раннепротерозойских интрузивов, юрских и нижнемеловых впадин-грабен (см. рис. 6).

Особенно четко этот контроль выражен в зоне Тыркандинского глубинного разлома, расположенного в 150 км к востоку от района р. Сутам (см. рис. 3). Согласно этому разлому ориентированы линзовидно-полосчатые тела аляскитовых гранитов и гранатовых гранулитов; раннепротерозойский шовный прогиб, выполненный метавулканитами и метаморфизованными парапородами; грабен, вмещающий нижнеюрские осадочные отложения. Параллельно этой же зоне развиты пояса бластомилонитов амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма.

В центральной части Алданского щита широко развиты дайки раннепротерозойских (или палеозойских) диабазов, часто выполняющие сближенные трещины северо-западного простираения. Рои даек занимают большие пространства (240×90 км) от р. Ытымыджи до рек Большого и Малого Нимныра. Группы сближенных даек отмечаются в среднем течении р. Гонам. Пояс даек (15×75 км) протягивается к северо-западу от р. Алгомы до р. Сутам. Отдельные группы даек известны в бассейне среднего течения р. Тимптон.

Таким образом, дешифрируемые северо-западные линейно-полосчатые структуры можно отождествлять с зонами сближенных разломов и трещин (мегакливажем), контролирующими пространственное размещение гранитов и полос гранитизированных пород, даек и других разновозрастных структурно-вещественных комплексов. В большей своей части скрытые от непосредственного наблюдения эти разломы и трещины хорошо проявляются на ТВ-снимках, поскольку согласно с ними, как отмечено выше, развиваются полосы гранитов и гранитизированных осветленных пород, часто образующих линейные антиформные структуры. О времени заложения рассредоточенной системы северо-западных разло-

мов и трещин мегакливажа судить трудно. Можно лишь утверждать, что они уже существовали до архейской гранитизации и, вероятно, были наложены на кольцевые структуры.

Вышеизложенные варианты интерпретации отдешифрованных концентрически-кольцевых и линейно-полосчатых структур, вероятно, не являются единственно возможными, но на данной стадии изученности кажутся автору наиболее убедительными.

### ВЫВОДЫ

В результате дешифрирования ТВ-снимков в пределах Алданского щита и Становой области выявлены ранее не известные концентрически-кольцевые структуры и линейно-полосчатые зоны мегакливажа.

Предполагается, что концентрически-кольцевые структуры возникли скорее всего на ранней (лунной) стадии развития Земли, когда в отсутствие полей горизонтальных напряжений происходили интенсивнейшие процессы базальтоидного вулканизма и формирование вулканотектонических депрессий, кальдер и кольцевых комплексов. Вертикальные перемещения цилиндрических блоков по системам дуговых и кольцевых разломов привели не только к конформной ориентировке линейно-плоскостных элементов в метаморфизованных образованиях базитового основания, но и к созданию концентрически-кольцевых систем складок в перекрывающих образованиях. Не исключено, что именно в приподнятых дуговых блоках по периферии Тимптонской и Тимптоно-Гонамской структур обнажаются древнейшие образования курультино-гонамского комплекса кряжа Зверева (радиологический возраст 4500 млн. лет — калий-аргоновый метод) и верховьев р. Сутам (Глуховский, Павловский, 1973).

Как отмечалось выше, кольцевые и дуговые разломы контролируют размещение разновозрастных интрузивных пород, зон диафтореза, осадочно-вулканогенных отложений, залегающих в грабенообразных депрессиях. В частности, к центральным частям структур, отличающимся, вероятно, наибольшей степенью магматической проницаемости, приурочены мезозойские субщелочные интрузивы, с которыми пространственно и, возможно, генетически связаны известные проявления и месторождения золота. К скрытым кольцевым разломам, по всей видимости, приурочены докембрийские Fe—Cg—Ca метасоматиты. В центральной части Алдано-Тимптонской концентрически-кольцевой структуры располагается крупнейшее Селигдарское месторождение апатитов докембрийского возраста. Один из вариантов формирования этого месторождения предполагает возможность переноса фосфора кислыми гранитными растворами (с предварительным выщелачиванием апатита из пород основного состава) и отложения его в породах, богатых кальцитом (мраморы и кальцифиры) (Смирнов, Биланенко, 1974).

Таким образом, намечается контроль концентрически-кольцевыми структурами некоторых эндогенных месторождений, связанных с разновозрастными процессами тектоно-магматической активизации.

Анализ вышеизложенного материала приводит также к важному выводу о том, что на Алданском щите и в Становой области существует система долгоживущих сближенных разломов и зон трещиноватости — мегакливажа, которые можно рассматривать в качестве особого класса структур, создающих рассеянную проницаемость земной коры (по В. В. Белоусову). Можно думать, что именно в условиях рассеянной проницаемости в раннем докембрии было возможным широкое проникновение трансмагматических гранитизирующих растворов и их распространение по латерали. Как уже отмечалось, направлению рассредоточенных тектонических зон подчинены линзовидно-полосчатые тела гранатовых гранулитов и аляскитовых гранитов и линейная ориентировка

кристаллизационной сланцеватости гранитизированных в архее и раннем протерозое древних метаморфических толщ Алданского щита и Становой области.

Структурный контроль гигантских мезозойских интрузивов Становой области также осуществляется тектонически ослабленными широкими зонами северо-западного простирания, которые в момент внедрения гранитоидной магмы были раскрыты в результате встречных горизонтальных движений вдоль Станового и субпараллельного ему Южно-Тукурингрского разломов.

Таким образом, одной из особенностей концентрически-кольцевых структур и зон мегакливажа является длительность и унаследованность их развития и высокая степень магматической проницаемости. Вторая их особенность заключается в консервативности их морфологии, которая сохранилась, несмотря на вещественные преобразования пород рамы, перестройку структурного плана метаморфических комплексов и другие тектонические процессы. Третьей особенностью является скрытый в большинстве случаев характер их проявления и возможность обнаружения только на ТВ-снимках, где происходит естественная генерализация телефотоизображения геолого-структурных элементов; мелкие детали геологического строения пропадают, а основные структуры выявляются.

В свете вышеизложенного не исключено, что в пределах площадей концентрически-кольцевых структур, где ранее выделялись линейные «складки» (особенно там, где широко развиты процессы докембрийской гранитизации), могут быть обнаружены более древние комплексы пород, претерпевших вещественные преобразования и структурную перестройку (например, в Становой области, в восточной и западной частях Алданского щита).

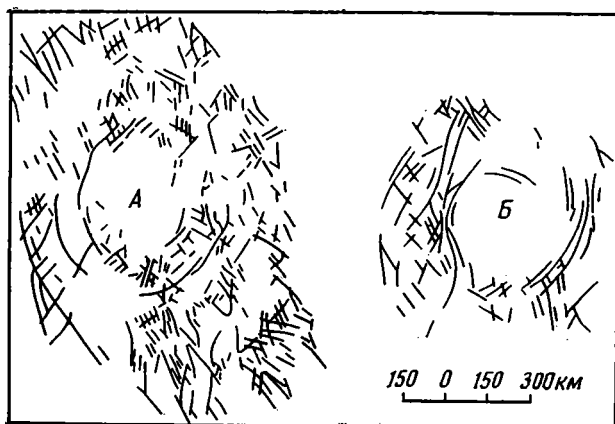


Рис. 7. Схемы разломной тектоники Луны в районах Моря Восточного (А) и Моря Влажности (Б) (по материалам Суханова и Трифонова, 1974)

Кольцевые структуры Алданского щита и Становой области похожи на аналогичные структуры Украинского щита, которые, по мнению О. В. Гинтова (1973), имеют некоторое сходство с малыми кольцевыми «морями» и крупными кратерами Луны. Рассмотренные выше концентрически-кольцевые структуры и зоны мегакливажа, которые, как указывалось, возникли на ранних стадиях развития Земли, также обнаруживают сходство с эндогенными элементами лунной поверхности, изученной дистанционными методами (Марков и др., 1972; Суханов, 1974; Трифонов, 1974).

Сравнение разломной тектоники лунных «морей», имеющих концентрически-кольцевое строение (например, Моря Восточного и Моря Влаж-

ности) с отдешифрованными структурно-геологическими комплексами Алданского щита и Становой области показывает близость их параметров, сходство концентрического строения и сближенной сети разломов с преобладающим северо-западным простиранием (рис. 7). В. Г. Трифонов указывает, что эта сеть на Луне упорядоченно ориентирована относительно полюсов ее вращения. Подобный механизм возможен и для образования древних тектонически ослабленных зон северо-западного простирания на Алданском щите.

#### Литература

- Гинтов О. В. Кольцевые структуры докембрия Украины.— Геотектоника, 1973, № 5.
- Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли.— Геотектоника, 1973, № 2.
- Глуховский М. З., Ставцев А. Л. Тектоника и основные этапы развития Алданского щита. В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. «Наука», 1973.
- Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. «Наука», 1966.
- Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового.— В кн.: Стратиграфия СССР, т. 1. Изд-во АН СССР, 1939.
- Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. «Наука», 1966.
- Марков М. С., Суханов А. Л., Трифонов В. Г., Флоренский П. В., Шкерин Л. М. Геологическое картирование Луны.— В кн.: Современные представления о Луне. «Наука», 1972.
- Макроусов В. А. Тектоника нижнего докембрия Алданского щита.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. Тектоника Сибирской платформы. «Наука», 1969.
- Павловский Е. В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5.
- Смирнов Ф. Л., Биланенко В. А. Селигдарское месторождение апатитов.— Разведка и охрана недр, 1974, № 12.
- Судовиков Н. Г., Другова Г. М., Крылова М. Д., Михайлов Д. А. Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горно-промышленного района.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11.
- Суханов А. Л. Вулканические формы на Луне.— В кн.: Вулканизм и тектоника Луны. Тр. ГИН, вып. 262. М., «Наука», 1974.
- Трифонов В. Г., Бызова С. Л., Ведешин Л. А., Дервянко О. С., Иванова Г. П., Копп М. Л., Курдин Н. Н., Макаров В. И., Скобелев С. Ф., Флоренский П. В. Вопросы методики геологического дешифрирования космических изображений Земли.— В кн.: Исследования природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология (Докл. сов. ученых на совещ. сов.-амер. рабочих групп по исслед. природной среды с помощью космич. средств. АН СССР, М., 12—17 февр. 1973). ВИНТИ, М., 1973.
- Трифонов В. Г. Геология лунных морских впадин.— В кн.: Вулканизм и тектоника Луны. Тр. ГИН, вып. 262. М., «Наука», 1974.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Тр. Иркутск. ун-та. Госгеолиздат, 1951, т. 5, сер. геол., вып. 2.
- Фрумкин И. М. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите.— В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. «Наука», 1967.

Объединение «Аэрогеология»  
Москва

Статья поступила  
5 марта 1975 г.

УДК 551.24 (477.60)

А. К. МИХАЛЕВ, М. И. БОРОДУЛИН

**О ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЕ ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА  
В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

Построены тектонические карты поверхности фундамента и подошвы карбона и схема изопахит докарбонного комплекса образований. Максимальное значение глубины до поверхности фундамента составляет 23 км, подошвы карбона — 17 км (Бахмутская котловина), мощности докарбонного комплекса — 12 км (Кальмиус-Торецкая котловина). Поддерживаются представления В. Г. Бондарчука о верхнепротерозойско-нижнепалеозойском возрасте нижнего комплекса образований и о грабенообразном характере вертикальных тектонических движений в период его накопления.

Результаты исследований методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), проведенных трестом «Днепрогеофизика» в период 1967—1973 гг., позволяют в настоящее время подойти к более конкретному решению вопроса о глубинном строении Донецкого бассейна. Помимо изучения глубоких горизонтов земной коры (поверхности Мохоровичича, Конрада) была разработана методика, позволяющая более детально изучить структуру поверхности консолидированной коры (фундамента) и сейсмических границ в осадочной толще, залегающих на глубинах от 7 до 23 км (Гаркаленко, Бородулин, 1969; Бородулин, Хохлов, 1970). К настоящему времени западная часть открытого Донбасса и переходная к Днепровско-Донецкой впадине тектоническая зона были покрыты серией региональных сейсмических профилей, что позволяет дать первую оценку глубинной структуры этой территории в целом.

Поверхность консолидированной коры — кристаллического фундамента — в пределах склонов Украинского и Воронежского массивов, обрамляющих Донецкий бассейн, находится на глубине от 0,1 до 3 км. Непосредственно на фундаменте залегают породы каменноугольной системы, которые составляют основной объем осадков прогиба. На этих участках поверхность фундамента без труда устанавливается по преломленным волнам, фиксирующим один раздел  $d_0^k$  с граничной скоростью от 5,8—6,0 км/сек вблизи дневной поверхности до 6,1—6,3 км/сек на глубине 3—5 км. По системе разломов поверхность кристаллического фундамента испытывает ступенчатое погружение на большую глубину (грабен) и в приосевой части бассейна устанавливается как по преломленным, так и по отраженным волнам.

В пределах грабена в низах комплекса осадков, выполняющих прогиб, на всех сейсмических профилях как по отраженным, так и по преломленным волнам выявлена граница раздела  $d_1^{oc}$ . Характер обеих границ иллюстрируется на рис. 1, где представлены сейсмогеологические разрезы Донецкого бассейна по профилям Новоазовск — Ворошиловград и Ногайск — Сватово. Последний из них составлен на основе проведенной нами переинтерпретации сейсмических материалов с учетом новых данных сейсморазведки методом отраженных волн и глубокого разведочного бурения. Материалы, непосредственно относящиеся к переинтерпретации, изложены в отдельной работе (Гаркаленко и др.,

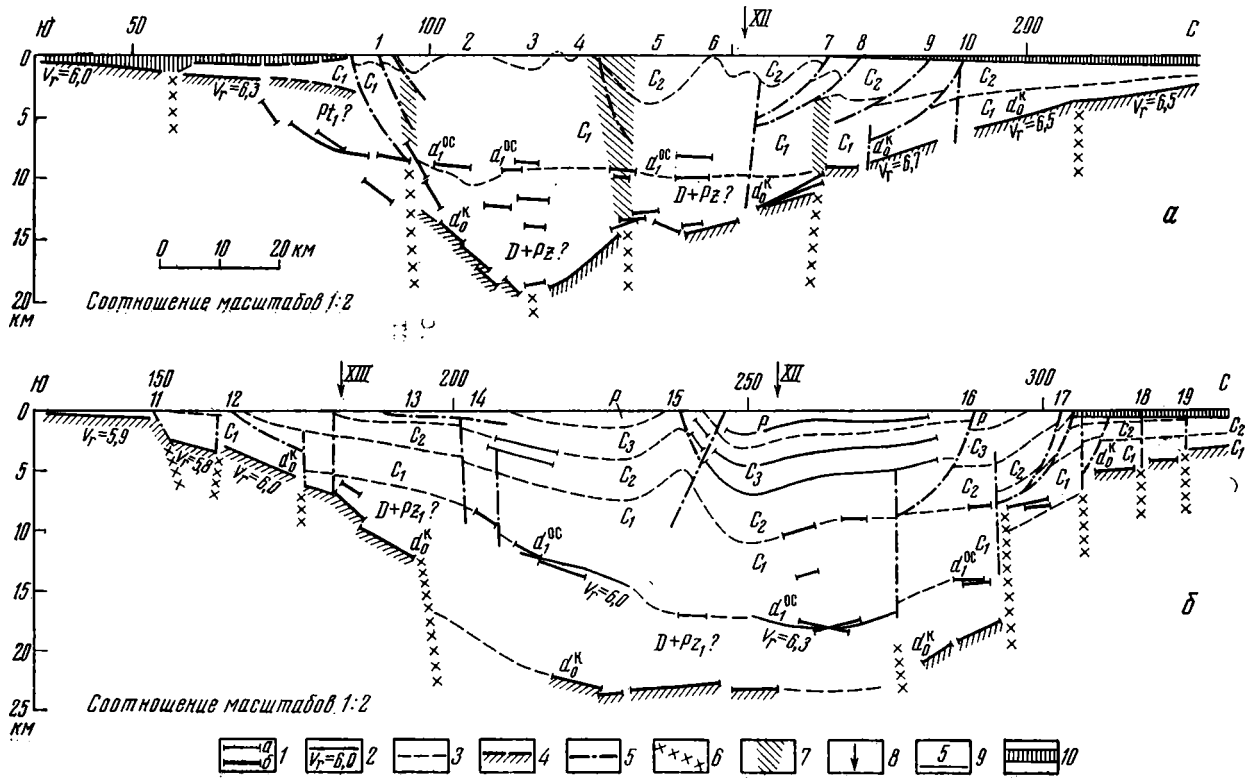


Рис. 1. Сейсмические профили XI и X через Донецкий бассейн (геофизическая интерпретация М. И. Бородулина, геологическая — А. К. Михалева); а — профиль XI, б — профиль X.

1 — отражающие границы: а — МОВ, б — ГСЗ; 2 — преломляющие границы и граничная скорость, км/сек; 3 — стратиграфические границы; 4 — поверхность кристаллического фундамента; 5 — разрывные нарушения по геологическим данным; 6 — крупные разломы по геофизическим данным; 7 — зоны влияния разломов по геофизическим данным; 8 — пересечение профилей ГСЗ; 9 — тектонические структуры; 10 — мезо-кайнозойские отложения. Цифры над профилями: 1 — Мушкетовский надвиг и южная зона мелкой складчатости, 2 — южная антиклиналь, 3 — Чистяково-Снежнянская синклиналь, 4 — Главная антиклиналь, 5 — Боково-Хрустальская синклиналь, 6 — Колпаково-Замчаловская синклиналь, 7 — Краснодарский надвиг, 8 — Ильичевский надвиг, 9 — Алмазный надвиг, 10 — Глубокинский надвиг, 11 — Криворожско-Павловский сброс, 12 — Центральный надвиг, 13 — Селидовский надвиг, 14 — Очеретинская флексура, 15 — Дружковско-Константиновская антиклиналь, 16 — Марьевский надвиг, 17 — Северо-донецкий надвиг, 18 — Краснорепский сброс, 19 — Западный сброс.

1972). В ней, а также в других ранее опубликованных работах (Бородулин, Хохлов, 1970; Гаркаленко и др., 1971) приводится детальная физическая характеристика разделов  $d_0^k$  и  $d_1^{oc}$ , а также подробно излагаются исходные данные по их стратиграфической привязке, согласно которой они отождествляются с поверхностью кристаллического фундамента и подошвой карбона соответственно.

Отметим здесь основные из этих данных: 1) характер изменения граничных скоростей, составляющих на глубине от 12 до 17 км 5,9—6,3 км/сек для раздела  $d_1^{oc}$  (карбонатное основание каменноугольной системы) и 6,4—6,6 км/сек для раздела  $d_0^k$  (поверхность консолидированной коры); 2) высокая степень рефракции волн и наличие нескольких отражающих горизонтов между границами  $d_1^{oc}$  и  $d_0^k$ , что свидетельствует в пользу слоистой структуры толщи; 3) новые данные глубокого роторного бурения на южном борту бассейна в районе профилей X и XIII, позволившие уточнить глубину залегания фундамента и установить скачкообразное увеличение мощности нижних свит карбона по разломам; 4) профильные и площадные сейсморазведочные работы МОВ в Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловинах, в результате которых установлен грабенообразный характер строения фундамента и слоистость докарбонных образований в Красноармейском районе, а также большая глубина залегания и увеличение мощностей нижней перми, верхнего и среднего карбона в Бахмутской котловине. Все это в совокупности с данными регионального анализа мощностей карбона (Левенштейн, 1963; Михалев, 1970) позволило существенно уточнить стратиграфические границы в этом районе.

На рис. 2 представлен план поверхности кристаллического фундамента  $d_0^k$  в изолиниях глубин. Поверхность испытывает последовательное погружение в сторону осевой части бассейна как за счет наклона, так и в результате резких смещений по разломам. Амплитуда перемещений по последним колеблется от 1—2 до 6—8 км. Максимальная глубина погружения отмечается в центральной части Бахмутской котловины (Краматорск) и составляет около 23 км. Отсюда осевая линия прогиба испытывает постепенный подъем в восточном направлении, глубина ее уменьшается до 19 км в зоне Ровенецкого поперечного поднятия. Рассматриваемая поверхность повсюду ведет себя как кровля жесткого субстрата, имеющего блоковую структуру и в весьма малой мере подверженного пликативным дислокациям. Исключение составляет участок южнее пересечения профилей XII и XI, где отмечается нечто похожее на складку, субмеридиональное сечение которой изображается на рис. 1, а (ПК 130—140).

Природа этого явления еще недостаточно ясна, можно лишь предполагать, что либо действительно в пределах складчатого Донбасса кристаллическое основание грабена испытывало пластическую деформацию, либо эффект относительного поднятия здесь создается мощным магматогенным телом (лакколит).

На рис. 3 приведена впервые построенная на основе сейсмических данных ГСЗ структурная схема поверхности  $d_1^{oc}$ , которая дает представление о характере поведения подошвы карбона на площади бассейна. Изолиниями глубины рисуется широкий прогиб с максимумом до 17 км в центре Бахмутской котловины. Глубина прогиба также уменьшается в восточном направлении, к своду Ровенецкого поперечного поднятия, где максимальная величина его не превышает 10 км. Материалы продольного профиля XII, а также меридионального профиля XIV Батайск-Милютинская (Бородулин, Михалев, 1973) позволяют установить, что далее на восток осевая линия прогиба вновь погружается до глубины около 20 км на меридиане р. Дон.

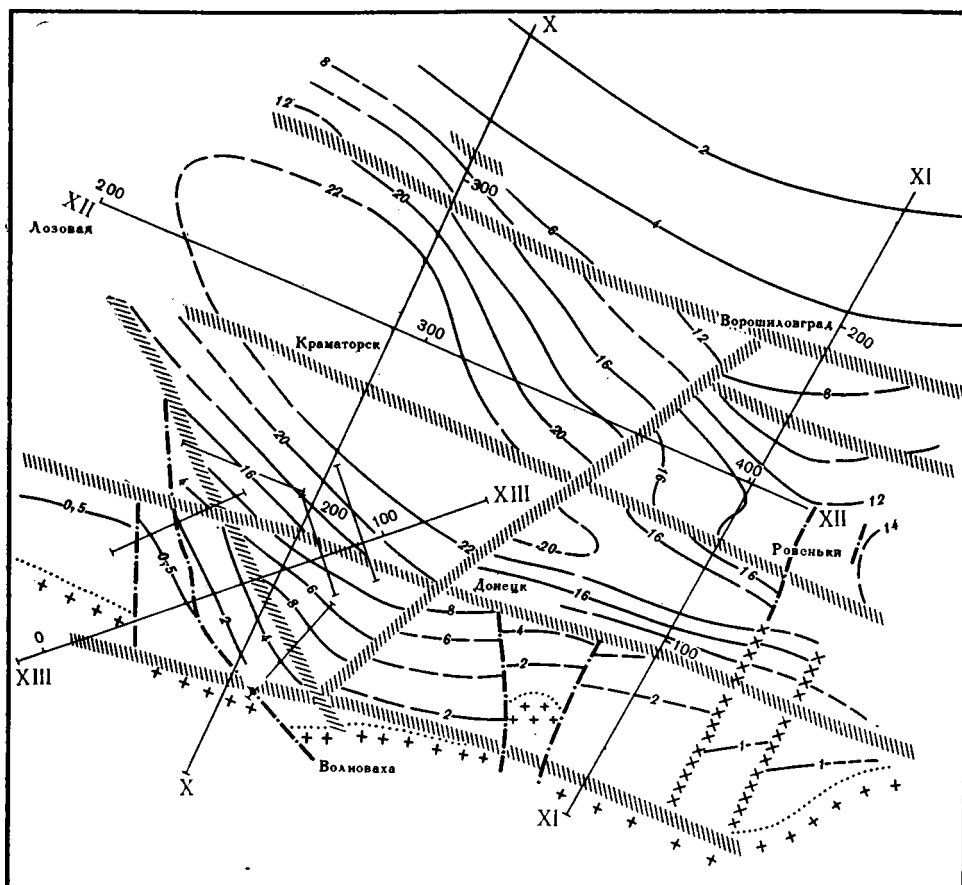


Рис. 2. Тектоническая схема поверхности кристаллического фундамента в западной части Донецкого бассейна (условные обозначения см. рис. 3)

В связи с характером рассматриваемой поверхности необходимо обратить внимание на то обстоятельство, что в зоне Главной антиклинали, которая является наиболее крупной приосевой складкой в отложениях среднего карбона, подошва нижнего карбона не имеет подобного перегиба. Скорее наоборот, как следует из рис. 1 и материалов по профилям XIII и XIV, наблюдается небольшое синклиналеподобное погружение этой поверхности под Главной антиклиналью. Объяснение этого очень интересного фактора с точки зрения истории и механизма образования Главной антиклинали (как и складчатости Донецкого бассейна вообще) не входит в план данной статьи. Здесь можно лишь отметить, что разнонаправленное изгибание кровли и подошвы нижнего карбона, рисующее раздвиг вертикальной мощности нижнекаменноугольного комплекса пород, является, по-видимому, следствием нагнетания горных масс, что может иметь либо гравитационную (Бондарчук, 1961), либо гравитационно-динамическую, колебательную природу (Михалев, 1971). Не исключается возможность присутствия здесь магматических иньекций.

Рассматриваемые поверхности, представленные на рис. 2 и 3, осложняются разломами продольного, поперечного и диагонального направлений. В связи с этим необходимо отметить следующее. Наличие крупных разломов в пределах Доно-Днепровского сооружения в настоящее время является общеизвестным фактом, им посвящена обширная литература, в том числе и монографические работы. Вполне убедитель-



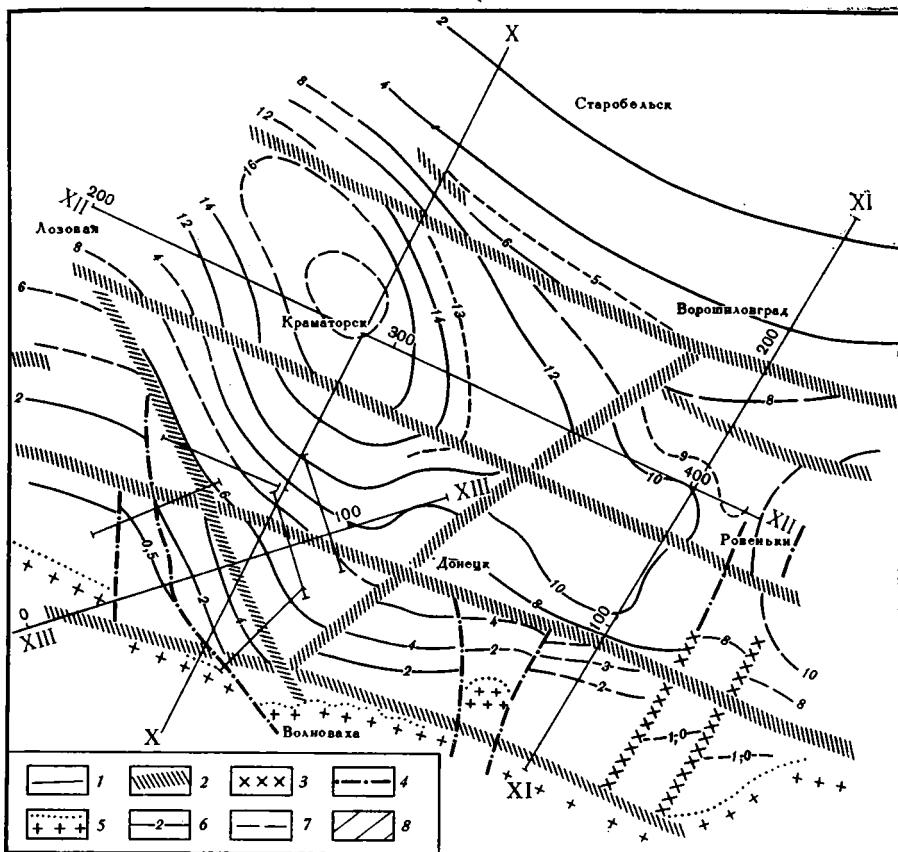


Рис. 3. Тектонической схема подошвы карбона в западной части Донбасса  
 1 — сейсмические профили; 2 — глубинные разломы по геофизическим данным; 3 — разломы по данным аэромагнитной съемки; 4 — разломы по геологическим данным; 5 — выходы кристаллического фундамента из под покровных отложений; 6 — изолинии глубины построенные, км; 7 — то же, предполагаемые; 8 — площади отсутствия нижнепалеозойских пород

тельно устанавливаются разломы различного рода и по геофизическим данным на профилях ГСЗ, где они выделяются по ряду динамических, кинематических и геометрических признаков, дифференцирующих волновую картину разреза в латеральном направлении. На сейсмогеологических профилях (см. рис. 1) приведены наиболее крупные разломы, разделяющие блоки земной коры и прослеживающиеся вплоть до мантии, на основании чего они могут быть отнесены к категории глубинных коровых разломов.

Наиболее существенную роль в структуре Донецкого бассейна вообще и в морфологии рассматриваемых поверхностей в частности играют продольные разломы, проходящие через районы Донецка и Ворошиловграда. Эти разломы выполняют функцию шовных для Доно-Днепровского авлакогена. По ним поверхность кристаллического фундамента смещается на 5—7 км, подошва карбона — на 3—5 км. В отношении южного глубинного разлома важно отметить, что, как следует из материалов по профилю XIII и вспомогательным профилям, показанным на картах короткими отрезками, этот разлом прослеживается и в Красноармейском районе. По наличию субширотного комплекса дизъюнктивных нарушений в осадках нижнего карбона на Павлоградско-Петропавловской моноклинали, к которому приурочена четко локализованная глубокая тепловая аномалия и литолого-фациальный барьер в

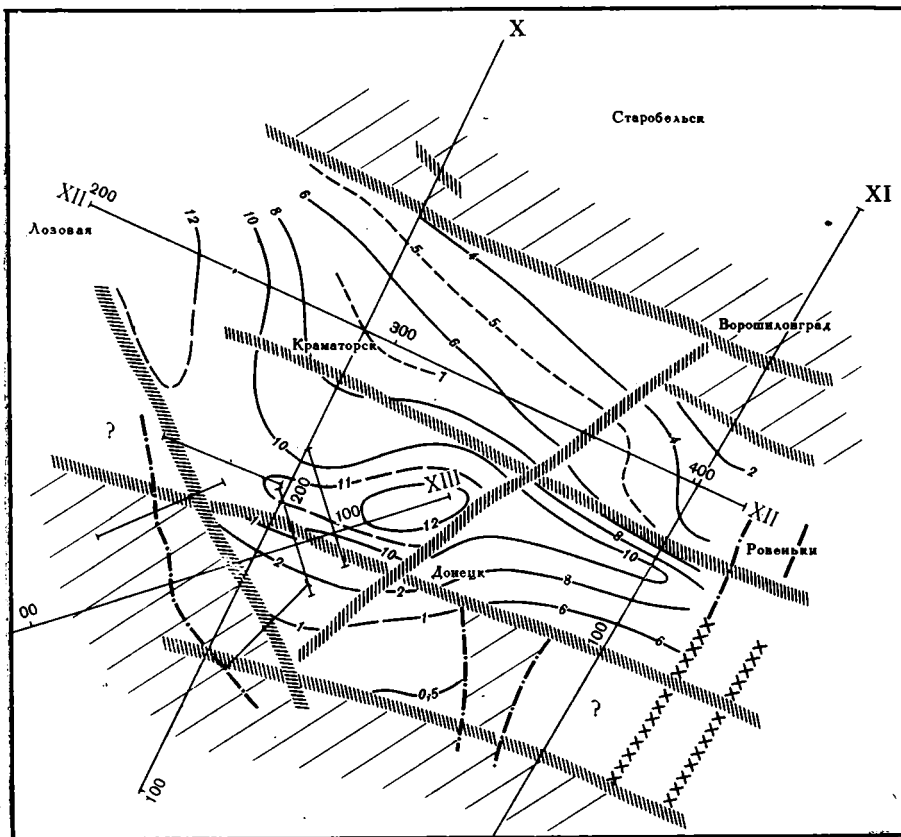


Рис. 4. Схематическая карта изопахит докарбоновых ( $D+PZ_1?$ ) отложений в западной части Донбасса (условные обозначения см. рис. 3;  $b$  — изолинии мощности, км)

угленосной толще (резкое снижение угленосности и увеличение роли морских фаций к северо-востоку, по Шульге и Короткову, 1967), можно полагать, что это направление разлом сохраняет и далее к западу, вплоть до Михайловского разлома Днепровско-Донецкой впадины (Гаркаленко и др., 1972<sub>2</sub>).

Трасса северного плотного разлома проведена с большей степенью условности, так как плотность и полнота данных здесь ниже, чем в южной части бассейна.

Кроме продольных разломов, весьма важную роль в структуре бассейна, особенно в южной его половине, играют диагональные разломы по линии Волноваха — Донецк — Ворошиловград (Волновахско-Чернухинский, по Майдановичу, 1969) и Волноваха — Лозовая, ограничивающие переходную зону между Днепровско-Донецкой впадиной и Донецким складчатым сооружением (Гаркаленко и др., 1971).

Обратимся далее к толще образований, залегающей между подошвой карбона ( $d_1^{oc}$ ) и поверхностью кристаллического фундамента ( $d_0^k$ , рис. 1). На рис. 4 приведена впервые составленная карта изопахит этой толщи, характеризующая распределение мощности предкарбоновых образований для рассматриваемой площади Донецкого бассейна и, следовательно, суммарный итог тектонического развития региона на этапе, предшествовавшем образованию карбонового прогиба.

Главной особенностью морфологии этой толщи является закономерная связь ее распределения с продольными (субширотными) разломами, чем определяется картина выполнения грабена с величиной погружения

от 2—4 до 12 км. Изолинии мощности также имеют в общем субширотное, т. е. донецкое направление, что свидетельствует об органическом единстве развития рассматриваемых образований с образованиями последующих структурных этажей Доно-Днепровского прогиба.

Рассматриваемое тело асимметрично; наибольшая его толщина отмечается вблизи южного продольного разлома (от пикета 100 до окончания профиля XIII). За пределами грабена докарбоновые отложения имеют развитие лишь к юго-западу от Донецка (Волчанская мульда).

Неясным остается поведение изучаемой толщи в двух местах карты. По данным исследований, на профиле XI в пределах пикетов 60—90 на глубинах от 2 до 4 км выделяется обособленное тело метаморфизованных образований, плотность которых, судя по скорости распространения сейсмических волн, значительно выше плотности осадочного ряда и близка к плотности кристаллического фундамента. Принимая во внимание отсутствие докарбоновых осадков на Еланчикском горсте, расположенном западнее профиля, и факт овоидообразного строения Ростовского докембрийского выступа, центральная часть которого представляет собой архейское ядро, по периферии покрываемое более молодыми образованиями протерозойского возраста (Баранов и др., 1964), можно полагать, что упомянутое тело слагается породами ниже- или среднепротерозойского возраста, не связанными с развитием грабена (Бородулин, Хохлов, 1970), хотя наличие останцев более молодых образований не исключается. Окончательное решение вопроса о природе этого локального тела возможно лишь путем бурения разведочных скважин, для которых глубина залегания этих пород вполне доступна (2—4 км).

