

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1970

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

МОСКВА

№ 1, 1970 г.

СОДЕРЖАНИЕ

А. А. Богданов. О создании международных геологических карт Южной Америки	3
Г. И. Каляев. Проблема связи гранитоидного магматизма и складчатости фундамента	16
А. М. Сычева-Михайлова. Моделирование процесса формирования диапировых куполов и астенолитов с помощью центрифуги	30
В. С. Лазарев, А. В. Лобачев. К истории формирования локальных поднятий платформенных областей	41
А. В. Чекунов. Эволюция земной коры в процессе развития герцинских геосинклинальных прогибов юга Европейской части СССР	46
Г. Н. Доленко, С. А. Варичев, Н. И. Галабуда. О палеозойском этапе формирования Днепровско-Донецкой впадины	53
Н. А. Берзин, Ч. Б. Борукаев. Некоторые особенности тектоники верхнедокембрийских отложений Западного Прибайкалья	61
В. Б. Караулов. Палеозойские структуры Западного Приохотья (Удско-Шантарский и Тугурский районы)	69
М. Г. Леонов. Характер разрывных нарушений в зонах надвигов	82
В. В. Кулаков. Основные черты тектоники Западного Афганистана и прилегающих территорий	90
А. А. Никонов. Дифференцированный анализ четвертичной тектоники Афгано-Таджикской депрессии	101
М. И. Стрельцов. Об эшелонном расположении структур в южной части Курильской островной гряды	108

Краткие сообщения

А. П. Милашин, В. А. Сиплатов, А. Ю. Юнов, А. П. Волков, А. Я. Табояков. Сейсмические данные о строении осадочной толщи в южной части Татарского пролива	117
--	-----

Критика и дискуссии

А. Л. Ставцев, А. А. Ельянов. К вопросу о выделении зоны байкальской складчатости на юго-востоке Сибирской платформы и в южном Верхоянье	121
--	-----

Хроника

Сессия рабочей группы редакционного комитета Тектонической карты Европы (Париж 19—27 января 1969 г.)	125
--	-----

СОДЕРЖАНИЕ

А. А. Богданов. О создании международных геологических карт Южной Америки	3
Г. И. Каляев. Проблема связи гранитоидного магматизма и складчатости фундамента	16
А. М. Сычева-Михайлова. Моделирование процесса формирования диапировых куполов и астенолитов с помощью центрифуги	30
В. С. Лазарев, А. В. Лобачев. К истории формирования локальных поднятий платформенных областей	41
А. В. Чекунов. Эволюция земной коры в процессе развития герцинских геосинклинальных прогибов юга Европейской части СССР	46
Г. Н. Доленко, С. А. Варичев, Н. И. Галабуда. О палеозойском этапе формирования Днепровско-Донецкой впадины	53
Н. А. Берзин, Ч. Б. Борукаев. Некоторые особенности тектоники верхнекембрийских отложений Западного Прибайкалья	61
В. Б. Караулов. Палеозойские структуры Западного Приохотья (Удско-Шантарский и Тугурский районы)	69
М. Г. Леонов. Характер разрывных нарушений в зонах надвигов	82
В. В. Кулаков. Основные черты тектоники Западного Афганистана и прилегающих территорий	90
А. А. Никонов. Дифференцированный анализ четвертичной тектоники Афгано-Таджикской депрессии	101
М. И. Стрельцов. Об эшелонном расположении структур в южной части Курильской островной гряды	108

Краткие сообщения

А. П. Милашин, В. А. Сиплатов, А. Ю. Юнов, А. П. Волков, А. Я. Табояков. Сейсмические данные о строении осадочной толщи в южной части Татарского пролива	117
--	-----

Критика и дискуссии

А. Л. Ставцев, А. А. Ельянов. К вопросу о выделении зоны байкальской складчатости на юго-востоке Сибирской платформы и в южном Верхоянье	121
--	-----

Хроника

Сессия рабочей группы редакционного комитета Тектонической карты Европы (Париж 19—27 января 1969 г.)	125
--	-----

GEOTECTONICS

JANUARY — FEBRUARY

MOSCOW

№ 1, 1970 r-

CONTENTS

A. A. Bogdanov. On the creation of the international geological maps of South America	3
G. I. Kaliayev. The problem of the connection between granitic magmatism and folding of a basement	16
A. M. Sycheva-Mikhaylova. Modelling of the formation process of diapiric domes and asthenoliths with the help of a centrifuge	30
V. S. Lazarev, A. V. Lobachov. On the formation history of local uplifts in platform regions	41
A. V. Chekunov. Evolution of the Earth's crust in the development of the Hercynian geosynclinal troughs in the south of the European part of the USSR	46
G. N. Dolenko, S. A. Varichev, N. I. Galabuda. On the Paleozoic stage of formation of the Dnieper-Donets basin	53
N. A. Berzin, C. B. Borukayev. Some structural characteristics of the Upper Cambrian deposits in Western Pribaikalye	61
V. B. Karaulov. Paleozoic structures of Western Priokhotye (Uda-Shantar and Tugur districts)	69
M. G. Leonov. The character of faults in overthrust zones	82
V. V. Kulakov. The main structural features of Western Afghanistan and adjacent territories	90
A. A. Nikonov. A differentiated analysis of the Quaternary tectonics of the Afghan-Tajik depression	101
M. I. Streltsov. On the echelon distribution of structures in the southern part of the Kuril island ridge	108

Short communications

A. P. Milashin, V. A. Siplatov, A. Yu. Yunov, A. P. Volkov, A. Ya. Taboyakov. The seismic data on the structure of sedimentary strata in the southern part of the Tatar Strait	117
---	-----

Discussion

A. L. Stavtsev, A. A. Yelyanov. On the problem of distinguishing of a zone of Baikal folding in the southeastern part of the Siberian platform and in Southern Verkhoyanye	121
---	-----

Chronicle

A session of the Working Group of the Editorial Committee of the Tectonic Map of Europe (Paris, January 19—27, 1969)	125
---	-----

УДК 551.24+528.94(8)

А. А. БОГДАНОВ

**О СОЗДАНИИ МЕЖДУНАРОДНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ
ЮЖНОЙ АМЕРИКИ**

Рассмотрены результаты работы сессии Подкомиссии Геологической карты, Мира, посвященной созданию международных геологических карт Южной Америки. Приводятся краткая характеристика тектоники отдельных районов этого материка и данные о корреляции отдельных складчатых комплексов. Публикуются основные решения сессии и программа дальнейших работ.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ. УЧАСТНИКИ СЕССИИ

С 5 по 10 мая 1969 г. в г. Лима (Перу) состоялась сессия Подкомиссии Геологической карты мира по Южной Америке, посвященная созданию международных геологических карт этого материка¹. На протяжении последних лет это было третье совещание, посвященное специально Южной Америке, Первое совещание было создано в ноябре 1963 г. в Рио-де Жанейро². На нем были обсуждены вопросы создания международных карт южноамериканского материка масштаба 1:5 000 000 (геологической, тектонической, металлогенической). Макет геологической карты, составленной к этому времени под редакцией А. Ламеги (Бразилия), был рассмотрен и одобрен участниками совещания. Геологическая карта (ее красочная проба) в 1964 г. с успехом демонстрировалась на XXII сессии Международного геологического конгресса в Нью-Дели, а в 1967 г. была напечатана достаточно большим тиражом³.

Второе совещание было создано осенью 1967 г. в Монтевидео (Уругвай). Оно было посвящено созданию тектонической и металлогенической карт Южной Америки. В этом совещании приняли участие представители геологических учреждений большей части стран Южной Америки. На нем были подробно обсуждены и решены многие организационные вопросы будущей работы, сформированы рабочие и координационные группы, избраны координаторы и, что самое главное, — подробно обсуждены и приняты основные принципы содержания легенд будущих карт. При этом, в частности, были с необходимой полнотой обсуждены опыты создания тектонических карт Африки, Северной Америки, а также Ев-

¹ Напомню, что ранее, в 1950 г. Американским геологическим обществом была составлена и издана в масштабе 1:5 000 000 геологическая карта Южной Америки (Geological Map of South America. The Geological Society of America, New-York, 1950).

² Comissão da carta geologica do Mundo. Reunião da Carta Geologica da América do Sul, Depart. Nac. da Prod. Mineral. Publ. especial No. 2, Rio de Janeiro, 1963. Опубликованный отчет об этой сессии включает также первую полную корреляционную стратиграфическую таблицу, которая была положена в основу легенды составленной геологической карты материка.

³ Carte Géologique de l'Amérique du Sud, echelle 1:5 000 000 Coord. A. Lamège; Div. Géol. miner. Rio de Janeiro, 1964.

ропы и СССР. Совещание в Монтевидео обсудило конкретную программу будущих работ и наметило сроки их выполнения¹.

Во время последней, XXIII сессии Международного геологического конгресса в августе 1968 г. в Праге на заседаниях Комиссии Геологической карты мира² были обсуждены некоторые предварительные итоги выполненных к этому времени работ по Южной Америке и принято решение подробно рассмотреть их главные результаты весной 1969 г., на специально созываемой с этой целью сессии представителей всех геологических учреждений заинтересованных стран в г. Лима (Перу). Этому и была посвящена сессия, результаты которой ниже кратко характеризуются.

Программа третьей сессии по Южной Америке предусматривала: а) рассмотрение итогов работ национальных комиссий по созданию тектонических и металлогенических карт отдельных стран и результатов их предварительного обобщения региональными координаторами; б) обсуждение проекта работ по созданию гидрогеологической карты Южной Америки; в) обсуждение ряда новых проектов и, в частности, программы проведения геологических международных совещаний по Южной Америке на ближайшие годы.

После окончания заседаний в Лиме геологическая служба Перу организовала геологическую экскурсию для участников сессии по перуанским Андам. Во время этой экскурсии были посещены главнейшие структурно-фациальные зоны Анд.

Сессия Подкомиссии по Южной Америке была достаточно представительной. В ней приняли участие члены бюро Комиссии международной геологической карты мира: президент Комиссии Ж. Марсэ, вице-президент А. Ламего (Бразилия), генеральный секретарь Подкомиссии тектонической карты А. А. Богданов (СССР), директор Геологической службы Боливи Г. Перейра, сотрудник той же службы М. Монтано, главный координатор Тектонической карты Южной Америки Ф. Ф. М. де Алмейда (Бразилия), координатор Бразильской национальной тектонической комиссии Е. Феррейра, геологи — Г. Чиакинто де Араухо и И. Ф. Махачо (оба — сотрудники Геологической службы Бразилии), координатор Металлогенической карты Бразилии Е. Сужинский, руководители Института геологических исследований Чили в Сантьяго — Х. Корвалан и К. Фуллер, директор Геологической службы Гайаны С. Сингх, директор Управления минеральных ресурсов Парагвая В. Р. Диан де Вивар, а также начальник Геологического департамента этого же управления Г. В. Мориниго, шеф отдела исследований Министерства рудников и нефти Венесуэлы Ц. Беллиция (координатор по тектонической карте северной части южноамериканского материка), директор Геологической службы Перу А. Моранто, сотрудники той же геологической службы Е. Беллидо и Х. Передес (являющиеся авторами тектонической карты), а также А. А. Моралес (ответственный за Гидрогеологическую карту Перу).

В качестве наблюдателей на сессии присутствовали М. Гоёрсман (ЮНЕСКО), группа французских геологов, занимающихся изучением геологии Анд: Ж. Бютерлен, Ф. Мегар, Ж. Лаубахер, П. Бюрнол, Б. Мабир, М. Маракос, Ц. Мартинец. Кроме того, в заседаниях принимали участие М. Уайт (США, Международный Геологический Союз) и Дж. Вилсон (Британская геологическая миссия)³.

Преобладающее большинство перечисленных лиц давно связано с деятельностью Комиссии Геологической карты мира. Их имена встречаются среди участников всех сессий комиссии и Международного геологического Конгресса на протяжении 10—12 лет и они составляют часть того большого коллектива ученых различных стран, который активно трудится над созданием международных геологических карт континентов и всего мира.

¹ А. А. Богданов. Совещание Подкомиссии по тектонической карте в Монтевидео (19—23.X.1967 г.) по поводу создания международной тектонической карты Южной Америки. Геотектоника, № 5, 1968.

² А. А. Богданов, Г. И. Горбунов, В. П. Колчанов. О деятельности Комиссии Международной геологической карты мира на XXIII сессии Международного Геологического Конгресса (Прага). Сов. геология, № 1, 1969.

³ По различным причинам, к сожалению, не участвовали в сессии в Лиме представители геологических служб Аргентины, Уругвая, Французской Гвианы и Суринама, а также Эквадора и Колумбии. Особенно ошутимым было отсутствие представителя Аргентины, который во-первых, является, куратором всех южных стран материка и, во-вторых, возглавляет наиболее мощную геологическую службу южноамериканских стран. Отсутствие представителей обеих Гвиан, Эквадора и Колумбии было менее ошутимо, так как Ц. Беллиция представительно синтезировала новые данные по геологии всего севера материка, полученные ею в последнее время от соответствующих геологических служб.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ЮЖНОЙ АМЕРИКИ (СОДЕРЖАНИЕ ДИСКУССИИ И ПРИНЯТЫЕ РЕШЕНИЯ)

5 мая состоялось открытие сессии¹, была принята программа работы, произнесены вступительные речи и розданы участникам необходимые подготовительные материалы.

Созданию Тектонической карты Южной Америки, а также рассмотрению особенностей строения отдельных стран и тектонических областей были посвящены четыре дня сессии.

Особенное внимание было уделено уточнению принципов составления тектонических карт. Итоги дискуссии, во время которых были учтены результаты обсуждения тех же вопросов, что и при создании тектонических карт других материков (в особенности Европы, Африки и Сев. Америки) свелись к следующим главным положениям.

Основными структурными элементами земной коры в пределах материков являются геосинклинальные области (складчатые пояса) и платформы.

Расчленение складчатых поясов производится по времени их геосинклинальной стадии развития и заключительной складчатости, устанавливаемых с учетом геологических, а также и радиологических данных.

Складчатые пояса по своему положению и режимам развития (главным образом, магматического) разделяются на миогеосинклинальные (внешние) и эвгеосинклинальные (внутренние) зоны. Кроме того, особенности структуры каждого из них раскрываются путем изображения в их пределах в различной степени переработанных древних ядер и структурных этажей данного складчатого комплекса.

Необходимость выделения структурных этажей на карте не вызвала дискуссии, так как этот прием прочно вошел в практику южноамериканских геологов и, по-видимому, полностью себя оправдал.

Широкая дискуссия была развернута по поводу проблемы геосинклиналей и выделения среди них крайних типов, характеризующихся мио- и эвгеосинклинальным развитием (в понимании Г. Штилле и М. Кея). А. А. Богданов и Ж. Марсе² подробно рассказали участникам сессии о ходе и результатах обсуждения этой проблемы в кругах составителей Тектонической карты Европы, среди которых даже, как известно, возникло стремление к отказу от использования подобного расчленения². При этом нами были достаточно подробно изложены мотивы отказа от выделения эв- и миогеосинклиналей, особенно в Альпийском поясе Европы (с сохранением изображения офиолитовых поясов), и доводы Г. фон Гертнера, Ж. Гогеля, М. Лемуана, Ю. А. Шуберта и др. ученых. Однако, по единодушному мнению южноамериканских геологов (Ц. Беллиция, Е. Сужинский, Х. Корвалан и др.), приложение системы классификации Г. Штилле и М. Кея уже дало и дает чрезвычайно важные результаты при анализе структуры, тектонической истории и особенно — металлогении складчатых поясов Южной Америки. Поэтому отказ от нее или замена ее какой-либо иной классификационной схемой не могут быть одобрены. Участники сессии в Лиме совершенно единодушно отвергли предложение своих европейских коллег и решили сохранить применение на Тектонической карте Южной Америки расчленение складчатых поясов на эв- и миогеосинклинальные зоны³.

¹ Заседания велись на испанском языке, с переводом главных положений докладов и выступлений на французский. Реже использовался английский язык. Переводчиком выступал французский геолог Ф. Мегар. Председательствовал на заседаниях президент Комиссии Геологической карта Мира Ж. Марсе. Происходили заседания в одном из помещений отеля «Ривьера» в г. Лима.

² См. Решения сессии редакционного комитета Тектонической карты Европы (январь 1969 г., Париж) (Геотектоника, № 1, 1970).

³ Должен признаться, что это решение полностью соответствовало и моим представлениям. Поиски новых схем расчленения Альпийского складчатого пояса Малой Азии (особенно территории Анатолии, Кавказа и Ирана) несомненно вполне оправ-

Во всех своих остальных исходных положениях принятая легенда Тектонической карты Южной Америки развивает принципы, положенные в основу легенд карт Северной Америки и особенно Европы (изображение проявлений магматизма, разрывных и складчатых тектонических структур, особенностей структуры платформенных чехлов).

Особенностями строения отдельных стран и складчатых областей Южной Америки были посвящены доклады региональных координаторов и руководителей национальных тектонических комиссий.

Д-р. Ц. Беллиция продемонстрировала серию карт различных масштабов, составленных как для территории Венесуэлы так и для всего севера Южной Америки¹. В своем докладе она касалась строения андийских цепей Эквадора, Колумбии и Венесуэлы (в том числе и южных дуг Карибского бассейна), а также входящих в пределы юго-востока Венесуэлы северных окраин Гвианского щита (бассейн Ориноко)².