Еще один неясный момент в связи с развитием докарбонового комплекса пород относится к северной части Павлоградско-Петропавловского выступа (южнее Лозовой). Судя по простираению предкарбонового грабена, направлению южного шовного разлома и поведению изолиний мощности рассматриваемого комплекса, последний может распространяться и на этот участок. Если это предположение верно, то фундаментом каменноугольного структурного этажа на этом участке будут служить не кристаллические породы склона Украинского щита, а более молодые образования докарбонового комплекса.

Вопрос о возрасте пород, слагающих предкарбоновый структурный этаж в Донецком бассейне, является дискуссионным. Судя по тому, что в Днепровско-Донецкой впадине известны средне- и верхнедевонские образования, а в юго-западной части Донецкого бассейна, где обнажается верхняя часть рассматриваемого комплекса, установлен также средне- и верхнедевонский возраст пород, следует полагать, что по крайней мере верхняя часть этого комплекса имеет девонский возраст. Однако максимальная величина мощности комплекса (12 км) позволяет вслед за В. Г. Бондарчуком (1956) предполагать, что в низах комплекса могут присутствовать образования более древних систем, вплоть до верхнего протерозоя (подобных представлений придерживается и М. Л. Левенштейн и др., 1971). Общеизвестным является факт подобия авлакогенов Восточно-Европейской платформы и то обстоятельство, что древнейшее накопление в них началось в готскую эпоху (Островский, Яцкевич, 1971, и др.), причем речь идет не о базальтовых покровных излияниях в этот период (по Левенштейну и др., 1971), а об обычном процессе терригенно-осадочной седиментации.

В пользу разновозрастности докарбонового комплекса в грабене Донецкого бассейна свидетельствует также и то, что, согласно геофизическим данным, особенно на продольном профиле XII (Гаркаленко и др., 1971), рассматриваемое тело не является монолитным; имеются материалы для расчленения его на 2—3 слоя разной мощности.

Изложенным выше соображениям противоречит мнение о нижнепротерозойском возрасте пород докарбонового комплекса, по составу и

степени метаморфизма аналогичных таковым на Приазовском и Воронежском кристаллических массивах (Широков, Белоцерковец, 1971). Некоторыми донецкими геологами, в том числе В. С. Поповым, устно высказывалось суждение о нижнекарбовом возрасте рассматриваемых пород. Основанием для этого послужили сообщения об отсутствии в дайках, прорвавших осадки карбона, ксенолитов более древних пород, чем нижнекарбовые, а также факт большого различия в составе и мощности карбона в платформенном и субгеосинклинальном «исполнении», что позволяет этим исследователям трактовать рассматриваемую толщу как геосинклинальный аналог известной на бортах бассейна платформенной карбонатной толщи турне-визейского возраста.

Отдавая должное фактам, на которых базируются последние точки зрения, считаем необходимым отметить, что обе они занимают крайнее положение по рассматриваемому вопросу. Более обоснованной как с позиции историко-геологического развития региона, так и с позиции полученных геофизических данных о морфологии и скоростной характеристике предкарбового комплекса образований, представляется изложенная выше точка зрения о длительном нижнепалеозойском его формировании. Большой Донбасс был заложен задолго до девонского периода, по-видимому, в позднем протерозое как узкий (60—70 км) грабен, осложняющий свод Сарматского щита (рифт, по Гавришу, 1969), что вытекает из данных о форме и мощности осадков докарбового структурного этажа. На протяжении большого отрезка времени, от начала заложения и вплоть до девона включительно, грабен (авлакоген, по Н. С. Шатскому) представлял собой внутриконтинентальную, резко локализованную область, в которой, судя по характеру известных девонских образований и аналогии с другими авлакогенами, происходило накопление вулканогенно-осадочных пород. При этом возможно, что в своей юго-восточной части грабен имел тесную связь с областью развития байкальской и раннепалеозойской геосинклинали Предкавказья.

На границе девона и карбона произошла перестройка направленности тектонического развития Воронежской и Украинской частей Сарматского щита; края кристаллических массивов, обращенные к грабену Большого Донбасса (внутренние), приобрели тенденцию к более активному опусканию, чем внешние (Михалев, 1971), в связи с чем вдоль грабена возник широкий (не менее 300 км в поперечнике) Доно-Днепровский прогиб, в котором в течение карбона сформировалась мощная угленосная формация. Однако как в каменноугольный (Гаркаленко и др., 1971), так и в последующие этапы развития региона контрастные движения по разломам грабена на фоне прогиба проявлялись весьма отчетливо.

В дальнейшем, как известно (Попов, 1963), прогиб претерпел инверсию (конец полеозоя), за которой последовал длительный, хотя и малоинтенсивный орогенный период, завершившийся в конце палеогена.

Таким образом, Донецкий бассейн (Доно-Днепровский прогиб) представляется как сложное разноэтажное сооружение, развившееся между Украинским и Воронежским кристаллическими массивами на окраине Русской плиты и прошедшее в течение неогена деструктивный цикл развития (Субботин и др., 1971). Основными этапами этого цикла являются: стабилизированная древняя платформа ( $PR_2$ )— авлакоген ( $PR_3$ —D)— парагеосинклиналь (тафрогеосинклиналь, C— $P_1$ )— эпигеосинклинальный ороген ( $P_2$ —Pg). Этот эволюционный ряд, устанавливаемый для складчатого Донбасса как стадии развития во времени, прослеживается также и по всей длине Доно-Днепровского прогиба как последовательный ряд структурных переходов в пространстве, если следовать от северо-западного платформенного обрамления прогиба (Полесская седловина) в юго-восточном направлении через Припятскую и Днепровско-Донецкую впадины и Донецкий бассейн в Предкавказье

(и далее на Мангышлак). Скифская плита, прошедшая стадию типичной геосинклинали, венчает, по-видимому, этот генетический ряд и указывает на замкнутый характер последнего (конечное превращение в молодую платформу).

Таким образом, материалы региональных сейсмических исследований в Донецком бассейне позволили впервые подойти к конкретной оценке строения глубоких горизонтов этой уникальной во многих отношениях структуры земной коры, что имеет большое значение для познания геологии бассейна не только в теоретическом, но также и в прикладном отношении.

#### Литература

- Баранов И. Я., Усков М. В., Джумайло Р. И., Свиридов В. В.* Геологические и петрографические особенности кристаллического фундамента Азовской антеклизы в связи с поисками полезных ископаемых.— В кн. «Геология и полезные ископаемые Центральночерноземных областей». Изд-во Воронежск. ун-та, Воронеж, 1964.
- Бондарчук В. Г.* О тектонике Большого Донбасса и происхождении ровоподобных прогибов платформ.— Геол. ж., 1956, № 2.
- Бондарчук В. Г.* Основные вопросы тектоогенеза. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
- Бородулин М. И., Хохлов М. Т.* О методике сейсмических исследований и некоторых результатах изучения фундамента в Донецком бассейне.— Доповіді АН УРСР, 1970, сер. Б, № 6.
- Бородулин М. И., Михалев А. К.* Особенности структуры верхней части мантии и земной коры в Донецком бассейне по профилю Батайск—Милютинская.— Геол. ж., 1973, № 5.
- Гавриш В. К.* Глубинные разломы и методика их изучения. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Гаркаленко И. А., Бородулин М. И.* О глубинном строении Донецкого бассейна по материалам геофизических исследований.— В кн. «Третья геологическая конференция „Лутугинские чтения“». Луганск, 1969.
- Гаркаленко И. А., Бородулин М. И., Михалев А. К.* О переходной зоне между Днепровско-Донецкой впадиной и Донецким складчатым сооружением.— Геол. ж., 1971, № 4.
- Гаркаленко И. А., Бородулин М. И., Михалев А. К., Масленникова Н. П.* Переинтерпретация материалов ГСЗ по профилю Х Ногайск—Константиново—Сватово.— Геофиз. сб., 1972, № 49.
- Гаркаленко И. А., Бородулин М. И., Михалев А. К.* О некоторых вопросах структуры и перспективах нефтегазоносности южного борта Донецкого прогиба на основе материалов ГСЗ.— Геол. ж., 1972, № 4.
- Левенштейн М. Л.* Анализ изменения мощности каменноугольных отложений.— В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1. Госгеолтехиздат, 1963.
- Левенштейн М. Л., Павленкова Н. И., Баранова Е. П.* Особенности строения фундамента наиболее погруженной части Днепровско-Донецкой впадины.— Геол. ж., 1971, № 2.
- Майданович И. А.* О возрасте глубинных разломов Донбасса.— В кн. «Третья геологическая конференция „Степановские чтения“». Артемовск, 1969.
- Михалев А. К.* Новый этап в исследовании мощности каменноугольных отложений Донецкого бассейна.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 3.
- Михалев А. К.* Схема механизма образования Главного антиклинала Донбасса.— В кн. «Геология угольных месторождений», т. 2. М., «Наука», 1971.
- Островский М. И., Яцкевич С. В.* О древнейших платформенных отложениях Пачелмского авлакогена.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, № 5.
- Попов В. С.* Тектоника.— В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1. Госгеолтехиздат, 1963.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов Л. В., Хаин В. Е., Славин В. И.* Некоторые вопросы строения и эволюции земной коры.— В кн. «Строение земной коры центральной и Юго-Восточной Европы». Киев, «Наукова думка», 1971.
- Широков А. З., Белоцерковец Ю. И.* О строении и глубине залегания поверхности докембрийского кристаллического фундамента в Донбассе.— Доповіді АН УРСР, 1971, сер. Б, № 6.
- Шульга В. Ф., Коротков Г. В.* Особенности строения нижнекарбоневой угленосной толщи в Павлоградско-Петропавловском районе (Западный Донбасс) и их значение для разведки глубоких горизонтов.— Сов. геология, 1967, № 6.

УДК 551.3.051 : 551.24

Н. А. КРЫЛОВ, А. К. МАЛЬЦЕВА

**ЦИКЛИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ И ТЕКТОНИКА**

Рассмотрены основные свойства крупной цикличности в развитии молодых платформ и связь с фазами циклов структурной дифференциации.

Показана многопорядковость цикличного развития, асимметрия и асинхронность циклов. Сделана попытка расчленения циклов первого и второго порядка на молодых платформах на фазы, предложенные ранее С. Н. Бубновым. Отмечена связь перестроек структурного плана и обособление структурных ярусов в чехле эпипалеозойских плит с цикличностью второго и иногда третьего порядка.

Цикличность, представляющая собой свойство развивающегося процесса образовывать закономерный последовательный ряд фаз (стадий), способный повторяться и составляющий цикл, а также и саму частичную повторяемость, возвратность геологических событий и режимов на фоне необратимого процесса,— общая черта развития земной коры. Дискуссия о понятиях цикл, цикличность и других, связанных с законом отрицания отрицания, недавно подробно была рассмотрена Н. Б. Вассовичем (1975).

Цикличность выражена в развитии и геосинклинальных, и платформенных областей, но характер циклов, так же как и характер тектонических режимов, в разных зонах различен. Говоря о геотектонических циклах, чаще имеют в виду их проявление в геосинклинальных областях. В. Е. Хаин (1954), например, определяет цикл как закономерное повторение определенных стадий развития геосинклиналей, В. В. Белоусов (1954)— как отрезок геологической истории от конца одной эпохи складчатости до конца следующей. В течение цикла, по В. В. Белоусову, происходит изменение режима колебательных (вертикальных) тектонических движений, проявляющееся как в геосинклиналях, так и на платформах: в начале каждого цикла преобладают восходящие движения, сменяющиеся опусканиями, господствующими в середине цикла, а в конце цикла снова начинают преобладать поднятия. Изменение режима вертикальных движений представляет общее содержание крупных циклов развития и геосинклиналей, где цикл завершается складчатостью и гранитоидным магматизмом, и платформ, где складчатость и гранитоидный магматизм не проявляются вообще.

Применительно к платформам правильнее, видимо, говорить о тектоно-седиментационной цикличности. Здесь, как и в других зонах, цикличность обусловлена главным образом тектоническими процессами, но наиболее отчетливое выражение обнаруживает в процессе седиментации и, как следствие, в строении разреза и площадном развитии формаций.

Выявлению и характеристике цикличности (или ритмичности) строения чехла молодых платформ посвящены работы А. Г. Бабаева (1959), В. П. Казаринова (1958), Ю. Н. Карогодина (1971), В. Д. Наливкина с соавторами (Анализ влияния..., 1971), Н. Ю. Успенской (1967, 1972) и многих других. Однако в этих работах в основном рассматривается

литологический или фациально-палеогеографический аспекты проблемы циклического развития. Тектоническому аспекту этой проблемы применительно к платформам вообще, а особенно к молодым платформам, до сих пор уделялось мало внимания. Авторы поставили своей задачей рассмотреть цикличность развития молодых платформ именно с позиций тектоники, принимая цикличное или ритмичное строение осадочных толщ в качестве следствия, отражения закономерно изменяющегося режима вертикальных движений.

## I

Тектоно-седиментационная цикличность в развитии молодых платформ, как и других тектонических зон земной коры, многопорядкова. Палеогеографический анализ и анализ вертикальных формационных рядов чехла позволяют в пределах всех эпипалеозойских плит выделить в собственно платформенную стадию развития один крупный цикл (мегацикл) — мезозойско-кайнозойский, или альпийский, с последовательным развитием трансгрессии в первую половину и регрессии — во вторую.

Так, например, в пределах Центрально-Евразийской платформы, включающей Западно-Сибирскую, Туранскую и Скифскую плиты, начиная с юры, а местами с рэта, вплоть до позднего эоцена происходило последовательное расширение областей прогибания и седиментации и соответственное сокращение зон воздымания и размыва. Параллельно увеличивалась роль морских фаций и уменьшалась роль континентальных от преобладания различных континентальных отложений в нижней и средней юре до господства отложений открытого моря в верхнем эоцене. С олигоцена началось расширение общих поднятий и сокращение зон седиментации. Общая регрессия достигла максимума в четвертичное время.

Для территории Предкавказья (рис. 1) и Туранской плиты (рис. 2) мезозойско-кайнозойский мегацикл ясно выражен в изменении площадей осадконакопления и размыва. На Западно-Сибирской плите общая площадь осадконакопления менялась в течение мезозоя и кайнозоя сравнительно слабо, но изменение площадей морского осадконакопления четко выявляет существование мезозойско-кайнозойского мегацикла (рис. 3).

Постепенное развитие общих погружений в первой половине цикла и сменивших их общих поднятий во второй половине цикла было сложным. Общая трансгрессия, развивавшаяся с рэтского века или с юры по позднеэоценовое время, осложнялась частными сравнительно кратковременными сокращениями бассейнов седиментации, регрессиями моря и перерывами в осадконакоплении, а общая регрессия олигоцено-антропоценового времени — частными сравнительно кратковременными расширениями бассейнов осадконакопления. Примером частных регрессий в первой половине цикла может служить регрессия в конце юры на Туранской плите, а примерами трансгрессий во вторую половину цикла — среднемиоценовая и акчагыльская трансгрессии в Предкавказье и западных районах Туранской плиты. Эти явления отражают цикличность более низких порядков, о чем речь пойдет ниже.

Мезозойско-кайнозойский мегацикл ясно выражен и в вертикальных формационных рядах эпипалеозойских плит. В основании чехла располагаются терригенные, чаще угленосные и несколько реже пестроцветные, автохтонные формации. Карбонатные, терригенно-карбонатные, кремнисто-терригенные формации занимают среднее положение в формационных рядах. Завершаются формационные ряды терригенными иногда пестроцветными формациями (Крылов, 1970).

Для мезозойско-кайнозойского тектоно-седиментационного цикла молодых платформ, как и для всех тектонических мегациклов, характерна асимметрия, выражающаяся в большей продолжительности пер-

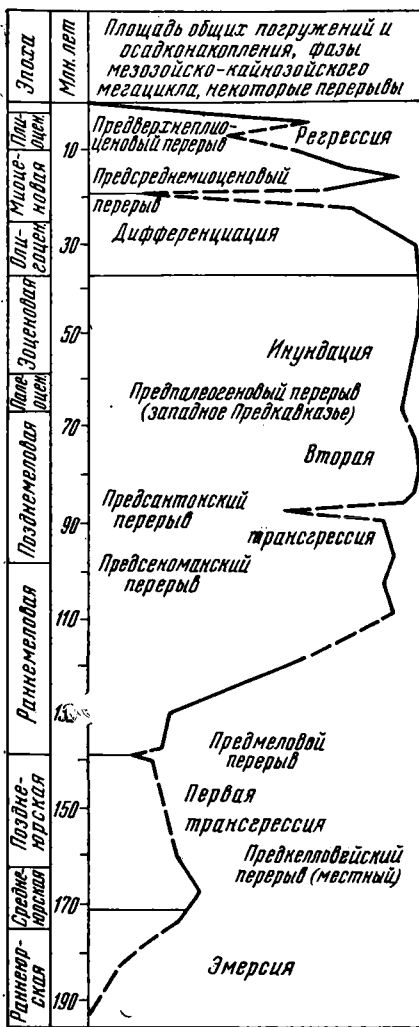


Рис. 1

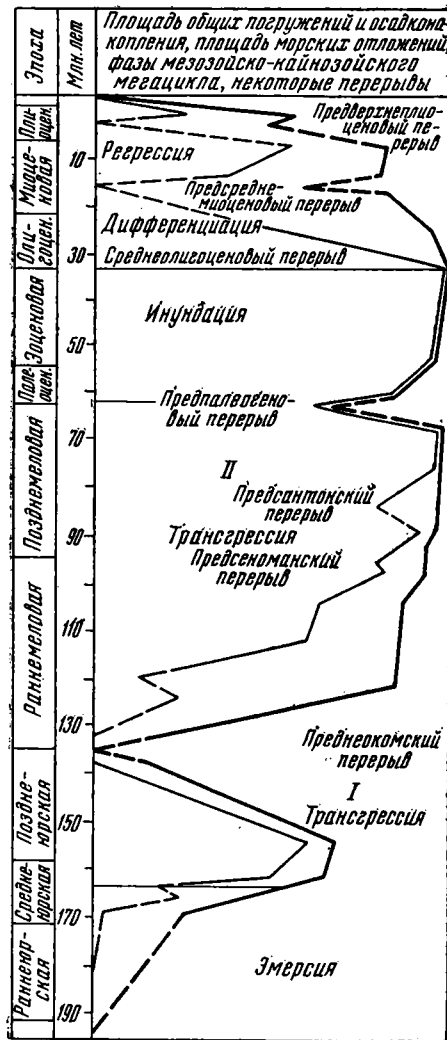


Рис. 2

Рис. 1. Мезозойско-кайнозойский тектоно-седиментационный мегацикл в Предкавказье  
Рис. 2. Мезозойско-кайнозойский тектоно-седиментационный мегацикл на Туранской плите (жирная линия — изменение площади осадконакопления, тонкая — изменение площади морского осадконакопления)

вой, трансгрессивной части и существенно меньшей продолжительности второй, регрессивной части цикла.

Трансгрессивную и регрессивную половины (части) цикла выделяют все исследователи, однако сделаны попытки более дробного расчленения цикла. С. Н. Бубнов, весьма подробно рассмотрев цикличность в после-протерозойской истории развития земной коры, выделяет в каждом крупном цикле шесть фаз: эмерсию, первую трансгрессию, вторую трансгрессию, инундацию, дифференциацию и регрессию, «которые определяются палеогеографически и фашиально, находятся в известном отношении к тектогенезу» (Бубнов, 1960, стр. 205). Фаза эмерсии (фаза прироста суши), следующая за регрессией, относилась С. Н. Бубновым то к началу цикла, то к концу предыдущего цикла. Нам представляется правильнее считать ее началом нового цикла, исходя из конкретных примеров, приведенных самим С. Н. Бубновым (нижний девон в зоне



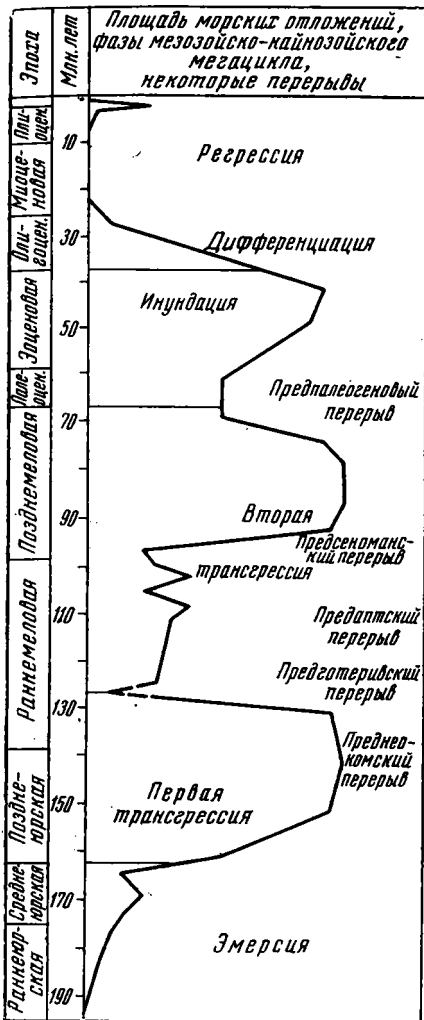


Рис. 3

Рис. 3. Мезозойско-кайнозойский тектоно-седиментационный мегацикл на Западно-Сибирской плите (с использованием построений Ю. Н. Карогдина, 1971)

Рис. 4. Отражение в разрезе нижней юры Южного Мангышлака циклов четвертого порядка (по С. С. Едренкину, В. А. Соломонику, М. И. Овчаренко, К. В. Виноградовой)  
 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — алевролитистые глины; 4 — глины; 5 — известняки. I<sub>0</sub>, I<sub>0</sub><sup>'</sup>, I, II, III — номера циклов четвертого порядка

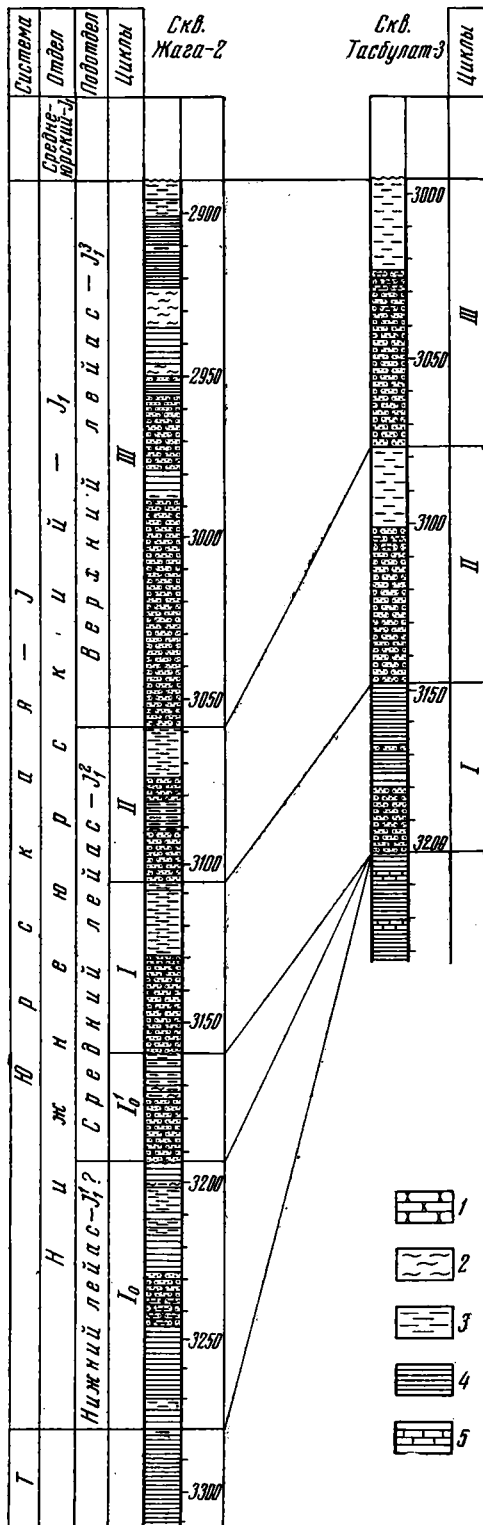


Рис. 4

каледонской складчатости, поздняя пермь в зоне западно-европейских варисцид и т. д.). Фаза инундации (фаза максимального развития погружений) завершает первую, трансгрессивную половину цикла, а фаза дифференциации, следующая за ней и характеризующаяся началом поднятия в одних районах и продолжением погружений в других, открывает регрессивную часть цикла.

Близкое подразделение цикла предложено было Н. М. Страховым (1949). В пределах комплекса пород, отвечающих одному циклу, им выделено пять динамических комплексов: кора выветривания, трансгрессивный комплекс, комплекс, отвечающий стабильным условиям седиментации, осадочно-эффузивный комплекс геосинклинальных областей и регрессивный комплекс.

Первый динамический комплекс во времени соответствует части фазы эмерсии, второй, видимо, частично эмерсии и обеим фазам трансгрессии, третий — инундации, четвертый — дифференциации и пятый — одноименной фазе С. Н. Бубнова. Этими динамическими комплексами пользуется Ю. Н. Карогадин (1971) при расчленении седиментационных циклов (ритмов) Западно-Сибирской плиты, вкладывая в них в отдельных случаях несколько иное содержание. Так, например, первый динамический комплекс он называет ингрессивным и трактует его как комплекс отложений, образованных до широкой морской трансгрессии, что полностью соответствует фазе эмерсии.

Мы будем пользоваться разделением циклов на фазы, предложенным С. Н. Бубновым, принимая в качестве главного критерия выделения фаз изменения общих палеогеографических условий, отражающих изменения режима колебательных движений.

На фоне мезозойско-кайнозойского мегацикла, имеющего продолжительность 190—250 млн. лет, выделяются циклы второго порядка, которые выражены в строении формационных рядов часто менее четко, чем мегацикл. Соотношение мегацикла и его фаз с циклами второго порядка на Скифской, Туранской и Западно-Сибирской плитах показано в табл. 1, 2 и 3.

Яркими примерами циклов второго порядка могут служить триасовый на Западно-Европейской платформе и юрский (или рэт-юрский, точнее) — в юго-восточной части Туранской плиты.

В основании триаса на территории ГДР располагается пестроцветная терригенная формация с включениями ангидритов, каменной соли и карбонатов, известная под названием нижнего пестрого песчаника, выше следует карбонатная формация с включениями эвапоритов (верхний пестрый песчаник и раковинный известняк), ее перекрывает карбонатно-терригенная формация (нижний кейпер), выше располагается эвапоритовая формация с красноцветами (средний кейпер). Карбонатно-терригенная формация рэтского возраста (так называемая швабская фация рэта) знаменует начало новой трансгрессии — начало юрского цикла второго порядка.

В пределах Амударьинской синеклизы на Туранской плите нижняя, средняя юра, нижний и, видимо, средний келловей представлены песчано-глинистой паралической угленосной формацией, в верхней части которой выделяется песчано-глинистая субформация морского происхождения. Выше следует карбонатная формация верхнего келловей и оксфорда. Еще выше следует эвапоритовая формация кимериджа и нижнего титона. И, наконец, завершается разрез юры красноцветной песчано-глинистой формацией верхнего титона (карабильская свита). Меловые отложения залегают с размывом на юрских.

Два приведенных выше примера с развитием полного ряда трансгрессивных и регрессивных серий являются скорее исключением из общего правила. Чаще начальная или заключительная часть цикла имеет неполное отражение в разрезе. При этом регрессивные части

Соотношение фаз мезозойско-кайнозойского мегацикла с циклами второго порядка на Скифской плите

Эпоха	Фазы мезозойско-кайнозойского мегацикла	Циклы второго порядка и их фазы			
		Восточное Предкавказье		Западное Предкавказье	
Неогеновая и антропогеновая	Регрессия	Неоген-четвертичный (незавершенный)			
Палеогеновая	Дифференциация	Сенон-майкопский	Дифференциация	Палеогеновый	Дифференциация
	Инундация		Инундация		Инундация
			Вторая трансгрессия		Вторая трансгрессия
Поздне меловая	Вторая трансгрессия	Сенон-майкопский	Первая трансгрессия	Меловой	Дифференциация
			Первая трансгрессия		Инундация
Раннемеловая		Неоком-туранский	Дифференциация	Меловой	Вторая трансгрессия
			Инундация		Вторая трансгрессия
	Вторая трансгрессия		Первая трансгрессия		
Эмерсия	Эмерсия	Эмерсия			
Позднеюрская	Первая трансгрессия	Юрский	Регрессия	Юрский	Регрессия
			Дифференциация		Дифференциация
Инундация	Инундация				
Вторая трансгрессия	Вторая трансгрессия				
Среднеюрская	Эмерсия		Первая трансгрессия		Юрский
		Эмерсия	Эмерсия		
Эмерсия		Эмерсия			

редуцированы обычно у тех циклов второго порядка, которые приурочены к трансгрессивной части мегацикла: региональные перерывы в нижней (мезозойской) части разреза чехла чаще следуют непосредственно за терригенно-карбонатными, песчано-глинистыми глауконитовыми или глинистыми формациями, характеризующими широкое развитие трансгрессии (преднеокомский перерыв в северо-западной части Туранской плиты, предготеривский перерыв в юго-западной и центральной частях Западно-Сибирской плиты, послемеловой перерыв на Мангышлаке и др.). Трансгрессивные же части имеют неполное развитие в циклах второго порядка, которые относятся к регрессивной части мегацикла. Здесь карбонатные и терригенно-карбонатные формации начинают накапливаться непосредственно после региональных перерывов (средне-верхнемиоценовая терригенно-карбонатная формация Восточного Предкавказья и Закаспия после предсреднемиоценового перерыва, терригенно-карбонатная формация палеоцен-эоценового возраста в Парижской синеклизе после предпалеогенового перерыва и др.).

Продолжительность циклов второго порядка 40—60 млн. лет.

Цикличность третьего порядка часто, а более низких порядков — всегда выражена уже в строении отдельных формаций. Классическим примером цикличности третьего порядка могут служить циклы позднепермского времени на территории Северо-Германской синеклизы Западно-Европейской платформы, выраженные в строении цехштейновой эвапоритовой формации. Здесь выделяются четыре цикла (снизу вверх): верра, штрасфурт, лейне и аллер. Каждому из них в основании

Соотношение фаз мезозойско-кайнозойского мегацикла с циклами второго порядка на Туранской плите

Эпоха	Фазы мезозойско-кайнозойского мегацикла	Циклы второго порядка и их фазы	
Неогеновая и антропогеновая	Регрессия	Неоген-четвертичный (незавершенный)	
	Дифференциация	Палеогеновый	Дифференциация
Палеогеновая	Инундация		Инундация
			Вторая трансгрессия
			Первая трансгрессия
Позднемеловая	Вторая трансгрессия	Меловой	Дифференциация
			Инундация
Вторая трансгрессия			
Первая трансгрессия			
Раннемеловая			Эмерсия
	Позднеюрская	Рэт-юрский	Регрессия
Дифференциация			
Инундация			
Вторая трансгрессия			
Первая трансгрессия			
Среднеюрская	Эмерсия		Эмерсия
Раннеюрская			

разреза соответствуют терригенные породы: двум нижним конгломераты, а двум верхним глины. Выше следуют карбонаты и ангидриты, затем каменная соль, которую вверх по разрезу сменяют ангидриты и терригенные породы. Мощности комплексов, соответствующих циклам, составляют 100—200 м.

Весьма четко выделяются циклы третьего порядка на фоне юрского цикла второго порядка на Туранской плите. В северо-западных районах, особенно на Южном Мангышлаке, уверенно может быть выделен, в частности, нижнеюрский цикл третьего порядка. В основании его развиты средне- и крупнозернистые песчаники, сменяющиеся вверх по разрезу более тонкозернистыми осадками. Нижнеюрские отложения с размывом перекрыты грубозернистыми ааленскими породами (гравелиты, песчаники), знаменующими начало нового цикла третьего порядка. Мощность толщи пород, соответствующей этому циклу третьего порядка, достигает 200—250 м.

Продолжительность циклов третьего порядка составляет около 10—20 млн. лет.

На фоне циклов третьего порядка выявляются подчиненные циклы. Так, например, внутри нижнеюрского цикла третьего порядка в разных районах Южного Мангышлака можно выделить от 3 до 5 циклов четвертого порядка. Каждый из этих мелких циклов выражен в разрезе (рис. 4) двумя элементами: нижний сложен более грубозернистыми породами (песчаники, алевролиты), верхний — более тонкозернистыми (алевролиты, глины, иногда глинистые песчаники). Мощности отдельных толщ, соответствующих здесь циклам четвертого порядка, составляют 10—50 м. В случае циклов, выраженных в разрезе двумя элементами

## Соотношение фаз мезозойско-кайнозойского мегацикла с циклами второго порядка на Западно-Сибирской плите

Эпоха	Фазы мезозойско-кайнозойского мегацикла	Циклы второго порядка и их фазы
Неогеновая и антропогеновая	Регрессия Дифференциация	Неоген-четвертичный (незавершенный)
Палеогеновая		
	Инундация	Палеогеновый
Поздне меловая	Вторая трансгрессия	Меловой
Раннемеловая		
Позднеюрская	Первая трансгрессия	Юрско-валанджинский
Среднеюрская		
Раннеюрская	Эмерсия	

(как рассмотренные выше циклы четвертого порядка), можно говорить о ритмичности строения разреза, понимая под этим цикличность типа АВ АВ АВ...

Цикличность и особенно ритмичность еще более низких порядков также может быть установлена в строении платформенных формаций. В. Е. Хаин (1973) указывает на существование 15 порядков циклов. При этом в более мелких циклах тектоника (развитие поднятий и погружений) перестает быть прямой и единственной причиной цикличности, соответственно увеличивается роль периодически изменяющихся климатических и других палеогеографических условий, не связанных с тектоникой или связанных с ней косвенно. Самые мелкие единицы цикличности строения песчано-глинистых свит — варвы — имеют заведомо атектоническое происхождение и связаны с климатическими изменениями в течение короткого времени.

Понятие о порядках разновеликих объектов или явлений широко используется в геологии, например, при определении размеров и соподчиненности структурных элементов. При этом понятие о порядках оказывается иногда весьма условным. Структурные элементы более мелких размеров обычно не охватывают всей площади более крупной структуры, которую они осложняют. Тектонические элементы по размерам образуют полную гамму с постепенными переходами от крупнейших к мелким, не разделяясь на естественно обособленные группы. Гораздо более строгое понятие о порядках может быть использовано при анализе тектоно-седиментационных циклов. В этом случае более крупный объект целиком делится на подчиненные ему элементы. Вместе с тем в вопросе о выделении порядков циклов в настоящее время нет единства мнений

как при расчленении на циклы конкретных разрезов, так и в определении, откуда вести счет порядков циклов: от более крупных к более мелким, как это делается многими и принято нами, или, наоборот, от мелких к крупным.

Приведенное в табл. 1, 2 и 3 и используемое ниже расчленение платформенной стадии развития эпипалеозойских плит на циклы не является бесспорным. Другими геологами в тех же объектах циклы выделены иначе. Прежде всего, в части из построений нет альпийского цикла первого порядка (Бубнов, 1960; Успенская, 1967, 1972; Карогадин, 1971), и в качестве наиболее крупных единиц выделяются отрезки истории и части мезозойско-кайнозойского формационного ряда, соответствующие приблизительно выделенным нами циклам второго порядка. Однако и здесь имеются различия. Так, например, С. Н. Бубнов выделяет для Западной Европы древнемезозойский цикл, охватывающий период от поздней перми до поздней юры включительно, который, по нашему мнению, расчленяется на три цикла второго порядка. В выделении циклов в последующей истории между нами нет расхождений. В отличие от Н. Ю. Успенской, выделяющей единый палеоген-неогеновый ритм, мы вслед за С. Н. Бубновым выделяем в кайнозое два цикла второго порядка на молодых платформах — палеогеновый и незавершенный неоген-четвертичный.