Д-р. С. Сингх (Гайана) привел ряд соображений о возможном расчленении и корреляциях древних свит Гвианского массива, во многом основываясь на результатах съемок последних лет, а также данных Дж. Холтропа, опубликованных в 1968 г.³

Д-р. Е. Феррейра продемонстрировал макет Тектонической карты Бразилии в масштабе 1 : 2 500 000 и 1 : 5 000 000. Он достаточно подробно охарактеризовал строение древних свит, входящих в состав фундамента Бразильской платформы, начиная от древнейших серий, охватывающих гуринской складчатостью, до наиболее молодых, связанных с минасской (дальсландской) и бразильской (байкальской) складчатостями⁴. Так же подробно им были охарактеризованы строения различных элементов платформенного чехла, выполняющих ряд синеклиз и прогибов (Амазонки, Паранá и др.).

Докембрийские складчатые комплексы. На основании анализа представленных материалов участники сессии приняли следующую схему тектонического расчленения докембрийских складчатых комплексов:

даны, так как специфика строения этих областей получает искаженную характеристику при их формальном расчленении на эв- и миогеосинклинальные зоны, как показал опыт 1-го издания Тектонической карты Европы (издательства «Наука» — «Недра», 1963). Однако отказ от принципиальной схемы разделения геосинклинальных областей на зоны, различные по характеру их магматизма, чрезвычайно обедняет возможности тектонического анализа многих других областей. В частности, подобный отказ по существу отбрасывает нас на десятилетия назад в понимании в изображении) структуры палеозойд Урала, Казахстана, Скандинавии и других мест. На это также справедливо обращали мое внимание М. В. Муратов, В. Е. Ханн, И. Д. Соболев, Ф. Х. Вольф (Трондгейм) и др.

Одновременно следует отметить, что для некоторых складчатых систем (например, западные зоны Анд) в ряде случаев допускается расширенное толкование смысла понятия эвгеосинклинали; например, многие американские геологи без должного основания относят к структурным зонам этого типа палеогеновый андезитовый пояс Анд, который, скорее, представляет собой весьма своеобразное проявление субсеквентного магматизма.

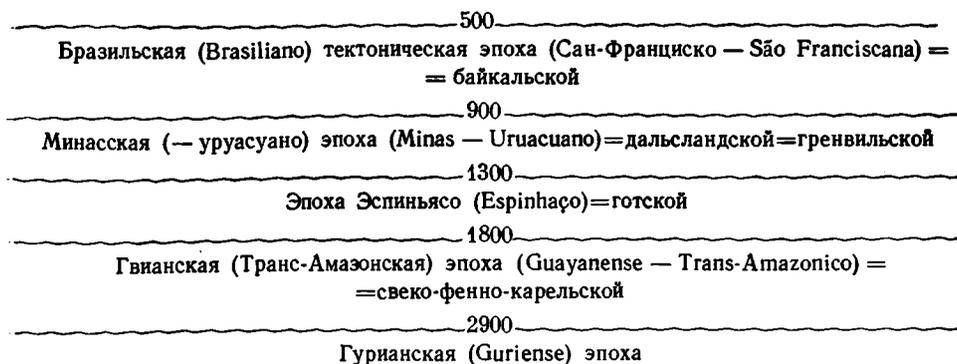
¹ В этой серии особо выделялись очень изящно выполненные красочные пробы геологической, тектонической и металлогенической карт, подготовленные ею для национального атласа Венесуэлы (Atlas de Venezuela. Coord. Dr. Romero. 1968—1969, Cartografia Nacional. Ministre de Obras Publis, Caracas).

² Ц. Беллиция в расширенном виде повторила доклад, сделанный ею на заседании Подкомиссии Тектонической карты мира во время XXIII сессии Международного Геологического Конгресса в Праге в августе 1968 г.

³ J. F. Holthrop. The stratigr. and Age of the Precambrian Rocks of Surinam; Geol. Soc. Amer. Bull., с. 79, pp. 501—508, 1968.

⁴ Е. Феррейра широко использовал материалы, сообщенные им ранее во время XXIII сессии Международного геологического конгресса в Праге, а также сведения в последней работе Е. Сужинского (E. F. Susuzynski. Certains Problems Géologiques et Tectoniques dans la Portion Atlantique du Bouclier Brésilien. An. Acad. Brasil. Cienc. 40, 1968). Особенно интересен последний обзор Е. Сужинского, посвященный главным образом верхнему докембрию восточной части Бразильского щита.

**Схема расчленения докембрийских складчатых комплексов Южной Америки
по главным эпохам их формирования**



По-видимому, наиболее древним, не выделенным в схеме, является комплекс гнейсов Иматака Гвианского щита, возраст метаморфизма которого определяется в 3200 млн. лет (пироксеновые гранито-гнейсы).

Гвианский комплекс, охватывающий интервал 1100 млн. лет (от 2900 до 1800 млн. лет) построен чрезвычайно сложно и явно весьма неоднороден. В нем, видимо, могут быть выделены древние гнейсы (complex Antiqua) с возрастом метаморфизма 2600 млн. лет (аналоги наших беломорид?). Возможно, этому же интервалу в пределах Венесуэлы соответствует комплекс эвгеосинклинальных образований Сурко—Рио—Тинто (2700—2500 млн. лет). Более молодые магматические и метаморфические серии Гвианского комплекса, связывающиеся с собственно Транс-Амазонской (Карибской) складчатостью, видимо, соответствуют интервалу 2200—1800 млн. лет.

В соответствии с этими поправками следует принимать схемы расчленения древних комплексов докембрия Южной Америки, которые предлагали ранее Е. Феррейра, Б. Шуберт и др., а также Ф. Алмейда и А. Ламего в предварительном варианте легенды тектонической карты.

Складчатости эспиньясо, минасская и бразильская в различных частях платформ выражены как теосинклинальными комплексами, так и различными формами реактивизации древних образований. На севере Гвианского щита, в частности, распространен комплекс кислых (субсеквентных?) вулканитов «Ориноко», а также гранитов типа рапакиви, для которых получен ряд относительно молодых возрастных цифр (1120, 1300, 1440 млн. лет).

Наиболее молодые докембрийские складчатости широко проявились в пределах центральной и восточных частей платформы, где в настоящее время уверенно картируются обширные складчатые полосы Бразилид (сложенные образованиями как мио-, так и эвгеосинклинального типа), и окруженные ими древние массивы, в той или иной степени захваченные процессами позднепротерозойской гранитизации и метаморфизма. Эти обширные складчатые цепи образованы минасской складчатостью (уруасуано, — эквивалент дальсландской складчатости Швеции и гренвильской Канады) и собственно бразильской (временной аналог байкалид Евразии). Первая из них определяется интервалом 1300—900 млн. лет, а вторая — 900—500 млн. лет¹.

¹ Е. Сужинский (см. цитированную выше работу этого исследователя) в последнее время предложил понятие о складчатости Сан-Франциско (по названию одноименных реки и складчатого пояса восточной Бразилии) для обозначения этой наиболее молодой тектонической эпохи позднего протерозоя — раннего палеозоя. На мой взгляд, это предложение заслуживает самого серьезного внимания, так как принятие его позволит избежать существующего дуализма в использовании термина «бразилиды».

Выделенные в фундаменте Южно-Американской платформы складчатые комплексы и соответствующие времени их формирования тектонические эпохи (схема) дают достаточную возможность для создания детальных карт, равно как и для корреляций с удаленными областями.

* *

Особенностей геологического строения и проблем тектонического расчленения более молодых складчатых поясов, обрамляющих с запада и северо-запада Южную Америку, как уже отмечалось, касалась в своем докладе Ц. Беллиция. Эти же проблемы были рассмотрены в докладах руководителей национальных тектонических комиссий других стран.

И. Передес и Е. Беллидо продемонстрировали рукописную геологическую карту всей территории Перу масштаба 1 : 1 000 000. Это наиболее полная сводка существующих сведений о строении перуанских Анд и обширнейших пространств Амазонской Сельвы, покрывающей весь восток страны. Конечно, степень детальности и обеспеченности карты материалами наземных съемок далеко еще не однородна для всей площади, но этот документ продемонстрировал большой прогресс, уже достигнутый южноамериканскими геологами. Передес и Беллидо продемонстрировали также и тектоническую карту масштаба 1 : 2 500 000, отличающуюся еще, впрочем, недостаточно полной разработанностью и лишь формально повторяющую содержание геологической карты.

Г. Перейра представил варианты геологической и тектонической карты Боливии масштаба 1 : 1 000 000. Обе эти карты еще отличаются известным схематизмом, но одновременно представляют исключительный интерес охватом резко различных по структуре и тектонической истории зон, — от центральных Анд на западе до складчатых (байкальских и каледонских?) окраин Бразильской платформы на востоке.

Х. Корвалан продемонстрировал недавно изданную многокрасочную Геологическую карту Чили в масштабе 1 : 1 000 000, охватывающую всю страну от перуанской границы на севере до Огненной Земли на юге. Им также была представлена и тектоническая карта (масштабы 1 : 2 500 000 и 1 : 5 000 000). На чилийских картах теперь с большой ясностью раскрываются некоторые особенности строения гигантской цепи Анд, — в частности, явное срезание береговой линией Тихого Океана различных зон андийской цепи. Составители карт имели возможность использовать данные нефтяных компаний и дали изображение внутреннего строения ряда нефтеносных областей, расположенных к востоку от Анд (в частности, района Магелланова пролива). В то же время остались неосвещенными площади, примыкающие к аргентинской границе, представляющие исключительный интерес с точки зрения их тектонической структуры.

Доклады по вопросам геологии и тектоники Парагвая на сессии не были прочитаны, хотя в письменном виде и были розданы ее участникам. Доклады сопровождалась геологической схемой (масштаба 1 : 2 000 000, составленной еще в 1965 г. Эта схема отражает распространение вдоль длины р. Парагвай долготой зоны поднятий, в которых выходят на поверхность метаморфические породы и гранито-гнейсы докембрийского фундамента, перекрытые толщей кембрийских и ордовикских отложений. К востоку от этой зоны располагается северо-западное крыло впадины (синеклизы) Паранá, заполненной мощными толщами верхнего карбона, перми, триаса и юры (базальты). К северо-западу распространяются обширные пространства «Чакко Бореал» — высоких плато, покрытых мощным чехлом обломочных (пролювиальных, аллювиальных) новейших образований, из-под которых местами выступают палеонтологически охарактеризованные терригенные маломощные толщи ордовика и нижнего девона. Насколько можно судить по представленным материалам, парагвайские геологи находятся еще в начальных стадиях обобщен-

ния данных по геологии своей страны и крайне осторожно оперируют материалами нефтяных компаний.

Палеозойские складчатые комплексы. В результате подробного обсуждения представленных материалов участники сессии составили корреляционную таблицу палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых комплексов Южной Америки, отражающую главные особенности строения и тектонической истории территорий отдельных стран (таблица).

В северных цепях Анд (Эквадор, Колумбия, Венесуэла), в пределах Западной, Центральной и Восточной Кордильеры, а также в находящихся на их продолжении Сьерра-Де-Периха и Кордильера-де-Мерида выше миогеосинклинальных серий верхнего протерозоя, слагающих ядра крупных складок, с несогласием залегает мощный кембро-ордовикский комплекс. В разрезе присутствует и нижний и частично средний ордовик. В конце, среднего — верхнего ордовика — энергичная складчатость. В верхнем ордовике — перерыв. Местами появляются сланцевые серии силура. Девон (кроме колумбийских, а также, вероятно, и эквадорских Анд?) отсутствует, или сложен красными грубообломочными породами. Ц. Беллиция придает особое значение верхнеордовикской складчатости (таконской?). Весь комплекс она склонна параллелизовать с каледонским. Южнее Перу, собственно каледонские движения распознаются с большой долей условности. В пределах береговой зоны Перу (Кордильера Коста и др.) выделяется складчатая серия верхнего ордовика — нижнего девона, связанная единством структурного плана и формационного (миогеосинклинального) развития.

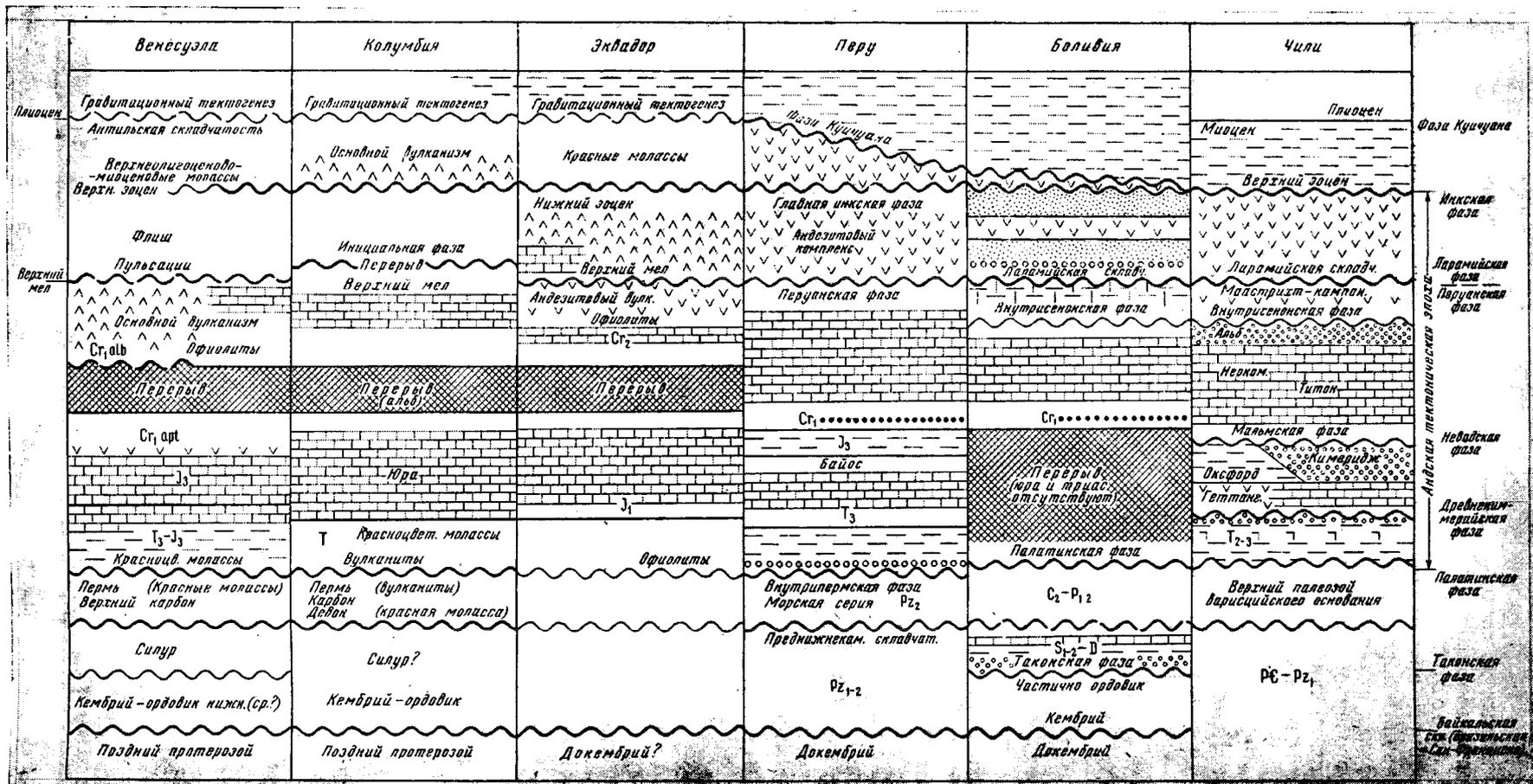
В пределах Боливии выделяется таконское несогласие. Но развитые здесь карбонатно-глинистые силурийские и девонские образования слагают единую серию. Во всей Боливии наиболее резко выражена позднепалеозойская палатиноская фаза, отделяющая в общем единый палеозойский комплекс от более молодого мезозойского и кайнозойского.

В Чили складчатые палеозойские (местами метаморфизованные) комплексы выступают в ядрах антиклинальных поднятий, где они сильно переработаны андской складчатостью. В них обособляются серии, различающиеся простираниями. Местами устанавливается возраст метаморфизма 340 млн. лет (начало карбона). Собственно вариссийский комплекс распространен в Береговой Кордильере (севернее п-ова Таи-тао), в пределах которой он к югу от Сантьяго срезается краем Чилийского желоба окраины Тихого Океана.

Следует заметить, что вариссийский складчатый комплекс в Андах обладает достаточной отчетливостью строения. По-видимому весьма широко распространены позднедевонские — нижнекаменноугольные движения, образовавшие региональное несогласие, отделяющее силур-девонские и силурийские складчатые серии от более молодого комплекса карбона — перми¹. Каменноугольные образования, формировавшиеся в чрезвычайно разнообразных палеогеографических условиях, сохраняют типично геосинклинальный характер. Например, в Восточной Кордильере перуанских Анд они сложены мощной флишевой формацией. Среди пермских отложений часто появление моласс, иногда вулканогенных — Колумбия, а местами — Боливия, Восточная Кордильера, Перу — соленосных. Пермскими молассами, так же как и в Европе, завершается вариссийская тектоническая эпоха.

Одновременно во внутренних впадинах Бразильской платформы также происходило формирование сложных по строению соленосных свит. В Амазонском прогибе (синеклизе) в нижнем и, возможно, среднем карбоне формировалась мощная вулканогенно-осадочная эвапоритовая

¹ Аналог предверхоанского несогласия северо-востока Азии!?



Корреляция складчатых палеозойских, мезозойских и кайнозойских комплексов западного и северного обрамления Южной Америки

Формация, вскрытая скважинами Nova Olinda и Alterde Chao, пробуренными в центральных частях Средне-Амазонского бассейна. Во впадине Парнаиба распространена ангидрито-гипсовая пермская серия формации Педро-де-Фого.

Андский тектонический комплекс. Гигантские горные складчатые массивы Анд, протягивающиеся непрерывной системой параллельных горных гряд от Антарктиды до Карибского бассейна, обладают рядом общих черт строения.

Анды образовались в плиоцен-постплиоценовое время и являются одним из наиболее молодых горных складчатых сооружений (орогенез собственно четвертичной эпохи). На месте Анд на протяжении мезозоя и начала третичного времени существовала геосинклинальная область, заложившаяся на гетерогенном палеозойском и допалеозойском складчатом основании.

Начало формирования Андской геосинклинали относится к триасовому времени. На значительных пространствах образуются прогибы миогеосинклинального типа. Однако в Колумбии, в некоторых районах Чили накапливались и вулканиты. Весьма важно, что появляется значительное число данных, указывающих на наличие энергичного сырья обломочного материала в Андскую геосинклиналь с запада, из областей, ныне находящихся в пределах Тихого океана. Ряд указаний такого рода имеется в Перу; в последнее время в Чили обнаружены обломки палеозойских гранитов (возраста 225—440 млн. лет) перемещенные с запада на восток.

Начальные стадии развития Андской миогеосинклинали носили весьма спокойный характер, в результате которого формировались толщи осадочных пород. Отдельные исследователи (например, Х. Корвалан) склонны рассматривать их в качестве квазиplatformенного чехла. Правда, этот «чехол» в Чили носит несколько своеобразный характер. Он представляет собой осадочно-вулканогенные толщи мощностью до 3000—4000 м, заполняющие посторогенические (орогенические s. str.) впадины, связанные с поствариссийскими движениями. В это же время на протяжении среднего и верхнего триаса на западе центральных зон перуанских Анд накопилась 3-километровая моласса, а на юге страны — континентальная красноцветная серия.

Юрско-нижнемеловое время характеризовалось накоплением очень мощных карбонатных толщ, формирование которых прерывалось тектоническими движениями, приводившими к образованию несогласий и перерывов (мальская, невадская фаза). В позднемеловое время возникает более сложная обстановка. На западе, вдоль современной окраины материка, выделяются типичные эвгеосинклинальные зоны (спилитовая формация, офиолиты и т. д.) — на северо-западе Венесуэлы, в приморской зоне Перу. В конце мелового времени в Чили и на западе Перу возникают крупные массивы гранитоидов и начинается энергичный типично «Андский магматизм» (с образованием андезитов и т. д.). Эти движения связаны с перуанской фазой, вслед за которой на протяжении раннетретичного времени сформировался гигантский магматический пояс Анд, сложенный андезитами, часто игнимбритами, гранитами, гранодиоритами¹ и т. д. Этот вулканический комплекс налегает на склад-

¹ Следует напомнить, что эти образования давно привлекают к себе внимание исследователей. Леопольд фон Бух в 1836 г. дал классическое описание андезитов. Чарльз Дарвин в 1846 г. выделял андийские породы (также андийский гранит, порфир и т. д.), Штельцнер в 1885 г. выделил группу андийских пород (молодые граниты, диориты). Близкие по общим геологическим условиям и обстановке образования, андезитовые комплексы недавно привлекли к себе внимание Г. С. Горшкова. Этот исследователь горячо, но, как мне кажется, без должного геологического анализа, отодвигая на второй план явления ассимиляции, развивая идеи о мантийном «сквозькоровом» характере вулканизма, прямо выводит андезиты из мантии (Изв. АН СССР, Сер. геол., № 6, 1969).

чатый мезозой (включая и мел). Сам он захвачен глыбовыми движениями и отделен от своего основания резкой поверхностью несогласия.

В Чили, по Х. Корвалану, Андский комплекс расчленяется на три структурных этажа, соответствующих трем этапам Андского тектонического цикла (эпохи).

Нижний этаж охватывает отложения от геттанга до оксфорд—кимериджа. Этой мощной морской серии, частью вулканогенно-граувакковой (эвгеосинклинальной), в Кордильера ла Кота запада Чили и в центральных зонах Перу отвечает формация Пукара (более 2000 м известняков от норийского яруса до байоса).

Средний этаж отделяется от нижнего мальмской фазой (несогласие между оксфорд—кимериджем и титоном). Сложен он терригенной серией, аналогом которой в Перу является формация Иура, мощностью более 3000 м. Верхи среднего этажа (неоком—турон) образованы весьма разнообразными карбонатными и терригенными толщами также значительных мощностей.

Несогласие, отделяющее средний этаж от верхнего, соответствующее невадской фазе, местами сопровождается внедрением гранитоидов, некоторые из них имеют, впрочем, верхнеюрский возраст.

Верхний структурный этаж андского комплекса, охватывающий разрез верхов мела и палеогена (до среднего эоцена включительно), образован в Чили мощнейшей андезито-базальтовой и риолитовой формацией и связанными с ними гранитоидами, гранодиоритами и другими породами. Отделяясь от лежащих ниже складчатых серий резким несогласием (перуанская фаза), этот комплекс образует систему коробчатых, глыбовых (германотипных) складок. Формирование этих нарушений связывается с инкской фазой (верхний эоцен), которая рассматривается в качестве завершающей принципиальной фазы андской тектонической эпохи.

В южных частях материка, южнее 50° ю. ш., в восточной части Анд и их современных предгорий в эту же эпоху происходило формирование мощной флишевой, а затем и молассовых формаций, с которыми связаны нефтяные месторождения области Магелланова пролива.

Постандские тектонические движения. В олигоценовое и миоценовое время на большей части территории будущих Андийских цепей происходило образование моласс (Венесуэла, Эквадор), а на больших территориях также энергичная вулканическая деятельность (средние и основные эффузивы).

В течение миоцена на территории Перу и Боливии и частично Эквадора происходили достаточно энергичные тектонические движения (глыбовые складки, частично образование глубоких депрессий, заполненных терригенными толщами), которые связываются с представлениями о тектонической фазе Куичуана. Эти движения предшествовали формированию эрозионно-аккумулятивной поверхности Пуна. Последующие (плиоцен-постплиоценовые) движения привели к формированию высокогорного массива Анд, его расчленению, формированию вдоль его восточных краев внутренних впадин (поздних краевых прогибов) и широкому развитию в этой зоне гравитационной складчатости. С этими движениями, очевидно, было связано заложение системы Перуанско-Чилийских океанических рвов, наложенных на западный внешний край структуры Анд.

Современная сейсмическая и вулканическая активность Андийской горной цепи, равно как и другие формы проявления новейшей и современной тектоники, достаточно красноречиво указывают на продолжающуюся активную тектоническую жизнь этого горного сооружения.

ПЛАН ДАЛЬНЕЙШИХ РАБОТ ПО СОЗДАНИЮ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Участники сессии обсудили также план мероприятий, обеспечивающих создание Тектонической карты Южной Америки. Основой этого плана явилась «хронограмма», предложенная генеральным координатором Тектонической карты Южной Америки д-ром Ф. М. де Алмейда.

ХРОНОГРАММА ПОДГОТОВКИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

- Июнь 1969 г. — Сессия в г. Лима. Выработка общей легенды.
- Август 1969 г. — Конференция геологов Гвиан в Георгтоуне. Обсуждение вопросов изображения на карте основных черт тектоники территории Гвиан.
- Октябрь 1969 г. — Рассылка региональным координаторам макетов национальных карт, составленных в общей легенде.
- Февраль 1970 г. — Отправка генеральному координатору региональных макетов трех групп, составленных в общей легенде.
- Май 1970 г. — Съезд Комиссии Геологической карты мира в Париже. Представление макета карты, составленной в легенде, принятой в Лиме.
- Октябрь 1970 г. — Предполагается организация в Бразилии съезда представителей геологических служб всех стран континента для окончательного обсуждения карты перед передачей в печать. Программа конференции будет посвящена тектонике Южной Америки. Экскурсии.
- Ноябрь 1970 г. — Геологический Конгресс стран Латинской Америки — в Лиме (Перу).
- Октябрь 1971 г. — Отправка генеральному координатору участниками работ рукописей объяснительной записки к карте.
- 1972 г. — Международный геологический конгресс в Канаде. Представление печатного экземпляра Тектонической карты Южной Америки.
- 1973 г. — Публикация книги «Тектоника Южной Америки», являющейся объяснительной запиской к карте.

Эта программа была принята участниками и она является одним из основных документов дальнейшей работы над Тектонической картой Южной Америки. Должен подчеркнуть совершенно особый интерес сессий представителей геологических служб Южной Америки, намеченных на октябрь—ноябрь 1970 г. Эти сессии явятся четвертой и пятой в ряду других, созывавшихся в связи с созданием сводных геологических карт этого материка. Вероятно, они, будут использованы не только Тектонической Подкомиссией, но также и другими рабочими группами (металлогенической, гидрогеологической) комиссии Геологической карты мира для подведения итогов выполненных ими работ.

В итоге проведенных обсуждений, участники сессии приняли следующую «Резолюцию», касающуюся тектонической карты¹.

«Заседания, посвященные тектоническим картам, состоялись в понедельник второй половине дня, во вторник, в среду и в четверг. Они позволили, с одной стороны, заслушать доклады по каждой стране, сделанные в большинстве случаев в форме комментариев к представленным картам».

«Что касается тектонической карты, то обсуждение природы явлений, возраста и стиля тектонических фаз и стратиграфических серий позволило составить общую легенду, содержащую две корреляционные таблицы».

«Члены Редакционного комитета Тектонической карты Южной Америки просят главного координатора составить на основании представленного материала легенду, которая, с одной стороны, отражала бы хронологию тектонических явлений, а, с другой, — являлась бы собственно изобразительной легендой для тектонических структур».

«Исходя из результатов дискуссии и решений парижского совещания, члены комитета рекомендуют, чтобы эта легенда содержала систему цветных условных знаков, а, с другой стороны, чтобы для древних серий были приняты крупные геохронологические единицы, установленные в Лиме, и специальный термин для специфических образований андских прогибов, чтобы к карте Южной Америки не применялись механически все термины, принятые для других континентов, а употреблялись термины, отражающие соответствия и различия между структурами Южной Америки и других континентов; они одобряют проект хронограммы, представленный главным координатором, Ф. де Алмейда и принципы, послужившие основой для проекта легенды».

¹ Не привожу целиком текста резолюции, принятой участниками сессии, так как она повторяет приводимые в данном обзоре сведения, и ограничиваюсь извлечениями из нее, касающимися конкретных вопросов.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ КАРТА ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Как уже указывалось выше, работы над Металлогенической картой Южной Америки выполняются национальными комиссиями на протяжении ряда лет. Генеральным координатором этой работы является д-р Р. Фуллер (Чили). При выработке предварительной программы работы было оговорено, что в синтез металлогении Южной Америки не будут включаться горючие (нефть, газ, уголь, битумы) и нерудные полезные ископаемые. Далее составителями национальных сводок для первого этапа работы была предоставлена полная свобода в выборе масштаба будущей карты, месторождений, приемов их изображения и т. д. Редакционный комитет по Металлогенической карте собрался 8 мая в четверг и 9 мая в пятницу под председательством генерального координатора, который в своем вступительном слове напомнил присутствующим об особенностях и первостепенной важности выполняемой ими работы.

Представители Бразилии, Боливии, Чили, Гайаны, Перу и Венесуэлы продемонстрировали карты и макеты своих территорий и внесли уточнения в легенды, которые они привезли для утверждения. Карту Аргентины Ф. Луна и Анджелелли передали д-ру Р. Фуллеру, который и представил ее.

«Из дискуссии, следовавшей за докладами, а также из общей дискуссии следует вывод, что необходимо принять проект легенды, подготовленный генеральным координатором д-ром Р. Фуллером, который позволяет выделять различные типы месторождений по их генезису, природе и экономическому значению и их связи с орогеническими циклами, указывая по мере возможности возраст парагенезов».

«Легенда будет послана д-ром Р. Фуллером в различные страны и континентальным координаторам, а также президенту КГКМ. В настоящее время после обычного периода поисков, по-видимому, наступил момент для составления сводного документа и хронограммы для создания Металлогенической карты Южной Америки».

РЕШЕНИЯ РЕДАКЦИОННОГО КОМИТЕТА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

1. Предполагается составить металлогеническую карту в масштабе 1:2 500 000 на 4 листах.

2. Следует употребить специальную тектоническую основу, подготовленную различными странами в упомянутом масштабе.

3. Употреблять общую систему условных знаков для изображения минерализации, основанную на морфологии, генезисе и химизме месторождений. Месторождения разделяются на большие и малые в зависимости от их объема и изображаются специальными знаками. Шахты должны изображаться пунсонами или другими знаками. Изображение их дается в случае необходимости.

4. Металлогеническая провинция, подпровинция и район ограничиваются линией цвета, соответствующего господствующим одному или нескольким элементам. Цвета в одних случаях могут соответствовать одному элементу, а в других ассоциации элементов, которые связаны между собой.

5. Национальные металлогенические карты должны быть представлены в распоряжение генерального координатора до 30 октября 1969 г. чтобы на основании унификации легенды был создан ее первый предварительный макет, который будет представлен на рассмотрение всех стран.

6. Координатор сожалеет об отсутствии представителей Аргентины, Эквадора, Уругвая, Суринама и Французской Гвианы и примет необходимые меры для того, чтобы эти страны активно работали над созданием металлогенической карты континента.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Вопрос о создании Гидрогеологической карты Южной Америки возникал и на предшествующих сессиях геологических служб материка (в Рио-де-Жанейро и Монтевидео). Однако сколько-нибудь ясных предложений ранее никем не было сделано. После сессии в Монтевидео вопрос о совершенной необходимости создания подобной сводки был поставлен ЮНЕСКО и поэтому включен в программу сессии в Лиме.

В четверг 8 мая состоялось заседание, посвященное гидрогеологическим картам. В нем принимали участие следующие лица: Артуро Абеле Хабич (Перу); Августо Авирре Моралес — Президент Комиссии по подземным водам (Перу); Рудерико Фуентес (Перу); Роберто Галиндо Перес (Перу); Карлос Ибанес — Национальный инженерный университет, институт гидравлики (Перу); Гастон Перейра Баскопе — директор Геологической службы Боливии; Джулио Родригес Леон (Перу); Карлос Рюис Фуллер — исполняющий обязанности директора Института геологии (Сантьяго, Чили); Собрахам Сингх — директор Геологической службы (Гайана); Сергио Вера Арамас (Перу); Густаво Вера Мориниго — начальник Отделения геологии Управления минеральных ресурсов Министерства общественных работ и дорожного строительства (Парагвай); Е. Сужинский — Национальный департамент горной промышленности, Рио-де-Жанейро (Бразилия).

Состав участников этого совещания явно не обеспечивал возможности разработ- ки сколько-нибудь серьезных методических документов, но был вполне представитель- ным для выработки практических рекомендаций при организации будущих совместных работ.

Подробно обсудив состояние гидрогеологической изученности стран Южной Аме- рики, участники создавшейся рабочей группы по гидрогеологическим картам приняли следующее решение:

«Участники рабочей группы по гидрогеологическим картам:

настаивают на необходимости поручить в каждой стране ответственность за сбор данных о водных ресурсах (подземные и наземные воды) одному учреждению;

«подчеркивают большой удельный вес, который принадлежит подземным водам в современных и будущих водных ресурсах Земли»;

«рекомендуют, чтобы сбор данных по водным ресурсам включал: 1 — составление картотеки, отражающей физические и химические характеристики вод, их сезонные колебания; 2 — составление картографической картотеки в крупном масштабе (например, масштаба 1 : 100 000), на которую должны наноситься пункты по сбору данных по водам; 3 — полную библиографию — гидрогеологическую и гидрологи- ческую»;

Участники считают, что эта предварительная работа совершенно необходима и должна привести к созданию региональных карт, после чего могут быть созданы сводные гидрогеологические карты;

просят ЮНЕСКО помочь осуществлению этого проекта и выражают пожелание, чтобы состояние выполненных работ было доложено на гидрогеологическом совеща- нии, которое должно состояться в Париже в 1970 г., чтобы иметь возможность с пол- ным знанием дела представить проект для программы 1971—1972 гг. ЮНЕСКО для Южной Америки;

единогласно обратились с просьбой:

к А. Авирре — обеспечить координацию работ по андскому склону; к Е. Сужин- скому — обеспечить координацию работ по бразило-аргентинскому щиту;

к директору Геологической службы Венесуэлы — назначить ответственного коор- динатора работ по Венесуэле.

Можно думать, что эти решения будут способствовать организации и проведе- нию синтеза данных по гидрогеологии материка. Аграрный профиль экономики многих стран и огромная заинтересованность в расширении возможности использования под- земных вод несомненно привлечет внимание геологических служб и соответствующих министерств к необходимости реализации этого проекта. Очень важно также и то, что оно обеспечено поддержкой со стороны ЮНЕСКО.

На заключительном заседании сессии Подкомиссии по Южной Америке Комиссией Геологической карты мира были обсуждены и приняты резолюции, предложенные рабочими группами по тектонической, металлогенической и гидрогеологическим кар- там (см. выше).