Значительные конкретные расхождения имеются у нас с Ю. Н. Карогадиным. В мезозойско-кайнозойских отложениях Западно-Сибирской плиты им выделяются два мегаритма: юрско-сеноманский и турон-плиоценовый. Нам представляется, что такое разделение разреза обусловлено несколько формальным истолкованием изменения площадей морского осадконакопления во времени и неучетом перерывов в осадконакоплении, в частности, предготеривского.

Циклическое развитие на молодых платформах происходит не синхронно. Мезозойско-кайнозойский мегацикл, начавшись не одновременно в пределах разных молодых платформ, не одновременно достиг своей переломной точки — смены максимальных по широте трансгрессий последовательно развивающимися регрессиями.

На Западно-Европейской платформе, например, собственно платформенное осадконакопление началось в начале ранней перми или в конце ранней — начале поздней перми. В среднем триасе трансгрессия охватила уже значительную территорию современных плит этой платформы. Площади общих погружений продолжали расширяться до конца позднего мела. К этому времени, к позднему сенону, и относится переломная точка альпийского мегацикла на одной платформе. Весь кайнозой здесь должен быть отнесен к регрессивной части цикла. На Центрально-Евразийской платформе платформенное осадконакопление началось в самом конце триаса или в начале юры, а переломная точка мегацикла, как уже отмечалось, относится к позднему эоцену. Развитие мегацикла на этих двух крупнейших молодых платформах смещено на 1—2 фазы (табл. 4).

Циклы второго порядка не вполне синхронны уже в пределах разных плит одной платформы, а иногда и в разных частях одной плиты. Так, например, в пределах Туранской плиты четко выделяются юрский цикл, а на Западно-Сибирской — юрско-валанжинский. В Западной Сибири фаза инундации первого цикла (валанжин) по времени соответствует фазе эмерсии, но уже второго (мелового) цикла второго порядка на Туранской плите. Регрессивная часть цикла (фазы дифференциации и регрессии) в Западной Сибири редуцированы (рис. 5). Несколько большая согласованность во времени может быть отмечена для развития мелового цикла второго порядка на Туранской и Западно-Сибирской плитах. Начавшись несколько неодновременно, этот цикл закончился на обеих плитах в датский век. Регрессивная часть цикла редуцирована и на Западно-Сибирской, и на Туранской плитах, фаза инундации на обеих.

Сопоставление фаз мезозойско-кайнозойского мегацикла на Западно-Европейской и Центрально-Евразийской платформах

Геохронология (эпохи)	Западно-Европейская платформа	Центрально-Евразийская платформа
Неогеновая и антропогеновая	Регрессия	Регрессия
		Дифференциация
Палеогеновая	Дифференциация	Инундация
Поздне меловая	Инундация	Вторая трансгрессия
Раннемеловая Позднеюрская Среднеюрская Раннеюрская	Вторая трансгрессия	Первая трансгрессия
		Эмерсия
Позднетриасовая Среднетриасовая Раннетриасовая	Первая трансгрессия	
Позднепермская Раннепермская	Эмерсия	

плитах относится к сенону, вторая трансгрессия — к сеноман-турону, первая трансгрессия — к альбу в Западной Сибири и альбу — верхнему апту на Туранской плите, эмерсия охватывает период от готерива до конца апта в Западной Сибири и от начала неокома до нижнего апта на Туранской плите.

В то же время в Восточном Предкавказье меловой цикл второго порядка как таковой вообще не обособляется. Здесь на границе позднего мела и палеоцена не было перерыва. Мергельно-меловая формация сенона — дания в Восточном Предкавказье сменяется глинисто-карбонатной палеоцен-эоценовой формацией с субформацией карбонатных глин в основании. Вместе с тем в Предкавказье, особенно в восточной части, четко фиксируется крупный предсантонский перерыв. С этим перерывом в ряде районов связано выпадение из разреза коньякского яруса, а в Прикумском районе местами сантон залегает на клансейских отложениях. В связи с этим мы выделяем в Восточном Предкавказье в качестве циклов второго порядка неоком-туронский и сенон-майкопский (см. табл. 1). В Западном Предкавказье может быть выделен меловой и палеоген-нижнемиоценовый циклы второго порядка.

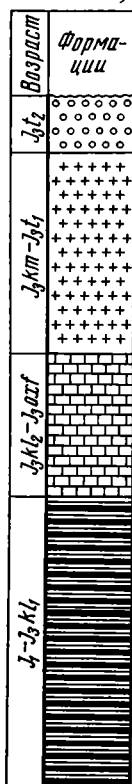
Циклы третьего порядка, их фазы не всегда синхронны в пределах разных частей одной и той же плиты. Число их не является строго постоянным. Возможно, что в некоторых случаях двум циклам одного региона соответствует один менее дифференцированный цикл другого региона.

Приведенные материалы дают возможность не согласиться с мнением С. Н. Бубнова и его единомышленников о синхронности циклического развития земного шара. Впрочем, сам С. Н. Бубнов с известной осторожностью относился к положению о синхронности циклов и их фаз. Он писал, в частности: «...нельзя думать, что начало и конец фазы, будь то трансгрессия, регрессия или тектоническое нарушение, повсюду наступают в одно и то же время. Одновременность — это относительное понятие»... (Бубнов, 1960, стр. 213).

Итак, тектоно-седиментационная цикличность в пределах молодых платформ многопорядкова.

Цикличное развитие происходит не вполне синхронно, при этом несовпадение во времени фаз мезозойско-кайнозойского мегацикла выявляется при сравнении разных платформ.

*Туранская плита  
(Амударьинская  
эпиеклиза)*



*Западно-Сибирская  
плита  
(Среднее Приобье)*

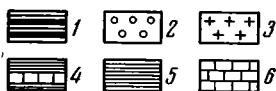
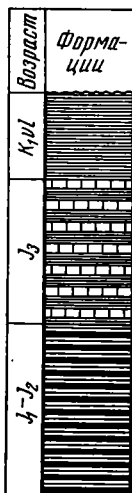


Рис. 5. Юрский и юрско-валанжинский циклы второго порядка на Туранской и Западно-Сибирской плитах. Формационные ряды: 1 — песчано-глинистая угленосная; 2 — песчано-глинистая пестроцветная; 3 — эвапоритовая; 4 — карбонатных глин; 5 — преимущественно глинистая; 6 — карбонатная

на фоне фазы инундации мегацикла. Вообще же расчленение на отдельные фазы в полной мере удается для циклов первого, второго и иногда третьего порядка. Циклы четвертого порядка и более мелкие, фиксирующиеся вертикальными изменениями литологии в пределах одной формации и часто представленные в разрезах двумя или тремя литологическими элементами, редко могут быть уверенно расчленены на фазы.

циклов второго порядка, которых выделяется от четырех до шести в собственно платформенную стадию, обнаруживается в пределах разных плит одной платформы и даже в разных частях одной плиты. Циклы третьего порядка и подчиненные им более мелкие не совпадают во времени иногда в пределах одной плиты. Асинхронность циклического развития указывает на невозможность объяснения циклов эвстатическими колебаниями уровня мирового океана и подтверждает тектоническую природу циклов осадконакопления, по крайней мере, до четвертого порядка включительно.

Для циклов всех рассмотренных порядков характерна асимметрия, выражающаяся в том, что либо первая (трансгрессивная), либо вторая (регрессивная) части цикла сильно укорочены во времени. Для мезозойско-кайнозойского мегацикла и для большинства более мелких циклов характерно сокращение второй части с редукцией фаз дифференциации и регрессии. Этот тип асимметрии можно назвать нормальным. Реже и только в циклах второго порядка и более мелких встречается асимметрия обратного типа с сокращением трансгрессивной части и редукцией фаз эмерсии и первой трансгрессии. Для циклов второго порядка, соответствующих фазе инундации и всей регрессивной части мегацикла, фазы эмерсии не определяются ни формационно, ни палеогеографически.

Отсутствие в некоторых формационных рядах, соответствующих циклам второго порядка, фациальных комплексов, отражающих фазы эмерсии и регрессии, связано не только с асимметрией циклов, но и с наложением (интерференцией) фаз разнопорядковых циклов. Именно вследствие этого наложения фаз ни эмерсия, ни регрессия второго порядка не выражены фациально и палеогеографически



Тектоно-седиментационная цикличность, отражающая закономерные периодические изменения соотношения общих погружений и воздыманий, обнаруживает связь с периодичностью формирования конкретных структурных элементов эпипалеозойских плит. Выявлению связи кинематики структурной дифференциации молодых платформ с фазами мезозойско-кайнозойского мегацикла была посвящена специальная статья одного из авторов.

Наибольшая интенсивность тектонической дифференциации молодых платформ относится к начальным этапам мезозойско-кайнозойского мегацикла развития — к фазе эмерсии. В этот период наблюдается наиболее интенсивный относительный рост большинства крупных и средних по масштабу структур чехла эпипалеозойских плит, наибольшая скорость поднятий в пределах выступов складчатого фундамента и активная эффузивная деятельность на некоторых молодых платформах. С течением времени (фазы первой и второй трансгрессий и инундации) происходит снижение тектонической активности молодых платформ. В этот период происходит последовательное уменьшение размаха тектонических элементов, ослабление поднятий щитов и других выступов палеозойского фундамента, ослабление магматической деятельности.

Вторая половина мезозойско-кайнозойского мегацикла, с момента смены максимальных трансгрессий постепенно развивающимися регрессиями, характеризуется новой активизацией тектонической дифференциации молодых платформ, которая проявляется повсеместно, но в ряде областей имеет большое значение для формирования современного структурного плана. С этой кайнозойской активизацией связано новое усиление магматизма. Кайнозойская активизация в одних районах охватила только фазу дифференциации (например, восточные районы Западно-Европейской платформы, западные районы Туранской плиты), а в других, кроме того, и заключительную фазу мезозойско-кайнозойского мегацикла — регрессию (например, западные районы Западно-Европейской платформы, восточные районы Туранской плиты, Крылов, 1973).

Такова общая выявляющаяся схема развития тектонической дифференциации молодых платформ в течение платформенной стадии, на фоне которой отмечается значительное число отклонений в отношении кинематики отдельных структур. Рассмотрим их на ряде примеров.

На Западно-Сибирской плите весьма часты случаи максимальной интенсивности формирования структур не в ранне-среднеюрское время (фаза эмерсии мезозойско-кайнозойского мегацикла), а в раннемеловое время, особенно готерив-барремское. Из числа крупных структурных элементов, развивавшихся наиболее интенсивно в готерив-барремское время, опираясь на данные М. Я. Рудкевича (1969) и других исследователей, можно отметить: Кулундинскую впадину, Вагай-Ишимский выступ, Шаимский структурный нос во Внешнем тектоническом поясе плиты, а также Тегульдетскую впадину, Тазовский свод, Парабельский свод, Каймысовский свод, Мансийскую синеклизу и осложняющие ее Ханты-Мансийскую и особенно Надымскую впадины и другие элементы во Внутренней тектонической зоне плиты.

Для ряда крупных тектонических элементов интенсивность формирования в готерив-барремское и ранне-среднеюрское время была вполне соизмерима. Это относится к Межовскому своду, Юганской впадине, Нижневартовскому и Среднеवासюганскому сводам.

Гораздо меньшее число крупных структурных элементов развивалось наиболее интенсивно в апт-сеноманское время (Усть-Енисейская синеклиза, Среднеवासюганский и Пурпейский своды). Позднемеловая эпоха для большинства крупных структурных элементов плиты была временем замедленного формирования. Исключение составляет Чесельское под-

нятие и некоторые впадины. Палеоцен-эоценовый этап характеризовался резким снижением структурной дифференциации.

Олигоценовое и неоген-четвертичное время ознаменовалось оживлением роста очень многих структур.

Локальные структуры, как отмечалось В. Д. Наливкиным (1959), а также В. С. Лазаревым, М. Я. Рудкевичем, И. В. Литвиненко, Н. Н. Ростовцевым, Ф. Г. Гурари, И. И. Нестеровым и другими, сформировались в Западной Сибири в основном в юрское и раннемеловое время. Внутри этого отрезка времени этапами наиболее интенсивного роста были для большинства структур ранне-среднеюрский, валанжинский или готерив-барремский.

Таким образом, на Западно-Сибирской плите этапы ускоренного формирования структур относятся часто и к фазе первой трансгрессии и первой половине фазы второй трансгрессии мезозойско-кайнозойского мегацикла. Важно отметить и еще одно обстоятельство: готерив-барремское время, которому соответствуют этапы ускоренного развития многих конкретных структур, отвечает фазе эмерсии мелового цикла второго порядка, а валанжинский век, с которым также связано ускоренное формирование ряда структур, завершает юрско-валанжинский цикл второго порядка.

На Туранской плите ускоренное формирование Центрально-Каракумского свода, помимо ранне-среднеюрского времени и послепалеогенового, относится к самому концу юрского цикла второго порядка (с преднеокомским перерывом связано полное срезание на вершине свода верхнеюрских отложений), а также к неокому и концу сенона, т. е. к началу и концу мелового цикла второго порядка.

Интересный материал по связи структуроформирования с циклами второго порядка дало изучение истории роста локальных поднятий на Южном Мангышлаке и Южном Устюрте. По материалам М. Ф. Мирчинка и его соавторов (1972), здесь может быть выделено несколько этапов ускоренного и замедленного формирования структур.

В течение ранней и средней юры интенсивно развивался ряд структур, однако материалы по этому этапу неполны.

Период с конца батского времени до конца оксфордского характеризуется малоинтенсивными поднятиями Тенгинской, Жетыбайской и Шахпахтинской антиклиналей. Характерно ослабление относительного роста Жетыбайской и Тенгинской структур в начале оксфордского века и Шахпахтинской — в его конце. Тасбулатское и Узеньское поднятия в отличие от остальных в келловейский и оксфордский века интенсивно формировались, но в конце оксфордского века темп роста Тасбулатского поднятия снизился.

За этап от кимериджского по валанжинский век произошел интенсивный рост локальных поднятий, в результате которого амплитуды структур достигли приблизительно 50% современных. При этом развитие структур приходится на перерыв между кимериджем и валанжинской трансгрессией и на валанжинский век (последнее не относится только к Узени).

С готеривского времени интенсивность тектонических движений снижается и в середине альбского века наблюдается почти полное прекращение роста структур.

Новый этап ускоренного формирования локальных поднятий относится к олигоцену — миоцену и связывается с послемайкопским — предсарматским перерывом. К началу сарматской трансгрессии амплитуды рассматриваемых поднятий были близки к современным значениям.

Этап с сарматского века до современной эпохи характеризуется частичным расформированием поднятий. Однако некоторые из них (Тасбулатское) в начале неогена продолжали еще расти, а Шахпахтинская структура вновь испытала поднятие в конце неогена.

Таким образом, кроме интенсивного формирования структур в фазу эмерсии мегацикла (ранняя и средняя юра) и в фазу дифференциации (олигоцен — ранний миоцен) в качестве этапов ускоренного роста поднятий следует отметить самый конец юрского и начальную фазу мелового циклов второго порядка.

В Восточном Предкавказье (Прикумский район) интенсивный рост локальных поднятий отмечается, в частности, в самом конце неоконтуронского цикла второго порядка (предсантонский перерыв), в Западном Предкавказье (Ейско-Березанский район) — в конце мелового и в самом начале палеогенового циклов второго порядка (разрыв на сводах структур маастрихтских и кампанских отложений, выпадение из разреза или значительное сокращение на сводах мощности палеоцена).

Примеры связи кинематики структурной дифференциации с циклами второго порядка можно было бы продолжить. Особенно часто такая связь обнаруживается в локальных структурах.

Таким образом, намечается связь кинематики формирования структур чехла эпипалеозойских плит с определенными фазами мегацикла (эмерсия, в меньшей мере первая трансгрессия, а также дифференциация и иногда регрессия) и одноименными фазами циклов второго порядка.

Однако имеются случаи, когда интенсивное развитие структур не может быть связано с начальными или заключительными фазами ни мегацикла, ни циклов второго порядка. Такие случаи в количественном отношении немногочисленны. Отметим некоторые из них.

В пределах Североморской синеклизы Западно-Европейской платформы развиты глубокие линейные прогибы — Гифорнский, Нижне-Саксонский, Кильский, Хейде-Этцель и другие, которые наиболее интенсивное развитие испытали в течение юры — в фазу второй трансгрессии мегацикла. Наибольшие скорости прогибания разных трогов приурочены к разным отрезкам времени, но в целом и лейас, и доггер, и мальм были эпохами интенсивнейшей структурной дифференциации. Таким образом, приуроченность во времени интенсивного формирования юрских линейных прогибов Североморской синеклизы к какой-либо определенной фазе юрского цикла второго порядка отсутствует.

На фазу инундации мезозойско-кайнозойского мегацикла (палеоцен и эоцен) приходится наиболее интенсивное прогибание Восточно-Кубанской впадины в Предкавказье. В палеогеновом цикле второго порядка этот этап ускоренного формирования депрессии относится к фазам первой и второй трансгрессии и инундации.

Следует еще раз подчеркнуть, что приуроченность интенсивного развития структурных элементов к средним фазам циклов первого и второго порядка встречается редко и что эти немногочисленные случаи связаны преимущественно с формированием депрессий разного типа.

С тектоно-седиментационной цикличностью на молодых платформах увязывается не только интенсивность структурной дифференциации как таковая: с фазами циклов увязываются изменения господствующих палеоструктурных простираций и другие перестройки структурного плана.

Используя палеогеографический метод для анализа тектонического развития, А. П. Карпинский (1894) на примере древней Восточно-Европейской платформы, как известно, впервые отметил смену господствующих палеоструктурных простираций во времени и связал их с влиянием тектонической жизни Урала (в палеозое) и Кавказа (в мезозое и кайнозое). При этом была отмечена в основном смена господствующих простираций от одного мегацикла к другому, а не от фазы к фазе внутри цикла. Связь смены преобладающих палеоструктурных простираций с фазами тектоно-седиментационных циклов впервые наметил С. Н. Бубнов (1960). По его построениям, в Западной Европе для фаз эмерсии и первой трансгрессии крупных циклов характерны долготные ориенти-

ровки бассейнов, которые к фазам инундации сменяются субширотными ориентировками, а затем вновь через северо-западные простирания приближаются к меридиональным. Крупные циклы, выделенные С. Н. Бубновым в мезозойско-кайнозойской истории Западной Европы, совпадают с предлагаемыми нами циклами второго порядка, за исключением древнекиммерийского, который расчленяется нами на позднепермский, триасовый и юрский циклы. Эти расхождения не влияют, однако, на основной вывод о закономерной смене господствующих простираний бассейнов: например, простирания палеогеографических (а следовательно, и палеоструктурных) элементов в среднем триасе (фаза инундации триасового цикла второго порядка) значительно чаще оказывались субширотными, чем простирания палеогеографических элементов начала и конца триаса.

Изучение структурного развития Предкавказья (Мирчинк и др., 1963, и др.) показало, что субмеридиональные («антикавказские») простирания преобладали в ранне-среднеюрское время и в позднеплиоцен-четвертичное, а субширотные («кавказские») в поздне меловое время. Позднеюрское, раннемеловое, палеоценовое и ранне-среднеэоценовое время были периодами смешанных палеоструктурных простираний. Эти наблюдения позволяют сделать предварительный вывод о том, что в Предкавказье субмеридиональные простирания господствовали в самом начале (эмерсия) и в самом конце (вторая половина фазы регрессии) мезозойско-кайнозойского мегацикла. Близкий вывод можно сделать и для Туранской плиты (Крылов и др., 1966). Сложнее обстоит дело с выяснением связи смены простираний с фазами циклов второго порядка. Этот вопрос требует для территории Туранской и Скифской плит дальнейшего изучения с привлечением статистических методов обработки палеоструктурных построений.

Смены господствующих тектонических простираний носят иногда резкий характер и приводят к принципиальным изменениям структурного плана — перестройкам. Наиболее существенные из выявленных перестроек структурного плана молодых платформ относятся к кайнозой и совпадают с активизацией тектонических движений в фазы дифференциации и регрессии мегацикла. Это олигоценовая и миоценовая перестройки плана в Предкавказье, позднеплиоценовая — в Восточном Предкавказье, олигоценовая — в юго-восточной части Туранской плиты, конца мела — начала палеогена в восточной части Западно-Европейской платформы, олигоценовая в западной части той же платформы и т. д. Менее значительные перестройки отмечаются и в течение первой (трансгрессивной) части мегацикла, обнаруживая при этом связь с заключительными фазами циклов второго порядка. В конце юрского цикла, например, прекратили свое развитие палеопрогибы — Промысловско-Цубукский в Предкавказье и Кимирекский на Туранской плите, превращенные позднее в поднятия (Крылов, 1969).

Взаимосвязь развития трансгрессий и регрессий, этапов активизации структуроформирования и перестроек тектонического плана обуславливает возникновение в платформенном чехле структурных ярусов.

Наиболее четкое разделение структурных ярусов наблюдается на Туранской плите, где на границах циклов второго порядка имели место региональные перерывы, существенную роль играли процессы активизации формирования структур, а в отдельных районах и перестройки структурных планов. Повсеместно, где распространены юрские отложения, выделяется юрский (или рэт-юрский) структурный ярус. В отдельных районах (например, Центральном-Каракумский свод) обособляются меловой и палеогеновый ярусы. Повсеместно выделяется неоген-четвертичный ярус, включающий в одних районах отложения от среднего миоцена и моложе (западная часть плиты), а в других от среднего или

верхнего олигоцена (восточная часть). Эти четыре структурных яруса соответствуют тектоно-седиментационным циклам второго порядка.

Неоген-четвертичный ярус благодаря интенсивной активизации структуроформирования в начале (восточные районы) или в конце (западные районы плиты) фазы дифференциации и одновременной перестройке плана по своей структуре резко отделяется от всех ниже лежащих, чем те между собой. Из-за этого комплексы юрско-нижнемиоценовый в западных районах или рэт-нижнеолигоценовый в восточных районах выделяют часто в целом в качестве структурных ярусов первого порядка внутри платформенного чехла, противопоставляя им соответственно среднемиоценово-антропогеновый или среднеолигоценово-антропогеновый ярусы того же порядка. Такой подход вполне оправдан с собственно структурных позиций, хотя и не является строгим с точки зрения анализа циклического развития.

В западных районах Туранской плиты среднемиоценово-антропогеновый структурный ярус расчленяется на среднемиоценово-нижнеплиоценовый и верхнеплиоценово-четвертичный, соответствующие циклам третьего порядка. В остальных случаях циклы третьего порядка не фиксируются в разрезе в качестве структурно обособленных комплексов.

Весьма четкое разделение чехла на структурные ярусы отмечается также для ряда районов Западно-Европейской платформы, где перестройки структурного плана имели большое значение. В пределах же большей части территории Западно-Сибирской плиты уверенного расчленения чехла на структурные ярусы не отмечается: длительный процесс формирования структурного плана не сопровождался здесь крупными региональными перерывами, в результате изменения структурных форм по разрезу происходят в основном постепенно, без резких скачков на каких-либо определенных стратиграфических рубежах.

Итак, цикличность развития на молодых платформах (да и на платформах вообще) следует понимать не как простую последовательную смену во времени эпох трансгрессий и регрессий, а более широко — как закономерное изменение тектонического режима в целом от фазы к фазе в течение цикла с повторением (хотя и неабсолютным) этого последовательного изменения режима в новом цикле. Понятие о цикличности развития увязывает основные закономерности структурной дифференциации, проявление перестроек плана, обособление структурных ярусов на платформах в единую систему, подобную той, которая разрабатывается для геосинклинальных областей (Белоусов, 1954; Ханн, 1954, 1973, и др.).

#### Литература

- Анализ влияния различных факторов на размещение и формирование залежей нефти и газа. Колл. авторов. Л., «Недра», 1971.
- Бабаев А. Г. Литология, палеогеография и нефтегазоносность меловых отложений Западного Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
- Вассоевич Н. Б. О периодичности, ритмичности и цикличности, этапности и других связанных с этими явлениями понятиях и соответствующей терминологии.— В кн. «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих ископаемых». Новосибирск, 1975.
- Казаринов В. П. Осадочные формации мезо-кайнозоя.— В кн. «Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности». Л., Госгеолтехиздат, 1958.
- Карогодин Ю. Н. Классификация, структура и номенклатура ритмов и соподчиненных с ними литостратиграфических, гидрогеологических и нефтегазоносных подразделений.— В кн. «Проблемы нефтеносности Сибири». Новосибирск, «Наука», 1971.
- Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России.— Изв. Академии наук, 1894, № 1.
- Крылов Н. А. О перестройках структурного плана в процессе развития молодых платформ.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Крылов Н. А. Формационные ряды чехла молодых платформ.— В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ (Предкавказье, Средняя Азия и другие районы)». М., «Наука», 1970.

- Крылов Н. А.* Тектоническая дифференциация молодых платформ.— Геотектоника, 1973, № 5.
- Крылов Н. А., Мячина М. Н., Тимохина И. И., Филина Н. Ф.* История тектонического развития Запада Средней Азии в мезо-кайнозое.— В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР». М., «Наука», 1966.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П.* Тектоника Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Мирчинк М. Ф., Есенов Ш. Е., Бененсон В. А., Летавин А. И., Оруджева Д. С.* Тектоника и нефтегазоносность Мангышлака и Устюрта. М., «Недра», 1972.
- Наливкин В. Д.* Тектоника мезо-кайнозойских отложений запада Западно-Сибирской низменности.— В кн. «Геология и нефтегазоносность запада Западно-Сибирской низменности». Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Рудкевич М. Я.* Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. М., «Недра», 1969.
- Страхов Н. М.* О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 6.
- Успенская Н. Ю.* Закономерности распространения нефтегазоносности в платформенном чехле Скифско-Туранской и Западно-Европейской платформ.— В кн. «Генезис нефти и газа». М., «Недра», 1967.
- Успенская Н. Ю.* О периодичности появления нефтегазоносных свит в разрезе в связи с ритмичностью седиментации.— В кн. «Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений». М., «Недра», 1972.
- Хаин В. Е.* Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.

ИГиРГИ  
МИНХ и ГП им. И. М. Губкина

Статья поступила  
6 марта 1975 г.

УДК 551.24 (479.2)

**М. Г. АГАБЕКОВ, К. М. КЕРИМОВ, А. Б. МОШАШВИЛИ, В. Е. ХАИН****НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ  
КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ**

В работе приводятся новые данные о результатах бурения в центральной части Куринской впадины. На основе этих данных освещается разрез кайнозоя и мезозоя и устанавливается существование крупного, длительно развивавшегося, но позднее погребенного поднятия, состоящего из двух антиклинальных зон СЗ-ЮВ простираения. Обсуждается значение полученной новой информации для решения общих вопросов тектонического районирования Закавказья.

Центральное положение в структуре Куринской впадины занимает район слияния Куры и Аракса (Кюрдамир-Саатлинский район). Уже в 30-е годы (М. С. Абакелиа, В. В. Федынский) была установлена приуроченность к этому району крупной положительной гравитационной аномалии, северное продолжение которой сливается с гравитационным максимумом южных предгорий Большого Кавказа в районе Вандама, а южное протягивается в область аналогичного максимума Талышских гор; отсюда происходят названия «Талыш-Вандамский максимум» (Федынский, 1937) и «Кюрдамирский мост» (Абакелиа, 1947). На возможную приуроченность к данному участку древних поднятий указывали В. В. Федынский (1937), В. В. Вебер и В. В. Федынский (1947), А. А. Ализаде (1945), В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов (1952) и ряд других исследователей. В 1949 г. в этом районе была пробурена опорная скважина глубиной около 3000 м, не вышедшая, однако, из неогеновых отложений.

В последние годы возросший интерес нефтяников к данному району обусловил проведение детальной сейсморазведки и глубокого бурения. Кроме того, район привлек к себе внимание и как одно из благоприятных мест для постановки сверхглубокого бурения на базальтовый слой, так как наиболее вероятным объяснением интенсивного гравитационного максимума является сокращение мощности гранитного слоя, вплоть до его выклинивания (Раджабов, Ригер, 1969), и относительно неглубокое залегание поверхности Конрада. В связи с этим район был пересечен несколькими профилями ГСЗ и КМПВ. Буровые скважины вскрыли разрез донеогеновых отложений до верхов юры включительно. В сочетании с сейсмическими профилями (ГСЗ и КМПВ) эти скважины позволили составить довольно полное представление о структуре района и вместе с материалами по смежным районам впервые позволяют осветить строение осадочного выполнения Куринской впадины в ее наиболее широкой части.

Судя по верхнему плиоцену, в частности по кровле акчагыльского яруса, Кюрдамир-Саатлинский район принадлежит к наиболее погруженной части юго-западного крыла Куринской впадины, ось которой по наиболее молодым отложениям резко смещена в сторону Большого Кавказа. Слабые ундуляции вдоль осей северо-восточного направления на фоне очень пологого моноклиналиного (гомоклиналиного) залегания

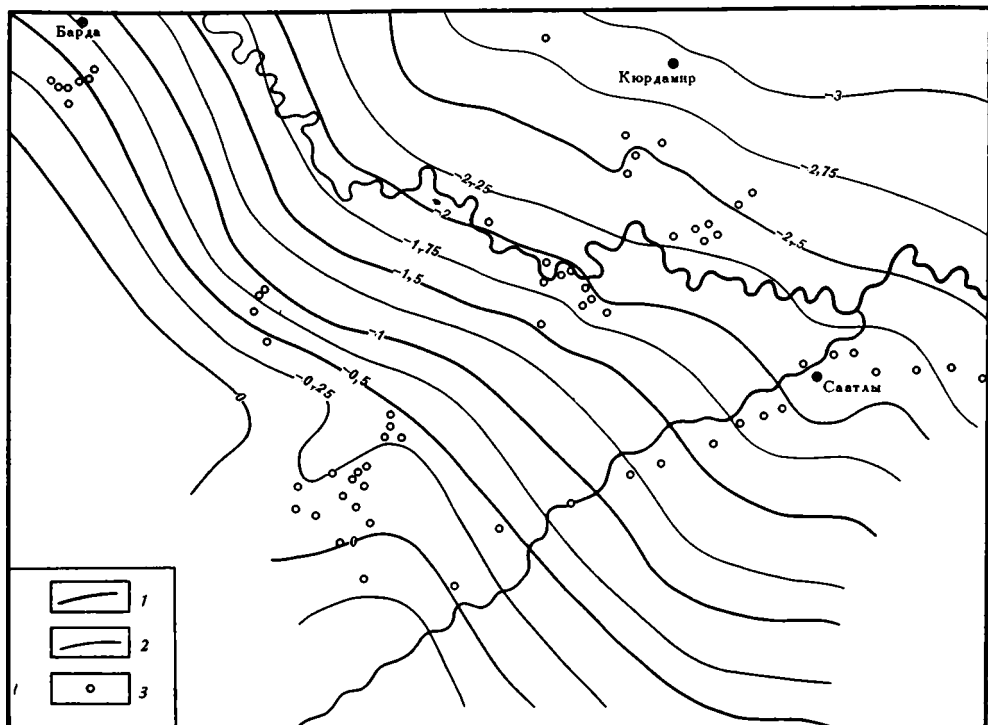


Рис. 1. Структурная схема центральной части Куринской впадины по кровле ачкагальского яруса. Составили М. Г. Агабеков, А. Б. Мошашвили, Б. А. Гаджиев  
 1 — стратонизогипсы через 500 м; 2 — стратонизогипсы через 250 м; 3 — скважины глубокого разведочного бурения

слоев служат единственным намеком на более сложную структуру глубоких горизонтов (рис. 1). Максимальная мощность верхнеплиоценовых и четвертичных отложений наблюдается в северо-восточной части района и достигает 2930 м (скв. Сорсор 3).

Повсеместно в Курдамир-Саатлинском районе ачкагыл подстилается аналогами продуктивной толщи Апшерона, которые, однако, здесь имеют небольшую мощность (максимум 200 м в скв. № 2) и на юго-запад, в направлении Малого Кавказа выклиниваются, так как они не встречены в скважине Советлар, между Агджабеды и Ждановском. В том же направлении выклиниваются и еще менее мощные отложения понта и мэотиса. Столь же маломощные отложения сармата простираются уже и в область прималокавказского склона депрессии, а более древние образования миоцена и палеогена обнаруживают обратную тенденцию развития — они отсутствуют в северо-восточной части района, где сармат залегает непосредственно на верхнем сеноне, и последовательно появляются, возрастая в мощности в юго-западном направлении, т. е. в сторону Предмалокавказского (Бардинского) прогиба (рис. 2, см. также рис. 1).

В результате такого встречного регионального палеонаклона уже по кровле сармата вырисовывается ряд пологих локальных поднятий, осложняющих общее северо-восточное погружение слоев. Но наиболее отчетливо эти поднятия выражены по кровле меловых отложений (рис. 2 и 3<sup>1</sup>). Структурная схема по этому уровню указывает на существование Курдамир-Саатлинского выступа северо-запад — юго-восточного простираения с залеганием кровли меловых пород на глубине 3—4,5 км против 5 км и более в ограничивающих его с юго-запада и северо-

<sup>1</sup> Рис. 3 — см. вклейку к стр. 20.



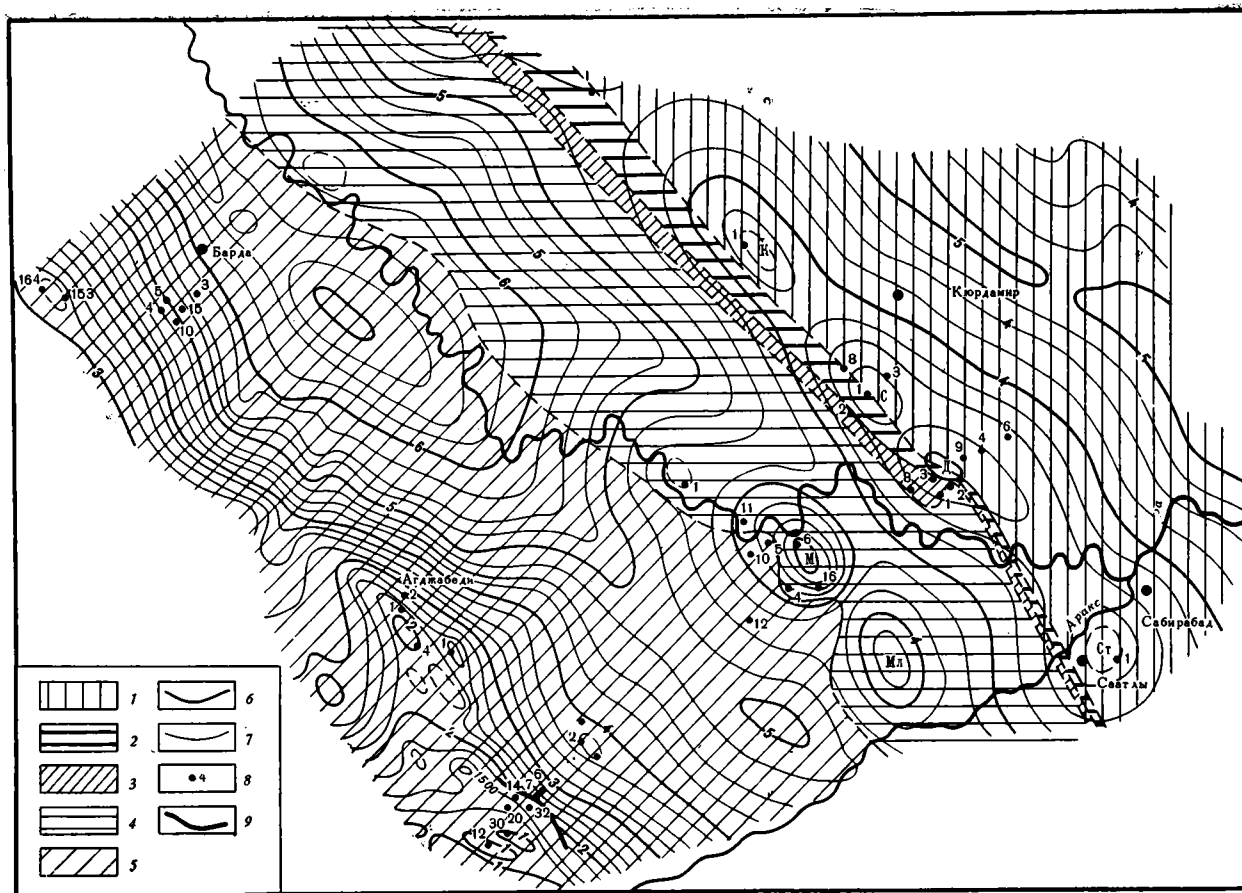


Рис. 2. Структурная схема центральной части Куринской впадины по поверхности меловых отложений с указанием возраста основания перекрывающих осадков кайнозоя. Составили М. Г. Агабеков, А. Б. Мошашвили, Б. А. Гаджиев

1 — средний плиоцен, продуктивная толща; 2 — сарматский ярус; 3 — чокракский горизонт; 4 — майкопская серия; 5 — эоцен; 6 — изогипсы через 500 м; 7 — изогипсы через 250 м; 8 — скважины глубокого разведочного бурения и их номера; 9 — тектонические поднятия. Названия локальных поднятий: К — Караджалинское, С — Сорсорское, Д — Джарлинское, Ст — Саатлинское, М — Мурадханлинское, Мл — Мильское

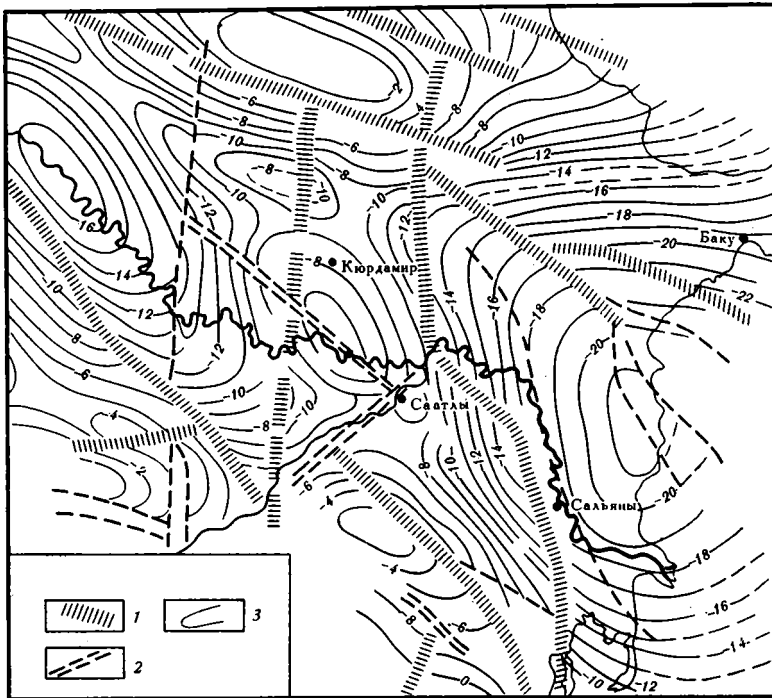


Рис. 4. Структурная схема центральной части Куринской впадины по поверхности консолидированной коры, по данным ГСЗ — КМПВ. Составил С. Мамедов, изменения и дополнения К. М. Керимова 1 — зоны глубинных разломов; 2 — коровые разрывы, доказанные или предполагаемые по данным сейсморазведки и (или) бурения; 3 — изогипсы поверхности консолидированной коры (домезозойского фундамента) в км

востока прогибах. Этот выступ состоит из двух параллельных антиклинальных зон того же простирания, распадающихся, в свою очередь, на несколько крупных куполовидных или слабо брахиформных поднятий: Зардобское, Мурадханлинское и Мильское в пределах юго-западной зоны (Зардобско-Мильской), Караджалинское, Сорсорское, Джарлинское и Саатлинское в пределах северо-восточной зоны (Караджалы-Саатлинской). Эти поднятия по своей морфологии (округлая или овальная форма, высота несколько сотен метров при поперечнике 5—7 км) относятся скорее к прерывистому, чем к промежуточному типу складчатости.

Кюрдмир-Саатлинский выступ в целом лежит, очевидно, в пределах поперечного к общему простиранию Куринской впадины подъема слоев в северо-восточном направлении. Подъем этот находит свое отражение и в поведении кровли консолидированной коры (рис. 4). С востока Кюрдмир-Саатлинский выступ ограничен крупнейшим глубинным разломом, по которому происходит резкое погружение всех слоев коры в направлении Каспийского моря (Западно-Каспийский разлом). Другая линия разлома, северо-восточного, поперечного к первому направлению, предполагается вдоль нижнего течения р. Аракс. Вероятно также существование разлома в пределах самого выступа, между его юго-западной и северо-восточной зонами. Этот разлом выявляется по кровле сармата, но не фиксируется по кровле мела (размытой). По данным ГСЗ — КМПВ такой разлом существует ниже отложений верхнего мела, что может частично объяснить разницу в разрезах нижней части осадочного чехла в этих зонах.

Общая мощность отложений кайнозоя, составляющая на поднятиях Кюрдамир-Саатлинского района 3—4 км, значительно меньше, чем в смежных частях Куринской впадины. Особенно это выражено в доакчагыльских отложениях, мощность которых составляет от 150 м в скв. № 4 Джарлы до 900 м в скв. № 6 Мурадханлы и 2100 м в скв. № 8 Мурадханлы.

Большой интерес представляет вскрытый в пределах Кюрдамир-Саатлинского выступа разрез отложений мела и юры. В кровле его залегает карбонатная формация кампан-маастрихта, которая, однако, оказалась рваной на наиболее возвышенных участках локальных поднятий. Это указывает на возникновение последних еще перед палеогеном. Первоначально эта формация должна была быть распространена повсеместно, ибо верхний сенон совершенно аналогичного типа развит как на Малом Кавказе, так и в южных предгорьях Большого Кавказа.

Ниже по разрезу в Мурадханлах, Зардобе и Караджалах вскрыта мощная толща эффузивов. Радиометрические определения (К/Аг-метод, Лаборатория института геологии АН АзербСССР) датируют ее в пределах 74—96 млн. лет (сенонан — кампан), что хорошо увязывается со временем проявления позднемелового вулканизма в восточной части Малого Кавказа, а отчасти и в Вандамской зоне южного склона Большого Кавказа. Далее, стратиграфически ниже залегают осадочно-вулканические образования более пестрого состава: вулканические брекчии, туфобрекчии, туфогравелиты, туфопесчаники, аргиллиты, мергели, известняки. В Мурадханлах в туфогенных породах обнаружена микрофауна аптского возраста, в Сорсоре — барремского; в Джарлах и Сорсоре в аргиллитах — готеривская, в Сорсоре также барремская микрофауна. Вулканическая деятельность в неокоме — апте известна в ряде районов Малого Кавказа (Кафан, Шаумяновск, Берд и др.). Наконец, на площади Мурадханлы ниже туфогенных пород с аптской микрофауной на глубине 5100 м были вскрыты эффузивы уже, по-видимому, кимериджского возраста (по сопоставлению с Малым Кавказом, где вулканы этого возраста достаточно широко распространены).

Таким образом, разрез отложений мела (и верхов юры), вскрытый в Кюрдамир-Саатлинском районе, имеет очень много общего с разрезом Малого Кавказа (это сходство распространяется и на эоцен); верхний мел сходен также с верхним мелом южных предгорий Большого Кавказа. Общая мощность меловых отложений в рассматриваемом районе изменяется от 1500 м на площади Джарлы до 2—4 км, достигая максимума (по данным ГСЗ — КМПВ, рис. 5) в полосе, прилегающей к Западно-Каспийскому разлому.

Очень интересен вопрос о развитии в этой части Куринской впадины юрских образований. На их присутствие здесь уже указывают данные бурения в Мурадханлах. В свое время по гравиметрическим данным глубина залегания кристаллического фундамента была определена для северо-восточной зоны в 6 км (Гаджиев, 1965; Цимельзон, 1965). Забой скв. № 1 Джарлы находится на глубине 4865 м в низах мела или верхах юры, в скв. № 11 Мурадханлы юра вскрыта на глубине 5400 м. Эти данные, а также данные по другим площадям привели К. М. Керимова к выводу, что сейсмическая поверхность с граничной скоростью 5,0—5,8 км/сек примерно отвечает подошве меловых отложений, а действительная поверхность домезозойского фундамента располагается значительно глубже, на глубине 7—8 км (см. рис. 3). Это позволяет допустить присутствие в низах разреза впадины юрских осадочно-вулканогенных отложений мощностью до 2—3 км. Весьма вероятно, что основная часть юрского разреза приходится на долю вулканогенного байоса (и бата?), выступающего по обе стороны Куринской впадины как на Малом, так и на Большом Кавказе. Предполагаемая мощность юры в пределах Кюрдамир-Саатлинского погребенного выступа, сама по себе довольно

значительная, все же много меньше максимальных для Большого и Малого Кавказа значений; то же относится и к суммарной мощности мезозоя (3,5—4,5 км).

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что результаты бурения в Кюгдамир-Саатлинском районе хорошо сопоставляются с таковыми на других, более западных участках центральной полосы Северо-Закавказской межгорной зоны — в Карталинии (опорная скважина Гори), в Окрибе (скважина Сачхере) и Колхиде (Геология СССР, т. XLVII, 1972). Во всех этих районах общие погружения начались в конце миоцена — начале плиоцена (сармат — мэотис), более древние

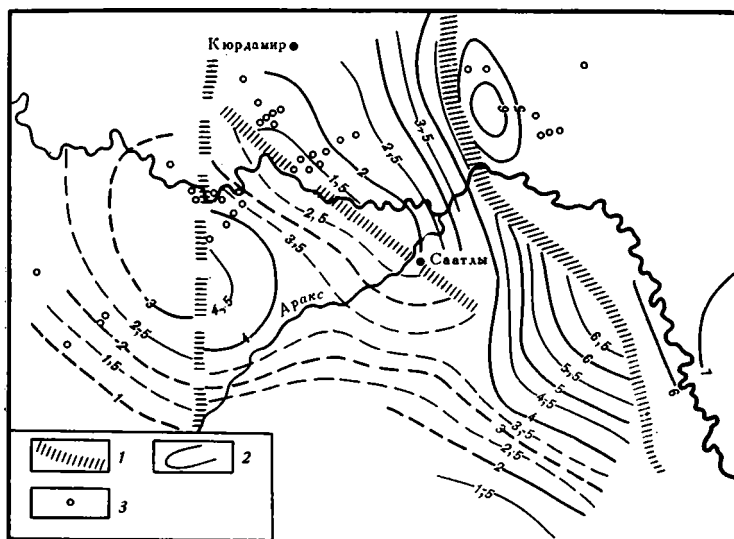


Рис. 5. Схема изменения мощностей интервала между кровлей и предполагаемой подошвой (условный сейсмический горизонт  $d_2^{oc}$ ) меловых отложений. Составил К. М. Керимов по данным бурения и ГСЗ — КМПВ

кайнозойские отложения развиты неполно и имеют небольшую мощность, сенон выражен карбонатной формацией, а в основании разреза чехла залегает юрская «порфириновая серия» (в Колхиде ее присутствие предполагается по сейсмическим данным, в Сачхере ее вскрытая мощность составляет более 3 км). Юрско-меловой и нижнепалеогеновый разрез всех этих участков центральной зоны Закавказского междугорья вполне сходен с разрезом Артвино-Карабахской зоны Малого Кавказа, подтверждая их принадлежность к единому структурному элементу (по мнению В. Е. Хаина, плите) континентальной коры<sup>1</sup>, сформированной еще байкальским тектогенезом и испытавшей некоторое погружение, сопровождавшееся энергичным андезито-базальтовым вулканизмом в мезозое и начале кайнозоя. Сравнительно небольшие мощности мезозоя, характер их распределения, отсутствие офиолитовой, аспидной, флишевой формаций, германотипный стиль деформации указывают, по В. Е. Хаину, на негеосинклинальную природу Закавказской глыбы, относящейся скорее к категории срединных массивов или «микроконтинентов» (разумеется, она входила в состав альпийского геосинклинального пояса).

В течение юры Закавказская глыба имела общий наклон к югу; ее северный край, ныне, вероятно, частично перекрытый надвигами и шарьяжами южного склона Большого Кавказа, в лейасе и начале доггера

<sup>1</sup> Что предполагалось еще В. П. Ренгартемом и А. И. Джанелидзе.

должен был подвергаться размыву и служить источником сноса аркозового материала (в том числе обломков гранитов), который присутствует в соответствующих отложениях южной периферии Большого Кавказа как в Грузии, так и в Азербайджане. Частично эти участки размыва сохранялись до олигоцена и даже миоцена, на что указывает состав песчаников майкопской серии Карталинии, Кахетии и Шемахино-Кобьстанской зоны Азербайджана. Лишь с конца миоцена — начала плиоцена северная периферия Закавказской глыбы была втянута сначала в интенсивное погружение с накоплением моласс, а затем перекрыта надвигами Большого Кавказа.

По отношению к рассматриваемому здесь Кюрдамир-Саатлинскому выступу эта зона поднятий должна была занимать более северное и северо-восточное положение. В пределах же самого выступа участки суши — очаги размыва могли возникать лишь локально в предсарматское время, в связи с конседиментационным ростом поднятий и вулканической деятельностью. Этим можно объяснить выпадение из разреза некоторых стратиграфических горизонтов на отдельных поднятиях и различия в строении самих разрезов; определенную роль могли играть и разломы, наиболее активные в предпалеогеновое время.

Обособление Кюрдамир-Саатлинского выступа от малокавказской части Закавказской глыбы усиливалось по мере развития Предмалокавказского прогиба — продолжения Аджаро-Триалетского трога, особенно в палеогене и миоцене. Другой прогиб обозначился в миоцене по северо-восточной периферии выступа. Этот прогиб, в отличие от Предмалокавказского, стал резко прогибаться в плиоцене, превратившись в современную структурную ось всей Куринской впадины.

Как отмечалось в начале статьи, Кюрдамир-Саатлинский выступ находится в центре крупнейшего на Кавказе Талыш-Вандамского гравитационного максимума. Для объяснения последнего выдвигались различные предположения. В свете данных бурения достаточно ясно, что причиной этой аномалии не может быть насыщенность чехла основными магматитами, ибо содержание вулканитов здесь не больше, чем в северо-восточной части Малого Кавказа, характеризующейся отрицательными аномалиями Буге, а интрузии основного или ультраосновного состава не обнаружены бурением. Если справедливы данные ГСЗ о мощности коры в данном районе, определяющие ее цифрами порядка 40 км, и величину мощности осадочно-вулканогенного чехла в 7—8 км, то причину аномалии следует усматривать либо в увеличенной мощности «базальтового» слоя (за счет «гранитного»), либо в увеличенной плотности последнего. Оба эти предположения как будто подтверждаются данными ГСЗ, обнаружившими поверхность Конрада с граничной скоростью 7,0 км/сек на глубине 12—18 км от поверхности, что позволит вскрыть ее 15-километровой скважиной. Думается, однако, что данные относительно общей мощности коры под Кюрдамир-Саатлинским выступом и о плотности мантии ниже поверхности Мохоровичича нуждаются еще в дополнительной проверке.

#### Литература

- Абакелия М. С. Проблема Кюрдамирского гравитационного хребта в Закавказье.— Тр. Ин-та физ. и геофиз. АН ГрузССР, 1947, т. X.
- Агабеков М. Г., Мамедов А. В. Куринская впадина. Тектоническое строение Азербайджана и Каспийской впадины. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1968.
- Ализаде А. А. Майкопская свита Азербайджана и ее нефтегазоносность. Азнефтеиздат, 1945.
- Вебер В. В., Федынский В. В. Гравиметрическая картина Юго-Восточного Кавказа в палеогеографическом освещении.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 6.
- Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку, Азерб. гос. изд-во, 1965.

- Геология СССР, т. XLVII, АзербССР, ч. I. Геологическое описание. М., «Недра», 1972.  
*Гусейнов А. Н., Ахмедов А. М. и др.* Новые данные глубокого бурения на пл. Джарлы.— Азерб. нефт. х-во, 1973, № 12.
- Керимов К. М., Агаев В. Б.* Некоторые вопросы геотектоники Нижне-Куринской депрессии в мезозойскую эру развития земной коры.— Уч. зап. МГУ. Сер. геол.-геогр. наук, 1972, № 2.
- Керимов К. М., Мамедов А. В.* Глубина и условия залегания мезозойских отложений в восточной части Куринской впадины.— Докл. АН АзербССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1974, № 1.
- Раджабов М. М., Ригер Р. Р.* О неоднородности строения кристаллического фундамента Куринской впадины.— Докл. АН АзербССР, 1969, № 12.
- Федынский В. В.* Аномалии силы тяжести в Азербайджане. М., ОНТИ, 1937.
- Хаин В. Е., Шарданов А. Н.* Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1952.
- Хаин В. Е.* Положение Кавказа в альпийском геосинклинальном поясе Евразии и отношение к смежным складчатым сооружениям.— Вестн. МГУ, сер. IV, геол., 1964, № 4.
- Хаин В. Е., Григорьянц Б. В., Исаев Б. М.* Западно-Каспийский разлом и некоторые закономерности проявления поперечных разломов в геосинклинальных складчатых областях.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1966, № 2.
- Цимельзон И. О.* Глубинное строение земной коры и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований.— Сов. геология, 1965, № 4.

Институт геологии АН АзербССР  
ВНИИГеофизики  
Азерб. отделение  
Московский государственный  
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила  
10 марта 1975 г.

УДК 551.243.3(571.53)

А. Е. МИРОШНИКОВ, Э. Г. ВИКС

**МОРФОЛОГИЯ, МЕХАНИЗМ И ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ  
СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР АНГАРО-ТАСЕЕВСКОЙ ЗОНЫ**

Детальное изучение морфологии структур северо-западной окраины Ангаро-Присаянской синеклизы позволило объединить их в зону Ангаро-Тасеевских складок и уяснить механизм их формирования.

Антиклинали зоны — приразломные и образовались в результате проявления гравитационного скольжения пластичных масс при движении блоков коры по разломам фундамента. Время становления складок — послетриасовое.

Геологическое строение платформенного чехла северо-западной окраины Ангаро-Присаянской синеклизы (Одинцов и др., 1965) привлекает внимание в связи с находками в Нижнем Приангарье железных и медных руд, а также поисками калийных солей, нефти и газа. Для целенаправленного ведения работ необходимо ясно представлять соотношения верхних частей палеозойского осадочного чехла со структурами его нижних частей и фундамента, морфологию, механизм и время образования структур.

Осадочный чехол северо-западной и северной частей Ангаро-Присаянской синеклизы собран в линейные складки, которые впервые без выделения их в зону были описаны А. С. Хоментовским (1945) как складки со сходными чертами строения. Эти структуры осложняют относительно простое синклинальное строение выделенной им Канско-Ангарской нижнепалеозойской впадины и обнаруживают закономерное согласное простиранье с простираньем обрамляющих впадину докембрийских сооружений.

А. С. Хоментовский (1945) и позднее Н. С. Зайцев (1961) характеризовали их как асимметричные антиклинальные складки, сложно построенные, с крутыми крыльями, всегда обращенными в сторону внутренних частей платформы. Они подчеркивали довольно большую напряженность дислокаций в этих структурах: вертикальные и слегка запрокинутые углы наклона слоев, их перемятость, разрывы. Такой силы дислокации отмечались только в карбонатных породах нижнего и среднего кембрия, которые обнажаются в сводовых частях антиклиналей. Более высокие горизонты нижнепалеозойских пород в крыльях структур залегают значительно спокойнее. Так же полого лежат верхнекембрийские и ордовикские отложения между антиклиналями.

Формирование складок связывалось этими исследователями с крупными расколами в фундаменте и дифференцированными неравномерными движениями его отдельных блоков.

На схемах тектонического районирования последующих исследователей описываемые структуры в бассейне р. Тасеевой группировались в Тасеевскую зону складок (Кириченко, 1956), а в бассейне р. Ангары выделены в зону Ангарских складок (Благовещенская, 1960).

Г. И. Кириченко (1956) ограничивал Тасеевскую зону складок на северо-востоке Пинчугской структурой (антиклиналью Иркиневского

Быка), которая выражена в толще карбонатных пород нижнего кембрия, располагающейся на южном склоне Иркинеевского выступа Енисейского кряжа. Он отметил, что структуры Тасеевской зоны сложены породами нижнего и верхнего кембрия, ордовика, пермо-карбона и даже пластовыми интрузиями траппов пермо-триасового возраста. Возраст этих дислокаций он считал позднегерцинским или более молодым. Г. И. Кириченко усматривал общее сходство структур Тасеевской зоны с хорошо известной зоной Непских складок. Иркинеевский выступ Енисейского кряжа он выделял в качестве пятого антиклинория кряжа, возраст складчатых структур которого определял как докембрийский на основании того, что сохранившиеся на территории кряжа кембрийские отложения дислоцированы весьма слабо.

Несколько позже М. Н. Благовещенская (1960), рассматривая строение Иркинеевского выступа и прилегающих платформенных структур, считала их сопряженными, имеющими общность в происхождении и располагающимися на простирании друг друга.

Представления М. Н. Благовещенской о связи Ангарской зоны складок с Иркинеевским выступом, по нашему мнению, необоснованно усложнены и в некоторой степени противоречивы. С одной стороны, она правильно видит связь Ангарской зоны складок с Иркинеевским выступом в том, что становление выступа как горста и возникновение зоны складок является одновременным и обусловлено единой зоной разломов. Однако, с другой стороны, она связывает Ангарскую зону складок с Иркинеевским выступом как «входящим углом» докембрийской складчатой области в платформу. Таким образом, начало формирования отдельных структур зоны М. Н. Благовещенская значительно удревает и практически относит к докембрию, указывая на последующее возобновление дислокаций в среднем кембрии и на завершение их становления в конце перми — начале триаса. При этом она упускает из вида, что ее нижнекембрийский Приенисейский краевой прогиб, окаймляя в целом складчатую область Енисейского кряжа, почему-то не окаймляет, а включает в себя «входящий угол» докембрийской складчатой области — Иркинеевский выступ. А этот факт указывает на отсутствие связи структур осадочного чехла платформы со структурами древнего складчатого основания, что, по Н. С. Шатскому (1947), как раз и является характерной особенностью древних платформ, к которым относится Сибирская платформа (Геол. Сиб. платформы, 1966). Не обоснованы также представления М. Н. Благовещенской о проявлении складчатых дислокаций в среднем кембрии, на чем мы остановимся ниже.

Несколько иначе трактуются связи «входящего угла» с зоной Ангарских складок Т. Н. Спижарским с соавт. (1968). С «входящим углом» (называемым ими Манзинским выступом) Енисейской складчатой системы они генетически связывают находящийся на его продолжении докембрийский Иркинеевский авлакоген, к осевой части которого (по их представлениям) в современном плане приурочена антиклинальная зона складок. Но, как будет видно из дальнейшего, эта зона складок расположена ближе к южному, предполагаемому долгоживущей зоной разломов, ограничению докембрийского Иркинеевского авлакогена и продолжается также далеко к западу от него.

Разделение Г. И. Кириченко (1956) и М. Н. Благовещенской (1960) единой зоны складчатых структур платформенного чехла краевой части синеклизы на две самостоятельные зоны является сугубо формальным и обуславливается, вероятно, разделением территории между названными исследователями при составлении ими мелкомасштабных геологических карт. Правильнее рассматривать эти структуры в составе единой зоны Ангаро-Тасеевских складок, как это предложил А. Е. Березий (1972).



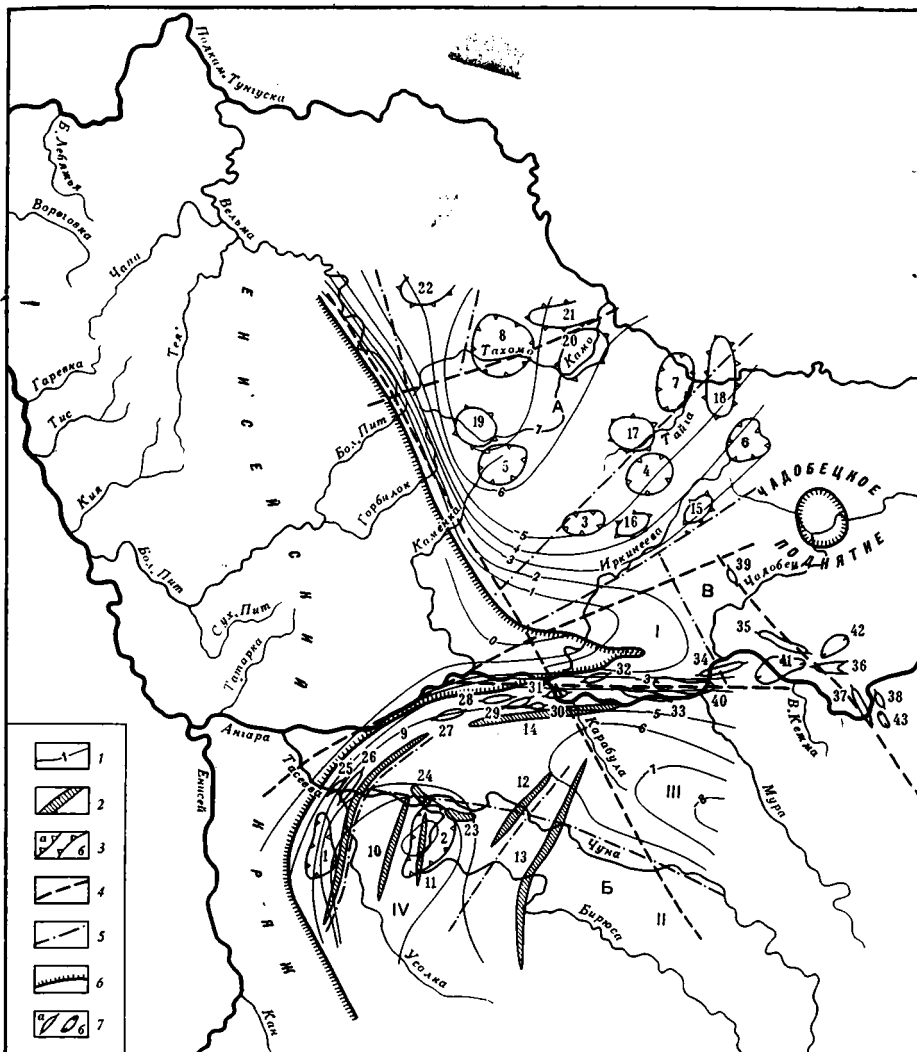


Рис. 1. Схема рельефа фундамента и структур чехла юго-западной части Сибирской платформы (по Н. Н. Дашкевичу, 1970, с дополнениями авторов)

1 — изогипсы поверхности довендского фундамента; 2 — валообразные структуры, выраженные преимущественно в вендско-нижнепалеозойских образованиях; 3 — вендско-нижнекембрийские впадины (а) и поднятия (б) (см. объяснения цифр на карте, ниже); 4 — зоны глубинных разломов; 5 — региональные разломы в фундаменте и чехле; 6 — современная граница Енисейского кряжа и Чадобецкого поднятия по вендско-нижнекембрийским отложениям; 7 — структуры Ангаро-Тасеевской зоны складок: а — антиклинали, б — синклинали

Структуры фундамента и чехла первого порядка (выраженные в рельефе фундамента) — отрицательные: А — Вельминская, Б — Канско-Тасеевская впадины; положительные: В — Иркиннеево-Катангский мегавал; второго порядка (выраженные в рельефе фундамента) — положительные: I — Иркиннеевский выступ, II — Чуно-Бирюсинское поднятие; отрицательные: III — Мурский прогиб, IV — Тасеевский прогиб; третьего порядка — отрицательные (впадины и мульды): 1 — Средне-Мурминская, 2 — Бирюсинская, 3 — Усть-Минчандинская, 4 — Огнеконская, 5 — Каменская, 6 — Верхне-Тайгунская, 7 — Терьская, 8 — Камовская; положительные (валы): 9 — Троицко-Михайловский, 10 — Сидоровский, 11 — Кайтымский, 12 — Покровский, 13 — Пушкинско-Захаровский, 14 — Богучанский; купола и брахиантиклинали: 15 — Усть-Бедошемский, 16 — Усть-Шикилейский, 17 — Верхне-Тайгинский, 18 — Нижне-Тайгинский, 19 — Верхне-Каменский, 20 — Вздрышанский, 21 — Нижне-Тахомский, 22 — Оморинский, 23 — Читаутский, 24 — Бирюсино-Тасеевский

Ангаро-Тасеевская зона складок и сопряженные с нею структуры. Антиклинали: 25 — Устьинская, 26 — Верхне-Тасеевская, 27 — Бело-Пайская, 28 — Зелиндинская, 29 — Солзаводская, 30 — Половининская, 31 — Пинчугская, 32 — Мунтульская, 33 — Имбинская, 34 — Агалеvская, 35 — Кодинская, 36 — Беряmbинская, 37 — Ковнинская, 38 — Аплинская, 39 — Ильбокичская; синклинали: 40 — Пашинская, 41 — Проспихинская, 42 — Есеневская, 43 — Гороховская

## ПОЛОЖЕНИЕ ЗОНЫ

Протяженность зоны Ангаро-Тасеевских складок составляет около 450 км, ширина от 10 до 35 км. Это северо-западная краевая зона складок Ангаро-Присаянской синеклизы. Она имеет почти меридиональные простирания в бассейне р. Тасеевой, выдержанные северо-восточные и восток-северо-восточные в низовьях Ангары между ее притоками Иркинеевой и Чадобцем и далее юго-восточные — в своей восточной части до Аплинского порога (рис. 1).

Зона Ангаро-Тасеевских складок в некоторой степени повторяет простирания обрамляющих Ангаро-Присаянскую синеклизу докембрийских сооружений — Енисейского кряжа и Иркинеево-Чадобецкого (Иркинеево-Катангского, по Н. Н. Дашкевичу, 1970) валлообразного поднятия.

На востоке зона ограничивается Окино-Вихоревской флексурой (Замараев и др., 1962) таким образом, что некоторые ее антиклинали (Кодинскую, Беряминскую, Ковинскую, Аплинскую) можно отнести к структурам Окино-Вихоревской зоны, которая просматривается по отдельным горст-антиклиналям (Ильбокичской и др.) даже несколько севернее зоны Ангаро-Тасеевских складок. К югу от последней Окино-Вихоревская зона представлена рядом выположенных структур (Братской, Седановской и др.). Если юго-западное окончание зоны Ангаро-Тасеевских складок в современном плане срезается субмеридиональными дизъюнктивными структурами, ограничивающими Южно-Енисейский кряж с востока, то ее юго-восточный конец имеет несколько иное структурное сопряжение — виргацию структур с их выполаживанием на поверхности.

С юга, вдоль Ангаро-Тасеевской зоны складок отмечается несколько менее четко выраженных по сравнению с зоной валлообразных структур: Троицко-Михайловский, Сидоровский, Богучанский и другие валы.

### СООТНОШЕНИЕ ЗОНЫ СО СТРУКТУРАМИ ФУНДАМЕНТА

Рисунок расположения отдельных складок зоны показывает, что в целом все ее антиклинали находятся южнее Иркинеевского выступа, а не являются его восточным продолжением, как это представляла М. Н. Благовещенская (1960). Иркинеевский выступ и Чадобецкое поднятие выражают собой проявленные на дневной поверхности части валлообразного поднятия фундамента платформы — Иркинеево-Катангского мегавала (Дашкевич, 1970). Мегавал разделяет Канско-Тасеевскую и Вельминскую впадины фундамента, в которых мощности платформенных осадков достигают 5—9 км. Он имеет северо-восточное простирание, сокращенную мощность платформенных осадков (до 3 км) и выражается линейной относительно повышенной гравитационной аномальной зоной и нормальными, в отличие от впадин, значениями магнитного поля.

Сочленение впадин с мегавалом происходит ступенчато по серии разрывов фундамента, что находит выражение в гравитационных ступенях. Особенно четко и в сравнительно узкой зоне (судя по рисунку изогипс довендского фундамента) гравитационные ступени проявлены к югу от Иркинеево-Катангского мегавала.

Структуры Ангаро-Тасеевской зоны практически все располагаются над первой к югу от оси мегавала гравитационной ступенью, отражающей разломы в фундаменте платформы, и сопровождаются густой сетью дизъюнктивов в платформенном чехле.

### АНАЛИЗ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ЗОНЫ С ДРЕВНИМИ И МОЛОДЫМИ СТРУКТУРАМИ

Генетическую связь Ангаро-Тасеевской зоны складок с древними структурами можно проследить, анализируя мощности, фации и структурные соотношения древних отложений, непосредственно участвующих в строении складок.

На основании повышенной мощности рифейских отложений на Иркинеевском выступе и Чадобецком поднятии, их сходного с миогеосинклинальным разрезом рифея Енисейского кряжа состава и структурных особенностей района большинством исследователей (Спичарский и др., 1968; Косыгин и др., 1964; Склярлов, 1968; Дашкевич, Мусатов и др., 1969; Хаин и др., 1967) выделяют здесь линейную рифейскую структуру типа поперечного авлакогена, испытавшего инверсию к концу рифея. По иному трактует наличие рифейских отложений сравнительно большой мощности на Чадобце С. М. Замараев (1967). К западу от меридиана Чадобецкого поднятия им выделяется обширное рифейское краевое опускание платформы, а к востоку — стабильная область. Отметим, что истинность того или иного представления проявится только после получения данных о мощностях и строении рифейских отложений.

В вендское и раннекембрийское время здесь накапливались осадки редуцированной мощности, в 2—2,5 раза меньшей, чем в прилегающих впадинах (Семихатов, Трапезников, 1965; Склярлов, 1968; Дашкевич, 1970). Но непосредственно зона Ангаро-Тасеевских складок, а тем более ее отдельные складки, в мощностях и фациях этих отложений выражения не находят.