В общей заключительной резолюции, кроме того, были приняты следующие пункты:

Сессия «выразила удовлетворение прогрессом в развитии геологической науки в Южной Америке и подчеркнула важность правильной оценки во всех странах система- тического картирования геологических явлений».

«Участники сессии рекомендовали приступить к подготовке второго издания геологической карты Южной Америки, сопровождаемой объяснительной запиской».

Участники сессии с удовлетворением отметили атмосферу сердечности и взаимно- понимания, которые во многом содействовали большому успеху ее проведения.

«Участники сессии выразили свою искреннюю благодарность перуанскому прави- тельству и ЮНЕСКО за ценную помощь, которую они оказали ее работам».

Оценивая общие результаты сессии представителей геологических служб Южной Америки, можно отметить, что во всех геологических учреждениях стран этого мате- рика в настоящее время наблюдается активизация деятельности, отражающая повы- шающийся интерес правительств всех стран к собственной рудносырьевой базе.

За последние 10 лет достигнуты очень большие успехи в изучении геологии областей, ранее совершенно не исследованных, и сделаны очень многие чрезвычайно интересные геологические открытия. В настоящее время уже опубликован и находится в печати ряд чрезвычайно важных геологических работ и карт, существенно дополняющих существо- вавшие ранее сведения о геологическом строении материка. Несомненно, что составляе- мые новые обзорные геологическая, тектоническая и металлогеническая карты пред- ставят выдающийся интерес для всех лиц, занимающихся вопросами теоретической и прикладной геологии.

УДК 551.24+551.22

Г. И. КАЛЯЕВ

**ПРОБЛЕМА СВЯЗИ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА
И СКЛАДЧАТОСТИ ФУНДАМЕНТА**

Складчатость кристаллического фундамента щитов и горных сооружений своим происхождением обязана процессам ультраметаморфизма и генетически тесно связана с формированием гранито-мигматитового слоя коры. Тектонические формы складчатости фундамента и время их возникновения определяются характером и этапами проявления ультраметаморфического гранитоидного магматизма. Закономерная эволюция последнего влечет за собой наращивание сиалического слоя и превращение геосинклиальной системы в складчатую.

В последнее десятилетие у нас и за рубежом все больше внимания уделяется изучению глубинных складчатых структур и их генетической связи с формированием гранитных тел.

Особый интерес привлекает к себе фундамент горных сооружений и докембрийских щитов, где отчетливо выступает важнейшая роль процессов ультраметаморфизма в формировании складчатой структуры. В докембрийских щитах связи тектоники и магматизма сравнительно доступны для изучения, поэтому ниже им уделено больше внимания.

Автор сознает, насколько сложна затронутая проблема. Однако он все же сделал попытку рассмотреть некоторые ее стороны. При этом уделено внимание описанию складчатых структур, возникающих в различных условиях формирования гранитных тел; генетической связи гранито-магматитовых антиклиналей и смежных синклинальных форм; времени формирования глубинной складчатости в истории земной коры; возможным глубинам зарождения и распространения складчатости фундамента; роли гранитоидного магматизма в инверсии и консолидации складчатых систем фундамента.

**СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ, ВОЗНИКАЮЩИЕ В РАЗЛИЧНЫХ УСЛОВИЯХ
ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТНЫХ ТЕЛ**

Уже давно было подмечено, что гранитоиды часто бывают приурочены к антиклинальным формам, однако сущность этого явления во многом оставалась неясной. Еще в 1930 г. К. Вегманн (Wegmann, 1930) предложил именовать подобные явления гранитным диапиризмом, полагая, что возникновение антиклинальных форм объясняется вертикально направленным вверх движением гранитной магмы. Внедряясь в покрывающие породы, увлекая их вверх или раздвигая в стороны и ассимилируя их, магма таким образом обеспечивала себе необходимое пространство и вызывала дислокации в окружающих породах. Этим более или менее удовлетворительно объяснялось возникновение некоторых антиклинальных форм, периклинальное залегание осадочных или метамор-

фических пород на их крыльях и залегание гранитов в ядрах таких антиклиналей.

Но в природе существует множество обстоятельств, осложняющих эту схему, либо не укладывающихся в нее. В молодых складчатых областях и даже нередко в докембрийских щитах граниты по отношению к окружающим породам являются несогласными, внедряясь иногда в подготовленную ранее складчатую среду. В таких случаях граниты, будучи аллохтонными, не только не играют какой-либо роли в формировании складчатости, а искажают существующий тектонический план. Известны и промежуточные соотношения, когда один и тот же массив гранитоидов имеет в одной своей части конформные структуры, а в другой — несогласные с окружающими породами.

Другое осложняющее обстоятельство — это наличие в сводовых частях антиклинальных поднятий наряду с гранитами мигматитов, нередко перемежающихся с метаморфическими вулканогенными или осадочными породами. При этом между гранитами, мигматитами, гнейсами и метаморфизованными осадочными породами нередко наблюдается полное согласие ориентированных текстур и слоистости. Разумеется, это противоречит положению, что расплав продвигался относительно инертных вмещающих пород, поскольку в этом случае согласие было бы нарушено.

До недавнего времени связь гранитоидов со складчатостью оставалась во многом туманной, даже загадочной, поскольку выяснение ее упиралось в проблему происхождения гранитов. Отметим, что получившая широкое распространение теория метасоматического происхождения гранитов («теория трансформации»), строго говоря, не позволяла допускать существенного изменения объема гранитизируемых масс и, соответственно, дислокации окружающих пород. Под метасоматическим замещением имеется в виду замещение твердыми минералами с перекристаллизацией и изменением химического состава породы, но без существенного изменения объема и, разумеется, без промежуточной стадии расплава. В тех же случаях, когда образование гранитоидов явно сопровождается складчатостью в окружающих породах, это косвенно может свидетельствовать о кристаллизации гранитоидов из расплава и образовании их путем магматического замещения. Последнее в значительной мере составляет сущность ультраметаморфизма, свойственного фундаменту.

В некоторых случаях породы, близкие к подлинным гранитам, образуются, не проходя фазу расплава — в итоге фельдшпатизации. По мнению Д. С. Коржинского (1952), в таких случаях исходные породы по соотношению в них кремнезема, глинозема, железа и других компонентов должны быть близки к гранитам. Однако такое по существу метасоматическое образование гранитов вряд ли могло приводить к интенсивному складкообразованию, поскольку оно не влечет существенного изменения объема гранитизируемых пород.

Накопившиеся многочисленные данные, в том числе и экспериментальные, свидетельствуют о наличии в природе различных условий образования гранитоидов. Соответственно устанавливаются различные соотношения гранитоидов и окружающих пород. В верхних — молодых зонах земной коры господствуют активные, часто резкие и несогласные контакты гранитов и вмещающих пород, отвечающие подлинным интрузивным соотношениям. Механическое воздействие здесь не выступает на первый план и далеко не всегда приводит к образованию складок.

В глубинных складчатых зонах на первый план выступает химическое воздействие гранитоидов на вмещающие породы. Область распространения гранитов обычно представляет собой пространство замещения с постепенными переходами и расплывчатыми контурами. При этом устанавливается и активное механическое воздействие гранитоидов на

окружающие породы. Характерно преобладание конформных структур в виде мигматитовых и гранитовых куполов, валов и заключенных между ними своеобразных синклиналей, сложенных метаморфическими породами. В совокупности они образуют специфическую складчатость фундамента.

Гнейсо-мигматитовые или гранитовые купола и валы установлены в последние годы в фундаменте многих горных сооружений и сравнительно давно известны в кристаллических щитах, где они являются типичными и господствующими складчатыми формами. В последних в преобладающем числе случаев не уцелели их пологие сводовые части вследствие глубокого денудационного среза. Поэтому термины «купол» или «вал» являются условными или собирательными и чаще отвечают лишь наблюдаемым очертаниям этих структур в плане.

Механизм перемещения гранитоидов, приводящего к складкообразованию, как полагают многие исследователи (Коржинский, 1952; Белюсов, 1962; Eskola, 1949, и др.), кроется в изменении объема в процессе гранитизации. Факторы, вызывающие тектонические процессы и движения, разумеется являются глубинными. К числу важнейших факторов относятся глубинные тепловые потоки. Они приводили к разогреву, насыщению летучими и к плавлению пород с образованием гранитной эвтектики в благоприятных для этого зонах коры. Увеличение объема и соответствующее уменьшение плотности гранитоидных масс вызывало их вспучивание и влекло за собой механическое воздействие гранитоидов на обволакивающие более плотные породы. В последних возникали послойные напряжения и скольжения, находившие разрядку в образовании складчатости. В ней участвовали гранитоиды и окаймляющие породы. Однако не менее важно и химическое воздействие гранитной эвтектики и выделяемых ею растворов. Метаморфическое воздействие за пределами сферы магматического замещения приводило к гнейсификации окружающих осадочных пород, к образованию кристаллических сланцев, метасоматитов и других метаморфических пород. Все эти процессы, несомненно глубинные, протекали в условиях пластичной среды.

Поскольку фронт магматического замещения перемещается вверх и отчасти в стороны, то в различных условиях на этом фронте, естественно, возникали разности давления. Оно неизбежно выравнивалось благодаря передвижению магмы, сопровождаемому изменениями объема (Коржинский, 1952).

Близкие к максимальным разности плотностей, по-видимому, имеют место при гранитизации весьма распространенных эффузивно-магматических пород типа «пилито-диабазовой» формации, свойственной начальным прогибам геосинклинальных систем, особенно в раннем докембрии, когда геосинклинальный вулканизм охватывал огромные пространства.

Гранитоиды в виде мигматитов амфиболитовой фации, возможно, возникают и при участии метасоматической инфильтрации, однако они почти всегда несут те или иные следы частичного или селективного плавления, послойной инъекции магмы и, следовательно, испытывали существенные изменения объема, сопровождаемые складчатостью. Отметим, что экспериментальные исследования свидетельствуют в пользу образования мигматитов анатектическим путем (фон Платен, 1967).

Огромные мигматитовые поля, столь свойственные антиклинальным формам в фундаменте, возникли вследствие формирования их на месте без значительного удаления гранитной составляющей и в тесной ассоциации ее с метаморфическими породами. Последние подвергались в той или иной мере магматическому замещению с сохранением в них ориентированных реликтовых текстур и минералов (Кузнецов, 1964, Петров, 1964). В таких случаях решающее значение в строении антиклинальных форм приобретали мигматиты.

Иногда внутреннее строение слоистых метаморфических образований словно проступает сквозь мигматиты. Там, где метаморфические толщи в той или иной мере уцелели вследствие неполного замещения, местами удается реконструировать их первичный состав, строение и даже стратиграфическую последовательность. В таких случаях при возникновении гранитоидов не происходило сколько-нибудь существенного взаимного смещения структурных элементов замещаемых метаморфических толщ. Однако было бы заблуждением считать, что мигматиты, и в частности субстрат, вовсе не испытывали перемещения. В преобладающем числе случаев происходит направленное вверх движение крупных мигматитовых масс и замещаемых метаморфических толщ, но при этом те и другие всплывают, вероятно, как единое целое. Вместе с тем в краевых частях растущей мигматитовой антиклинали должно наиболее эффективно сказываться расширяющееся воздействие на окружающие породы. Сообразно с этим метаморфические толщи по периферии гранитоидного купола или вала максимально дислоцированы — нередко поставлены на голову или даже подвернуты под гранитоиды.

Но раздвигания пород может и не быть в случаях, когда магматическое замещение происходит в виде инъецирования в породы кровли, резко отличающиеся по составу от гранитной эвтектики или выделяемых ею растворов. Таковы, например, известняки или доломиты (Коржинский, 1952). В таких случаях гранитные тела замещения не будут согласными с вмещающими породами, поскольку они формируются в результате проплавления и растворения пород без механического воздействия на них. Следовательно, гранитные массивы фундамента могут иметь тектонические элементы, в одних случаях согласные с вмещающими породами, в других — резко дискордантные, подобные тем, что образуются интрузиями в верхних этажах сиалической коры.

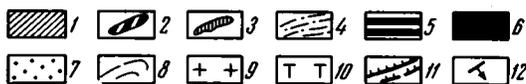
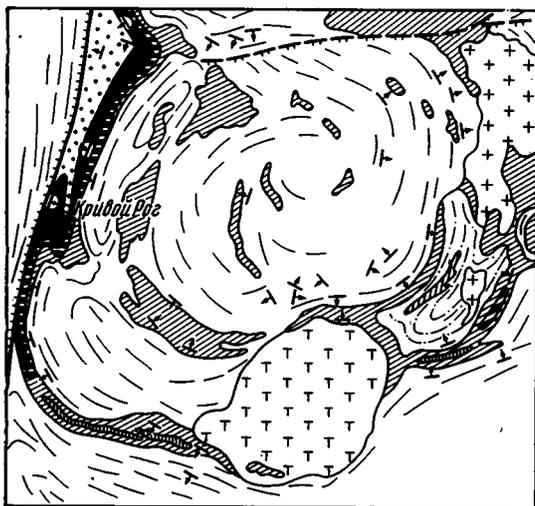
Разумеется, что поведение гранитной магмы может быть различным в зависимости от состава окружающих пород и степени их проницаемости. Будучи подвижной, гранитная магма может проникать и в верхний, удаленный от фундамента осадочный слой коры. Соответственно, возникают трещинные и другие формы интрузий, обычно не имеющие отношения к складчатой структуре или не участвующие в ней. К этой же группе относятся и сравнительно хорошо изученные малые интрузии в виде гранитных диапиров и лакколитов, проникающие в осадочный чехол. Нами они не рассматриваются, поскольку удалены от кристаллического фундамента.

Приведем несколько примеров соотношений гранитоидов и замещаемых пород в антиклинальных формах.

Показательно внутреннее строение Саксаганского купола, находящегося в Украинском щите. Размеры купола в поперечнике — около 80 км. Ядро сложено плагиомигматитами. Среди мигматитов могут быть выделены антиклинали высшего порядка, сложенные также и плагиоклазовыми гранитами (рис. 1). Гранито-мигматитовое ядро купола облекается апоспилитами и ортосланцами метабазитовой серии, выше которых местами со стратиграфическим несогласием залегает огромная по мощности (около 7000 м) и сложная по составу криворожская серия, включающая продуктивную железорудную свиту Кривого Рога. Ближе к внешнему концентру купола среди мигматитов имеется мощная кольцевая полоса амфиболитов, слагающая внутреннюю синклираль. В направлении к центральной части купола количество останцов метабазитов, по-видимому, резко сокращается. Вероятно, здесь замещение было более полным. Останцы метабазитов, обнаженных в долинах рек и балок, в целом конформны с ориентированными текстурами мигматитов, падение их большей частью крутое в центробежных направлениях. Во внешнем концентре породы спилито-диабазовой формации поставлены очень круто, почти вертикально, местами же подвернуты под мигматиты.

В данном случае нет оснований говорить о послыном внедрении гранитоидов, а можно предполагать лишь магматическое замещение, сопровождавшееся перемещением или всплыванием мигматитов и гранитов. Это перемещение, естественно, охватывало и замещаемые породы кровли, уцелевшие в виде останцов.

В южной части Саксаганского купола, в районе ст. Ток, имеется массив микроклиновых гранитов, сформированный позже мигматитового ядра купола. Это устанавливается по соотношениям этих гранитов с криворожской серией и подтверждается данными абсолютного



0 2 4 6 8 км



Рис. 1. Саксаганский купол (Украинский щит)

Метабазитовая серия (архей): 1 — амфиболиты, апоспилиты, ортосланцы; 2 — железистые кварциты среди амфиболитов; 3 — ультрабазиты. Криворожская серия (нижний протерозой): нижняя свита — 4 — сланцы хлоритовые и серицитовые, апокератофиры; 5 — кварцито-песчаники, филлиты, тальковые сланцы; 6 — средняя свита — железистые кварциты, джеспилиты, железные руды, слюдяные, хлоритовые и амфиболовые сланцы; 7 — верхняя свита — углистые и графитовые сланцы кварцито-песчаники, доломиты, кварциты, конгломераты; 8 — плагиомигматиты, анатектические граниты и простиранье в них ориентированных текстур; 9 — микроклино-плагиоклазовые граниты; 10 — микроклиновые граниты; 11 — глубинные разломы; 12 — элементы залегания

Рис. 2. Гранитоидные купола в районе Халибертон — Банкрофт (Онтарио, Канадский щит. По А. Баддингтону, 1959).

1 — гранит, гранито-гнейс и ассоциированный с ними пегматит; 2 — габброидный гранито-гнейс, мигматит и ассоциированный с ними гранитный пегматит; 3 — диорит, габбро, горнблендит и другие ультраосновные и основные породы; 4 — простиранье и падение полосчатости; 5 — простиранье полосчатости; 6 — граница литологических подразделений; 7 — сброс или линейность

возраста мигматитов и токовских гранитов. Можно видеть, что окаймляющая полоса амфиболитов как бы дополнительно смещена вследствие распирающего воздействия на них гранитов Токовского массива.

На рис. 2 приведены гранито-гнейсовые купола района Халибертон — Банкрофт (Онтарио, Канадский щит). Здесь купола сложены нераочлененными гранито-гнейсами, гранитами и мигматитами. Южный, более крупный купол, распадается на две антиклинали: северную и южную.