Для среднекембрийского времени отдельные исследователи (Благовещенская, 1960; Склярлов, 1968 и др.) отмечают в ядрах некоторых складок размывы, перерывы и структурные несогласия. В обоснование такого представления обычно приводят отсутствие некоторых фаунистических горизонтов в разрезах толщ, участвующих в складкообразовании, изменение их фаций и мощностей, наличие в разрезе «доломитовой муки», интерпретируемой как материал «древней коры выветривания». Но, как известно, отсутствие фаунистических горизонтов очень часто обуславливается их фаціальным выклиниванием и замещением. Изменение фаций и мощностей само по себе не может служить указанием на существование размыва или регионального перерыва без наблюдения структурных поверхностей такого несогласия и его подтверждения резким изменением характера осадконакопления до и после перерыва (Хиллс, 1967).

В пределах же Приангарья и на междуречье Ангары — Подкаменной Тунгуски (В. и Н. Кырвел, Мирошников, 1972), так же как в Иркутском амфитеатре (Писарчик, 1963) и в Канско-Тасеевской впадине, мы видим в разрезе присутствие среднекембрийской переходной толщи в различном фаціальном выражении (рис. 2), с постепенным переходом от сероцветных карбонатных и галогенно-карбонатных отложений нижнего — среднего кембрия к красноцветным сульфатно-терригенным образованиям среднего — верхнего кембрия. Кроме этого, предполагая проявление смятия слоев, регионального перерыва и несогласия в среднекембрийское время, как это делает М. Н. Благовещенская (1960), мы должны допускать трансгрессию позднекембрийского моря на эродированную в среднем кембрии карбонатную толщу. Но этому противоречит регрессивный характер осадков среднего — верхнего кембрия Сибирской платформы.

Что касается «доломитовой муки» и других образований «древней коры выветривания», то Я. К. Писарчик (1963) убедительно доказала их недавнее, почти современное, гипергенное происхождение.

Таким образом, и в среднем кембрии мы можем видеть только существование отражающегося в фациях и мощностях широкого Нижне-Ангарского поднятия, в пределах которого находится современная Ангаро-Тасеевская зона складок.

Не находит выражения дифференциация зоны на отдельные структуры и в осадках верхнего палеозоя (Будников, Баранов, 1971), а также и триаса.

В ранне- и среднеюрскую эпохи описываемая территория была по-

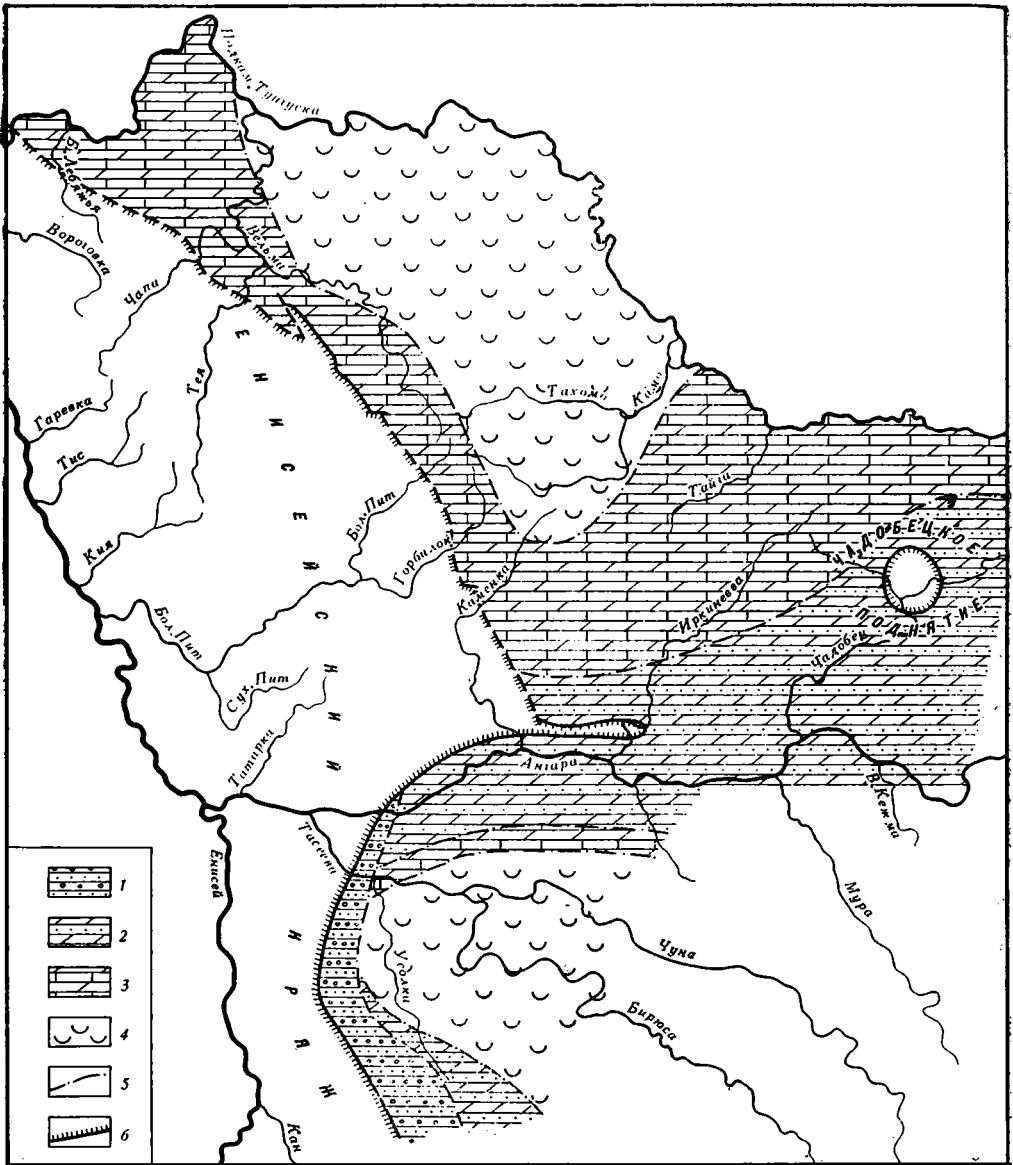


Рис. 2. Схема пространственного размещения типов разрезов «переходной толщи» — тройкой пачки верхоленской свиты и ее стратиграфического аналога сухoleyбяжинской свиты эвенкийской серии  
 1 — конгломерато-гравелито-песчаниковые разрезы, 2 — песчанико-мергельные разрезы, 3 — карбонатно-мергельные разрезы, 4 — соленосные разрезы; 5 — границы распространения типовых разрезов, 6 — граница выходов докембрийских пород в современном срезе

гложена Ангаро-Виллюйским прогибом с его континентальным осадкообразованием. В позднеюрскую эпоху проходило значительное сокращение этого бассейна седиментации с проявлением и разрастанием в районах Приангарья водораздела между Виллюйским и Присяянским бассейнами (Одинцов, ред., 1967). В меловой период и в палеогене область неоднократно приобретала высокое континентальное стояние с широким развитием латеритного корообразования и следовавшего за ним глубокого эрозийного расчленения (Чухахин и др., 1971). Такая история

региона доказывает значительную активность долгоживущих разломоз в мезозое.

В неотектоническом структурном плане платформы Ангаро-Тасеевская зона складок в принятых нами границах очень четко отражается в единой морфоструктуре, называемой Нижне-Ангарским поднятием, представляющим собой относительно приподнятую и интенсивно эродированную область с отдельными абсолютными отметками в 500 м и более (Балицкий и др., 1974).

### МОРФОЛОГИЯ, МЕХАНИЗМ И ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ СТРУКТУР ЗОНЫ

Ангаро-Тасеевская зона представлена кулисообразно расположенными антиклинальными структурами, представляющими складки общего смятия (Белоусов, 1958), не проявляющиеся в фундаменте платформы. В их строении участвуют осадки нижнего, среднего и верхнего кембрия, ордовика, пермо-карбона, которые сохраняют одинаковые фации в различных частях складок, и пластовые интрузии траппов пермо-триасового возраста.

Наиболее сильно дислоцированы сводовые части антиклиналей, сложенные нижнепалеозойскими карбонатными породами, для которых часто характерны перемятые слои, местами очень крутые, вертикальные и даже слегка опрокинутые, сопровождаемые дизъюнктивами различной амплитуды. В большей части терригенные породы верхнего кембрия, верхнего палеозоя и трапповые интрузии дислоцированы значительно слабее ниже- и среднекембрийских слоев и залегают спокойно, полого. Лишь местами в осадочных толщах замечается пологая волнистость и дизъюнктивы в районах проявления мощных трапповых интрузий.

Складки зоны линейные, вытянутые. По карбонатным породам сводовых частей они имеют протяженность от 5 до 40 км и ширину от 1 до 8 км. Толщина пластов карбонатных пород в их сводах обычно увеличена по сравнению с крыльями, как это можно видеть, например, в обнажении «Писаный камень» на р. Ангаре, вскрывающем центральную часть Агалевской антиклинали, в то время как мощности слоев терригенных пород не изменяются, что характеризует структуры как дисгармоничные складки. В таких складках мощности слоев вторично изменены при складкообразовании в результате различного поведения неоднородного материала и концентрации в сводовых частях вещества более пластичных прослоев (Косыгин, 1969).

Большинство антиклиналей осложнены продольными и диагональными сбросами, взбросами и надвигами с амплитудой в 300—500—900 м без заметного изменения амплитуды в разновозрастных слоях, расположенных на разной глубине.

Синклинали, сопряженные с антиклиналями, в Ангаро-Тасеевской зоне проявляются слабо. Обычно они очень пологие, имеют в плане сложную конфигурацию и являются открытыми в сторону ближайших впадин. Такие структуры выделяются только между Имбинской и Агалевской антиклиналями (Пашутинская синклиналь), Кодинской и Берямбинской (Проспихинская и Есенеvская синклинали). Кроме них к востоку от Ковинской антиклинали отмечается Гороховская мульда. Названные синклинали выполнены породами различных свит нижнего ордовика и карбона, слои на их крыльях имеют углы падения от 2—3° до 12—15°.

Среди морфологических типов положительных складчатых структур Ангаро-Тасеевской зоны можно выделить симметричные и асимметричные антиклинали, складки-горсты, складки-грабены, складко-надвиги и складко-взбросы (рис. 3). Большинство структур асимметричные, наклонные, с падением осевой поверхности в сторону более крутого крыла.

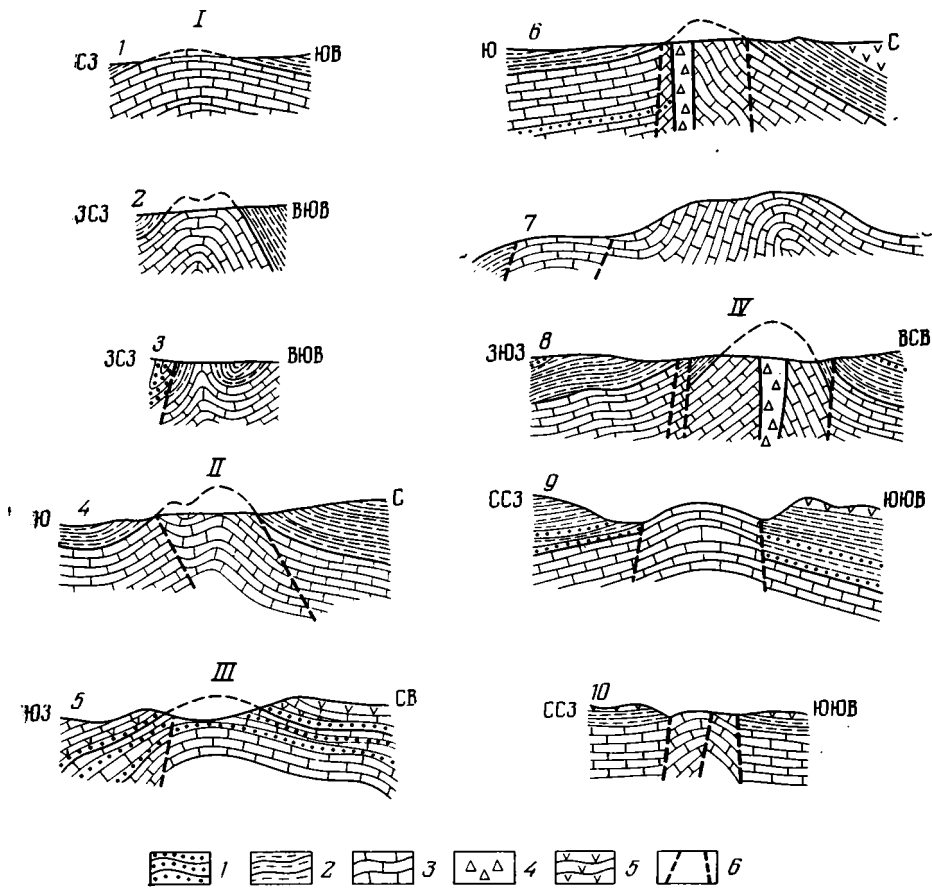


Рис. 3. Морфологические типы положительных структур Ангаро-Тасеевской зоны  
 1 — крупнозернистые песчаники, гравелиты; 2 — красноцветные мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели; 3 — известняки и доломиты; 4 — брекчии; 5 — траппы; 6 — дизъюнктивные нарушения  
 I — просто построенные антиклинали, симметричные (1 — Мунтульская) и асимметричные (2 — Верхне-Тасеевская, 3 — Устьинская); II — складко-надвиги (4 — Агалеvская); III — складко-взбросы (5 — Ковинская, 6 — Беряmbинская, 7 — Пинчурская); IV — глыбовые структуры (складка-грабен: 8 — Кодинская; складки-горсты: 9 — Зелиндинская, 10 — Сользаводская)

Крутые крылья складок чаще всего обращены в сторону внутренних частей Ангаро-Присаянской синеклизы.

Складки зоны — приразломные и в основном развиты в районах, примыкающих к разломам. Для них характерно затухание с удалением от дизъюнктивов. Возникли эти структуры вследствие вертикального неравномерного и (или) знакопеременного движения блоков коры, разделенных разломами. Причем по разломам, развитым в зоне Окино-Вихоревской флексуры, происходили, по-видимому, также и сдвиги, поскольку некоторые складки (Кодинская, Беряmbинская) расположены по отношению к ним диагонально.

Становление складок связано с разломами, образовавшими и Иркинеевский выступ. В этой связи некоторые исследователи (Замараев, 1965; и др.) допускают, что они могут быть кембрийскими конседиментационными складками, усложненными впоследствии как структуры Непской зоны (Рязанов, 1968; Фролов, 1968) и Троицко-Михайловского вала.

Но если для структур Непской зоны и складок Троицко-Михайловского вала устанавливается их конседиментационное происхождение и наличие трех циклов соленакопления: усольского, бельского и ангарского (Жарков, 1965; Минко, 1970), то складки Ангаро-Тасеевской зоны, имея в некоторой степени сходный с ними механизм образования, в целом наследуют только общее поднятие зоны без проявления дифференциации на отдельные структуры в кембрийское время; в их пределах развиты только соли усольского цикла.

Таким образом, представления о древнем возрасте складок Ангаро-Тасеевской зоны не находят подтверждения.

Соленосные отложения видимой мощностью 73 м верхней части усольской свиты вскрыты недавно Средне-Ангарской ГРП в осевой части Кодинской антиклинали южнее Огненского железорудного месторождения скважиной 58 профиля 24, начиная с глубины 938 м. Они представлены переслаиванием пластов каменной соли (суммарной мощностью 34 м) прозрачно-белого и розового цвета с серыми неравномерно глинистыми мелкозернистыми доломитами, в верхней части разреза включающими редкие прослои красновато-бурых алевролитов. Ранее соленосный разрез усольской свиты вскрыт также на Устьинской антиклинали. Во времена, соответствующие бельскому и ангарскому циклам соленакопления в смежных впадинах, в пределах зоны накапливались преимущественно доломиты, среди которых большая роль принадлежит их водородослевым разностям. Тем не менее прослоями в них наблюдаются признаки былой незначительной соле- и сульфатоносности, испытавшей гипергенное выщелачивание. О гипергенном выщелачивании солей в этих прослоях свидетельствуют мелкая второстепенная складчатость, крутые взбросы, запрокинутое залегание, наличие выветрелых пород, проявления процессов вторичной кальцитизации. Вскрытые соленосные отложения усольского цикла не имеют признаков, свидетельствующих о проявлении соляной тектоники, как это наблюдается в усольской свите на антиклинальных складках Троицко-Михайловского вала. Это исключает возможную значительную роль соли в складкообразовании в рассматриваемой зоне.

В отношении времени становления складок мы приходим к выводу, что они сформировались после образования слагающих их слоев, и поскольку в их строении участвуют пластовые интрузии траппов перм-триасового возраста, то за нижний возрастной предел их образования следует признать послетриасовое время. Верхний возрастной предел образования складок определяется как верхний мел — эоцен в связи с тем, что в карстовых воронках в карбонатных породах сводовых частей некоторых антиклиналей (Агалевской, Кодинской) отмечаются верхнемеловые — эоценовые бокситоносные отложения (Пельтек, 1971). Описанное строение и история становления зоны выдвигают ее в ряд перспективных и позволяют предположить нефтегазоносность осадочных толщ основания платформенного чехла в ее пределах.

Авторы признательны М. А. Чурилину за обсуждение статьи и сделанные замечания.

#### Литература

- Балицкий Д. К., Крыленко Л. И., Мирошников А. Е. К оценке перспектив бокситоносности мезо-кайнозой Южного Приангарья.— Тр. СНИИГГИМС, вып. 144. Красноярское книжное изд-во, 1974.
- Белюсов В. В. Типы и происхождение складчатости.— Сов. геол., 1958, № 1.
- Березий А. Е. Металлогения Нижне-Ангарской зоны поднятий. Автореф. канд. дис., Львов, Львовск. гос. ун-т, 1972.
- Благовещенская М. Н. Тектоническое строение Иркинеевского выступа Енисейского края и зоны Ангарских складок.— Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 32, 1960.
- Будников В. И., Баранов В. К. Литология и фации верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы.— Тр. СНИИГГИМС, вып. 87. М., «Недра», 1971.

Геология Сибирской платформы. Под ред. И. И. Краснова, М. Л. Лурье, В. Л. Машайтиса. М., «Недра», 1966.

Дашкевич Н. Н., Мусатов Д. И., Яскевич В. И., Фейгин Е. Б., Шерман М. Л. Основные этапы развития и глубинное строение западной части Сибирской платформы.— Матер. по геол. и полезн. ископаемым Красноярского края, вып. 6. Красноярское книжное изд-во, 1969.

Дашкевич Н. Н. Некоторые новые данные о тектонике юго-западной части Сибирской платформы в связи с поисками калийных солей.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 116. М., «Наука», 1970.

Жарков М. А. Основные вопросы тектоники юга Сибирской платформы в связи с перспективами калиеносности.— В сб.: Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиеносности, М., «Наука», 1965.

Зайцев Н. С. Сибирская платформа. Геология СССР, т. XV, М., Госгеолтехиздат, 1961.

Замараев С. М. Складчатые структуры южной части Сибирской платформы.— В сб.: Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиеносности. М., «Наука», 1965.

Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1967.

Замараев С. М., Кузнецов Г. А., Цобин В. А. О крупной флекуре на юге Иркутского амфитеатра.— Геол. и геоф., 1962, № 1.

Кириченко Г. И. О тектонической структуре Енисейского кряжа и о положении ее в общей структуре региона.— Информационный сб. ВСЕГЕИ, № 4. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.

Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Волонтей Г. М., Вотах О. А., Красильников Б. Н., Парфенов Л. М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.

Кырвел В. Э., Кырвел Н. С., Мирошников А. Е. Особенности строения средне-верхнекембрийской пестро-красноцветной толщи западной части Сибирской платформы.— Тр. СНИИГГИМС, вып. 122. Красноярское книжное изд-во, 1972.

Минко Г. М. Новые данные по геологии и перспективам калиеносности Канско-Тасеевской впадины.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 116. М., «Наука», 1970.

Одинцов М. М., Пиннекер Е. В., Твердохлебов В. А. Основные черты тектоники и калиеносность подземных вод Иркутского амфитеатра.— В сб.: Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиеносности. М., «Наука», 1965.

Одинцов М. М., ред. Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы. М., «Наука», 1967.

Пельтек Е. И. Месторождения бокситов Енисейского кряжа и Сибирской платформы (Ангаро-Енисейская провинция).— В сб.: Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971.

Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтеносностью и солёностью. Л., Гостоптехиздат, 1963.

Рязанов Г. В. Морфология и генезис складок Непской зоны. Автореф. канд. дис., Ин-т земной коры. Иркутск, 1968.

Скляр Р. Я. Протерозой и палеозой Иркинеево-Чадобецкой зоны. Автореф. канд. дис., Казанск. гос. ун-т, 1968.

Семихатов М. А., Трапезников Ю. А. Юго-западная граница Сибирской платформы в венде и раннем кембрии.— Геотектоника, 1965, № 4.

Спижарский Т. Н., Булина Л. В., Мошкин В. Н. Сибирская платформа.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. II. Тектоника. М., «Недра», 1968.

Фролов Б. М. Морфология и генезис структур Непской зоны. Геол. и геоф., 1968, № 3.

Хаин В. Е., Волобуев М. И., Воробьев И. В., Ицков А. И., Синельников Д. В. Основные этапы тектонического развития Енисейского кряжа в докембрии и раннем палеозое.— Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1967, № 5.

Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии. М., «Недра», 1967.

Хоментовский А. С. Структура и тектоника юго-западной части Сибирской платформы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1945, № 5—6.

Чухахин А. Я., Пельтек Е. И., Кондратьев Г. К. Стратиграфическое положение бокситоносных отложений как критерий установления континентальных перерывов.— Тр. СНИИГГИМС, вып. 126. Новосибирск, Изд-во ОНТИ СНИИГГИМС, 1971.

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.

СНИИГГИМС

Красноярск

«Красноярскнефтегазразведка»

Статья поступила

9 июля 1974 г.



УДК 551.243.5(571.63)

Э. Н. ЛИШНЕВСКИЙ, В. К. ШЕВЧЕНКО, В. В. БРОНГУЛЕЕВ (мл.)

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ И ПРОБЛЕМА  
ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО ПОДНЯТИЯ ГРАНИТОВ****(на примере Нижнего Приамурья  
и Западного Приохотья)**

Приводятся геологические факты, указывающие на современные поднятия позднемеловых и палеогеновых гранитных массивов. Указывается, что современное поднятие массивов и поднятие их в позднемеловое — палеогенное время — в момент становления — разделены во времени. Рассматриваются возможные причины постмагматических поднятий гранитов: выдавливание горизонтальными сжимающими силами, влияние архимедовых сил, увеличение объема при продолжающейся гранитизации пород на глубине. Делается вывод, что наиболее вероятной причиной поднятия плутонов является последняя из указанных.

Рассматриваемая территория входит в состав Сихотэ-Алиньской позднемезозойской и Монголо-Охотской палеозойской — раннемезозойской складчатых областей. На всей этой площади преимущественно распространены песчано-сланцевые толщи верхнего триаса, юры и нижнего мела, а также вулканогенные образования верхнего мела. На северо-западе территории, в пределах антиклинорных структур Монголо-Охотской области, обнажаются палеозойские кремнисто-вулканогенно-терригенные формации. Осадочные и вулканогенные толщи палеозоя и мезозоя смяты в складки северо-восточного простирания и разбиты многочисленными разрывными нарушениями.

На складчатое основание наложены структуры кайнозойского этапа развития — грабенообразные впадины и разделяющие их сводово-горстовые поднятия. Впадины вмещают рыхлые и слабо сцементированные континентальные осадки эоценового, олигоцен-миоценового, плиоценового и четвертичного возраста суммарной мощностью до 300—500, местами до 1000 м.

Породы всех стратиграфических подразделений, кроме кайнозойских, прорваны интрузиями гранитоидов в большинстве позднемелового и позднемелового-раннепалеогенового возраста. На уровне современного среза интрузии образуют массивы площадью в среднем 30—100, иногда до 500—800 км<sup>2</sup> и обычно выделяются на местности повышенными абсолютными и относительными высотами.

Наблюдения над характером контактов вмещающих пород с интрузивами показывают, что последние обладали высокой динамической активностью. Внедрение их сопровождалось интенсивной деформацией вмещающих пород, приподниманием и раздвиганием кровли, обуславливая формирование брахиантиклинальных (купольных) и горст-антиклинальных структур — форм интрузивного диапиризма. Купола в плане имеют форму овалов площадью от нескольких десятков до 1000—2000 км<sup>2</sup> с высотами обычно более 800—1500 м над уровнем моря и возвышаются над окружающей местностью на 500—1000 м и более. Типичными примерами подобных структур являются Кивунский, Альский, Чульбатский,

Омельдинский, Нипнинский, Бекчи-Ульский массивы и ряд других. Интенсивные минимумы силы тяжести над ними указывают на существенно гранитный состав плутонов и значительно большие размеры на глубине по сравнению с их поверхностными, обнаженными частями (Лишнеvский, 1965).

Во всех случаях, как уже было сказано выше, гранитные плутоны имеют наиболее высокие гипсометрические отметки, что составляет важнейшую геоморфологическую особенность данной территории. Впрочем, такое выражение в рельефе они имеют и в других складчатых областях — на Северо-Востоке СССР, в Центральном и Восточном Забайкалье, на Алтае, Урале, в Казахстане и др.

Многие исследователи указывали, что подобные факты нельзя объяснить только избирательностью денудации, поскольку вмещающие породы во многих случаях более устойчивы к выветриванию, чем гранитоиды. В связи с этим высказывались предположения о новейших поднятиях гранитных тел после их затвердевания, что и объясняет столь значительные превышения интрузий над окружающей местностью, сложенной осадочными и метаморфическими породами (Лишнеvский, 1965; Сваричевская, Яговкин, 1966; Худяков, 1967; Бороздин, Семакин, 1969; Орлянкин, 1971, и др.). Однако эти предположения, будучи в основном правильными, основывались лишь на общем геоморфологическом анализе рельефа и гидросети и не были подкреплены геологическими фактами. Между тем в Нижнем Приамурье и Западном Приохотье можно видеть множество примеров, свидетельствующих со всей очевидностью о новейших поднятиях мезозойских интрузий, включая и смежные участки, сложенные осадочными породами, площади поднятия которых соответствуют глубинным размерам гранитных тел. Мы приведем здесь несколько таких фактов.

**Альский массив** расположен в юго-западном Приохотье между Торомской впадиной и Тугурским заливом Охотского моря, образуя одноименный хребет субширотного простирания (рисунок). Массив имеет трехфазное строение и сложен позднемиловыми породами от основного до ультракислого состава. Среди них преобладают нормальные граниты и гранит-порфиры главной фазы внедрения, дефицит плотности которых по отношению к вмещающим песчано-сланцевым отложениям верхнего триаса — юры и кремнисто-вулканогенно-терригенным породам среднего палеозоя достигает  $0,1—0,15 \text{ г/см}^3$ . За счет этого дефицита возникает локальный гравитационный минимум, характеризующий положение гранитов на глубине. По расчетным гравиметрическим данным, наибольшей мощности (4—5 км) плутон достигает в своей восточной части, где отмечаются и максимальные высоты Альского хребта — 1100—1305 м над уровнем моря. С запада хребет и апикальная часть интрузии обрезаются сбросом восточного борта Торомской впадины.

Торомская впадина (по С. И. Горохову) представляет собой нормальный (двусторонний) грабен, ограниченный параллельными сбросами субмеридионального простирания. Заложение впадины относится к эоцену или раннему олигоцену, и на протяжении всего олигоцена и миоцена она испытывала погружение и заполнялась осадками на всей площади. Однако в конце неогена в центральной ее части начинает развиваться молодое поднятие, имеющее форму вала западно-северо-западного простирания, разделившего Торомский грабен на две впадины — Северо-Торомскую и Южно-Торомскую. Эти впадины по-прежнему сохраняют тенденцию к погружению, причем молодые комплексы аллювия накладываются на более древние, не образуя здесь четко выраженных террас. В осевой же части вала на дневную поверхность выведены породы фундамента и залегающие на нем олигоцен-миоценовые угленосные отложения, подвергшиеся значительному размыву. Река Тором, пересекая вал, протекает в суженной antecedентной долине с серией террас врезания

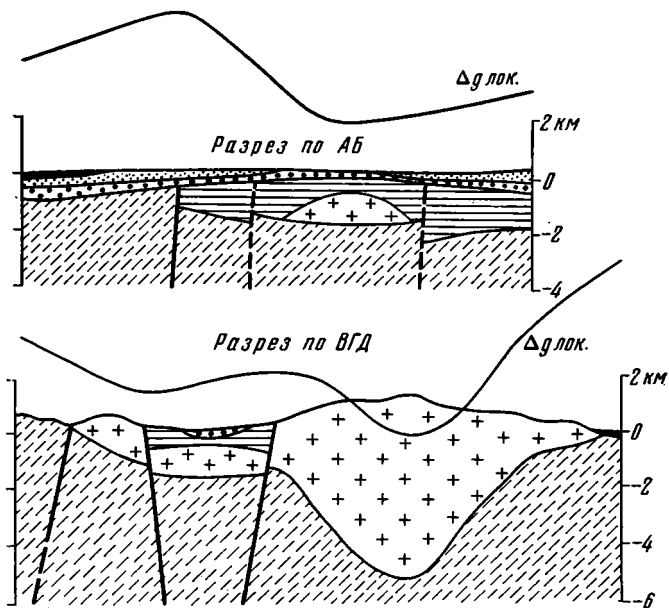
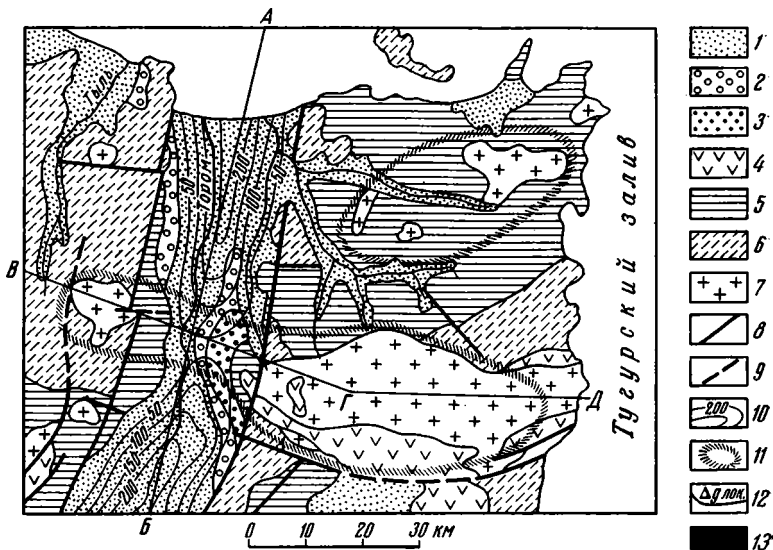


Схема геологического строения Альского хребта и Торомской впадины (по С. И. Горохову, 1962, схематизировано)

1 — современные и верхнечетвертичные отложения, подстилаемые в пределах впадины древнечетвертичными, плиоценовыми и олигоцен-миоценовыми отложениями; 2 — нижне- и среднечетвертичные отложения; 3 — олигоцен-миоценовые отложения, местами угленосные; 4 — верхнемеловые эффузивы кислого и среднего состава и их туфы; 5 — мезозойские песчано-сланцевые отложения, нерасчлененные; 6 — среднепалеозойские кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения; 7 — позднемеловые гранитоиды; 8 — разрывные нарушения установленные; 9 — то же, предполагаемые; 10 — изолинии суммарной мощности кайнозойских рыхлых и слабо сцементированных отложений по геофизическим данным (ВЭЗ); 11 — глубинные границы интрузивных тел (по гравиметрическим данным); 12 — кривая локальных аномалий силы тяжести; 13 — вода (на разрезах)

расходящегося спектра высотой на данном участке от 2—3 до 60—80 м. Полученные по результатам электрометрических работ (ВЭЗ) изолинии суммарной мощности кайнозойских отложений отражают как общее строение грабена, так и морфологию осложняющих его структур (см. рисунок).

Важно отметить, что воздымающийся вал лежит на простирании Альской интрузии и, судя по понижению гравитационного поля, отвечает глубинному продолжению последней. Окончанием Альского массива является, по-видимому, небольшая интрузия гранитоидов, обнажающихся в верховьях правого притока р. Тыль с западной стороны Торомской впадины.

Следовательно, формирование и рост вала можно объяснить новейшим поднятием Альского массива гранитоидов, глубинное продолжение которого прослеживается под Торомским грабеном. Величина этого поднятия за плиоцен-четвертичное время в пределах грабена, судя по разнице отметок подошвы олигоцен-миоценовых отложений в Северо- и Южно-Торомской впадинах и в пределах вала, составила 150—200 м. Поднятие самого же Альского хребта за это время достигло, по-видимому, еще большей величины.

**Хребет Укурунру**, расположенный в южной половине Тугурского полуострова, представляет собой криптодиapiровую купольную морфоструктуру, обусловленную внедрением гранитного плутона. Ее максимальная абсолютная высота 929 м, превышение над окружающей местностью около 800 м. В сводовой части морфоструктуры обнажается несколько выходов гранитоидов площадью 14—32 км<sup>2</sup>. Представлены они позднемиоценовыми — палеоценовыми гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и гранитами. Последние, судя по локальному понижению силы тяжести, как наименее плотные породы образуют большую часть массива.

С северо-запада морфоструктура хребта Укурунру граничит с кайнозойской грабенообразной впадиной, выполненной рыхлыми отложениями суммарной мощностью более 500 м. В основании их разреза залегают слабо сцементированные породы биранджинской свиты (олигоцен—нижний миоцен), представленные конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинами. На участке впадины, прилегающей к куполообразному поднятию хребта Укурунру (бассейн р. Биранджи), эти породы, перекрытые южнее неогеновыми и четвертичными отложениями мощностью более 200 м, выведены на дневную поверхность и подвергаются интенсивному размыву. В приподнятых на высоту 100—150 м над уровнем моря олигоцен-миоценовых отложениях наблюдается флексуорообразный изгиб слоев с падением северо-восточного крыла под углом до 12—15° и юго-западного 3—5°. Ось этого изгиба совпадает с осью новейшего поднятия хребта Укурунру, что обусловлено, по всей вероятности, поднятием в плиоцен-четвертичное время интрузивного тела. Олигоцен-миоценовые осадки на данном участке залегают, по сути дела, на периклинали воздымающегося купола, площадь которого (25×35 км<sup>2</sup>), по гравиметрическим данным, совпадает с глубинными границами гранитного массива мощностью 4 км. Величина поднятия купола за плиоцен-четвертичное время, судя по разнице отметок кровли биранджинской свиты в южной части впадины и в бассейне р. Биранджи с учетом эродированного здесь ее слоя, составляет, по самым осторожным подсчетам, около 200 м, а в центральной части купольной структуры, по всей вероятности, не менее 300—350 м.