А. Баддингтон (Buddington, 1959) интерпретирует их как расслоенные ксенолитами купола, поскольку они состоят не менее, чем на 20% из гнейсов и амфиболитов, чередующихся с гранитами. К этой же категории относится купол Блэк-Хилс (Южная Дакота). Большая часть ксенолитов тяготеет к краевой части куполов. Считается, что гранитная магма внедрялась согласно со слоистостью вмещающих пород, однако такая концепция о послонном внедрении может вызвать возражения, поскольку здесь отсутствуют сколько-нибудь типичные формы интрузивных тел.

В куполах Южной Уганды (рис. 3) отлично выражено облекающее простираие докембрийских кварцитов и филлитов вокруг гранитоидов.

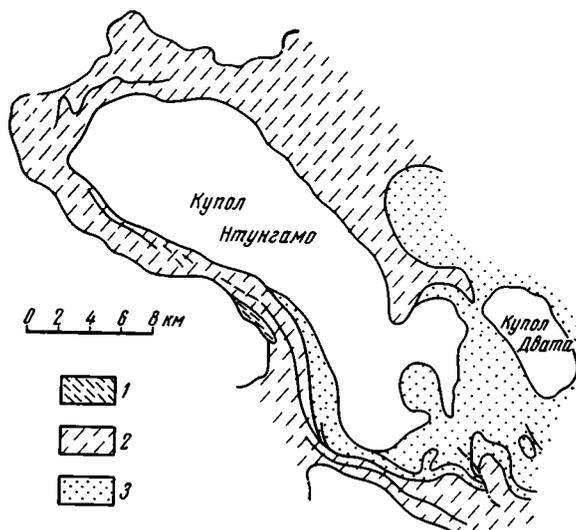


Рис. 3. Гранитоидные купола в Южной Уганде (по Р. Никольсону, 1965). Метаморфические породы, облекающие гранито-гнейсовые купола (сверху вниз):

1 — кварциты, переслаивающиеся с филлитами (серия каборота); 2 — филлиты (серия акарунди); 3 — кварциты мусковитовые с прослоями конгломератов (серия нтома)

Обращает на себя внимание ряд несогласий, в итоге которых в северо-западной части купола к гранитоидам примыкает средняя филлитовая серия, тогда как в южной части гранитоиды окаймлены нижней кварцитовой серией. По мнению одних исследователей, это несогласие является первично седиментационным и возникло до образования купола, другие же полагают, что кварцитовая серия была срезана под воздействием поднимавшихся гранитоидов купола. Р. Никольсон (Nicholson, 1965), изучавший эти купола, полагает, что сначала возникли складчатые структуры в литологических формациях, которые подверглись при этом региональному метаморфизму. В последующую фазу были мобилизованы подстилающие гранито-гнейсы, которые образовали рассматриваемые купола и соседние с ними синклинали.

Здесь невозможно привести многочисленные вариации подобных соотношений. Многие из них уже освещались в литературе (Белоусов, 1962; Ханн, 1967; Каляев, 1965; Павловский, Марков, 1963; Павлова, 1967; Eskola, 1949; Hiller, 1955; Krank, 1957, и многие другие).

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ ГРАНИТО-МИГМАТИТОВЫХ АНТИКЛИНАЛЕЙ И СМЕЖНЫХ СИНКЛИНАЛЬНЫХ ФОРМ

При рассмотрении складчатости фундамента обычно речь идет об антиклинальных формах (куполах) и мало внимания уделяется смежным синклиналям.

Отметим, что именно синклинальные формы вмещают крупнейшие ми-



рового значения месторождения железных руд и других металлов в докембрийских щитах.

Непосредственной причиной образования тех и других тектонических форм служат процессы ультраметаморфизма. Они неизбежно порождают изменения плотностей, приводящие к гравитационной неустойчивости крупных гранитоидных масс. При этом возникают не только гранито-мигматитовые антиклинальные поднятия, но и синклинальные депрессии между ними, заполненные метаморфическими породами.

Рис. 4. Складчатая структура района Кривого Рога:

1 — антиклинальные структуры (гранитовые и мигматитовые купола и вали); 2 — синклинальные структуры внутренних зон неосинклинали, сложенные эффузивно-осадочными породами; 3 — синклинальные структуры внешних зон геосинклинали, сложенные метаморфизованными литологическими формациями; 4 — господствующие простирания тектонических элементов в гранитоидах; 5 — глубинные разломы

На рис. 4 и 5 приведены обобщенные схемы размещения гранитных куполов и смежных синклиналей в районе Кривого Рога Украинского щита и в районе Солсбери Южно-Родезийского щита. На обоих рисунках видно, что породы синклиналей словно образуют цемент, заполняющий пустоты между округлыми или неправильными формами гранитоидов. Поскольку очертания последних в плане могут быть различными и в расположении их не наблюдается определенной линейности или упорядоченности, то формы синклиналей в плане могут иметь различные и подчас причудливые очертания.

Обычно внутри синклиналей элементы залегания слоистости метаморфических пород в целом как бы копируют ориентированные текстуры гранитоидов. Формы синклиналей в плане могут быть вытянутыми — линейными, если они смежны с валообразными антиклиналями. Когда же они «окружены» куполами, то имеют в плане самые разнообразные формы: треугольные, многоугольные, иногда корытообразные и чашеобразные с центростремительными падениями слоистости на крыльях.

Граниты, участвующие в формировании антиклинальных форм и смежных синклиналей, проникают иногда и в последние. Происходит это в осевых частях синклиналей, где возникают зоны растяжения. Однако здесь граниты, естественно, не образуют тел, конформных с вмещающими породами. Такие явления свойственны синклиналям в районе Солсбери и Дарвин в Южной Родезии. Они отмечаются и в некоторых синклиналях Украинского щита, например в Чертомлюкской синклинали в районе Мангуша на Приазовском блоке, граниты образуют жильные тела или седловидные факолиты в замках синклиналей.

Отметим важное обстоятельство для понимания генезиса глубинной складчатости фундамента. В Украинском щите определенно устанавливается, что среди многочисленных останцов и ксенолитов, словно вкрапленных в мигматиты и граниты куполовидных антиклиналей, нет каких-либо экзотических пород. Они не отличаются от пород, известных в разрезах синклинальных форм. Возникают, казалось бы, совершенно необычные соотношения: на крыльях и даже иногда в ядрах куполовидных антиклиналей среди гранитоидов находятся те же породы, что слагают соседние синклинали. Выясняется, что в гранито-мигматитовых антиклиналях фундамента соотношение гранитоидов с вмещающими породами, как правило, свидетельствует о последующей мобилизации первых, поскольку между теми и другими наблюдаются реакционные контакты. С этих позиций гранитоиды ядра антиклинали оказываются моложе, чем метаморфические породы, залегающие на ее крыльях, а иногда и в ядрах соседних синклиналей. Антиклинальные и смежные с ними синклинальные формы фундамента, естественно, являются комплексными структурами. Их не следует рассматривать изолированно, как не следует разделять во времени процессы их формирования.

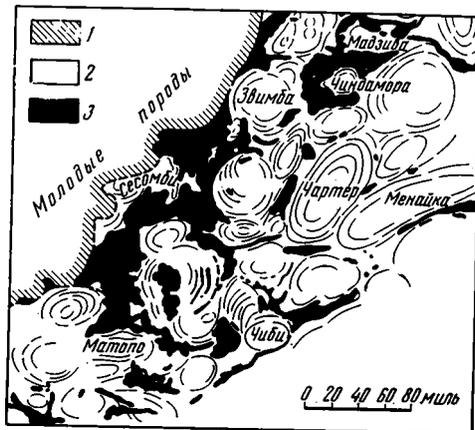


Рис. 5. Структура архея Родезии (по Макгрегору, 1951):

1 — молодые породы; 2 — граниты, слагающие куполовидные антиклинали; 3 — кристаллические сланцы, образующие синклинальные структуры

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБИННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ В ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Существуют различные мнения относительно времени формирования глубинной складчатости в виде гранито-гнейсовых куполов. Одни авторы полагают, что эта складчатость свойственна только самому раннему докембрию — архею, в частности так называемой нуклеарной стадии развития земной коры (Павловский, Марков, 1963). Эта концепция получила распространение; однако другие исследователи не разделяют ее.

Накопившиеся данные свидетельствуют, что глубинная складчатость охватывает протерозойские породы: железорудные толщи Кривого Рога; итабириты Бразильского и Гвианского щитов; породы карелид Балтийского щита; породы медного пояса Южной Родезии, системы трансвааль и вантерсдорп Южно-Африканского щита. Нижнепротерозойские породы облекают гнейсо-мигматитовые купола, участвуя с ними в складчатости.

Сопоставление складчатых форм фундамента кристаллических щитов показывает, что крупные (десятки километров в поперечнике) миг-

магитовые и гранито-гнейсовые купола и валы находятся в районах распространения древнейших вулканогенных толщ. Таковы районы распространения серии киватин в Канадском щите или конжско-верховцевской серии в Украинском щите. Зеленокаменные толщи достигают здесь огромных мощностей, измеряемых многими километрами. Эти породы обычно окаймляют гранитоиды и, поскольку резко контрастируют с ними, складчатые формы в плане выступают весьма отчетливо.

Возникает вопрос, было ли симатическим основание наиболее древних эвгеосинклиналей, где ныне в синклинорных зонах залегают огромные толщи спилито-диабазовой формации с возрастом около трех миллиардов лет? Могут ли такие необращенные циклиории рассматриваться в качестве начальных в развитии земной коры? Непосредственных доказательств этого пока нет, поскольку основанием архейских пород всюду являются мигматиты. Но мигматитовый слой в целом является новообразованием по отношению к древнейшим породам инициального основного магматизма, а среди последних почти отсутствуют или резко подчинены терригенные образования, поэтому на поставленные выше вопросы можно ответить утвердительно. К тому же и геофизические данные свидетельствуют в пользу этого. Следует полагать, что древнейшие складчатые системы формировались в итоге гранитизации вулканогенных толщ самых ранних эвгеосинклиналей в истории земной коры и, вероятно, тогда впервые возникло их сиалическое основание.

Малые же куполовидные форма (до 10—15 км в поперечнике) более характерны для протерозойских внешних зон, где господствуют толщи различных кристаллических сланцев, карбонатных пород, кварцитов, графитовых, биотитовых и иных гнейсов. Примерами могут служить: Ингулецкий район и бассейн Южного Буга в Украинском щите; центральные районы Гвианского щита и провинции Гренвиль Канадского щита. Здесь складчатые структуры формировались позже на сиалическом основании.

Устанавливается, что гнейсо-мигматитовые складчатые формы возникли и в последующие геотектонические циклы вследствие ремобилизации гранитоидов фундамента. Эти структурные формы ныне известны в основании многих горных сооружений: в Кристаллическом ядре Аппалачей (Кинг, 1961), в эвгеосинклинали Восточного склона Урала, в Кокчетавском массиве в Центральном Казахстане (Розен, 1967), в палеозойском ядре Кавказского хребта (Демин, 1962), в Альпах, где образуют, например, вершины Сен-Готард и Монблан (Eskola, 1949) и т. д. При этом гранитоиды активно воздействовали на палеозойские и мезокайнозойские породы, что приводило к образованию мигматитов, гнейсов и кристаллических сланцев.

Можно отметить, что в молодых складчатых поясах поднятие гранитоидных куполов и валов фундамента могло явиться причиной образования горных возвышенностей и вообще неотектонических поднятий. Подобные явления описаны недавно В. И. Лишневым (1965) для горных хребтов Советского Дальнего Востока и Верхоянско-Колымской складчатой области. Ни в одну из орогенических эпох фундамент не оставался инертным, а являлся источником активных складкообразующих сил. В фундаменте, естественно, формировался глубинный тип складчатости, а в лежащих выше отложениях — обычные линейные складки. Возникновение линейной полной складчатости в осадочных толщах в послерифейских подвижных зонах немыслимо без решающего участия в этой складчатости пород фундамента. В последнем зарождались складчатые дислокации, разломы и глыбовые движения, которые трансформировались в лежащих выше структурных этажах.

Не исключено, что тектонические движения, охватывающие фундамент в связи с гранитоидным магматизмом и метаморфизмом, являются существенной причиной складчатости и в лежащих выше покровных об-

разованиях. Это предположение, разумеется, еще нуждается в надежном обосновании. Происхождение складчатости, в частности линейной складчатости геосинклинальных областей, все еще остается актуальнейшей проблемой. Выяснение соотношения глубинной и поверхностной складчатости может приблизить нас к решению этой проблемы.

ВОЗМОЖНЫЕ ГЛУБИНЫ ЗАРОЖДЕНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ ФУНДАМЕНТА

Всюду, где это возможно наблюдать, — в обнажениях или в кернах скважин — устанавливается, что под древнейшими литологическими и эффузивно-магматическими формациями залегают мигматиты, имеющие, однако, реакционные контакты с этими формациями. Следовательно, всюду основание супракрустальных толщ «переработано» процессами ультраметаморфизма. В целом, мигматиты и составляют гранитный слой коры, хотя, собственно граниты имеют в нем резко подчиненное значение, и правильнее было бы называть его мигматитовым слоем. Так, например, в Украинском щите суммарная площадь, занятая гранитами, составляет лишь 20% по отношению к суммарной площади мигматитов и гранитов.

Гранитовые тела, образующие глубинные антиклинали фундамента, можно рассматривать в качестве куполовидных и иной формы «проекций» или интрузий мигматитовой инфраструктуры в супракрустальные толщи.

К подобному выводу приходит С. Смитсон (Smithson, 1965), изучавший природу докембрийской сиалической коры в Южной Норвегии. Названный автор полагает, что гранитные плутоны докембрия Южной Норвегии возникают вследствие преобразования мигматитов, приводившего к исчезновению реликтовой гнейсовой текстуры. Таким образом, можно полагать, что гранитовые антиклинали уходят корнями в мигматитовый слой.

В пределах нынешних денудационных срезов фундамента господствуют мигматиты амфиболитовой фации, однако на крупных площадях на поверхность кристаллического фундамента выступают мигматиты гранулитовой фации метаморфизма — чарнокиты и существенно гипертеновые породы. Они отвечают регионально повышенным гравитационным максимумам, наблюдаемым, например, в Украинском щите, в его поднятых блоках — Волыно-Подольском, Голованевском и отчасти в Приазовском.

Исходя из физико-химических условий, существующих в земной коре, реконструируемых по прямым и косвенным данным, можно судить о глубинах возникновения граптоидов и положении мигматитового слоя фундамента. В основном они занимают определенную зону в земной коре, отвечающую условиям возникновения амфиболитовой фации метаморфизма. Это подтверждается накопившимися экспериментальными, геологическими и геофизическими данными. Возникновение мигматитов амфиболитовой фации отвечает температурам около 700° при давлении воды 2000 бар (фон Платен, 1967). Такие температуры, исходя из предполагаемых былых температурных градиентов в геосинклинальных зонах, отвечают глубинам 5—20 км; оптимальные глубины — около 10—15 км (Белоусов, 1965). Ниже этих глубин получают распространение безводные минеральные фации, а выше — падают температуры. Оба эти фактора затрудняют процессы гранитизации. Образование гранитов в пределах сравнительно неглубокой зоны континентальной коры подтверждается тем, что в гранитах присутствуют останцы и ксенолиты пород, развитых на поверхности, и обычно отсутствуют ксенолиты пород из глубоких горизонтов коры или из верхней мантии.

Наблюдаемые ныне гранитные тела обнажены вследствие того, что они выступают над поверхностью мигматитового слоя и из-за дальнейшей денудации. Разумеется, что значение каждого из этих факторов различно для тех или иных структур земной коры: в пределах кристаллических щитов на первый план выступает глубокий денудационный срез. Здесь крупные гранитные тела — плутоны возникали на месте путем магматического замещения вмещающих пород. Такие плутоны совмещают в себе также место образования самой магмы и поэтому могут рассматриваться в качестве магматических очагов.

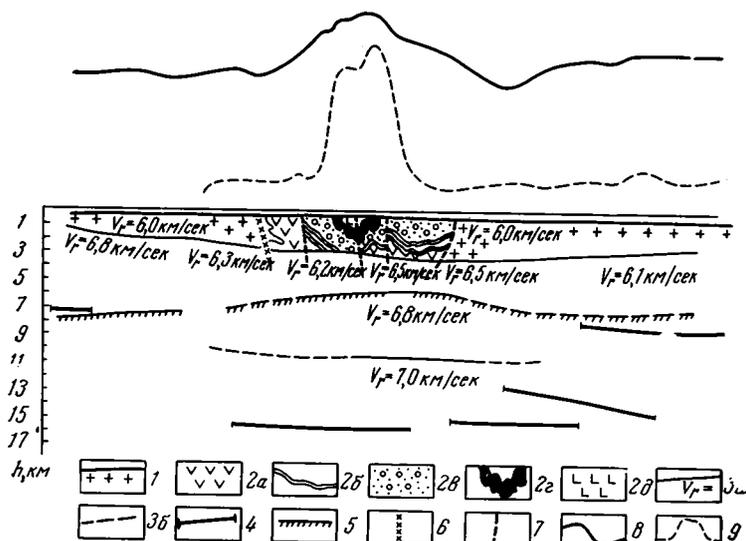


Рис. 6. Сейсмологический разрез через Белозерский синклиорий (по Соллогубу, Чекунову и др., 1966):

1 — поверхность фундамента, сложенного гранитоидами; 2 — породы осадочно-вулканогенной и железорудной формаций: а — метабазиты; б — железисто-силикатные кварциты; в — сланцы хлоритовые, кварцито-песчаники, туфогенные породы, альбитофиры; г — железистые кварциты, хлоритовые сланцы и железные руды; д — ультраосновные породы; 3 — преломляющие горизонты: а — построенные по двум полям времен с указанием граничной скорости; б — построенные по одному полю времен; 4 — отражающие площадки; 5 — поверхность предполагаемого базальтового слоя; 6 — разломы по сейсмическим данным; 7 — тектонические разрывы по геологическим данным; 8 — кривая Δg ; 9 — кривая T_a

Поскольку происхождение складчатости фундамента связано с формированием гранитных тел, надо полагать, что наиболее представительные и «динамичные» складчатые формы приурочены к зонам амфиболитовой фации метаморфизма. Можно отметить, что это положение подтверждается данными изучения мигматитовых куполов, обнаженных в очень высоких береговых уступах фиордов Гренландии. В нижних частях видимого здесь разреза амфиболитовая фация сменяется гранулитовой и соответственно спадает напряженность складчатости (Менерт, 1963).