**Кивунский массив** расположен в Нижнем Приамурье на водоразделе рек Сомня и Усолгин. Он довольно хорошо отпрепарирован и отчетливо выделяется в рельефе. К нему приурочены максимальные для данной территории абсолютные отметки — до 1372 м. Площадь массива на уровне современного среза около 200 км<sup>2</sup>. Вмещающими его породами являются осадочные отложения юры, средние и кислые эффузивы верхнемелового возраста и их туфы. Как и в рассмотренных ранее примерах, главная роль в его строении на глубине принадлежит гранитам мощностью около 5 км, которые создают заметный минимум силы тяжести. Массив имеет асимметричную форму: юго-восточный контакт его крутой, северо-запад-

ный более пологий и прослеживается, по гравиметрическим данным, под днищем прилегающей к нему с северо-запада Усолгинской впадины. Эта впадина представляет собой грабен, аналогичный Торомскому, ограниченный с двух сторон ступенчатыми сбросами. Она выполнена толщей кайнозойских континентальных образований мощностью до 500 м, в основании которых установлены олигоцен-миоценовые отложения. На прилегающем к Кивунской интрузии участке впадины эти отложения, залегающие здесь на «подземном» склоне гранитного массива, подняты на поверхность. В руслах рек, сбегаящих с Кивунского массива и прорезающих этот участок впадины, наблюдаются глыбы бурого угля и плотных глин. Естественно, чтобы достичь столь высокой степени диагенеза и углефикации, органические остатки должны были быть погружены на глубину по крайней мере 200—300 м. Впоследствии они испытали поднятие в связи с воздыманием интрузии не менее чем на 200—300 м, а в центральной части массива, по всей вероятности, значительно больше.

Количество примеров, свидетельствующих о подъеме гранитных тел, можно было бы увеличить, однако это не означает, что все массивы гранитоидов на территории Нижнего Приамурья и Приохотья испытывают поднятие. Многие из них не проявляют признаков новейших движений, а некоторые, расположенные близ границ с депрессиями, наоборот, вовлекаются в погружение (Кольтоурский, Сергие-Михайловский и некоторые другие). Однако, в их пределах не удастся проследить сколько-нибудь существенного понижения гравитационного поля, что свидетельствует о преобладании в составе этих тел гранодиоритов, диоритов и других пород, соизмеримых или даже превышающих по плотности вмещающие толщи.

Таким образом, тенденцию к поднятию испытывают плутоны, сложенные преимущественно гранитами, средняя плотность которых ( $2,57 \text{ г/см}^3$ ) существенно меньше плотности вмещающих пород ( $2,65\text{—}2,70 \text{ г/см}^3$ ). Иными словами, поднятия испытывают те плутоны, в которых процесс образования гранитов достигает последних фаз, сопровождающихся увеличением объема. Судя по особенностям гравитационных аномалий, эти плутоны представляют собой уплощенные линзовидные тела, горизонтальные размеры которых, как правило, больше вертикальных в 4—10 раз. Величина их поднятия за неоген-четвертичное время, как было показано, в краевых частях массивов достигает 150—300 м, а в центральных частях, по всей вероятности, не менее 400—500 м. Скорость поднятий, по минимальным оценкам, составляет 12—25 м за 1 млн. лет.

По вопросу о природе постмагматических поднятий гранитов намечаются три точки зрения. Одни авторы (Трифонов и др., 1968; Сваричевская, Яговкин, 1966) высказывают предположение, что подъем гранитных тел вызван «выдавливанием» их горизонтальными сжимающими силами, действующими в земной коре. Не разбирая здесь вопроса о принципиальной возможности такого выдавливания, требующего относительно свободного проскальзывания боковой поверхности тела по вмещающим породам, укажем лишь на одно немаловажное обстоятельство. Подъемная сила, возникающая из-за сжатия на конусообразной боковой поверхности массива, способна поднять его на такую высоту  $h$ , при которой она будет уравновешена весом приподнятой над уровнем земли части. Этот вес, очевидно, прямо пропорционален плотности данного тела и высоте поднятия. Пусть гранитный массив плотностью  $\sigma_1 = 2,57 \text{ г/см}^3$  может быть выдавлен горизонтальным сжатием на высоту  $h_1$ , равную, например, 100 м. Тогда такой же массив, но плотностью  $\sigma_2 = 2,80 \text{ г/см}^3$  (например, диоритовый), той же силой может быть поднят на высоту  $h_2 = h_1(\sigma_1/\sigma_2) = 90 \text{ м}$ . Иными словами, высота выталкивания очень слабо зависит от плотности выжимаемого тела, и при действии такого механизма должно было бы происходить выталкивание геологических тел любой плотности, лишь бы они имели подходящую конусообразную

форму. Однако мы практически не наблюдаем не только в рассматриваемом районе, но и на всей территории Дальнего Востока интрузивных тел, сложенных породами повышенной плотности, которые были бы подняты на высоту, соизмеримую с высотой гранитных плутонов. Более того, такие тела занимают преимущественно пониженные участки современного рельефа. Это обстоятельство заставляет нас отказаться от идеи выдавливания плутонов горизонтальными сжимающими силами.

По мнению других исследователей, поднятие плутонов может происходить аналогично всплыванию более легкого тела в вязкой жидкости (Орлянкин, 1971; Попов, Перцев, 1974), хотя, на наш взгляд, их выводы не всегда достаточно обоснованы.

Рассмотрим случай интрузива, целиком заключенного в толщу осадочных пород. Попробуем формально применить выражение (аналогичное формуле Стокса) для круглой пластины,двигающейся в вязкой жидкости перпендикулярно своей плоскости:

$$F \approx 5\pi\eta Rv, \quad (1)$$

где  $F$  — сила сопротивления движению,  $\eta$  — вязкость жидкости,  $v$  — скорость движения,  $R$  — радиус пластины (Ламб, 1947). При медленном движении сила сопротивления должна быть уравновешена подъемной силой интрузива, обусловленной дефицитом плотности, т. е.  $5\pi\eta Rv \approx \Delta\sigma\pi R^2H$ , откуда

$$v \approx \frac{1}{5} \frac{RH\Delta\sigma}{\eta}, \quad (2)$$

где  $\Delta\sigma$  — разность плотностей гранита и вмещающих пород,  $H$  — толщина пластины,  $g$  — ускорение силы тяжести.

Полагая  $\eta = 10^{22} - 10^{23}$  пуаз (Ушаков, Фадеев, 1970),  $R = 10$  км,  $\Delta\sigma = 0,1$  г/см<sup>3</sup>,  $H = 5$  км, получим  $v \approx 500 - 5$  м/млн. лет. Хотя полученные цифры вполне сопоставимы с реальными скоростями поднятий (12—25 м/млн. лет), такой результат еще не доказывает, что поднятие гранитного массива действительно происходит аналогично вязкому всплыванию. Для того, чтобы это было так, необходимо, чтобы вмещающие породы (в рассмотренных нами конкретных случаях — аргиллиты, алевролиты, глинистые сланцы, песчаники, конгломераты) под действием напряжений, вызванных дефицитом плотности, могли деформироваться подобно вязкой жидкости, испытывая значительные неупругие деформации.

Экспериментальные данные о поведении горных пород под длительно действующими нагрузками позволяют охарактеризовать породы указанного выше типа следующим образом. При напряжениях, существенно меньших предела упругости (10—100 кг/см<sup>2</sup>), они деформируются вязкоупруго. Ползучесть, обеспечивающая вязкую составляющую деформации, быстро затухает (за время порядка нескольких тысяч часов), и относительная деформация составляет  $10^{-3} - 10^{-4}$  (Ильницкая и др., 1969; Ержанов и др., 1970; Глушко и др., 1970; Дудушкина, Бобров, 1970, и др.). При нагрузках, превышающих предел упругости и предел текучести, породы переходят в пластическое состояние. Для этого необходимы напряжения порядка 1000—10 000 кг/см<sup>2</sup>. Здесь уже, в условиях повышенного всестороннего давления, возможны значительные остаточные деформации (Деформационные свойства..., 1968; Рябинин и др., 1970, и др.).

Увеличение всестороннего давления ведет к увеличению пластичности пород, но в то же время сильно повышает предел текучести; увеличение температуры понижает последнюю величину. Совместное действие этих факторов в верхних частях земной коры приводит все же к значительному возрастанию предела текучести: например, величина его для температурно-барических условий, соответствующих глубинам 3000 и

6000 м нормальной континентальной коры, равна соответственно для известняка<sup>1</sup> — 3600 и 4300 кг/см<sup>2</sup>, для алевролита — 2500 и 3300 кг/см<sup>2</sup>, для глинистого сланца — 850 и 1000 кг/см<sup>2</sup> (Деформационные свойства..., 1968).

В реальных условиях напряжения в толще вмещающих пород вокруг интрузива не превосходят по порядку величины разницы литостатического давления под интрузивом и под соседними участками. Эта разница давлений, очевидно, может быть определена как

$$\Delta P \sim \Delta \sigma g H, \quad (3)$$

где  $H$  — мощность интрузива,  $\Delta \sigma$  — дефицит плотности,  $g$  — ускорение силы тяжести. При  $H = 10$  км и  $\Delta \sigma = 0,1$  г/см<sup>3</sup>  $\Delta P \sim 100$  кг/см<sup>2</sup>. Таких напряжений явно недостаточно, чтобы вывести породы в пластическое состояние, деформации же ползучести, которые могут развиваться при этом уровне нагрузок, очень малы и не могут обеспечить заметного подъема тела. Таким образом, всплывание интрузивов сквозь толщу осадочных пород указанного выше типа оказывается невозможным или, во всяком случае, крайне мало вероятным. Этот вывод подтверждается и тем фактом, что нигде в толще пород, перекрывающих гранитные массивы, не наблюдается сколько-нибудь значительного горизонтального растекания, неизбежного при раздвигании поднимающимся гранитом вышележащих слоев. Напротив, деформации носят дизъюнктивный характер, и движения блоков по преимуществу вертикальны. Учитывая это последнее обстоятельство, можно предположить, что перетекание вещества происходит только на глубине под интрузивным телом, а в верхней части разреза смещения носят блоковый характер. Такая модель несомненно ближе к реальности, но что касается возможности вязких деформаций в глубинных слоях, то мы сталкиваемся с теми же трудностями, что и ранее. Большие пластические деформации невозможны, а ползучесть при малых нагрузках может обеспечить деформацию не более 0,1%. При размерах области развития деформации 10 км это дает поднятие величины всего 10 м, хотя это и максимальная оценка. Нам не удалось встретить в литературе указаний на возможность деформаций ползучести пород типа аргиллита, алевролита, песчаника и т. п. при нагрузках 10—100 кг/см<sup>2</sup>, достигающих 1% и более. Если дальнейшие эксперименты покажут такую возможность, то явление ползучести придется принимать во внимание.

Итак, мы приходим к выводу, что в поднятии гранитоидов вязкое всплывание не может играть заметной роли. В справедливости этого нас убеждает также следующее. В пределах ряда регионов, где известны плутоны существенно гранитного состава, наряду с выраженными в рельефе, отмечено и значительное количество тел, не отличающихся по высоте от окружающей местности. Так, например, в Центральном Казахстане массивы Кандыгатай, Шалтас, Аркат, Ортау, Дельбегетей подняты на относительную высоту 100—300 м, тогда как Койтасский, Катбарский, Лазаревский и др. в рельефе практически не выражены. Вместе с тем как те, так и другие, характеризуются локальными гравитационными минимумами и имеют сходные значения мощностей (4—10 км) (Бороздин, Семакин, 1969). Весьма характерны в этом отношении и массивы гранитов-рапакиви (Выборгский, Салминский, Аландских островов), обладающие, как и в рассмотренных выше примерах, значительным дефицитом плотности, вертикальной мощностью 5—10 км и выделяющиеся интенсивными минимумами в поле силы тяжести. Тем не менее Выборгский массив располагается на низменных берегах Финского залива, Салминский — Ладожского озера, максимальная амплитуда поднятия Аланд-

<sup>1</sup> Эти цифры относятся к отдельным образцам и характеризуют только порядок величины.

ских островов над дном Ботнического залива не превышает 200 м. Не вызывает сомнения, что приведенные факты полностью противоречат представлениям о поднятии гранитов вследствие вязкого всплывания, которое должно было бы проявляться как универсальное физическое явление.

Более того, силы, вызванные дефицитом плотности гранита, в принципе не способны поднять интрузив над уровнем земли на высоту, большую, чем  $h = (\Delta\sigma/\sigma_p)H \approx 3-5\%$ .

В действительности же мы часто наблюдаем поднятия, достигающие 10—15% от мощности гранитных тел. Это скорее указывает на увеличение объема, сходное с происходившим при первоначальной гранитизации и обусловленное притоком подвижных компонентов. Все это заставляет нас присоединиться ко взглядам тех исследователей, которые главную причину постмагматического поднятия гранитов видят в продолжающихся на глубине процессах магматической или метасоматической гранитизации (Лишневский, 1965; Худяков, 1967; Бороздин, Семакин, 1969). Такие процессы, как видно из рассмотренного, характеризуются чертами унаследованности по отношению к первоначальному гранитообразованию, прерывисты во времени и распространяются на большие площади, не являясь, однако, глобальными. По всей вероятности, они представляют собой одну из причин, приводящих к явлениям тектоно-магматической активизации. Более детальное изучение этих процессов — задача последующих геолого-геофизических и геохимических исследований.

#### Литература

- Бороздин Ю. Г. Семакин В. П. Об избирательном поднятии гранитных массивов Казахстана и Алтая.— В сб.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, «Наука», 1969.
- Глушко В. Т., Усаченко Б. М., Шепелев А. С. Об описании реологических свойств пород механическими моделями.— В сб.: Проблемы реологии горных пород. «Наукова думка», Киев, 1970.
- Деформационные свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Недра», 1968.
- Дудушкина К. И., Бобров Г. Ф. Ползучесть горных пород.— В сб.: Разрушение и ползучесть горных пород. «Наука», Новосибирск, 1970.
- Ержанов Ж. С., Сагинов А. С., Гуменюк Г. Н., Венслер Ю. А., Нестеров Г. А. Ползучесть осадочных горных пород. «Наука» Алма-Ата, 1970.
- Ильницкая Е. И., Тедер Р. И., Ватолин Е. С., Кунтыш М. Ф. Свойства горных пород и методы их определения. М., «Недра», 1969.
- Ламб Г. Гидродинамика. Гостехиздат, М., 1947.
- Лишневский Э. Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования.— Геотектоника, 1965, № 3.
- Орлянкин В. Н. Анализ локальных изостатических процессов и селективной денудации при изучении морфоструктур Северо-Востока СССР.— Материалы Моск. фил. Геогр. о-ва СССР. Геоморфология, вып. 5, М., 1971.
- Попов В. С., Перцев Н. Н. Об оценках интрузивного давления.— В сб.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., «Наука», 1974.
- Рябинин Ю. Н., Береснев Б. И., Мартынов Е. Д. Некоторые механические свойства горных пород под высоким давлением.— В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., «Наука», 1970.
- Сваричевская З. А., Яговкин В. И. Явления выдавливания гранитных массивов и их роль в образовании гор Центрального Казахстана.— Вестн. ЛГУ, 1966, № 24.
- Трифонов В. П., Влох Н. П., Алейников А. Л., Беллавин О. В., Зубков А. В. Явление выдавливания гранитных массивов на Урале.— Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 1.
- Ушаков С. А., Фадеев В. Е. Об изменении вязких свойств коры и верхней мантии с глубиной.— В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., «Наука», 1970.
- Г. И. Худяков. О происхождении хребтов в южной части Дальнего Востока. В сб.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., «Недра», 1967.

Институт минералогии, геохимии  
и кристаллохимии редких элементов  
Второе гидрогеологическое управление  
Институт географии АН СССР

Статья поступила  
16 мая 1975 г.



УДК 551.24 : 55.3.982(571.6)

Ю. К. БУРЛИН

## О СВЯЗИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ С ТЕКТОНИКОЙ И ФОРМАЦИЯМИ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Среди прогибов и впадин Тихоокеанского пояса по тектоническому положению и характеру осадочных формаций выделяются различные категории структур. Они неравноценны в отношении нефтегазоносности. Наряду с межгорными впадинами, выполненными молассами, существуют позднегеосинклинальные прогибы, в которых особую роль играют терригенно-туффито-кремнистые толщи, обладающие специфическими чертами нефтегазообразования. Особый формационный состав имеют и породы современных геосинклинальных зон. Характер формаций и степень изменения пород определяют преимущественную нефтеносность или газоносность рассматриваемых структур.

В Тихоокеанском поясе среди кайнозойских тектонических структур имеется большое число прогибов и впадин, заполненных мощными сериями осадочных образований. Среди них Ю. М. Пушаровским (1975) были выделены три главные категории. Одну из них составляют внутригорные впадины, принадлежащие орогенной стадии развития складчатых областей. Они есть на юге Аляски, в Корякском нагорье и во многих других районах. Вторую категорию представляют крупные линейные геосинклинальные прогибы, многие из которых претерпевают прогибание и в настоящее время. Они отвечают поздней стадии геосинклинального развития. Примеры их также многочисленны: Западно-Сахалинский, Тайваньский и многие другие прогибы. К третьей категории принадлежат глубоководные впадины краевых морей.

Все эти прогибы и впадины углубленно начали изучаться лишь недавно, и многие черты их строения еще недостаточно ясны. Это относится и к формационному анализу выполняющих их отложений. Между тем подобные структуры представляют исключительно большой интерес с точки зрения нефтегазоносности, так как многие из них являются нефтегазоносными бассейнами, притом большого промышленного значения. Цель данной статьи — осветить в краткой форме некоторые из указанных вопросов.

Существенную особенность ряда тихоокеанских прогибов составляет то, что в нефтегазообразовании и нефтегазонакоплении основную роль играют терригенно-кремнистые толщи. В Тихоокеанском поясе известны известные районы (Калифорния), где с кремнистыми породами связаны скопления нефти и газа, представленные большим числом, может быть многими сотнями месторождений, каждое из которых относительно небольшое, но общая масса скоплений грандиозна. Отметим, что образование терригенно-кремнистых и кремнистых формаций бассейнов в определенной мере связано с вулканической деятельностью. В некоторых случаях можно наметить связь возникновения этих формаций с зонами растяжения земной коры.

По поводу тектонического положения тихоокеанских нефтегазоносных бассейнов (и прогибов, к которым они приурочены) в литературе суще-

ствуют различные взгляды. Так, В. Е. Хаин и Б. А. Соколов (1973) нефтегазоносные бассейны разделяют на две основные категории: бассейны на континентальных и на океанических блоках земной коры. Соответственно, по местоположению на этих блоках выделяются краевые периконтинентальные бассейны и краевые периокеанические бассейны. Деление по типам земной коры, как нам кажется, хотя и имеет значение, однако для приокеанических зон является в значительной степени условным. В переходной зоне от континента к океану часто видны тесная взаимосвязь и постепенный переход структур континентальных и океанических.

По представлениям А. В. Пейве и др. (1972) в истории геосинклиналей полного развития выделяются три стадии: океаническая, переходная и континентальная. Наряду с образованием континентальной коры имеет место и ее деструкция, во время переходной стадии возникают зоны раздвигания с формированием в них геосинклиналей со вторичной океанической корой. Примером результатов такого раздвигания является котловина с океанической корой в Японском море и, может быть, в южной части Охотского моря. Таким образом, для рассматриваемых районов Тихоокеанского пояса характерно глубокое взаимопроникновение континентальных и океанических структур. В связи с этим наблюдаются и переходные типы бассейнов, намечается непрерывный ряд бассейнов, располагающихся как на континентальных, так и на субокеанических и даже океанических участках земной коры. Поэтому не всегда удается четко разграничить периконтинентальные и периокеанические бассейны.

Коснемся несколько подробнее упомянутых выше трех главных категорий прогибов и впадин, важных с точки зрения нефтегазоносности. Орогенные впадины (бассейны), расположенные внутри складчатых областей, выполнены молассоидами. Терригенные и угленосные молассы бассейнов орогенного типа обычно образованы мощными толщами плохо сортированных и в целом плохо дифференцированных пород, образование которых происходило часто в прибрежно-морских и пресноводно-континентальных условиях. Песчано-алевритовые породы преимущественно грауваккового типа составляют не менее 50—70%. По своему характеру и содержащемуся в них органическому веществу эти породы безусловно являются прежде всего газоматеринскими. В тех случаях, когда субстрат этих впадин образован благоприятными для нефтеобразования породами, в разрезе впадин могут встречаться залежи нефти. Это относится, в частности, к таким широко известным бассейнам, как бассейн зал. Кука на Аляске или Маракаибский. В бассейне зал. Кука орогенный комплекс третичного возраста подстилается геосинклинальными морскими отложениями юры и мела. Юрские отложения представляют собой явно нефтематеринские толщи, и питание, поступавшее из этих толщ, обусловило нефтегазоносность вышележащего орогенного комплекса. В других случаях, когда таким субстратом являются породы, неблагоприятные для образования нефти, бассейны будут являться по преимуществу газоматеринскими. Таковы орогенные впадины северо-западной части Тихоокеанского пояса.

Иногда благоприятными с точки зрения нефтегазоносности могут быть вышележащие посторогенные образования, которые могут достигать значительной мощности.

Наибольший интерес в пределах Тихоокеанского пояса представляют позднегеосинклинальные прогибы областей позднекайнозойской складчатости, выделенные Ю. М. Пушаровским (1965) и описанные Е. Н. Меланхолиной (1973). Они развиты в пределах всего Тихоокеанского кольца, частично занимая Калимантан, Суматру и ряд других островов Зондского архипелага, Тайвань, некоторые районы Японии, Сахалин, Южную Аляску, Калифорнию и, может быть, некоторые другие районы. Для них характерен существенно терригенный миогеосинклинальный состав отложений, достигающих нередко многокилометровой мощности. В ряде

случаев отмечается циклическое строение толщ, выполняющих эти прогибы. Цикличность наиболее четко проявляется в краевых частях бассейнов, где она выражена сменой грубых прибрежно-морских, пресноводно-континентальных и угленосных отложений в начале цикла, морскими относительно глубоководными и тонкообломочными отложениями в конце его. В более «мористых фациях» цикличность выражена менее контрастно. Существенная особенность строения толщ связана с влиянием на их образование процессов вулканизма. Последние происходили в смежных с прогибами вулканических зонах. Об этом писала Е. Н. Меланхолина (1973). Таким образом, мы имеем здесь дело с чертами, если так можно сказать, «отражения вулканизма». Вулканизм влиял на состав

и строение толщ двойным образом. Во-первых, пепловый материал попадал в бассейн осадконакопления и входил в состав пород разрезов. Во-вторых, кремнезем, содержание которого в водах повышалось, способствовал развитию соответствующих форм организмов, которые использовали для построения своего скелета соединения кремнезема. В результате бурно развивалась обильная масса кремне содержащих организмов, в особенности диатомей. В целом весь комплекс этих отложений можно отнести к группе терригенно-туффито-кремнистых формаций. Эти породы частично были охарактеризованы Л. С. Маргулисом и А. Я. Табояковым (1971). Позднее совместно с А. В. Журавлевым Л. С. Маргулис выделил надформацию туффито-опоко-диатомитовой группы. О роли этих формаций в системах островных дуг писал Л. И. Красный (1973). И. В. Хворова (1974) выделяет туфо-кремнистые ассоциации, которые присутствуют во всех геосинклиналях, обычно в составе мощных слоистых толщ. Следует еще раз подчеркнуть, что эта формационная группа рассматривается именно как геосинклинальная (а не орогенная), что существенно для нефтегеологических выводов. В нефтегазоносных бассейнах вне пределов Тихоокеанского пояса редко приходится иметь дело с такими толщами и судить о характере их нефтегазоносности<sup>1</sup>.

На северо-западе Тихоокеанского кольца можно заметить, что районы распространения описываемой группы формаций в общем сопредельны с глубоководными впадинами краевых морей (рисунок). Это может быть гипотетически объяснено оживлением вулканизма в эпохи раздвижения котловин.

Терригенно-туффито-кремнистая группа завершает геосинклинальную стадию развития в области позднекайнозойской складчатости. Формации, входящие в состав группы, характеризуются частыми взаимозамещениями. Терригенно-кремнистая формация, сложенная чередованием алевритов и аргиллитов с их туфо-кремнистыми разностями, латерально замещается туффито-кремнистой. Последняя представлена кремнистыми туфо-аргиллитами и опоками, расслоенными алевритовыми туфами и туффитами.

Вертикальный формационный ряд вверх продолжают угленосная и туффито-диатомитовая формации. Угленосная формация среднемиоце-

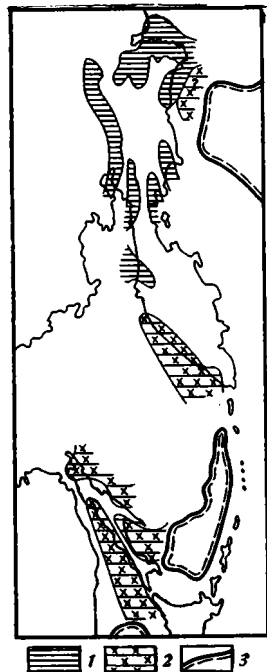


Схема распределения осадочных формаций в неогене.

1 — терригенные формации; 2 — терригенно-туффито-кремнистые формации; 3 — глубоководные котловины

<sup>1</sup> Сходными в какой-то степени могут быть дизодиловые (менилитовые) сланцы в Карпатах, которые являются нефтегазопроизводящим комплексом.

нового возраста в бассейнах Сахалина представлена глинисто-песчаными терригенными образованиями с пластами углей, накапливающимися в условиях аллювиальных низменностей, лагун и прибрежных зон моря. На Северном Сахалине терригенная угленосная толща в северо-восточном направлении замещается кремнисто-глинистыми отложениями сравнительно глубокого открытого моря. Туффито-диатомитовая формация сложена туфо-диатомитами, иногда относительно чистыми диатомитами, опоками, песчано-алевритовыми туффитами и туфами. В некоторых участках в составе пород рассматриваемой группы достаточно широко развиты различные виды туфогенных песчаников и более грубые обломочные породы. Пирокластические и лавовые образования сосредоточены лишь в отдельных районах, и значение их весьма невелико. Основные типы пород терригенно-туффито-кремнистой группы представлены пирокластическими, пирокластическо-осадочными и туфо-кремнистыми образованиями. Терригенные породы имеют подчиненное значение. Среди песчано-алевритовых туфов преобладают витро-кристалло-литокластические основного и среднего состава. Туфо-аргиллиты и пелитовые туффиты состоят обычно из смеси глинистого и тонко распределенного кремнистого вещества. Среди глинистых минералов преобладают монтмориллонит и смешаннослойные.

При анализе нефтегазоносности в составе перечисленных формаций наиболее интересными представляются две: туффито-диатомитовая и терригенно-кремнистая (в частности, глинисто-кремнистая разновидность). В туффито-диатомитовой формации большую роль играет собственно туфогенный материал. В относительно чистых разновидностях диатомитов значительную роль (более 50%) играют остатки диатомовых и других кремнесодержащих организмов. Наконец, в терригенно-кремнистой (глинисто-кремнистой) формации наряду с кремнистым материалом значительную роль играют и глинистые частицы, глинистая масса. Характер формаций отражается на их способности генерировать нефть и газ. Потенциальные возможности туффито-диатомитовой формации являются наиболее низкими из всех трех. Туфогенный материал во многом снижает возможности как генерации, так и последующего нефтенакпления. Что касается существенно диатомовых пород, то поскольку кремневые скелеты организмов подвергаются очень быстрой литификации, они, хотя изначально и содержат много благоприятного органического материала (липидных компонентов), не могут реализовать свои возможности.

Наиболее благоприятной является третья разновидность — глинисто-кремнистая формация. Характерным примером ее может служить кура-сийская свита на Сахалине и некоторые другие образования, представляющие собой богатые нефтематеринские толщи (соответствующая фа-ция дагинской свиты). Дело в том, что содержание липидных компонентов в кремнистом материале дополняется здесь наличием глинистого материала, преобразование которого благоприятно сказывается на процессах нефтеобразования. Поступающий в бассейн вулканический материал в виде пепловых частиц дает начало образованию монтмориллонита, дальнейшее преобразование которого в процессе литогенеза благоприятно влияет в целом на процессы нефтегазообразования. Таким образом, выясняются особенности основных формаций терригенно-туффито-кремнистой группы, выполняющих характеризующие здесь прогибы, в отношении их нефтегазоносности.

Несколько слов о прогибах в зонах незавершенного геосинклинального развития, примыкающих и тесно связанных с современными геосинклиналями. В них развиты формации более ранних геосинклинальных этапов — аспидная, флишевая. Аспидные формации образованы песчано-глинистыми породами. Главным формациеобразующим компонентом являются хлорит-гидрослюдистые аргиллиты, содержащие примесь пи-

рокластики и кремнезема. Помимо этого присутствуют туфы и маломощные покровы андезитовых и базальтовых порфиритов. Флишевая формация сложена песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов, туфов и туффитов. Особенностью формации рассматриваемых районов является присутствие толщ кремнистых пород. Среди песчаников и алевролитов преобладают граувакки и граувакковые аркозы. Флишевая формация в соответствии с данными океанского глубоководного бурения может быть сопоставлена с турбидитными отложениями, достигающими местами большой мощности. Хотя происхождение флиша не может считаться полностью выясненным, есть основание полагать, что какие-то разности флишевых образований формировались на материковых склонах. Помимо градационного строения для них характерна большая скорость отложения, значительные мощности и накопление достаточно большого количества органического материала. Причем состав его достаточно благоприятен для генерации нефти. Большие мощности отложений при высокой скорости накопления приводят к тому, что даже при относительно высоком содержании органического материала он как бы «размазывается» по всей толще, и содержание его в каждом отдельном участке разреза относительно невелико, хотя в целом в толще — достаточно большое. Главная фаза нефтеобразования оказывается здесь растянутой во времени, а главная зона нефтеобразования достигает больших глубин.

Общий классификационный ряд и относительная роль различных формаций показаны на приведенных схемах (табл. 1 и 2).

Таблица 1

**Классификация терригенных и терригенно-туффито-кремнистых формаций Тихоокеанского тектонического пояса**

Формационный комплекс	Геосинклиальный		Орогенный	Посторогенный
	Терригенная	Терригенно-туффито-кремнистая	Терригенная	Терригенная
Формация	Угленосная морские терригенные в том числе: флишевая (турбидитная); аспидная (сланцево-граувакковая)	Туффито-диатомитовая угленосная туффито-кремнистая терригенно-кремнистая	Молассовая (подформации: терригенная, терригенная угленосная, туфо-терригенная угленосная)	

Итак, в осадочных бассейнах, приуроченных к орогенным впадинам, основную роль играют молассы. На нефтегазоносность в них могут влиять также и подстилающие геосинклиальные флишевые и иные геосинклиальные формационные комплексы. Наиболее полным набором геосинклиального формационного ряда обладают бассейны в области позднекайнозойской складчатости. В позднекайнозойских геосинклиальных прогибах важное значение имеют группы терригенных и терригенно-туффито-кремнистых формаций. В некоторых случаях частичную роль могут играть и молассовые отложения. Последние, однако, выполняют функцию дополнительной нагрузки, необходимой для преобразования органического вещества, содержащегося в нижележащих комплексах. Если накопление моласс не происходит с достаточной интенсивностью, то потенциальные возможности этих нижележащих комплексов остаются неиспользованными. Вместе с тем в некоторых районах моласса тоже представляет некоторый интерес, особенно, когда в ее сложе-

Распределение формаций (с указанием относительной роли—по ширине полосы) в бассейнах разного типа

Стадия развития	Ряды формаций		Типы бассейнов		
	Группа формаций	Формация	В области незадержанного геосинклинального развития	В области позднекайнозойской складчатости	В межгорных орогенных впадинах
Посторогенная	Терригенная				$N_1^3 - N_2$
Орогенная	Терригенная	Моласса терригенная		$N_1^2 - N_2$	$K_2 - P - N_1^2$
		Моласса терригенная угленосная			
		Моласса туфо-терригенная угленосная			
Геосинклинальная	Терригенно-туффито-кремнистая	Туффито-диатомитовая		$N_1^2$ $N_1^2$ $P_3 - N_1^2$ $P_3 - N_1^2$	
		Угленосная			
		Туффито-кремнистая			
		Терригенно-кремнистая			
	Терригенная	Угленосная	$(P_3 - N_4)$ $P_4$	$K_2 - P$ $K_2 - P$ $K_{1-2}$ $K_1$	
Морская терригенная					
Флишевая					
Аспидная					

Относительная роль формаций  $\Delta$  Промышленная нефтеносность  $\delta$  Газоносность

нии участвуют терригенная, терригенно-угленосная и туфо-терригенно-угленосная разновидности.

Таким образом, представляется возможным классифицировать нефтегазоносные бассейны, учитывая не только их тектоническую природу, но и формационный состав отложений. Более того, определяя основной формационный состав тех или иных бассейнов, можно предсказать, с каким видом горючих полезных ископаемых мы здесь преимущественно будем иметь дело. Если имеется формационный орогенный комплекс без благоприятных с точки зрения нефтеносности толщ в его субстрате, то бассейн будет преимущественно газоносным. В позднекайнозойских геосинклинальных прогибах, судя по исходному органическому веществу, существенную роль должна играть нефтеносность. Что касается прогибов современных геосинклинальных зон, относящихся к системам островных дуг, то там могут существовать и специфические формы скоплений углеводородов типа, например, газогидратов, которые впервые вы-

делили А. А. Трофимук и его соавторы (1973) и которые как будто присутствуют в осадках глубоководных котловин краевых морей.

Специфика диатомитовых толщ или кремнистых толщ иного состава проявляется в том, что они свои нефтематеринские возможности проявляют на относительно ранних стадиях преобразования органического вещества (начальных стадиях мезо- и катагенеза). В этих случаях с относительными небольшими по площади прогибами (впадинами, бассейнами) вследствие высокого нефтематеринского потенциала пород могут быть связаны значительные перспективы, что подтверждается примером прибрежной калифорнийской зоны. Они обладают высоким нефтяным и в меньшей степени газовым потенциалом.

В приведенных данных проявляется зависимость нефтегазоносности от стадийности тектонических процессов, которая выражается в том, что в бассейнах, расположенных в разных областях, преимущественной нефтегазоносностью обладают группы формаций, имеющих в них максимальное развитие. Наибольший диапазон нефтегазоносности и наиболее высокие перспективы в бассейнах области позднекайнозойской складчатости имеют формации позднегеосинклинальной стадии. В межгорных орогенных впадинах перспективными являются молассы, в зонах современных геосинклиналей таковыми могут быть флишевые и аспидные формации.

Анализ характера депрессивных структур и облик слагающих их осадочных формаций позволяют эффективно оценивать перспективы нефтегазоносности.

#### Литература

- Красный Л. И.* Основы геолого-структурного районирования Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. X. Проблемы металлогении Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1973.
- Маргулис Л. С., Таболяков А. Я.* Верхнеогеновые формации Южного Сахалина и перспективы их нефтегазоносности.— Изв. Сахалинск. отд. геогр. о-ва СССР, вып. 2. Южно-Сахалинск, 1971.
- Меланхолина Е. Н.* Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М., «Наука», 1973.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др.* Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Пушаровский Ю. М.* О тектонике и нефтегазоносности Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— Геотектоника, 1965, № 1.
- Пушаровский Ю. М.* О тектонике и нефтегазоносности приокеанических зон.— Геотектоника, 1975, № 1.
- Трофимук А. А., Черский Н. В., Царев В. П.* Особенности накопления природных газов в зонах гидратообразования Мирового океана.— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 4.
- Хаин В. Е., Соколов Б. А.* Современное состояние и дальнейшее развитие учения о нефтегазоносных бассейнах.— В сб. «Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых». М., «Наука», 1973.
- Хворова И. В.* Главные структурно-фациальные условия кремненакопления в фанерозое.— В сб. «Сырьевая база кремнистых пород СССР». М., «Наука», 1974.

Московский государственный  
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила  
3 февраля 1976 г.

УДК 551.21:552.24 (571.6)

М. И. РОЗИНОВ, Д. И. КОЛЕСНИКОВ

**СВЯЗЬ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА И ТЕКТОНИКИ  
В ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОЙ И КУРИЛЬСКОЙ ЗОНАХ**

Дается краткая характеристика индивидуализированных по вещественному составу вулканических серий, отмечаются особенности их структурной позиции и тектонической обстановки формирования. На основании анализа закономерностей пространственного распределения и последовательности проявления раскрывается эволюционная сущность выделенных серий. Подчеркивается существование отчетливой зависимости между типом извергаемых действующими вулканами продуктов и характером соответствующих им локальных глубинных аномалий. Предлагается модель движений литосферы, рассматривающая процессы глубинного диапиризма в качестве общей причины тектонической активности и вулканической деятельности.

**Введение.** Методической основой познания связи процессов вулканизма и тектогенеза служит формационный анализ магматических образований, исходные положения которого были разработаны Г. Штилле, Ю. А. Билибиным, Ю. А. Кузнецовым, И. В. Лучицким, Д. С. Харкевичем и другими учеными. Такой анализ имеет своей целью выделение устойчивых ассоциаций вулканических пород, возникших на одной из стадий тектонического развития структурных элементов земной коры. Диагностика подобных ассоциаций базируется на петрологическом понятии вулканической серии, которое соответствует парагенезису пород, извергаемых в определенной последовательности из общего вулканического центра в течение единого цикла его деятельности и связанных закономерной корреляцией вещественного состава.

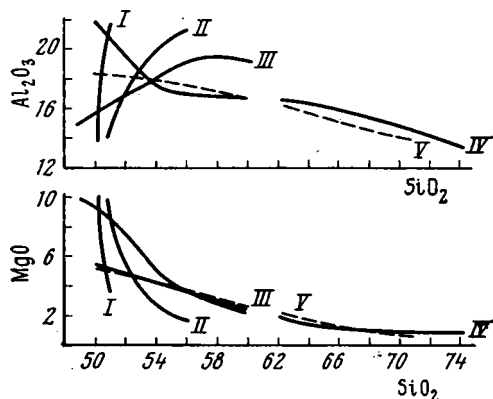
С наибольшей достоверностью серии изверженных пород устанавливаются среди продуктов новейшего вулканизма, пользующихся широким распространением в пределах системы современных островных дуг. Согласно сложившимся представлениям четвертичные магматические образования островных дуг принято подразделять на серии трех типов: щелочного, известково-щелочного и толеитового, которые отличаются главным образом по степени щелочности пород. Изменение типа вулканических пород отмечается только вкrest простирания тектонических структур, тогда как вдоль их простирания постоянно проявляются однотипные ассоциации.

Между тем, используя результаты личных исследований продуктов четвертичного вулканизма на территории Курило-Камчатской области и анализируя материалы, накопленные большим коллективом советских вулканологов, авторы пришли к заключению о необходимости выделения из наиболее представительного в системе островных дуг, известково-щелочного типа трех самостоятельных групп серий. Такое разделение означает признание резкой неоднородности вулканической деятельности вдоль простирания тектонических зон. И в этом случае оно может служить основанием для поисков более строгих форм зависимости между процессами вулканизма и тектогенеза, с познанием которых связана перспектива построения динамической модели движения земных недр.



**Вулканические серии.** Выделенные среди продуктов четвертичного вулканизма Восточно-Камчатской и Курильской зон вулканические серии различаются общим набором ассоциированных пород, составом конечных членов, характером петрохимической тенденции, связывающей составы начальных и конечных членов, петрографическими особенностями однотипных пород, их фаціальным обликом, морфологией вулканических центров. Эти серии могут быть определены как базальт-андезито-базальтовая, базальт-андезитовая и базальт-андезит-дацит-литаритовая (Розинов, 1974).

Рис. 1. Вариационная диаграмма состава пород различных вулканических серий: I, II — базальт-андезито-базальтовой, вулканы Плоский, Острый и Плоский Толбачики; III — базальт-андезитовой, вулкан Авачинский; IV—V — базальт-андезит-дацит-липаритовой; IV — вулканы Карымский, Мутновский, Горелый Ксудач (Камчатка), V — вулканы Немо, Тао-Русыр, Заварицкого, Менделеева, Головинина (Курильские острова)



Первая из них представлена плагиофировыми (лабрадорсодержащими) лавами щитовых построек и стратовулканов Толбачика, Плоского, Кроноцкого, Алаида, Ветрового, а также полей ареального вулканизма в пределах Толбачинского и Ключевского долов и Кроноцкого полуострова. Характерно накопление глинозема в породах, сопутствующее быстрой регрессии окиси магния (рис. 1).

К базальт-андезитовой серии относятся породы лавово-пирокластических толщ существенно андезитового состава, слагающих стратовулканы Безымянный, Шивелуч, Авачинский, Вилючинский, Богдановича, Эбеко, Фусса, Ушишир. Ей свойственно обогащение глиноземом конечных членов, среди которых роговообманковые андезиты, содержащие иногда ультраосновные плутонические включения.

Породы базальт-андезит-дацит-липаритовой серии образуют крупные кальдеры-вулканы Большой Семячик, Карымский, Опала, Горелый, Ксудач, Немо, Тао-Русыр, Заварицкого, Менделеева, Головина. Их развитие (часто полициклическое) проходит две последовательные стадии: формирование щитовых построек в процессе излияния базальтовых и андезитовых лав; возникновение кальдер в результате разрушительных взрывов, с которыми связано накопление толщ спекшихся туфов и игнимбритов дацитового и реже липаритового состава. В направлении от начальных членов к конечным происходит падение содержания глинозема. В плагиофировых базальтах присутствует анортит-битовит, в дацитовых туфах нередко встречаются оливин-анортитовые плутонические включения. Амфибол не характерен для андезитов и появляется иногда только в дацитах и липаритах.

**Структурное положение четвертичных серий.** Рисунки 2 и 3 иллюстрируют особенности пространственного распределения четвертичных вулканических серий в центральном секторе Восточно-Камчатской зоны и в пределах Курильской зоны. Упорядоченность в многократном чередовании проявлений различных серий вдоль этих зон выражается в достаточно строгой приуроченности каждой серии к определенной категории структурных элементов второго порядка. Кальдеры-вулканы, представляющие базальт-андезит-дацит-липаритовую серию, постоянно

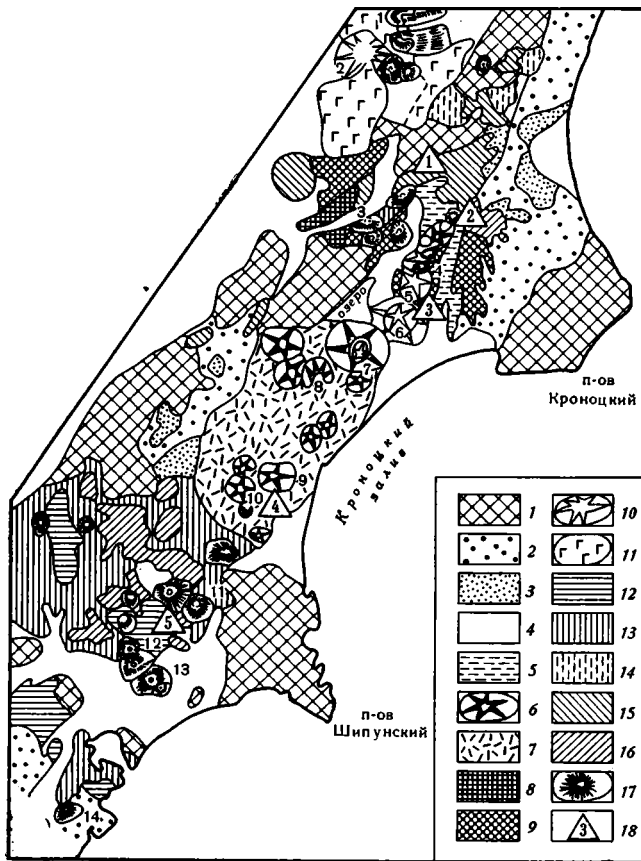


Рис. 2. Схема распространения неоген-четвертичных вулканических серий в центральном секторе Восточно-Камчатской зоны (с использованием материалов С. Е. Апрелькова, М. И. Горяева, В. М. Гундобина, Б. В. Ковалева, В. И. Олейника, В. И. Сляднева, А. Г. Цикунова, А. Е. Шанцера).

1 — складчатый фундамент (поздний мел — палеоген); 2—3 — области неогенового осадконакопления: 2 — нижнемиоценового, 3 — плиоценового; 4 — четвертичные отложения; 5—7 — проявления базальт-андезит-дацит-липаритовой серии: 5 — верхнеплиоценовые толщи, 6 — четвертичные вулканические аппараты, 7 — четвертичные покровы пемз и игнимбритов; 8—11 — проявления базальт-андезито-базальтовой серии: 8 — среднеплиоценовые; 9 — нижнеплейстоценовые толщи, 10 — среднеплейстоцен-голоценовые вулканические аппараты, 11 — верхнеплейстоцен-голоценовые ареальные поля; 12—17 — проявления базальт-андезитовой серии: 12 — нижнемиоценовые, 13 — плиоценовые, 14 — среднеплиоценовые, 15 — верхнеплиоценовые, 16 — нижнеплейстоценовые толщи, 17 — среднеплейстоцен-голоценовые вулканические аппараты; 18 — положение рассматриваемых в тексте разрезов (см. рис. 5).

Вулканы (цифры на схеме): 1 — Безьянный, 2 — Острый Толбачик, 3 — Кизимен, 4 — Южный Гамчен, 5 — Шмидта, 6 — Кроноцкий, 7 — Крашенинникова, 8 — Узон, 9 — Малый Семейчик, 10 — Карымский, 11 — Жупановский, 12 — Коряжский, 13 — Авачинский, 14 — Вилючинский

локализуются внутри неогеновых прогибов. Проявления базальт-андезитовой серии приурочены к блокам, разделявшим такие прогибы и характеризовавшимся тенденцией к устойчивому воздыманию, тогда как вулканы, сложенные продуктами базальт-андезито-базальтовой серии, занимают промежуточное положение располагаясь в бортах прогибов. В соответствии с этой зависимостью намечается существование латерального ряда синхронных вулканических серий, который выражается последовательной сменой базальт-андезит-дацит-липаритовой серии базальт-андезито-базальтовой и затем базальт-андезитовой при переходе от прогибов к поднятиям.

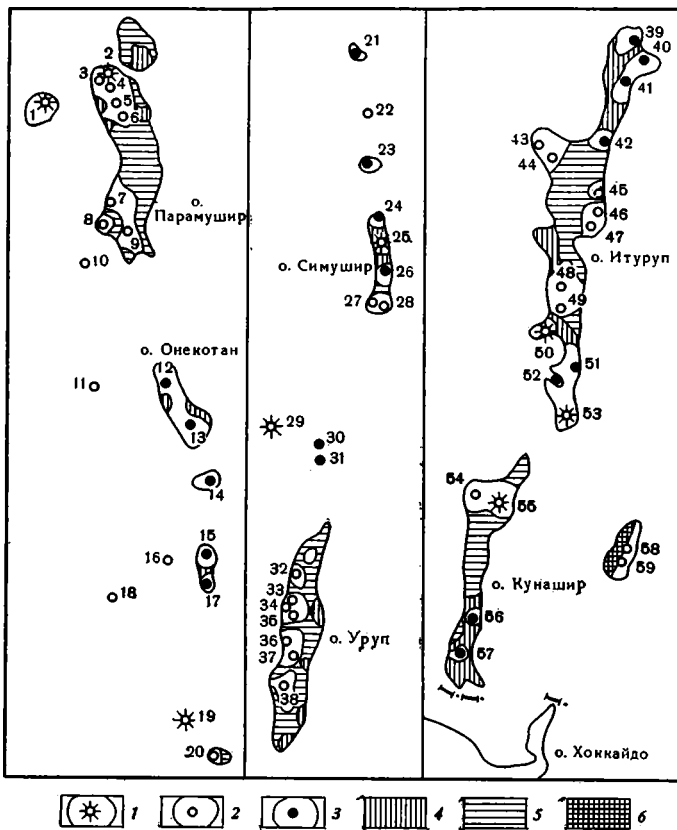


Рис. 3. Схема распространения четвертичных вулканических серий на территории Курильской зоны.

1—3 — вулканические серии: 1 — базальт-андезито-базальтовая; 2 — базальт-андезитовая; 3 — базальт-андезит-дацит-липаритовая; 4—6 — выходы разновозрастных толщ (с использованием материалов В. Ф. Ерохова, В. Н. Шилова, В. Е. Бевза, Б. Н. Пискунова, В. Н. Гаврилова, Н. А. Соловьевой, С. М. Сапрыгина, В. М. Поздеева и др.): 4 — плиоценовых, 5 — миоценовых, 6 — верхнемеловых.

Вулканы (цифры на схеме): 1 — Алайд, 2 — Ветровой, 3 — Влодавца; 4 — Эбеко, 5 — Богдановича, 6 — Вернадского; 7 — Чикурачки; 8 — Фусса, 9 — Карпинского, 10 — Анциферова, 11 — Макаруши, 12 — Немо, 13 — Креницына, 14 — Севергина, 15 — Синарка, 16 — Экарма, 17 — Кунтоминтар, 18 — Чиринкотан, 19 — Райкоке, 20 — Матуа, 21 — Расшуа, 22 — Ушишир, 23 — Палласа, 24 — Уратман; 25 — Преве, 26 — Заварицкого, 27 — Горящая Сопка, 28 — Мильна, 29 — Броутона, 30 — Чирпой, 31 — Брат Чирпоев, 32 — Колокол, 33 — Трезубец, 34 — Берга, 35 — Веселый, 36 — Три Сестры, 37 — Рудакова, 38 — Ивао, 39 — Камуй, 40 — Медвежий, 41 — Цирк, 42 — Конакова, 43 — Чирип, 44 — Богдана Хмельницкого, 45 — Баранского, 46 — Тебенькова, 47 — Ивана Грозного, 48 — Буревестник, 49 — Стокап, 50 — Атсонупури, 51 — Урбич, 52 — Львиная пасть, 53 — Берутарубе, 54 — Руруй, 55 — Тятя, 56 — Менделеева, 57 — Головинна, 58 — Наторо, 59 — Томари

В Восточно-Камчатской зоне подавляющая часть кальдеро-вулканов сконцентрирована в пределах неогеновых прогибов южного и центрального ее секторов. Проявления двух других серий тяготеют к Ганальско-Авачинскому и Кроноцкому поперечным поднятиям. В Кроноцком районе в направлении от прогиба к оси поперечного поднятия крупные кальдеры-вулканы, последним из которых оказывается вулкан Крашенинникова, сменяются цепью плейстоценовых щитовых вулканов (древний Кроноцкий, Шмидта, Меннера, Богдановича и др.) с последовательно убывающим диаметром постройки и более мелких голоценовых стратовулканов, породы которых принадлежат соответственно к базальт-андезито-базальтовой и базальт-андезитовой сериям (см. рис. 2). Не является аномальным и развитие пород последних двух серий в северном

секторе зоны, поскольку образованные ими вулканы Ключевской группы приурочены к блокам Центрального и Хапиченского поднятий внутри Центрально-Камчатской неотектонической депрессии.

На территории Курильской зоны проявления базальт-андезитовой и базальт-андезито-базальтовой серий сосредоточены в пределах поперечных геоантиклинальных поднятий (острова Парамушир, Уруп, Итуруп, Кунашир), разделяющих плиоценовые прогибы, к которым тяготеют кальдеры-вулканы с продуктами кислого состава (см. рис. 3).

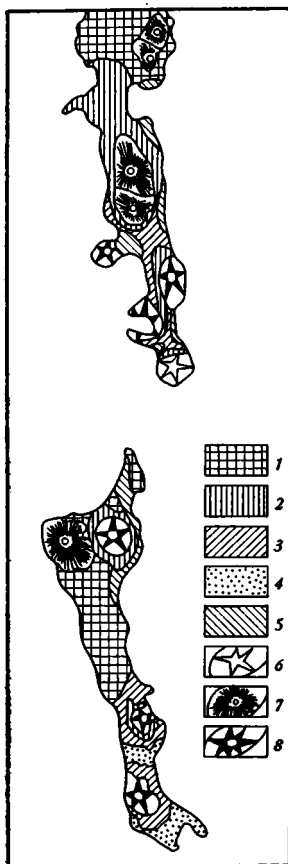


Рис. 4. Положение морских террас на о. Кунашир и в южной части о. Итуруп (по материалам В. Е. Бевза, В. М. Демьянова, Б. Н. Пискунова, С. М. Сапрыгина) 1 — плиоценовая поверхность выравнивания; 2—5 — отложения морских аккумуляционных террас: 2 — 200—250 м, 3 — 100—120 м, 4 — 70 м, 5 — 20—30 м; 6—8 вулканические центры различных серий: 6 — базальт-андезито-базальтовой, 7 — базальт-андезитовой, 8 — базальт-андезит-дацит-липаритовой

Обзор опубликованных материалов позволяет установить аналогичную структурную позицию соответствующих четвертичных вулканических серий на территории Японии (Купо, 1962), Суматры и Явы (Westerveld, 1962), Алеутских островов (Coats, 1962), Новой Зеландии, (Hatherton, 1968) и других районов Тихоокеанского пояса.

**Тектоническая обстановка формирования четвертичных серий.** Поведение земной поверхности в период формирования рассматриваемых вулканических серий раскрывается особенностями расположения четвертичных морских террас. Вулканические образования базальт-андезитовой серии в южной части Курильской зоны залегают на поднятой плиоценовой поверхности выравнивания и на отложениях наиболее высоких морских террас: 300—350 и 200—250 м (рис. 4). Продукты самых ранних импульсов вулканизма иногда встречаются в верхних частях террасовых отложений, однако рост вулканических построек происходил на фоне последующих активных восходящих движений. Амплитуда воздымания в четвертичное время Кроноцкого и Ганальско-Авачинского поднятий, которые обладают денудационными формами рельефа и в пределах которых размещаются проявления базальт-андезитовой серии (см. рис. 2), оценивается по положению морских террас в 500—700 м (Брайцева и др., 1966; Святловский, 1967). Соотношения вулканических пород этой серии с осадочными толщами, представленными преимущественно грубообломочными вулканомиктовыми отложениями, носят характер фациального замещения по латерали.

Приуроченность к активным вулканам Атсунупури, Берутарубе, Тятя, сложенным породами базальт-андезито-базальтовой серии, целого комплекса разновысоких морских террас (см. рис. 4) служит признаком колебательных движений земной поверхности, осложняющих общую тенденцию к воздыманию в процессе развития данной серии. По-видимому, в подобном режиме движений происходило накопление базальт-андезито-базальтовых лав древнего щитового вулкана Плоского, образующего основание Ключевской группы действующих вулканов.

На постройках кальдер-вулканов Львиная Пасть, Урбич, Головнина, Менделеева, представ-

ляющих базальт-андезит-дацит-липаритовую серию в южной части Курильской зоны, фиксируется также достаточно обширный спектр прилегающих разновысоких морских террас. Однако большинство из них формируется уже в течение послекальдерного этапа существования этих построек: пирокластический материал кислого состава, выбросы которого связаны с разрушительными процессами кальдерообразования, присутствует лишь среди отложений наиболее высоких террас и не отмечается на более низких.

Это обстоятельство может указывать на проявление последней серии до начала новейшего поднятия. С переходом к поднятию, обозначенному прилегающими к постройкам морскими террасами, связано либо прекращение вулканической активности кальдер-вулканов (Львиная Пасть, Урбич), либо ее постепенное затухание, выражающееся в развитии на вулканах Головнина и Менделеева небольших внутрикальдерных конусов и экстрезий, сложенных андезитами и дацитами. В Восточной Камчатке область распространения активных кальдер-вулканов представляет собой аккумуляционную равнину, в пределах которой отсутствуют отложения морских террас и происходит накопление речных и озерных осадков (см. рис. 2). Она полого наклонена в сторону Кроноцкого залива с широкой зоной пляжевых отложений и мелководного шельфа. Подобная морфология рельефа может возникать на стадии компенсации прогиба переслаивающимися вулканическими и осадочными продуктами.

Индивидуализация вулканических серий по особенностям их структурной позиции и характеру тектонической обстановки проявления должна предопределять место каждой серии в истории поступательного геологического развития.

**Эволюционная сущность вулканических серий.** Инструментом познания эволюционной сущности серий может служить анализ их возрастных рядов, выделяемых в вертикальном разрезе отдельных структурных элементов. Выделение таких рядов базируется на результатах стратиграфического расчленения верхнекайнозойских вулканических толщ. Объем каждой серии ограничен, как правило, возрастными рамками соответствующей свиты. На рис. 5 представлены примеры возрастных рядов серий, которые раскрывают важнейшие моменты поступательного развития главных структурных элементов Восточно-Камчатской и Курильской зон.

Структурный план Восточной Камчатки в неогене определялся формированием в течение миоцена прогиба, заложившегося на мел-палеогеновом складчатом основании и ограниченного на юге Ганальско-Авачинским поднятием. После алеутской фазы складчатости произошло расчленение этого прогиба на ряд впадин, выполненных мелководными и континентальными отложениями плиоцена. Вулканизм, начиная со среднего плиоцена, был сосредоточен в бортах впадин, где формировались продукты базальт-андезито-базальтовой (бассейн р. Левая Щапина) и базальт-андезитовой (район Адриановского перевала) серий (Шанцер и др., 1966). В позднем плиоцене вулканическая деятельность распространилась и в пределы впадин, приводя к образованию вулканических толщ базальт-андезит-дацит-липаритовой серии, переслаивающихся с осадочными отложениями. С возникновением Кроноцкого поперечного поднятия, ограничившего с севера область осадконакопления, значительно расширилась площадь развития пород базальт-андезито-базальтовой и базальт-андезитовой серий. В плейстоцене разрастание Кроноцкого поднятия сопровождалось постепенным смещением вулканических центров, извергавших продукты этих двух серий, в юго-западном направлении и захоронением ими верхнеплиоценовых образований базальт-андезит-дацит-липаритовой серии. Такая тенденция находит отражение в особенностях внутреннего строения I, II и III рядов серий (см. рис. 2

и 5) и в пространственном распределении голоценовых вулканов в районе Кроноцкого озера.

Проявления базальт-андезит-дацит-липаритовой серии в четвертичное время были локализованы только внутри Восточно-Камчатского прогиба, ограниченного Кроноцким и Ганальско-Авачинским поднятиями, а также поднятием Валагинского хребта (IV ряд серий). Развитие вулканизма здесь характеризовалось четкой цикличностью с последовательным уменьшением размеров вулканических центров и сокращением роли пород кислого состава (Иванов, 1970).

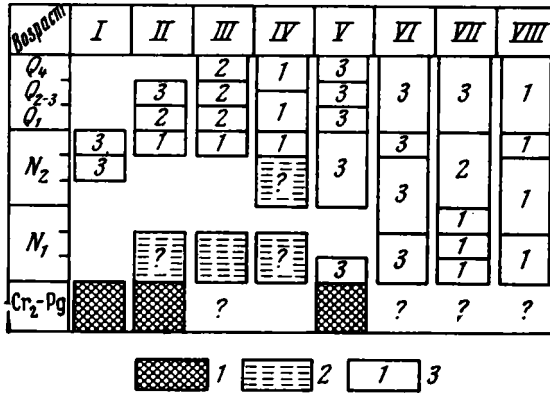


Рис. 5. Возрастные ряды вулканических серий Восточно-Камчатской (I—V) и Курильской (VI—VIII) зон (см. рис. 2, 3)

1 — верхнемеловой — палеогеновый складчатый фундамент, 2 — неогеновые осадочные отложения, 3 — вулканические серии (цифры на схеме): 1 — базальт-андезит-дацит-липаритовая, 2 — базальт-андезито-базальтовая, 3 — базальт-андезитовая. I—VIII — сводные разрезы вулканических толщ (с перечислением неогеновых свит, снизу вверх): I — верховья р. Адриановки (шапкинская — бурковская, тумрокская свиты); II — верховья р. Богачевки (сторожевская свита); III — низовья р. Богачевки (сторожевская свита); IV — левобережье р. Жулановой (голыгинская свита); V — бассейн рек Налычевой, Китхоя, Пиначевской (паратунская, алнейская свиты); VI — северная и центральная часть о. Парамушир (среднепарамуширская, охотская, океанская свиты); VII — о. Уруп (урупская, луговская, лопуховская, натальинская свиты); VIII — южная часть о. Кунашир (ловцовская, алексинская, головнинская свиты)

Совершенно иной тип эволюции вулканизма свойствен Ганальско-Авачинскому поднятию (V ряд), в пределах которого, начиная с раннего миоцена (паратунская свита) и вплоть до голоцена, в наземных условиях устойчиво формировались породы базальт-андезитовой серии (Апрелков, 1971).

Тектоническое развитие Курильской зоны, подобно Восточно-Камчатской зоне, в позднем кайнозое характеризовалось высокой контрастностью движений, в результате которых возникла мозаичная структура чередующихся вдоль простирания зоны поперечных прогибов и поднятий. В пределах устойчиво сохранявшихся поднятий на протяжении всего неогена, плейстоцена и голоцена извергались вулканические продукты, принадлежащие, по данным Б. Н. Пискунова и В. Н. Гаврилова (1970), а также В. Н. Гаврилова и Н. А. Соловьевой (1973), к базальт-андезитовой серии. Такова, в частности, история эволюции вулканической деятельности на большей части о. Парамушир (VI ряд). Вулканические толщи базальт-андезит-дацит-липаритовой серии, переслаивающиеся с миоценовыми осадками, устанавливаются на островах Кунашир, Итуруп, Уруп, Симушир (Ерохов, Шилов, 1971; Гаврилов, Соловьева, 1973). Инверсия тектонического режима в плиоцене сопровождалась изменением типа формирующихся вулканических образований, как это устанавли-

ливается в истории развития о. Уруп (VII ряд серий). Сохранение отдельными структурными элементами тенденции к прогибанию в течение всего неогена, осложнявшейся неоднократным проявлением импульсов складкообразовательных движений, знаменовалось устойчивым становлением пород базальт-андезит-дацит-липаритовой серии вплоть до плейстоцена, накопление которых вместе с мелководными осадками компенсировало погружение. Одним из наиболее ярких примеров подобного развития событий может служить южная часть о. Кунашир (VIII ряд серий).

Анализ внутреннего строения различных возрастных рядов серий с учетом особенностей их пространственного положения в пределах описываемых структур позволяет выделить единый эволюционный ряд вулканических серий с последовательностью от базальт-андезит-дацит-липаритовой серии к базальт-андезит-базальтовой и далее к базальт-андезитовой. Этот ряд суммирует тенденции, обозначаемые как латеральными (синхронными), так и возрастными рядами серий, и характеризует эволюцию процессов вулканизма в пространстве и во времени на территории всей тектонической зоны на рассматриваемой стадии ее развития, которая знаменуется неуклонным возрастанием роли восходящих движений земной поверхности. Данный эволюционный ряд раскрывает сущность развития позднекайнозойского вулканизма на территории и некоторых других островных дуг западного сектора Тихоокеанского пояса.

**Глубинная структура вулканических центров различных серий.** Пространственная связь четвертичного вулканизма и фокального сейсмического слоя, достигающего под Восточно-Камчатской и Курильской зонами глубины 120—180 км, является самой выразительной чертой современного строения региона. Однако, подобная зависимость имеет слишком общее значение. Она не позволяет наметить какой-либо конкретной связи между характером вулканизма и неоднородностью тектонического строения региона, с одной стороны, и его глубинной структурой — с другой.

При анализе имеющихся материалов не удается обнаружить корреляции также между типом вулканизма и таким региональным геофизическим параметром, как особенности внутреннего строения земной коры (и, в частности, степень ее расслоенности), которые широко варьируют в пределах зон не только в поперечном, но и в продольном направлении. Демонстративно в этом плане распространение одинаковых вулканических образований вдоль всей Курильской островной дуги (см. рис. 3), несмотря на значительные колебания мощности коры от 25 км в северной ее части до 15 км и менее в центральной при сопутствующем изменении типа строения консолидированного комплекса коры от двухслойного ( $V_p=5,0—5,5$  и  $6,3—6,7$  км/сек) до однослойного ( $6,3—6,6$  км/сек). Отсюда следует вывод, сформулированный впервые Г. С. Горшковым, о том, что верхние уровни консолидированной коры играют пассивную роль в становлении вулканических серий.

До последнего времени принято было диагностировать в Курило-Камчатской области верхний слой как «гранитный», нижний как «базальтовый». Результаты же сейсмического зондирования на Камчатке (Балеста и др., 1974) позволяют отождествлять первый с дислоцированными меловыми отложениями, а второй слой, выходящий на дневную поверхность в Ганальском хребте, — с метаморфическими породами. Широкое распространение метаморфических пород, включая гранулиты, среди ксенолитов в вулканических образованиях Курильских островов (Родионова, Федорченко, 1971) является аргументом в поддержку такого сопоставления. Что же касается слоя со скоростями 7,2—7,4 км/сек, то он выражен не повсеместно даже под Восточной Камчаткой, и его мощность ограничена 7—8 км.

Вместе с тем по мере выполнения в течение последних лет программы специального сейсмологического изучения действующих вулканических центров начала вырисовываться определенная зависимость между типом извергаемых продуктов и характером соответствующих локальных глубинных аномалий. В районе Ключевской группы вулканов В. М. Зобиным, П. И. Токаревым, П. П. Фирстовым, В. А. Широковым обнаружена асейсмичная зона в мантии, в пределах которой происходит значительное поглощение энергии поперечных и продольных сейсмических волн, распространяющихся от локализованных в соседних районах очагов землетрясений (Ермаков и др., 1971). Не совсем четко намечено положение этой зоны в пространстве. П. П. Фирстов и В. А. Широков допускают возможность отклонения ее от вертикали и погружения в западном направлении под углом  $75-80^\circ$ . С уточнением пространственного положения зоны связана перспектива более строгой оценки глубины размещения участков ее кровли. Однако независимо от этого с определенностью устанавливаются отчетливые различия в относительной глубине залегания отдельных частей ее поверхности, соответствующих действующим вулканам, которые извергают продукты того или иного типа.

Поверхность участка аномальной зоны, отвечающего вулканам Безымянному и Ключевскому, породы которых принадлежат к базальт-андезитовой серии, находится в интервале глубин  $40-50$  км. Под Авачинской группой вулканов с породами той же серии В. И. Горельчик (1970) на этой глубине отмечено резкое расширение вертикальной асейсмичной зоны, поднимающейся от уровня размещения фокального слоя и совпадающей с выделенной С. А. Федотовым и А. И. Фарберовым внутримантийной зоной экранирования поперечных волн.

Кровля же участка аномальной зоны под полем ареального голоценового вулканизма Толбачинского дола, примыкающего к Ключевской группе вулканов и сложенного лавами базальт-андезито-базальтовой серии, прослеживается непосредственно в основании земной коры на глубине  $30-40$  км. Однако нет данных о распространении ее в пределы коры.

Между тем кальдерным проявлениям базальт-андезит-дацит-липаритовой серии, характеризующейся дифференциацией состава от высокоглиноземистых базальтов, сходных с породами предыдущей серии, до дацитов и липаритов, на Камчатке и в Японии соответствуют гравитационные аномалии, вызываемые объектами, которые размещаются на разной глубине, вплоть до нескольких километров, внутри коры (Зубин и др., 1971). По результатам изучения эффекта экранирования поперечных сейсмических волн под участками проявления базальт-андезит-дацит-липаритовой серии в вулканической цепи Катмаи намечается трехъярусное размещение экранирующих очагов (Kubota, Berg, 1967): у основания земной коры на глубине порядка  $38$  км, размером  $50 \times 20$  км в плане; в пределах нижнего слоя коры в интервале  $15-38$  км и в верхнем слое коры под активными вулканами, размером  $5 \times 2$  км.

Индивидуализация выделенных серий по тектоническому положению и глубинной структуре вулканических центров позволяет ставить вопрос о том, что движения земной поверхности и генерация извергающихся на поверхность магм связаны общей причиной. Такой причиной может быть перемещение вещества земных недр.

**Динамическая модель движений литосферы.** Сейсмологические данные свидетельствуют о наличии в мантии локальных тел с ограниченными поперечными размерами и большой вертикальной протяженностью, материал которых обладает пониженными упругими, вязкостными и диссипативными свойствами. Однако, эти данные не дают однозначного ответа на вопрос о природе таких объектов: представляют ли они кристаллические, частично расплавленные или жидкие тела (Фарбе-



ров, 1974). Поиски единой причины для всего комплекса явлений, включающего не только интенсивный вулканизм и высокий тепловой поток, но также активную тектоническую деятельность, заставляют рассматривать аномальные геофизические тела, по крайней мере на подкорových уровнях, как высокотемпературные кристаллические или частично расплавленные диапиры скорее, чем столбы жидкой магмы.

Механизм глубинного диапризма в свете результатов моделирования и теоретических расчетов обсуждался Е. Орованом, Х. Рамбергом, А. Рингвудом, Дж. Элдером, Дж. Робертсом, Н. Растом, Д. Поллардом, А. Джонсоном, В. В. Белоусовым, И. В. Лучицким, П. М. Бондаренко, С. А. Федотовым и многими другими учеными. В качестве главной движущей силы подъема нагретого диапира выдвигаются такие факторы, как термальный градиент, превышающий адиабатический, состояние гравитационной неустойчивости, избыточное внутреннее давление, возникающее при плавлении вещества и увеличении его объема. Перемещение диапира осуществляется за счет выжимания материала в его кровле, передачи напряжения через выжимаемый материал на соседние блоки, опускание смежных блоков и выдавливание ими материала в подошвенном слое этой динамической системы в сторону диапира (Ogawa, 1967). В основании диапира создаются сжимающие усилия, тогда как в его кровле реализуются растягивающие усилия. Снижение напряжения перед фронтом движущегося тела и возрастание напряжения в его тылу соответствуют подъемной силе.

Поступательное движение диапира под действием постоянной подъемной силы обеспечивается при выполнении ряда условий. Во-первых, нормальное функционирование динамической системы требует достаточной мощности кровли, по крайней мере радиуса полусферы, в пределах которой происходит выжимание материала. Это ограничивает возможность движения к поверхности тела с крупными поперечными размерами. Во-вторых, поддержание заданной скорости перемещения возможно при определенных различиях как вязкости, так и плотности материала диапира и среды. Уменьшение вязкости среды и реализация пластических деформаций в ней вызывают возрастание радиуса кривизны поверхности диапира, расширение внешних границ системы и убывание концентрации напряжений, действующих в вертикальном направлении. При значительном экранирующем эффекте кровли возможно растекание головы диапира в латеральном направлении. Снижение плотности среды резко ограничивает возможность подъема диапира. По этой причине основание земной коры должно служить почти непреодолимым для него барьером. К числу известных исключительных случаев могут быть отнесены только факты становления поясов гипербазитовых тел в обстановке реализации чрезвычайно интенсивных тектонических движений.