Все это находит подтверждение и в геофизических данных. Накопившиеся материалы по глубинному сейсмическому зондированию показывают, что в фундаменте ниже мигматитов амфиболитовой фации обычно фиксируются горизонтальные или пологие сейсмические поверхности, нарушаемые только разломами фундамента. Вряд ли эти поверхности отстраивались бы на таких сравнительно небольших глубинах, при наличии там крупных амплитуд складчатости.

Показательны в этом отношении данные глубинного сейсмозондирования, позволяющие интерпретировать положение раздела Конрада в

щитах на относительно небольших глубинах — большей частью до первого десятка километров. В качестве примера можно привести данные, полученные по сейсмическим профилям через Белозерский синклиниорий в Украинском щите (Соллогуб, Чекунов и др., 1966). На профиле, проложенном поперек синклинория (рис. 6), обращают на себя внимание поверхность отражения сейсмических волн на глубине 6—8 км со скоростями 6,8 км/сек и поверхность на глубине 8—10 км со скоростями около 7 км/сек. Такие скорости могут отвечать «базальтовому» слою или породам гранулитовой фации метаморфизма.

В строении Белозерского синклинория участвуют следующие формации: спилито-диабазовая, кварцево-кератофировая, ультрабазитовая и джеспилитовая. Суммарная мощность изучавшегося нами разреза около 8 км. Это примерно отвечает приведенным выше глубинам. Ниже их, судя по геофизическим данным, не остается места для подлинных гранитов.

Упомянутая верхняя сейсмическая поверхность, интерпретируемая как раздел Конрада, имеет обращенную форму: против замка синклинория фиксируется выступ поверхности Конрада, а в направлении смежных куполов гранитный слой утолщается. Это явление можно объяснить ультраметаморфическими преобразованиями коры. Соседние выступы или поднятия мигматитового слоя возникали вследствие изменения структуры и физических свойств гранитизируемых пород. Так, вероятно, устанавливалось нарушенное изостатическое равновесие, вызванное магматическим замещением осадочно-вулканогенных пород в пределах гранито-мигматитовых полей геоантиклинальных поднятий.

В Украинском щите глубина залегания раздела Конрада варьирует в пределах от 6—8 до 18 км (Сологуб и др., 1966).

Важно подчеркнуть, что мигматиты, граниты и среди них крупные плутоны фундамента не являются бездонными. Распространение их по вертикали ограничено определенными глубинами или фациями метаморфизма. Если сопоставить эти глубины с шириной некоторых антиклинальных форм, например Саксаганского купола в Украинском щите, имеющего поперечник гранитоидного ядра размером около 70 км, то толщина мигматитового слоя предстанет на удивление малой.

Надо полагать, что и складчатость, будучи связанной с гранитоидным магматизмом, имеет относительно неглубокие корни. Ее интенсивные проявления, вполне вероятно, ослабевают ниже мигматитового слоя и вряд ли продолжаются в нижнюю часть коры.

РОЛЬ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ИНВЕРСИИ И КОНСОЛИДАЦИИ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ ФУНДАМЕНТА

Гранитоиды обычно занимают центральные части геоантиклинальных поднятий. Эта закономерность отмечается в геосинклинальных системах любого возраста. Формирование гранитоидов происходит в несколько этапов. Это можно проследить и на примере древних геосинклиналей, консолидированных в щитах.

В сравнительно изученной древнейшей геосинклинальной системе Большого Кривого Рога гранитоиды, вероятно, впервые возникают после образования спилито-диабазовой формации во внутренних зонах геосинклиналей. Возраст некоторых плаггиомигматитов здесь превышает 2800—3000 млн. лет. Этому отвечает и возраст роговых обманок в породах спилито-диабазовой формации, отражающий время начального метаморфизма.

Судя по тому, что структурно-фациальные зоны, вытянутые здесь в меридиональном направлении, прослеживаются на сотни километров, можно думать, что изначальные складчатые структуры в спилито-диабазовой формации были относительно простые и приближались к линейным формам. По мере развития гранитоидного магматизма они все бо-

лее искажались и усложнялись локальными вздутями мигматитовых и гранитовых антиклиналей.

В среднем Приднепровье первичные гранитоиды образовали ядра куполов: Саксаганского, Демурина и др. С тех пор развитие Криворожской геосинклинали знаменовалось возрастанием роли гранитоидного магматизма. Ранее созданные гранитоиды подвергались реоморфизму, и возникали новые массы гранитов.

Основной эффузивный магматизм, свойственный начальным этапам развития, становится затем умеренным и сменяется излияниями средних и кислых лав в виде андезитовых порфиритов и кварцевых кератофиров. Существенное значение в разрезе приобрели пирокластические породы. Вместе с тем продолжался рост антиклинальных куполовидных поднятий в связи с нарастанием процессов гранитизации. Образовались краевые кордильеры, приведшие к дифференциации геосинклинали и к возникновению миеосинклиналичных зон. Во внутренних зонах геосинклинали все еще господствовал эвгеосинклиналичный режим. После отложения здесь железистых пород джеспилитовой формации вулканогенно-осадочного типа еще более возросла роль гранитоидного магматизма. Формирование куполовидных и валообразных антиклиналей сопровождалось складчатостью в облекающих метаморфических породах. Поля мигматитов все более разрастались в связи с замещением ими окружающих пород. Общее поднятие, охватившее геоантиклинальные зоны, увлекло и смежные частные прогибы. Расширение, рост и слияние гранитоидных антиклиналей в конце концов привело к инверсии тектонического режима: на месте внутривгеосинклиналичной области возникло нагорье, структурно выраженное крупным Приднепровским антиклинорием. Так закончила свое существование эвгеосинклинали. Затем уже интенсивное прогибание и тектоническая активность распространились на краевые зоны геосинклиналичной системы. Здесь накапливались послеинверсионные литологические формации, и среди них доломито-лагунная и молассовая формации. Аккумуляция как бы сместилась на периферию геосинклинали, а вместе с аккумуляцией словно мигрировал сюда и гранитоидный магматизм.

Необходимо подчеркнуть, что в истории геологического развития земной коры гранитоидный магматизм со временем как будто регрессирует, отступая во внутренние зоны геосинклинали. Гранитообразование вовсе чуждо молодым миеосинклиналичным зонам. Но в докембрии не было этих исключений: гранитоидный магматизм и глубинная складчатость охватывали все зоны геосинклинали и даже смежные протоплатформенные блоки. Можно предположить, что это явление связано с необратимыми изменениями верхней части коры. В раннем докембрии она была еще относительно тонкой, неустойчивой, поскольку ее сиалический слой только начинал наращиваться.

Например, в нижнем протерозое Украинского щита гранитизация охватила и отложения зоны подножий. Здесь возникли многочисленные антиклинальные формы с гранитоидами в их ядрах. Все большее значение приобрели существенно микроклиновые граниты с повышенной щелочностью и возросла роль микроклиновых мигматитов. Таковы гранитоиды: боковянские, верблюжские, петровские, власовские и другие. Они образуют «стада» относительно малых куполов, особенно хорошо представленные в Западно-Ингулецкой внешней зоне Криворожско-Кременчугского краевого прогиба (см. рис. 4).

Нетрудно видеть, что гранитоидный магматизм первоначально проявился в геоантиклиналях, разделявших начальные прогибы геосинклинали. По мере ее разрастания и дифференциации усиливалась роль ультраметаморфизма и складчатости. Они охватывали все большие площади, включая периферию геосинклинали.

Рассмотренный ход истории гранитоидного магматизма указывает,

что последний был многостадийным и, возможно, столь же растянутым во времени, как и формирование литологических формаций.

Из приведенных данных следует, что развитие геосинклинальной системы — ее расчленение, отмирание и превращение в складчатую систему и платформу — определяются в значительной мере развитием гранитоидного магматизма, ведущего к утолщению гранито-метаморфического слоя, к наращиванию сиалической коры и, в конце концов, к ее консолидации.

Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат, 1962.
Белоусов В. В. О коре и верхней мантии материков. Сов. геол., № 1, 1965.
Демин А. М. О структуре Главного Кавказского хребта между Эльбрусом и р. Малая Лаба. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1962.
Калыев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Изд-во «Наукова думка», 1965.
Жоржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1952.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
Лишневский Э. Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования. Геотектоника, № 3, 1965.
Кинг Ф. Геологическая история Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1961.
Менерт К. Новое о проблеме гранитов. Изд-во иностр. лит., 1963.
Павлова Т. Г. К вопросу о генезисе граниго-гнейсовых куполов. Геотектоника, № 3, 1967.
Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 93, Изд-во АН СССР, 1963.
Петров В. П. Современное состояние представления о магме и проблема гранита. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1964.
Платен Г., фон. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. В сб. «Природа метаморфизма». Изд-во «Мир», 1967.
Розен О. М. Особенности осадконакопления в раннем докембрии Кокчетавского массива. В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия». Изд-во «Недра», 1967.
Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Калюжная Л. Т., Хилинский Л. А., Гаркавенко И. Л., Трифонов П. Г. Глубинное строение земной коры Белозерского железорудного района по данным сейсмических исследований АН УССР. Геофизич. сб., вып. 18, Изд-во «Наукова думка», 1966.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
Buddington A. F. Granite emplacement with special reference to North America. Bull. Geol. Soc. America, v. 70, No. 6, 1959.
Escola P. E. The problem of mantled gneisses domes. Quart. J. Geol. Soc. London, v. 104, pt. 4, 1949.
Haller I. Der Zentral metamorphe Komplex von Meddeleiser om Groenland, B. 73, 3, 1955.
Frank E. H. On folding-movements in the zone of the basement. Geol. Rundschau, 46, 2, 1957.
Macgregor A. M. Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia. Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa, v. 54, No. 27, 1951.
Nicholson R. The structure and metamorphism of mantling Karagwe-Ankolean sediments of the Ntungamo gneisses dome and their time-relation to the development of the dome. Quart. J. Geol. Soc. London, 482, v. 121, part 2, 1965.
Smithson S. B. The nature of «granitic» layer of the crust in the Southern Norwegian precambrian. Norsk geol. tidsskr., b. 45, h. 1, 1965.
Wegmann C. E. Uber diapirismus. C. R. Soc. Geol. Finl., 1930.

Институт геологических наук
АН УССР
Киев

Статья поступила
22 января 1968 г.

УДК 551.240.089

А. М. СЫЧЕВА - МИХАЙЛОВА

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ ДИАПИРОВЫХ КУПолов И АСТЕНОЛИТОВ С ПОМОЩЬЮ ЦЕНТРИФУГИ

Рассмотрены результаты тектонического моделирования с помощью центрифуги. В серии опытов моделировались различные формы, связанные с движением пластического материала при инверсии плотностей: диапиры и иные складки нагнетания, а также всплывание магматических астенолитов из мантии. Полученные формы автор сопоставляет с природными структурами. Такое сопоставление приводит к ряду аналогий, которые дают возможности истолкования механизма указанных тектонических деформаций.

Настоящая работа представляет собой продолжение экспериментальных исследований на двух вязких жидкостях, результаты которых изложены автором ранее (1969).

В целях большего приближения к природным условиям деформации упруго-пластичных тел в новой серии опытов вместо вязких жидкостей использовались твердые пластичные материалы¹. В связи с относительно большей их вязкостью и предельным напряжением сдвига нормальной силы тяжести оказалось недостаточно для быстрого перемещения этих материалов и деформация их была обеспечена увеличением силы тяжести за счет центробежной силы центрифуги².

Развитие гравитационной неустойчивости в опытах с центрифугой наблюдалось в течение времени от десятков секунд до десятков минут при ускорении силы тяжести на дне стакана в среднем около 1000 *g*. При подборе эквивалентных материалов предварительно проводился расчет их вязкости по формуле общего условия подобия. При этом учитывалась величина центробежной силы. Результаты подсчетов определили вязкость материалов — примерно $3 \cdot 10^5$ пуаз. После ряда попыток для опытов были отобраны каучук марки СКТВ-1³ и замазка. Использование этих материалов характеризуется рядом преимуществ. Они позволяют создавать более сложные, слоистые модели. Деформации на этих материалах хорошо закрепляются, а поэтому детали механизма перемещения в моделях можно было изучать в горизонтальных и вертикальных срезах и со снятием слоя тяжелого материала.

¹ Экспериментальные исследования на 19 твердых пластичных материалах были выполнены автором в течение 1966—1967 гг. в лаборатории тектонофизики МГУ под руководством члена-кор. АН СССР, проф. В. В. Белоусова.

² В опытах использовались центрифуги двух марок: а) ЦЛС-2 (лабораторная стационарная) с максимальной скоростью вращения при роторе крестовине 2100 об/мин, которой соответствует ускорение на дне стакана 1250 *g*; б) ЦЛР-1 (лабораторная рефрижераторная) с 3000 об/мин и 2500 *g*.

³ Каучук марки СКТВ-1 — синтетический каучук термостойкий винилсилоксановый с высоким содержанием винильных звеньев.

Деформация в опытах с центрифугой в общем сводилась к отжиманию с границы неустойчивости более тяжелого материала по направлению действия центробежной силы, а более легкого в противоположном направлении.

В этой серии опытов моделировались структуры нагнетания, связанные с движениями пластичного материала при инверсии плотности: соляные диапиры и всплывание магматических астенолитов из мантии. Полученные формы сопоставлялись с природными структурами, что привело к ряду интересных аналогий, которые открывают новые возможности в истолковании механизма тектонических деформаций в обстановке инверсии плотности горных пород. Применение твердых материалов дает возможность создания трехслойных моделей. Это позволило, в соответствии с представлениями В. В. Белоусова, воспроизвести картину движения астенолитов с кровли волновода и их механическое воздействие на земную кору.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА РОСТА ДИАПИРОВЫХ КУПОЛОВ И АСТЕНОЛИТОВ

Модели из твердых пластичных материалов нагляднее и детальнее отображают характер процесса перемещения в условиях инверсии плотности и дают о нем новые данные. Была выявлена роль перерывов в изменении формы диапировых куполов и определено влияние слоев разной прочности в перекрывающих породах на характер перемещения. Развитие процесса перемещения наблюдалось в ряде моделей с одинаковыми исходными данными, но с разной длительностью вращения их в центрифуге.

В качестве эквивалента легких пород (соли или вещества волновода) использовался белый каучук марки СКВТ-1¹ и красный каучук (окрашенный краской — редоксайдом). Каучук СКВТ-1 имеет плотность $0,97 \text{ г/см}^3$ и вязкость 10^5 — 10^6 пуаз. Эквивалентом тяжелым породам (т. е. породам, перекрывающим соль, или веществу верхней мантии, расположенному выше волновода) служила замазка с плотностью $2,03 \text{ г/см}^3$ и вязкостью 10^6 — 10^8 пуаз.

1. ХАРАКТЕР ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ПРИ ГРАВИТАЦИОННОЙ НЕУСТОЙЧИВОСТИ

В вертикальном разрезе модели² 52 (рис. 1) видны три неполные ячейки, которые образовались при перемещении каучука наверх, а трехслойной замазки вниз³. Слои замазки разорваны здесь поднимающимся каучуком на отдельные участки, имеющие форму крупных капель. Замазка слагает центральную часть ячеек. Каучук располагается на их периферии и имеет вид грибообразных куполов, утоняющихся внизу и расширяющихся в головной части. Утонение в нижней части купола связано с отжимающим действием со стороны замазки, которая, опускаясь, вытесняет каучук наверх. Расширение в головной части объясняется растеканием легкого каучука по поверхности замазки. Последнее приводит к образованию навесов или карнизов у купола. Каждый купол является общим для двух соседних ячеек.

Таким образом, при неустойчивом расположении тяжелой замазки над легким каучуком перемещение их происходит по отдельным изолированным ячейкам, которые напоминают ячейки конвективного движения в обычных жидкостях. Всплывание каучука на периферии ячеек

¹ Экспериментальное изучение процесса образования диапировых куполов, тел интрузий и структур складчатых зон с применением центрифуги проводил Г. Рамберг (Ramberg, 1963, 1967).

² Длина модели равна диаметру стакана центрифуги и составляет 72 мм.

³ Первоначально в модели 52 внизу располагался слой каучука 4 мм, сверху трехслойная замазка 16 мм. Затем модель вращалась в центрифуге 8 мин. при 300 г.

приводит в горизонтальном срезе к кольцевому расположению куполов вокруг мульд.