В-третьих, необходимо сохранение на некотором уровне градиента температур между поднимающимся телом и средой. Это условие выполнимо при адиабатическом охлаждении диапира. Однако снижение напряжений перед его фронтом создает предпосылки для плавления головы диапира. Концентрация же деформаций именно в жидкой фазе способствует отделению ее от кристаллического остатка, что приводит к более быстрому охлаждению нагретого тела.

Существование внутренних температурных неоднородностей в пределах крупного диапира, усиливающихся при плавлении, предопределяет возможность неравномерного перемещения отдельных его частей. При этом ускорение подъема более нагретых блоков обеспечивается тем, что они как бы опираются на соседние блоки и топят их, задерживая продвижение последних.

Поиски исходного уровня, на котором реализуются внутренние неоднородности строения мантии и начинается движение диапиров, имеют отношение к установлению общих причин геологической активности. Для нас же, в соответствии с поставленной целью, важнее оценить внешний эффект подъема глубинного материала и сопоставить его с известными фактами. Высокая дифференцированность и контрастность движений земной поверхности, узкая локализация вулканических продуктов определенно типа, резкие градиенты величины теплового потока свидетельствуют о существовании значительной латеральной неоднородности состояния самых верхних горизонтов литосферы вдоль простирающихся тектонических зон. Последнее обстоятельство заставляет искать соответствующие формы зависимости поверхностных процессов от положения кровли фиксируемых аномальных геофизических тел, отождествляемых нами с внедрившимися диапирами.

Положение верхней границы подобных аномальных тел должно быть функцией внутреннего потенциала диапира и состояния среды. Тела, прослеживаемые до основания коры, скорее всего соответствуют более высокотемпературным диапирам, быстро внедрившимся сквозь жесткую мантию и экранированным подошвой земной коры. Более же глубинные тела представляют менее нагретые диапиры, которые медленно поднимались через мантию, прогревая кровлю. Разуплотнение при этом материала кровли создает дополнительные затруднения их движению и приводит в конечном итоге к захоронению диапиров в пределах верхней части мантии на глубине 40—50 км. Из экспериментальных данных Р. Хилла и А. Бэтчера (Hill, Boettcher, 1970) следует вывод о резком возрастании растворимости  $\text{CO}_2$  в базальтовом расплаве при давлении выше 15 кбар. Действие подобного эффекта должно было вызывать отделение флюидной фазы, состоящей главным образом из  $\text{CO}_2$  и подчиненного количества  $\text{H}_2\text{O}$ , от поднимающихся магм на стадии интенсивной дегазации земных недр, предопределяя возникновение на глубине 40—50 км зоны распространения существенно углекислотной флюидной системы. Увеличение объема флюидной фазы при нагревании среды приводит к росту давления, которое оказывается дополнительным фактором, сдерживающим продвижение диапира.

Внешний эффект, связанный с подъемом диапира, должен быть принципиально различным в зависимости от скорости его продвижения (Bernier et al., 1972; Pollard, 1973). В случае быстрого внедрения диапира в жесткую среду кровля реагирует на куполообразующее усилие возникновением конических расколов и проседанием блоков, размещенных над диапиром, как это устанавливается при изучении интрузий центрального типа и вулканических кальдер, а также по результатам моделирования подобных процессов. Сегрегация жидкой фракции в голове диапира при замедлении его движения у подошвы коры создает предпосылки для развития вулканической активности. Проявление высокоглиноземистых базальтов в качестве начальных членов базальт-андезит-дацит-липаритовой серии (см. рис. 1) хорошо согласуется с экспериментальными данными Д. Грина и А. Рингвуда о выплавлении базальтовых магм именно такого состава в интервале глубин 25—35 км. Возрастание теплоотдачи диапира с отделением базальтовых магм приводит к интенсивному прогреванию коры и разуплотнению ее материала. Это затрудняет подъем новых порций исходной магмы к поверхности и способствует взаимодействию их с легкоплавким материалом среды, направляя дифференциацию расплава в сторону конечных членов рассматриваемой серии, извержение которых сопряжено с мощными импульсами кальдерообразования. Присутствие в базальтах фенокристаллов анортита, а в дацитах оливин-анортитовых включений является одним из признаков существования родственных связей между всеми членами серии. Высокая интенсивность магматиче-

ских процессов нередко обеспечивает компенсацию формирующихся прогибов вулканическими продуктами.

Медленное внедрение диапира в слой пластичного разуплотненного материала мантии сопровождается увеличением роли горизонтальной составляющей перемещения вещества в кровле и вызывает воздымание ее поверхности подобно тому, как это имеет место при размещении лакколитов и силлов в толще осадков. Отделяющаяся базальтовая магма, поглощая водную составляющую флюидной фазы или даже насыщенную водой легкоплавкую жидкую фракцию из среды и кристаллизуя при этом амфибол, может эволюционировать в сторону высокоглиноземистого андезита (Cawthorn et al., 1973), отвечающего конечным членам базальт-андезитовой серии (см. рис. 1). Присутствие в таких амфиболсодержащих андезитах ультраосновных плутонических включений с гранулярно-метаморфическими структурами служит доказательством формирования всех членов этой серии на подкоровых уровнях.

Таким образом, в соответствии с предложенной динамической моделью неравномерное перемещение отдельных частей крупного диапира, поднимающегося с большой глубины, способно вызывать резко дифференцированные тектонические движения приповерхностных блоков литосферы и порождать узко локализованные вулканические процессы, различающиеся по составу извергаемых продуктов. По мере истощения энергетических ресурсов диапира убывает скорость его движения, более широко прогреваются подкоровые уровни мантии и вместе с тем увеличивается их экранирующая способность. Это должно находить отражение в общем воздымании земной поверхности и возрастании масштабов проявления базальт-андезитовой серии, приходящей на смену базальт-андезит-дацит-липаритовой серии в обстановке инверсии тектонического режима в отдельных структурах. Именно такая тенденция знаменует геологическое развитие Восточно-Камчатской и Курильской зон в течение четвертичного периода (см. рис. 2,5).

**Выводы.** Выделение среди вулканических образований известково-щелочного типа на территории Курило-Камчатской области нескольких самостоятельных вулканических серий, индивидуализированных по набору ассоциированных пород и устойчивой корреляции их вещественного состава, позволяет обнаружить существование тесной связи между характером вулканической деятельности и направленностью тектонических движений. Отличаясь по особенностям структурной позиции и тектонической обстановки проявления, серии составляют эволюционные ряды, которые отражают закономерности развития процессов вулканизма в пространстве и во времени. Установление определенной зависимости между типом извергаемых действующими вулканами продуктов и характером соответствующих им локальных глубинных аномалий открывает перспективу для построения динамической модели поведения литосферы. В качестве главного механизма ее могут выступать процессы глубинного диапиризма, вызывающие тектоническую активность и порождающие вулканическую деятельность.

Эта модель, приложимая и к другим системам островных дуг Тихоокеанского пояса, описывает события, присущие регрессивной стадии тектонического цикла. Специальный анализ вулканических серий в пределах рифтовых зон щелевого типа (Красное море, Афар, Исландия), включающий выявление особенностей их тектонической позиции и глубинной структуры, мог бы стать инструментом познания форм глубинных движений земных недр на прогрессивной стадии развития полного геосинклиналиного тектонического цикла.

## Литература

- Апрелков С. Е.* Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки.— Геотектоника, 1971, № 2.
- Балеста С. Т., Утнасин В. К., Аносов Г. И.* Строение земной коры под вулканами в различных геоструктурных зонах по геофизическим данным.— В сб.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Брайцева О. А., Евтеева И. С., Лупкина Е. Г., Мелекесцев И. В.* Некоторые вопросы стратиграфии осадочных четвертичных отложений Восточной Камчатки и их значение для определения возраста вулканических образований.— В сб.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. Тр. Ин-та вулканол. СО АН СССР. «Наука», 1966, № 23.
- Гаврилов В. К., Соловьева Н. А.* Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Горельчик В. И.* Распределение очагов землетрясений в районе Авачинско-Корякской и Жупановской групп вулканов в 1964—1967 гг.— Бюл. вулканол. ст., 1970, № 4б.
- Ермаков В. А., Фирстов П. П., Широков В. А.* Петрогенезис Ключевской группы вулканов.— В сб.: Вулканизм и глубины Земли, М., «Наука», 1971.
- Ерохов В. Ф., Шилов В. Н.* Вулканические образования Сахалина и Курильских островов.— Сб.: Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. ВСЕГЕИ. «Недра», 1971, т. 174.
- Зубин М. И., Мелекесцев И. В., Таракановский А. А., Эрлих Э. Н.* Четвертичные кальдеры Камчатки. В сб.: Вулканизм и глубины Земли, М., «Наука», 1971.
- Иванов Б. В.* Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., «Наука», 1970.
- Пискунов Б. Н., Гаврилов В. К.* Неогеновые вулканогенно-осадочные формации Курильских островов.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 5.
- Родионова Р. И., Федорченко В. И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района.— Сб.: Вулканизм и глубины Земли, М., «Наука», 1971.
- Розинов М. И.* Классификация базальтоидных вулканических серий.— Сов. геология, 1974, № 7.
- Святловский А. Е.* Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., «Наука», 1967.
- Фарберов А. И.* Магматические очаги, корни вулканов и геофизические поля.— В сб.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Гентнер А. Р.* Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки.— Сб.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. Тр. Ин-та вулканол. СО АН СССР. «Наука», 1966, № 23.
- Berner H., Ramberg H., Stephansson O.* Diapirism in theory and experiment.— Tectonophysics, 1972, v. 15, No. 3.
- Cawthorn R. G., Curran E., B., Arculus R. J.* A petrogenetic model for the origin of the calc-alkaline suite of Grenada, Lesser Antilles.— J. Petrol. 1973, v. 14, No. 2.
- Coats R. R.* Magma type and crustal structure in the Aleutian arc.— Geophys. Monogr. 1962, No. 6.
- Hatherton T.* «Miogeosynclinal» andesites.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1968, v. 4, No. 6.
- Hill R. E., Boettcher A. L.* Water in the Earth's mantle; Melting curves of basalt-water and basalt-water-carbon dioxide. Science, 1970, v. 167, No. 3920.
- Kubota S., Berg E.* Evidence for magma in Katmai volcanic range.— Bull. volcanol. 1967, No. 31.
- Kuno H.* Catalogue of active volcanoes of Japan, Taiwan and Marianas. Roma, 1962.
- Orowan E.* Seismic damping and creep in the mantle.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1967, v. 14, No. 1—4.
- Pollard D. D.* Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions.— Tectonophysics, 1973, v. 19, No. 3.
- Westerveld J.* Quaternary volcanism of Sumatra.— Bull. Geol. Soc. America, 1952, v. 63, No. 6.

ВСЕГЕИ  
Ленинград

Статья поступила  
12 февраля 1975 г.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 550.311(575.1)

И. В. МУШКИН

В ВОПРОСУ О СОСТАВЕ И ГЛАВНЫХ ЭТАПАХ ЭВОЛЮЦИИ  
КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

(по поводу статьи Ф. Х. Зуннунова, М. А. Ахмеджанова,  
О. М. Борисова, Т. Эргешева «Геолого-геофизическая модель  
земной коры Западного Узбекистана (Южный и Срединный  
Тянь-Шань»)»<sup>1</sup>

В статье Ф. Х. Зуннунова и его соавторов на основании комплексной переинтерпретации материалов ГСЗ, гравиметрии, магнитометрии и новых данных по геологии древнейших толщ предложена геолого-геофизическая модель земной коры Западного Узбекистана. Выделены четыре слоя: «базальтовый» (мощность 17—25 км,  $v=6,6-6,9$  км/сек), «диоритовый» (0—20 км,  $v=6,1-6,4$  км/сек), «гранитный» (15—18 км,  $v=5,7-6,1$  км/сек), осадочный (0—7 км).

Авторы отмечают четкий характер раздела Мохоровичича и прерывистый — поверхности Конрада, наличие по профилю Фараб — Тамдыбулак слоя, переходного от мантии к земной коре (мощность до 4—7 км;  $v=7,5-7,7$  км/сек).

Для «базальтового» слоя в целом предполагается эклогито-гранулитовый (метабазитовый) состав, причем подчеркивается наличие как слоистых (предположительно вулканогенных), так и массивных дискордатных (интрузивных?) тел.

«Дiorитовый» слой в оценке Ф. Х. Зуннунова и соавторов характеризуется массивно-слоистым внутренним строением. Принимается, что он сложен «кислыми» гранулитами, сланцами, метабазальтами, амфиболитами, метагаббро и плагиогранитами.

К «гранитному» слою отнесены архейско(?) -нижнепротерозойские отложения и залегающие в них интрузивные массивы в основном позднепалеозойского возраста.

Авторы статьи полагают, что «базальтовый», «диоритовый» и «гранитный» слои отвечают соответственно «океанической», «субокеанической» и «субконтинентальной» стадиям развития земной коры.

Прежде чем перейти к критическому разбору представлений Ф. Х. Зуннунова и соавторов, отметим, что в последние 10—15 лет на территории Южного Тянь-Шаня выявлены многочисленные трубки взрыва раннемезозойских щелочных базальтоидов, упоминавшиеся в статье, а также дайки камптонитов, мончикитов, лимбургитов. Одной из их особенностей является обилие включений глубинных пород, слагающих

<sup>1</sup> Геотектоника, № 1, 1974.

различные уровни коры и верхней мантии. Геолого-петрологическому описанию щелочных базальтоидов и ксенолитов — «вестников больших глубин» — посвящено значительное количество публикаций (Баратов и др., 1970 и многие др.). Наиболее детально охарактеризованы они в Южно-Гиссарской зоне, вместе с тем достаточно полные данные о них имеются и в Северном Нуратау (Мушкин, 1971; Мушкин, Ярославский, 1972) и Букантау. Следует подчеркнуть, что два последних региона располагаются непосредственно на территории Западного Узбекистана; с данными по петрологии глубинных включений авторы обсуждаемой статьи были ознакомлены.

Однако, к сожалению, такой важный материал, как «природные керны», использован при разработке предлагаемой модели земной коры неполно и не всегда квалифицированно. В первую очередь, это касается ксенолитов двупироксеновых и гранат-пироксеновых гнейсов — типичных представителей «базальтового» слоя, отнесенных без должного основания к «диоритовому» слою. Именно эти породы лучше всего должны отвечать эклогит-гранулитовому составу «базальтового» слоя (в соответствии с трактовкой Ф. Х. Зуннуова и его соавторов), так как представляют собой в различной степени эклогитизированные гнейсы (Мушкин, Ярославский, 1972).

Термодинамические условия формирования гнейсов оцениваются следующим образом:  $t=900-850^{\circ}\text{C}$ ,  $P_{\text{общ}}=10-7$  кбар, что соответствует глубинам 23—33 км, а с учетом аномального термического режима в раннем архее (Л. В. Булина, В. М. Сеницын, Б. Я. Хорева) — не менее 10 км. Плотность пород —  $2,83 \div 2,96 \pm 0,09$  г/см<sup>3</sup>, остаточная намагничённость —  $2200 \div 5700 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС (параметрические лаборатории Министерства геологии УзССР)<sup>2</sup>.

Ф. Х. Зуннуов и его соавторы, вероятно, по недоразумению именуют гранат-пироксеновые гнейсы диопсид-спессартиновыми, в действительности же они авгит-гиперстен-пироп-альмандиновые (Мушкин, 1971; Мушкин, Ярославский, 1972).

По особенностям химизма и величине K/Rb отношения, равному 400—450, эти породы могут быть параллелизованы с базальтами срединно-океанических хребтов и Гавайских островов (В. А. Кутолин, С. А. Де Альбукерк, А. Эрланк и др.). Изложенное указывает на формирование «базальтового» (гранулит-базитового) слоя в океанических условиях, на фоне зарождающихся поднятий.

Касаясь вопроса о массивных дискордантных телах, фиксирующихся в составе слоя, укажем, что, скорее всего, они сложены чарнокитами и анортозитами, встреченными в виде ксенолитов в некоторых трубках взрыва Южного Гиссара.

Из статьи Ф. Х. Зуннуова и соавторов не ясно, каков же возраст «базальтового» и «диоритового» слоев, лишь указано, что граница последнего проводится по подошве архейско(?)-протерозойских отложений с абсолютным возрастом 2,1—2,9 млрд. лет. Нам представляется, что гранулитовый комплекс, слагающий нижнюю часть коры («базальтовый» слой), должен быть датирован началом раннего архея, подобно его аналогам из Анабарского щита, Антарктиды, Индии и других мест. Наиболее вероятный возраст «диоритового» слоя — ранний — первая половина среднего архея. Возможно, ему принадлежат самые древние метаморфические образования Юго-Западного Памира, Байсунского и Гармского кристаллических массивов. Предположение авторов статьи о том, что к указанному слою могут относиться силлиманитовые и другие высокоглиноземистые гнейсы, кажется нам вполне правомерным. Вызывает возражение лишь трактовка соответствующего этапа в каче-

<sup>2</sup> Подобная аномально высокая остаточная намагничённость присуща раннеархейским гранулитовым комплексам (Л. В. Булина, Б. Я. Хорева).

стве субокеанического. В связи с широким развитием в этот отрезок времени процессов ультраметаморфизма и гранитизации есть основания считать его по крайней мере субконтинентальным.

По поводу литологического и стратиграфического объемов «гранитного» слоя отметим следующее.

Ф. Х. Зуннунов и соавторы правомерно, на наш взгляд, относят к его низам большую часть докембрийских образований Юго-Западного Гиссара (Байсун) и Каратегина (Гарм). Однако включение в состав консолидированной коры ауминзинской и учкудуктауской свит Кызылкумов, так же как датирование их археем (?) — нижним протерозоем, требует дополнительной аргументации. Наиболее вероятный возраст этих свит рифейский (О. И. Ким, Ш. Ш. Сабдюшев, Б. Я. Хорева).

Результаты изучения метаморфических толщ Гарма, Байсуна, Юго-Западного Памира (Р. Б. Баратов, В. И. и К. Т. Будановы, И. М. Мирходжаев, А. В. Покровский, Б. Я. Хорева, В. А. Хохлов и др.) и глубинных включений в трубках взрыва и дайках позволяют считать, что «гранитный» слой состоит из двух частей: нижней — существенно мигматит-гнейсо-гранитовой и верхней — гнейсово-сланцевой, с подчиненной ролью амфиболитов и мраморов (кальцифиров).

Тектонический режим в период формирования «гранитного» слоя (вторая половина архея — ранний протерозой), по-видимому, был достаточно дифференцированным и характеризовался образованием наложенных вулканических поясов. Однако, в целом эта стадия может быть определена как континентальная.

Требует уточнения допущение о широком развитии в «гранитном» слое позднепалеозойских гранитоидов. Согласно данным В. А. Кутенца, А. В. Покровского, В. А. Хохлова, среди докембрийских толщ Байсуна и Каратегина интрузивные массивы этого возраста практически отсутствуют, а отмечаются древние (допалеозойские, по В. А. Хохлову и В. Е. Головину) мигматит-плутоны.

Мы воздерживаемся от оценки принятого в рецензируемой статье метода комплексной геофизической интерпретации. Однако, укажем, что бесспорность продемонстрированного подхода далеко не очевидна. К тому же выводы авторов базируются на ограниченном материале ГСЗ (по существу — один профиль). Поэтому объективная геологическая оценка природы выделяемых в статье геофизических границ является задачей будущих, более детальных исследований.

Несомненным достоинством модели, предложенной Ф. Х. Зуннуновым и его соавторами, является то, что она учитывает в динамическом аспекте основные этапы эволюции земной коры на основе широкого переосмысливания геологических и геофизических данных. Однако, недооценка петрологического аспекта проблемы и недостаточная аргументация некоторых важных положений снижают значимость проделанной интересной в целом работы.

#### Литература

- Баратов Р. Б., Буданова К. Т., Буданов В. И., Попова Н. А. Полиметаморфические комплексы Таджикистана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 6.
- Баратов Р. Б., Кухтиков М. М., Мушкин И. В., Брейвинская В. М., Кутенец В. А. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе, «Дониш», 1970.
- Мушкин И. В. Новые данные по включениям глубинных пород в щелочно-базальтоидной ассоциации Северного Нуратау (Западный Узбекистан). — Узб. геол. ж., № 4, 1971.
- Мушкин И. В., Ярославский Р. И. Об эклогитизации гнейсов и возможном значении этого процесса (на примере изучения ксенолитов в дайках щелочных габброидов Южного Тянь-Шаня). — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 2.

## ХРОНИКА

УДК 551.243

## РАЗЛОМЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

2—5 февраля 1976 г. в здании Московского университета происходило очередное совещание, организованное Межведомственным тектоническим комитетом. Его тема — «Разломы земной коры» — привлекла более 700 специалистов — работников министерств геологии и нефтяной промышленности СССР, Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР и академий наук союзных республик, Геологического факультета МГУ и других вузов и организаций.

Разные аспекты изучения разломов были рассмотрены в 28 докладах. Актуальность этой тематики очевидна.

Совещание открыл председатель Межведомственного тектонического комитета М. В. Муратов. Во вступительном слове вице-президент АН СССР академик А. В. Сидоренко подчеркнул важность определения основных задач геологической науки и объединения усилий геологов разных специальностей и ведомств для их комплексного решения. Совместная работа сотрудников ОГГГ АН СССР и Министерства геологии СССР по одной из таких проблем — карте разломов СССР — уже сейчас дала интересные результаты, доложенные на Совещании в семи сообщениях.

Главным предметом обсуждения на совещании явились глубинные разломы. Учение о них развивалось советскими учеными на протяжении последних 30 лет. Их классическими признаками, по А. В. Пейве, считаются длительное и унаследованное развитие, большая глубина заложения, отражение в формациях горных пород. Однако, как отметил в своем докладе В. Е. Хаин, генетической классификации глубинных разломов до сих пор не существует. При разработке ее необходимо учитывать глубинность, протяженность, положение в структуре земной коры, кинематику и другие признаки глубинных разломов.

В докладе А. Л. Книппера и С. В. Руженцева была подчеркнута необходимость конкретизации понятия «глубинные разломы». Морфологическая и динамическая характеристики этих структур изменяются во времени. Например, на ранних стадиях геосинклинального развития в их зонах преобладают растяжения (рифтообразование), на поздних — сжатия (шарьяжи). Поэтому при изучении глубинных разломов морфо-структурный анализ должен сочетаться с историко-тектоническим.

В. В. Белоусов указал на преобладание в литосфере вертикальных разломов («глубинных взрезов»). В зонах глубинных разломов при раздроблении пород изменяются их механические свойства; равновесие восстанавливается локальным сжатием, возникновением «зон смятия» и повышенного метаморфизма. То же происходит в геосинклиналиях, главными элементами которых являются глубинные разломы. Они — не причина эндогенных режимов, но, являясь их локализаторами в жесткой земной коре, влияют на пространственное размещение эндогенных режимов по поверхности Земли.

Мнение о примате вертикальных движений по разломам в геосинклиналиях высказал Д. П. Резвой. Согласно докладчику, зоны глубинных разломов состоят из многочисленных разделенных разрывами блоков с автономными режимами развития и быстрыми фаціальными замещениями по латерали (а не механическое — по надвигам — сближение разных фаций). Шарьяжи — вторичное явление гравитационного происхождения. Существование устойчивой планетарной сети глубинных разломов, по В. В. Белоусову и Д. П. Резвому, свидетельствует против мобилистических построений.

Противоположную оценку значения горизонтальных перемещений по разломам дали многие другие докладчики. Акад. А. В. Пейве показал, что корни мобилизма были заложены при изучении общего структурного плана Земли, который невозможно объяснить без признания крупных горизонтальных движений. Установленные в последние годы латеральные перемещения пород океанической коры, а также выяснение роли гипербазитов при шарьяжеобразовании укрепили позиции мобилизма. Только с этих позиций можно правильно оценить процессы созидания и разрушения конти-



ментальной земной коры. Глубинные разломы первого порядка приурочены к границе океан — континент. А. В. Пейве указал также на возможность существования особого типа субгоризонтальных разломов в основании дрейфующих плит, предложив для них термин «глубинные срывы». Вероятно, они образуются в периоды фаз тектонической активности по временным волноводам. На существование таких срывов в земной коре по границе с мантией указывают сложные глубинные дислокации ультрабазитов и ксеногенные включения мантийного вещества в базальтах и кимберлитах.

О горизонтальных движениях по разломам на территории СССР рассказал А. И. Суворов. Докладчик показал широкое распространение таких перемещений с амплитудами в десятки — первые сотни километров. Он подчеркнул равновеликость, синхронность и одинаковую глубинность перемещений по сдвигам, надвигам на поднятиях и раздвигам в соседних депрессиях, что указывает на их взаимосвязь. Возникновение сопряженных поднятий и депрессий («региональных тектонопар») с соответствующими комплексами структур сжатия и растяжения, вероятно, обусловлено оттоком вещества земной коры из-под депрессий и нагнетанием его в поднятия.

Доклад о работе над картой разломов СССР от многочисленного коллектива авторов сделал Н. А. Беляевский. Были рассмотрены принципы составления карты, охарактеризовано распространение различных типов разломов в крупных структурных подразделениях земной коры (на древних платформах, в шельфовых зонах, в альпийском поясе и т. д.) в разные эпохи их геологической истории.

Совещание заслушало несколько региональных докладов. На территории Дальнего Востока выделены шесть разновозрастных систем разломов. Они связаны с формированием сейсмофокальных зон, латеральными перемещениями континентальных массивов и океанической плиты (акад. Ю. А. Косыгин, Л. М. Парфенов и др.). Разломы северной Полярной области Земли подразделены на автономно развивающиеся крупнейшие суперструктуры (Охотско-Чукотский пояс, рифт хр. Гаккеля) и внутренние разломы отдельных крупных структурных зон. Последние разделены по положению, морфологии и истории развития на несколько подгрупп, особенности которых зависят от принадлежности к блокам с океанической, переходного типа и материковой корой (Б. Х. Егизаров, Я. И. Полькин и др.).

Характеристике трех разломов на востоке Балтийского щита был посвящен доклад К. А. Шуркина.

Разломы докембрия континентов рассмотрели А. К. Башарин, Н. А. Берзин и Ч. Б. Борукаев. Изучались преимущественно раздвиги и сбросы, связанные с растяжением. Их глубинность определялась по составу сопутствующего магматизма. Было показано изменение роли и типов докембрийских разломов во времени и пространстве в связи с изменением мощности и пластичности земной коры.

В семи докладах характеризовались отдельные типы разломов. Глубинные разломы, разделяющие тектоносферу на блоки с автономным развитием, Н. А. Беляевский и А. Е. Михайлов предложили называть «границными разломами». Среди них выделены внутриконтинентальный, периконтинентальный и глобальный рифтогенный типы.

В докладе А. А. Николаевского и др. было разобрано строение зоны Заварицкого — Беньофа на северо-западе Тихого океана. Составление карты гипоцентров землетрясений до глубин 650 км показало, что в пространственном и энергетическом отношении эта сейсмофокальная зона едина; она падает под углами 25—50° под материк и обычно рассматривается как глубинный надвиг континента на океан. Зона Заварицкого — Беньофа рассечена поперечными сдвигами на 20 автономных подзон, что определяет зонально-блоковое строение литосферы переходной области.

Соображения о роли глубинных разломов в формировании платформенных прогибов доложил совещанию М. В. Муратов. На Восточно-Европейской платформе вся система впадин и синеклиз с рифея наследовала зоны разломов. По-видимому, синеклизы типа Московской образовались в связи с уплотнением вещества земной коры или мантии. С возражениями против этой концепции выступил П. Н. Кропоткин, по мнению которого при образовании синеклиз важное значение имеют рифтовые структуры растяжения в их фундаменте. Отсутствие крупных изостатических аномалий на территории синеклиз также свидетельствует против предположения об уплотнении.

Разломы играют большую роль при формировании трапповых полей на материках и в океанах (Г. Ф. Макаренко). В обоих случаях этот процесс финального базальтового магматизма происходит в сходной ситуации — на постлеорогенной стадии развития. (Это мнение разделяется далеко не всеми геологами).

Динамику образования шарьяжей на примерах из Динарид рассмотрел И. И. Белостоцкий. Образование «корневых зон» аллохтонных комплексов связано с глубинным поддвигом под геосинклиналь. Начало шарьяжеобразования во внутренних зонах покровного сооружения совпадает с началом флишевой седиментации, а максимальные надвиговые перемещения соответствуют раннеорогенному этапу развития. Они приурочены к границе внешних и внутренних зон. Была дана морфолого-кинематическая характеристика шарьяжей (простые пластины, покровы лежащих складок, чешуи и пр.). Рассмотрено структурное положение генетически связанных с шарьяжами образований — меланжа и олигостромы.

Н. П. Лаверов, В. А. Невский и А. Е. Толкунов в докладе «Кольцевые и дуговые разломы» рассмотрели структурное положение и эволюцию этих интересных форм в истории Земли, предложили разделение их на группы по генезису, морфологии,

продолжительности существования. Охарактеризованы магматизм и металлогеническая специализация выделенных групп.

Разломы — основной структурный элемент рифтов и рифтогенных зон (Е. Е. Милановский). Были рассмотрены характерные типы разломов в рифтах (раздвиги, сдвиги и пр.), подчеркнута важная роль сбросов в континентальных рифтовых зонах, трансформных разломов — в океанических. Типична мелкоблоковая внутренняя структура рифтов. Разобраны соотношения вертикальных и горизонтальных движений при рифтообразовании, унаследованность положения рифтогенных систем в региональном тектоническом плане и т. д. Высказаны предположения о путях эволюции рифтов в истории Земли.

Совещание обсудило вопросы связи с разломами полезных ископаемых. В докладе «Рудоносные зоны разломов...» Д. В. Рундквист, В. А. Унксов и Д. М. Мильштейн выделили семь типов таких зон. Классификационными признаками послужили их морфо-кинематические характеристики, структурное положение и особенности металлогении (примеры: разломы континентальных и межконтинентальных рифтов — Cr, Fe, Ti, Ni, Cu, Zn, Pb и т. д.; системы разломов островных дуг — сидерофильные и халькофильные элементы).

Проблема разломов и нефтегазоносности платформ рассмотрена в докладе Л. Н. Розанова. Разломы нередко определяют размещение структурных ловушек нефти и газа, на участки сопутствующей разломам трещиноватости происходит переток битумов, подсос флюидов. Однако размещение нефти и газа на платформах не обнаруживает четкой связи ни с возрастом разломов, ни со степенью их глубинности. Единственная общая закономерность — связь нефтяных и газовых месторождений с разломами, активными в новейший тектонический этап.

Большой раздел работы совещания составили доклады, посвященные дистанционным и геофизическим методом обнаружения и классификации разломов.

В обзоре докладе В. В. Федынский к главным геофизическим признакам крупных разломов отнес: различия физических свойств разделяемых ими блоков земной коры; смещение по разломам ранее непрерывных границ раздела, например сейсмических; изменение физических свойств пород в зоне («слое») самого разлома — анизотропия в распространении сейсмических волн и т. д. Предложено разделять разломы на транскустальные (глубина заложения — до 700 км), глубинные (коровые) и разломы осадочного чехла. Он кратко охарактеризовал эти подразделения, указав на связь между степенью глубинности и другими параметрами разломов.

Сообщение П. Н. Кропоткина касалось характеристики напряженного состояния земной коры, методов выявления и измерения величины этих напряжений. В зонах наклонных глубинных разломов, например в зоне Беньофа, они достигают  $2000 \text{ кг/см}^2$ . На современном этапе в земной коре преобладают горизонтальные сжимающие усилия, а растяжение локализовано лишь в узких зонах, главным образом рифтовых. Преобладание глобального сжатия хорошо увязывается с фактом сокращения радиуса Земли.

Е. В. Артюшков в докладе о проблеме генерации разломов высказал предположение о зарождении их на участках повышенных тектонических напряжений и рассмотрел несколько примеров таких локальных зон напряжений (на контакте островных дуг и глубоководных впадин и т. д.). Этому предположению противоречит масштабность явления, нередко глобальный характер глубинных разломов (выступление В. Е. Ханина). С. А. Ушаков и Ю. П. Галушкин обсудили влияние реологических характеристик океанических плит на образование разломов. Была рассмотрена роль трансформных и других разломов в глобальной кинематической картине перемещения литосферных плит.

Результаты исследования сейсмически активных южных областей СССР доложил Ю. К. Шукин. Рассмотрены методика установления сейсмогенных структур (по числу сейсмических разрывов на единицу площади), их внутреннее строение и классификация. С сейсмогенными структурами совпадают очаги сильных землетрясений. Часто эти структуры трассируют зоны глубинных разломов. Практическая ценность исследования: установление сейсмоопасных участков и металлогеническое прогнозирование.

Анализу разломов на космических снимках посвятили доклад В. Г. Трифонов, В. А. Буш и др. Были перечислены дешифрируемые признаки разломов, показана важность изучения снимков для пространственной корреляции этих структур, определения их протяженности, глубинности, кинематического типа (сдвиги, шарьяги и пр.), положения в тектоническом плане отдельных регионов. При повышении генерализации снимков на них отражаются все более глубинные структуры. Доклад сопровождался многочисленными интересными иллюстрациями.

С кратким сообщением о достоинствах гелиевого метода обнаружения скрытых разломов по концентрациям гелия в подземных водах выступил Ю. П. Монашевич.

Большие возможности моделирования тектонических структур и процессов, а также недостаточное внимание к экспериментальным исследованиям в геологии подчеркнул в своем докладе И. В. Лучицкий. Докладчик охарактеризовал методы моделирования с эквивалентными материалами при высоких  $P$  и  $T$ , оптическое моделирование для изучения полей напряжений в приразломной ситуации, опыты с глинами и рыхлыми осадками (возникновение надвигов, сколов и т. д. в многослойной толще при продольном сжатии).

В общей дискуссии выступило около 30 участников совещания. Были сделаны краткие сообщения о разломах отдельных регионов — Забайкалья, Казахстана, Западной Сибири, востока Тихого океана. Внесены предложения по классификации разломов (В. Н. Павлинов, Ю. Я. Воилов, С. А. Салун и др.). В выступлениях С. С. Шульца, Е. А. Радкевич, В. Б. Неймана отмечено существование планетарной сети трещиноватости, определяющей направление многих тектонических швов. Наряду с общей положительной оценкой результатов совещания выступавшие отметили пробелы в его тематике: в докладах почти не было конкретных описаний внутреннего строения разломов как геологических тел (В. С. Милеев и др.), остались неохарактеризованными проявления эндогенных процессов в зонах глубинных разломов, не разобраны вопросы сложной и запутанной терминологии дизъюнктивов (Н. А. Божко, Н. И. Николаевский, Л. А. Пряхина и др.).

Рассмотренные на совещании материалы дают достаточно полное представление о современном состоянии проблемы разломов. В принятом проекте решения отмечено, что следующее совещание в 1977 г. будет посвящено теме «Тектоника СССР».

*Е. С. Постельников*

---

*Редакционная коллегия:*

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,  
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),  
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЯВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ  
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

*Адрес редакции:*

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

Технический редактор *Т. М. Кроткова*

---

Сдано в набор 7/VII-1976 г. Т-15237 Подписано к печати 23/VIII-1976 г. Тираж 1995 экз.  
Зак. 4212 Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4 Уч.-изд. листов 12,5

---

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

В 312

БАВИЛОВА 31 К 1 КВ 92

ПУЦАРОВСКОМУ Б М

70228

1-12

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»