В модели 88 (рис. 2) первоначальная мощность каучука была равна 8 мм, а замазки — 16 мм. После вращения модели в центрифуге в течение 2 мин (при 300 g) замазка была снята. При этом в рельефе поверхности каучука четко выявилось кольцевое расположение куполов.

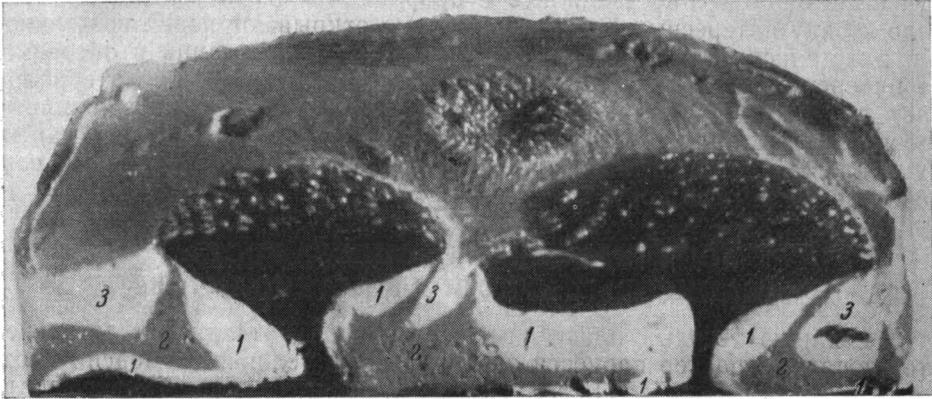


Рис. 1. Ячейки конвективного движения. (Вертикальный разрез модели 52)
Слои замазки (вмещающих пород): 1 — нижний; 2 — средний; 3 — верхний

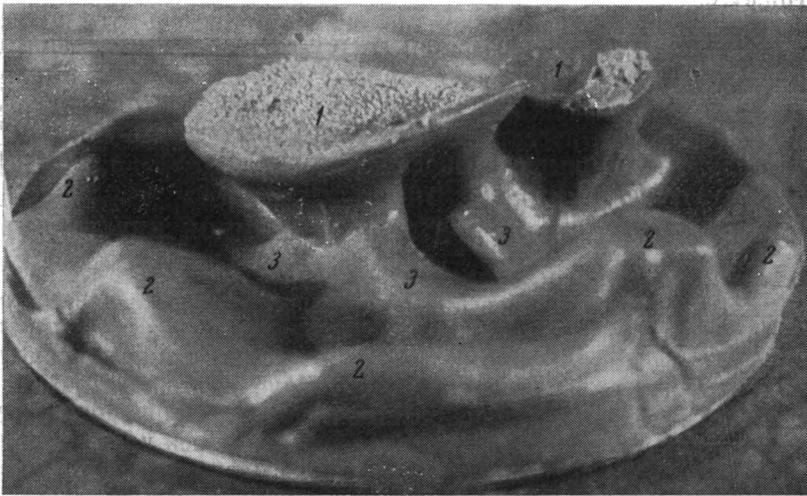


Рис. 2. В рельефе поверхности каучука кольцевое расположение куполов вокруг ваннообразных вдавленностей. (Модель 88 со снятой замазкой)

1 — купола прорванного типа (главные); 2 — купола скрыто-прорванного типа (сопутствующие); 3 — перемычки, соединяющие купола прорванного и скрыто-прорванного типа в кольцевые массивы

На рис. 2 видно, что при перемещении вниз замазка образовала в рельефе поверхности каучука ваннообразные вдавленности, а на периферии этих вдавленностей замазка привела к поднятию каучука. Высота поднятий различна: в середине образца каучук поднялся до поверхности замазки и растекся по ней, образовав два купола грибообразного вида, напоминающие соляные диапиры прорванного типа. В других местах каучук не достиг поверхности замазки и образовал купола типа скры-

тых соляных диапиров. «Прорванные» и «скрытые» купола соединяются перемычками (наименее поднятые участки каучука на периферии вдавленностей) в сплошные кольцевые массивы.

Перемещение горных пород при неустойчивом расположении легких пород под тяжелыми в природе происходит, как надо полагать, по изолированным ячейкам, аналогичным наблюдаемым в опытах. Результатом такого движения является кольцевое расположение соляных диапиров вокруг мульд. Антеклизы — поднятия земной коры, образующиеся при поднятии астенолитов с кровли волновода, также в виде овалов окаймляют широкие синеклизы неправильной формы. В целом расположение поднятий и прогибов земной коры напоминает кольцевое расположение соляных куполов.

2. ОСНОВНЫЕ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ГРАВИТАЦИОННОЙ НЕУСТОЙЧИВОСТИ

В модели 126¹ при тонкослоистом строении замазки (перекрывающих пород) можно наблюдать три основные стадии развития гравитационной неустойчивости и характер нарушения вмещающих пород в эти стадии.

В первую стадию граница между каучуком и замазкой представляет собой плавную кривую. Неровности этой границы, направленные вверх и вниз, равны по высоте и ширине. Слои замазки повторяют неровности поверхности каучука. Мощность слоев замазки в пределах повышенного и пониженного ее залегания остается почти неизменной. Эта стадия развития неустойчивости соответствует стадии образования соляных антиклиналей (соляных «подушек»).

Вторая стадия неустойчивости (рис. 3, справа) характеризуется внедрением каучука в пределах повышенного расположения



Рис. 3. Вторая (справа) и третья (слева) стадии развития неустойчивости. (Вертикальный разрез модели 126)

границы неустойчивости и образованием как бы ядра диапира. Слои замазки над внедрившимся вверх каучуком приобретают резкий антиклинальный изгиб. В сводовой части антиклиналей наблюдается сокращение мощности слоев замазки и выклинивание нижних ее горизонтов, а в прогибах, окружающих купол, — увеличение мощности ее слоев, обусловленное послойным перетеканием замазки из сводовой части купола. Верхние слои замазки в прогибах смяты в мелкие складки. Вторая стадия неустойчивости отвечает соляным диапирам скрытого типа.

¹ В модели 126 первоначально внизу располагался каучук мощностью 6—7 мм, сверху — тонкослоистая замазка 16 мм (толщина отдельных слоев 1 мм); время вращения в центрифуге 10 мин. при 300 g.

Третья стадия неустойчивости (рис. 3, слева) характеризуется усилением внедрения каучука — головная часть ядра прорывает замазку и выходит на поверхность. Эта стадия соответствует образованию прорванного диапира, ядро которого часто имеет вид колонны. С приближением к ядру слои замазки, особенно нижние, приобретают

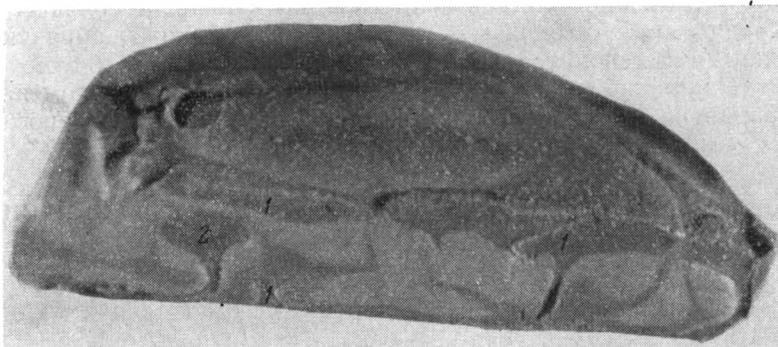


Рис. 4. Купол второй генерации (слева) на месте впадины первой генерации. (Вертикальный разрез модели 60)

1 — купол первой генерации (прорванный), 2 — купол второй генерации (скрыто-прорванный)

крутое залегание и выклиниваются. В другом случае ядро прорванного диапира имеет грибообразную форму (рис. 3, слева), слои замазки в области утоненной части ядра залегают круто, а у расширенной его части (под навесами) принимают опрокинутое залегание и выклиниваются. Под навесами ядра, благодаря опрокинутому залеганию слоев замазки, низкие, более «древние», ее слои могут располагаться над более высокими — «молодыми». Это может быть связано с интенсивным отжиманием более «древних» слоев замазки под навесы купола более молодыми (рис. 1, передний план).

Головная часть ядра с навесами сразу после прорыва слоистой замазки имеет выпуклую поверхность. Вскоре на поверхности ее, примерно над каналом, по которому поступает каучук, образуется плоская вторичная впадина (рис. 1, второй план). Ее образование можно объяснить растяжением и растеканием каучука в поверхностной части ядра и уменьшением подъема его по каналу снизу. Характерные для сводовых частей прорванных соляных диапиров вдавленные мульды и мульды оседания, видимо, имеют происхождение, аналогичное рассмотренному.

С образованием куполов грибообразного вида в третьей стадии связано полное формирование рассмотренных выше ячеек «конвективного» движения. С третьей стадией неустойчивости связаны важные детали процесса перемещения.

Отжимающее действие тяжелой замазки внизу может привести ко все большему утонению купола в его основании и даже к его полному пережиму. В результате перемещение каучука по первичным ячейкам может прекратиться. Если при этом внизу в пределах первичных впадин остается легкий каучук, он обычно сохраняется в виде линз на некотором расстоянии от куполов первой генерации (дальше от крупных, ближе к мелким). Эти линзы каучука могут послужить для образования куполов второй генерации. Вертикальный разрез модели 60 (рис. 4)¹ дает представление об образовании этих куполов и о их взаи-

¹ В модели 60 внизу каучук мощностью 4 мм, вверху замазка мощностью 16 мм, время вращения в центрифуге 50 сек при 1000 г.

моотношении с куполами первой генерации. Рост куполов второй генерации указывает на изменение направления материала в пределах первичных впадин. Первоначальное перемещение замазки вниз в результате роста этих куполов сменяется перемещением ее вверх (рис. 4, см. слева поведение среднего слоя замазки). Эти наблюдения дают наглядное представление о возможном механизме инверсии тектонических движений, что имеет значение при рассмотрении ряда геологических явлений.

Четвертая стадия неустойчивости сводится к перемене местами тяжелой замазки и каучука и прекращению движения. В природе полного перемещения вверх легких пород не наблюдается, так как на их движение оказывает влияние прочность перекрывающих пород, затрудняющая перемещение. В земной коре легкие породы, поднимаясь, проникают в более высокие слои, которые становятся все менее плотными. Подъемная сила уменьшается, и всплывание легких пород может вовсе прекратиться.

Проявление той или другой стадии развития неустойчивости зависит от факторов, определяющих скорость процесса (мощности и вязкости легких и тяжелых пород и разности их плотностей), и от времени развития неустойчивости.

3. ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ И РАЗМЕРЫ ГРАВИТАЦИОННЫХ СТРУКТУР

В модели форма структуры на границе неустойчивости зависит от отношения мощности легкого каучука к мощности тяжелой замазки. В отдельной серии опытов мощности их изменялись, а общая мощность сохранялась равной 20 мм. При этом были использованы три варианта,

Таблица 1

Влияние мощности легкого каучука на размеры и количество куполов

№ модели	Мощность каучука, мм	Время перемещения	Количество ячеек и куполов	Размеры поперечников куполов 1-й генерации
8	2	18 мин.	3 неполные ячейки или 2 купола	Более мелкие
13	4	1 мин. 30 сек.	То же	» »
16	6	1 мин. 30 сек.	2 неполные ячейки или 1 купол	Более крупные
14	6	1 мин.	То же	» »
4	8	1 мин.	2 неполные ячейки или 1 купол 1-й генерации и по бокам 2 купола 2-й генерации	» »
5	8	1 мин.	То же	» »

Примечание. Мощность замазки 16 мм; g центрифуги 800; стадия перемещения — начало 3-й стадии конвективной неустойчивости (купола слабо грибовидной формы)

которые обусловили три основные формы структур: 1) мощность каучука меньше мощности замазки; 2) мощности их равны; 3) мощность каучука больше мощности замазки. Формы гравитационных структур в этих вариантах рассматриваются для третьей стадии неустойчивости.

В первом варианте на границе неустойчивости образуется много мелких куполов из каучука, разделенных широкими впадинами, выполненными замазкой. Во втором купола и разделяющие их впадины одинаковы по форме и равны по размерам. В последнем случае еще более крупные купола из каучука сочетаются с узкими впадинами, выполненными замазкой.

Таблица 2

Влияние мощности тяжелой замазки на стадии развития гравитационной неустойчивости

М модель	Мощность замазки, мм	Стадии неустойчивости
89	4	В основном 2-я стадия, но 2 купола вышли на поверхность замазки
90	8	В основном 2-я стадия, но 3 купола вышли на поверхность замазки
91	16	3-я стадия
93	32	4-я стадия
94	64	Перемещение отсутствует

Примечание. Мощность каучука 4 мм; g центрифуги 300; время 2 мин; везде 3 небольшие ячейки и 4 мелких купола.

Итак, поперечные размеры куполов в трех рассмотренных вариантах с увеличением мощности легкого каучука увеличиваются. Это сопровождается уменьшением поперечных размеров впадин.

Основные формы гравитационных структур, образующиеся на границе неустойчивости, изменяются также по стадиям ее развития. Последние рассматривались выше для первого случая, т. е. при мощности каучука меньшей, чем мощность замазки. В природе это соотношение более распространено, чем два других. В районах развития соляных диапиров соль чаще имеет мощность относительно меньшую, чем мощность перекрывающих пород. Мощность менее плотного вещества волновода также, видимо, меньше мощности верхней части мантии, расположенной выше волновода. Для этого наиболее распространенного варианта определялись: в одной серии опытов — влияние на размеры гравитационных структур изменения мощности каучука, а в другой — замазки.

Из табл. 1 видно, что при небольшой мощности каучука образуются мелкие купола и ячейки, но в большем количестве, а при большей мощности каучука они становятся крупнее, но количество их уменьшается.

Влияние изменения мощности замазки представлено в табл. 2.

Видно, что увеличение мощности замазки определяет только стадии перемещения, но не приводит к изменению формы и размеров структур.

4. СКОРОСТЬ ПРОЦЕССА ПЕРЕМЕЩЕНИЯ

Скорость процесса перемещения определяется мощностью легкого каучука и тяжелой замазки. Из табл. 1 видно, что для получения третьей стадии неустойчивости при мощности каучука 2 мм требуется 18 мин., а при мощности 8 мм — 1 мин., т. е. при возрастании мощности каучука процесс перемещения убыстряется.

Влияние мощности замазки на скорость процесса перемещения видно из табл. 2 (мощность каучука, а в предыдущей серии опытов мощность замазки, время вращения и ускорения центрифуги имеют здесь постоянное значение). С увеличением мощности замазки от 4 до 32 мм процесс перемещения убыстряется. Однако в модели 94 при увеличении мощности замазки до 64 мм, т. е. в 16 раз большей, чем мощность каучука, перемещения вообще не наблюдается. Из этого следует, что

при значительном преобладании мощности надсолевых толщ над мощностью соли всплывание куполов может не происходить.

Итак, с увеличением мощности как легкого каучука, так и тяжелой замазки, процесс перемещения ускоряется. Более глубокие стадии развития неустойчивости наступают раньше, а для получения одинаковых стадий перемещения требуется меньше времени.

5. ВЛИЯНИЕ ПОВТОРНЫХ ЭТАПОВ РОСТА КУПОЛОВ НА ИХ ФОРМУ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

В специальной серии опытов изучалось влияние повторных этапов роста, следовавших за перерывами в осадконакоплении и происходивших при возрастании мощности перекрывающих соль пород, на форму и распределение куполов. Опыты ставились следующим образом. Первоначально готовились три модели с одинаковой мощностью каучука (4 или 6 мм) и замазки (8 мм). Эти модели в течение одинакового

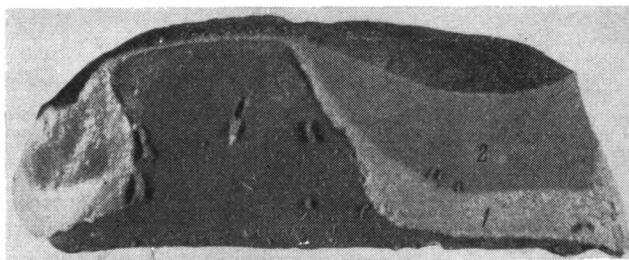


Рис. 5. Колоннообразный купол после двух этапов роста

В модели 105 внизу — каучук мощностью 6 мм, вверху — замазка мощностью 8 мм — 1-й слой; время первого вращения 8 мин. при 300 г. После добавления замазки 8 мм — 2-й слой, время второго вращения 45 сек. при 300 г

времени вращались в центрифуге при 300 г. Продолжительность первого вращения составляла от 1 до 12 мин. и определяла первый этап роста. Затем в две другие модели добавлялось по 8 мм замазки и они подвергались повторному вращению. Продолжительность второго вращения была от нескольких десятков секунд до 9 мин. (при 300 г). После этого в разрезе одной из этих двух моделей можно было видеть результат действия двух этапов, связанных с двумя перерывами. Наконец, в третью модель добавлялось еще 16 мм замазки и она снова подвергалась вращению в течение времени от 15 сек. до 9 мин. (при 300 г). Разрез последней модели дает картину перемещения после трех этапов роста.

Было проведено несколько таких комбинированных опытов, в которых в результате первого вращения (первого этапа роста) были получены купола колоннообразной и грибообразной формы. Затем проводились наблюдения за изменением их формы и характера распределения при повторных этапах роста. На рис. 5 и 6 видно, что при этом перемещение каучука вверх происходит по старым каналам, т. е. перераспределения в расположении куполов не наблюдается.

Рассмотрим характер изменения формы куполов при повторных этапах роста. Купола колоннообразной формы, образованные в процессе перемещения каучука вверх (после наложения первого слоя замазки), при повторном росте (после наложения второго слоя замазки) проникают в этот слой всей колонной. По колоннообразной форме купола нельзя решить, образовался ли он в результате двух или одного этапа роста. Действительно, форма купола на рис. 5 могла получиться и в результате однократного перемещения.

В том случае, если после первого этапа роста купол приобретает грибообразную форму, его карнизы располагаются на уровне поверхности первого шерыва, т. е. в кровле первого слоя (рис. 6 справа, показано пунктиром).

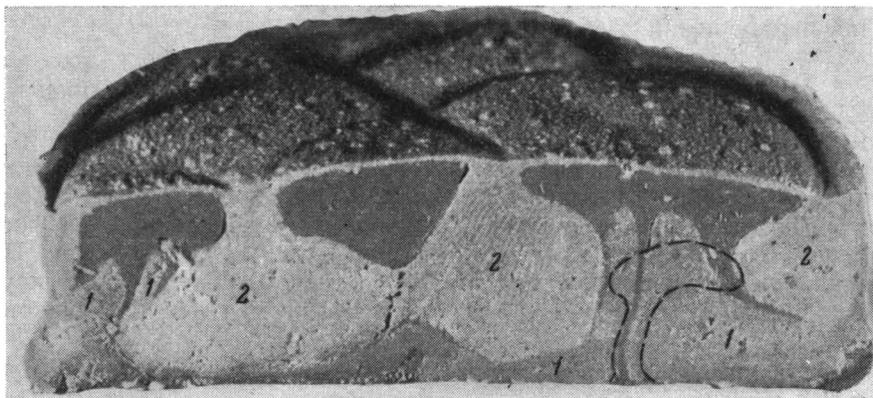


Рис. 6. Грибообразные купола после двух этапов роста

Пунктиром (справа) показано положение грибообразного купола после первого этапа роста. В модели 100 внизу каучук мощностью 6 мм, сверху замазка 8 мм — 1-й слой; время первого вращения 3 мин. при 300 г. После добавления 8 мм замазки — 2-й слой, время второго вращения 1 мин. при 300 г.

При повторном росте, связанном с наложением второго слоя замазки, подъемная сила купола увеличивается. Опускание во впадинах второго слоя замазки приводит к отжиманию нижнего слоя ее в боковые стороны, а затем вверх под шляпку купола (рис. 6). Это способствует более интенсивному проникновению головной части купола непосредственно вблизи канала во второй слой замазки. Несколько в сторону от канала купола отжимающее действие нижнего слоя замазки вверх под шляпку купола ослабевает и здесь между первым и вторым слоями замазки остаются остатки (хвосты) каучука, которые отвечают положению грибообразного купола первого этапа роста. Головная часть его может подняться до поверхности второго слоя замазки и образовать грибообразный купол на более высоком уровне. Остатки (хвосты) каучука от грибообразного купола первого этапа роста связаны с основной частью купола второго этапа и представляют собой его ответвления. Эти ответвления можно сопоставить с карнизами или навесами соляных диапиров нижнего этажа. Периферические части грибообразного купола более высокого уровня соответствуют навесам соляных диапиров верхнего этажа.

На рис. 6 можно видеть сложную форму грибообразного купола, образованного в результате двух этапов роста. Этот купол в первом и втором этапах роста находится в третьей стадии развития неустойчивости.

Итак, по форме грибообразного купола можно судить об эволюции его роста.

6. ПРОЦЕСС РОСТА КУПОЛОВ В СЛОЯХ ЗАМАЗКИ РАЗНОЙ ПРОЧНОСТИ И ВЯЗКОСТИ

Модель 119 (рис. 7) имитировала процесс роста соляных диапиров в слоистых осадочных породах и астенолитов в слоистой верхней части мантии. При этом выяснилось влияние слоев разной прочности и вязкости на процесс их роста.

Исходные данные модели следующие: мощность каучука 4 мм; тяжелая замазка общей мощностью 15 мм состоит из трех слоев разной прочности и вязкости по 5 мм каждый.

Замаска среднего слоя модели имела большую прочность и вязкость, так как после приготовления выдерживалась одни сутки и при этом застывала. Замаска для нижнего и верхнего слоев использовалась свежеприготовленная, прочность и вязкость ее меньше. Созданная таким образом модель вращалась в течение 3 мин. в центрифуге при 300 g.

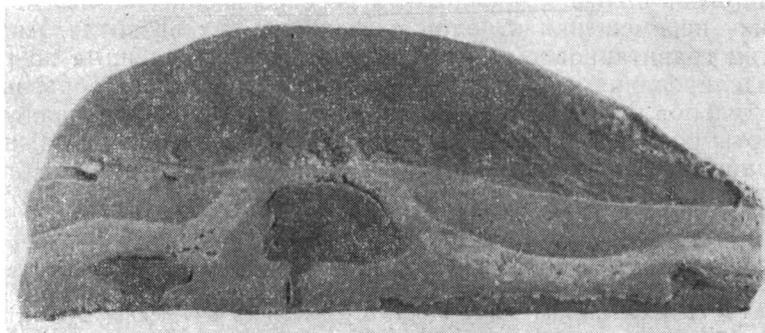


Рис. 7. Процесс роста куполов в слоях замазки разной прочности и вязкости

На вертикальном разрезе модели видно, что на границе неустойчивости каучука и замазки образуется много мелких куполов, большей частью скрыто-прорванного типа. Средний слой замазки определяет основной уровень их подъема. Это можно объяснить тем, что подъемная сила основной части куполов меньше прочности этого среднего слоя. Более крупные купола стремятся прорвать этот слой. В тех случаях, когда это усилие меньше прочности указанного слоя, над куполом в слоях замазки образуется антиклинальный изгиб. В сводовой части купола в менее прочном слое замазки, расположенном выше среднего слоя, происходит отток материала, а в прогибах, окружающих купол, наблюдается увеличение его мощности, что приводит к увеличению подъемной силы купола. В том случае, когда подъемная сила купола превысит прочность среднего слоя, он будет прорван. Это приведет к поднятию купола на более высокий уровень и даже к выходу его на поверхность, т. е. к образованию купола прорванного типа.

Таким образом, наличие более прочных (более вязких) прослоев в разрезе осадочных пород, покрывающих соль, может привести к образованию куполов скрыто-прорванного типа, обусловленных не характером самого процесса перемещения, а задержкой его на определенных уровнях, связанных с большей прочностью слоев.

В природных условиях наличие в осадочных породах слоев большей прочности может привести к этажности в развитии процесса перемещения.

В итоге можно прийти к заключению, что экспериментальные исследования на твердых пластичных материалах подтверждают выводы о характере перемещения при гравитационной неустойчивости, полученные при моделировании на двух вязких жидкостях. В опытах на твердых пластичных материалах общий характер перемещения по отдельным ячейкам, приводящий к формированию кольцевых массивов из легкого материала, наблюдается нагляднее, а особенности нарушений в покрывающем слое тяжелом материале фиксируются детальнее. Более четко видно соотношение куполов первой генерации, связанных с формированием кольцевых массивов, с куполами второй генерации, образующимися внутри этих кольцевых массивов. Полностью подтверждаются рекомендации по влиянию структур, представляющих перво-

очередной интерес для поисков нефти и газа. Такими структурами являются скрыто-прорванные купола второй генерации, такие же (сопутствующие) купола кольцевых массивов и их соляные перемычки.

Новым выводом является то, что при повторных этапах рост куполов происходит по старым каналам и по форме «соляных» ядер можно составить представление об истории развития куполов. Выявлено также влияние слоев большой прочности в перекрывающих «соль» породах на задержку перемещения куполов и этажность их развития. Аналогии в развитии гравитационной неустойчивости, установленные по результатам моделирования и из анализа природной обстановки образования соляных куполов в Прикаспийской впадине, позволяют предполагать сходные черты развития и при образовании астенолитов, вызывающих формирование в земной коре поднятий и прогибов первого порядка.

Литература

- Сычева-Михайлова А. М. О механизме тектонических процессов в условиях инверсии плотности горных пород. Геотектоника, № 4, 1969.
- R a m b e r g H. Experimental study of gravity Tectonics by Means of centrifuged Models. Bull. of the Geological Institut of the University of Uppsala, v. XLII, No. 1—6, Uppsala, 1963.
- R a m b e r g H. The Scandinavian Caledonides as studied by Centrifuged Dynamic Models. Bull. Geol. Institut. Uppsala, v. XLIII, No. Uppsala, 1967.

Московский государственный
университет
им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
20 сентября 1967 г.

УДК 551.24 (470.327)

В. С. ЛАЗАРЕВ, А. В. ЛОБАЧЕВ

**К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ПОДНЯТИЙ
ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ**

На примере Керенско-Чембарских дислокаций делается попытка наметить некоторые закономерности в развитии локальных структур платформ на протяжении длительного отрезка времени, и объяснить причину различных точек зрения на интенсивность роста локальных структур в периоды общего погружения и общего подъема в течение цикла.

Изучение истории развития локальных структур платформ имеет большое практическое и теоретическое значение. Практическое значение этих структурных форм определяется тем, что они могут быть ловушками для нефти и газа, причем время возникновения ловушки и характер ее развития нередко предопределяют возможность наличия в ней залежей нефти и газа (Козленко, 1955; Ковалевский, 1956; Машкович, 1961). Познание же эволюции локальных поднятий — этих наиболее многообразных по генезису структурных форм — позволяет судить о характере развития и длительности формирования деформаций чехла платформ.

В настоящей статье для детального анализа привлечены данные по Пачелмской, Веденяпинской, Красноозерской и Сердобской локальным структурам, приуроченным к Керенско-Чембарским дислокациям Пачелмского прогиба. Выбор объектов не случаен. Здесь на сравнительно небольшой глубине бурением вскрыты на значительную мощность рифейские отложения, что дает возможность изучить историю развития выбранного участка земной коры как в древние этапы (рифей), так и в более поздние (средний палеозой — мезозой).

При изучении истории формирования структур использовались данные бурения, на основании которых строились графики роста, являющиеся модификацией ранее применявшихся построений (Розанов, 1957; Наливкин, 1959; Гурари, 1959). Для построения графиков привлекались данные по трем скважинам (сводовая и две на крыльях), расположенным на одном профиле. Прирост амплитуды структуры за отрезок времени, соответствующий накоплению данного слоя (пачки, толщи, свиты), определялся по разности их мощностей в сводовой и крыльевой скважинах. Максимальная современная амплитуда структуры принималась за 100%, а приросты за отдельные этапы оценивались в процентах от нее. Определенные таким образом значения прироста откладывались по оси абсцисс, а по оси ординат отмечалось соответствующее время по абсолютной шкале в миллионах лет (Проект рекомендаций..., 1966).

Кривые прироста амплитуды во времени $h=f(T)$ строились для обоих крыльев, где это было возможно, что позволяет судить о развитии каждого крыла структуры. Степень расхождения кривых позволяет судить о роли региональных движений в формировании структуры (величина удаления кривых друг от друга прямо пропорциональна региональному уклону на данном участке). На этот же график наносится кривая накопленной мощности $M=f_1(T)$. Значения накопленной мощности за этап выражены в процентах от общей мощности отложений, принимаемой за 100%. Эта кривая характеризует темп прогибания участка, на котором расположена локальная структура. Начало роста структуры отмечается точкой с нулевым значением на оси абсцисс. Отрезок кривой ниже этой точки характеризует развитие этого участка до начала формирования структуры, под воздействием региональных движений.

Анализ графиков (рисунок) по локальным структурам Керенско-Чембарских дислокаций показывает, что от верхнего рифея до живета участок современного нахождения Пачелмской структуры развивался, по-видимому, под воздействием региональных движений, обусловивших формирование моноклинали с наклоном к западу, т. е. в сторону Пачелмского прогиба. С наступлением фаменского века началось формирование локального поднятия. Этому, вероятно, предшествовало образование флексуры, подсеченной скважинами на северо-восточном крыле Пачелмской структуры. Движения девонского времени привели к тому, что к началу карбона сформировалась структура, амплитуда которой по кровле фамена составила 40—45% современной, тогда как прирост остальных 55—60% произошел в интервале времени от карбона до четвертичного периода.

При сравнении графиков для крутых крыльев Пачелмской и Красноозерской структур, примыкающих к одной флекуре, обращает на себя внимание их сходство. Оба графика отчетливо отражают прирост амплитуд в конце франского и в течение фаменского веков, что может свидетельствовать о том, что характер развития крутых крыльев обусловлен движениями, формирующими структуру. График для Веденяпинской структуры резко отличается от рассмотренных. Это тем более интересно, поскольку Веденяпинская и Пачелмская структуры образуют одну из пар сопряженных структур. Рост Веденяпинской структуры начался, скорее всего, в преддевонское время или в начале девона, а к началу карбона амплитуда по кровле веденяпинской свиты составила для обоих крыльев 60—65% современной. Любопытно, что наиболее интенсивный рост Веденяпинской структуры в течение девона связан с живетским веком, особенно для юго-западного крыла, сопряженного с крутым крылом Пачелмской структуры, в то время как последней тогда еще не существовало, или она только намечалась. Можно предположить, что движения, которые до начала живетского века формировали крупную структуру с наиболее приподнятой частью в пределах современной Веденяпинской, к началу живета дифференцировались таким образом, что вместо единого юго-западного крыла этой палеоструктуры на месте современного Пачелмского поднятия в течение живетского и франского веков образовалась ступень, обусловленная заложением разлома. По этой ступени в конце франского — начале фаменского веков начали формироваться Пачелмская, а также Красноозерская локальные структуры. Упомянутый разлом в течение верхнего рифея, видимо, не существовал; во всяком случае, движений по нему не происходило. Иначе трудно объяснить постоянство мощностей не размытых верхнерифейских толщ. В самом деле, общая мощность веденяпинской свиты в скважине 3-бис Пачелмская составляет 176 м, в скважине 10 Пачелмская — 177 м; в скважине 1 Веденяпинская — 186 м. Интенсивный рост

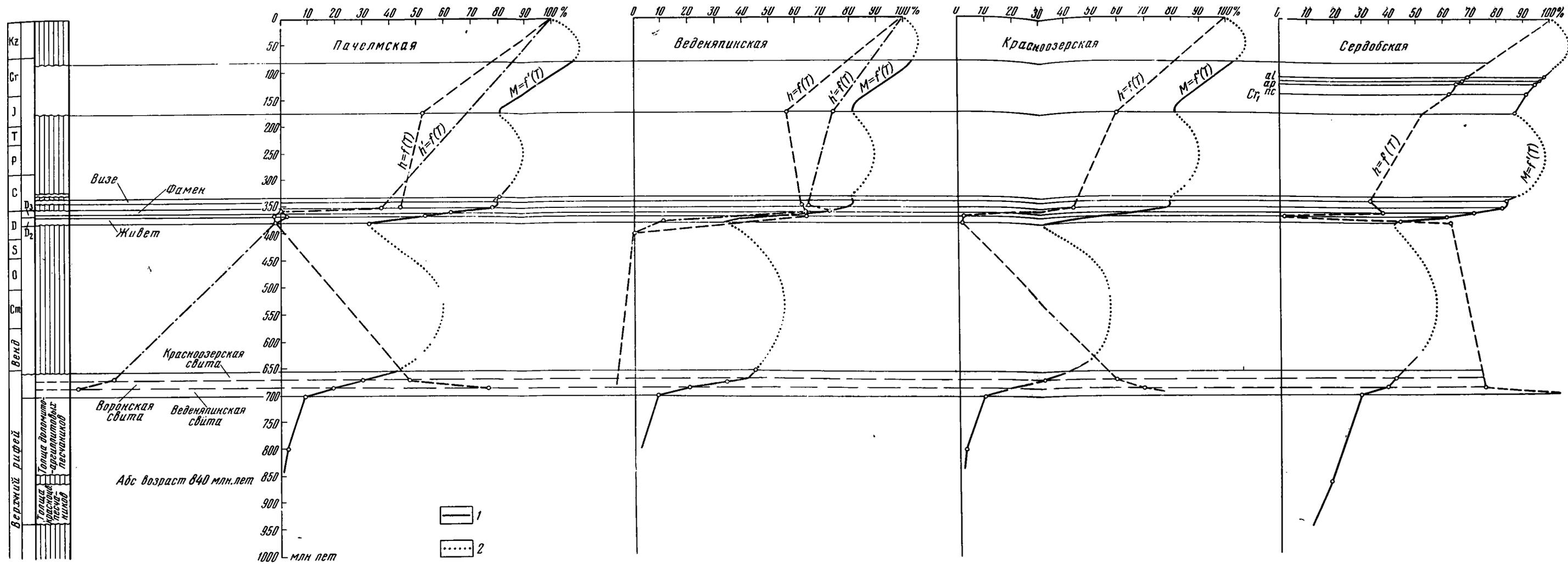


Рис. 1. Графики роста локальных структур Керенско-Чембарских дислокаций; $h=f(T)$ и $h'=f'(T)$ — кумулятивные кривые прироста амплитуд по двум крыльям; $M=f'(T)$ — кумулятивные кривые прироста мощностей отложений:
 1 — по фактическим данным; 2 — гипотетические построения

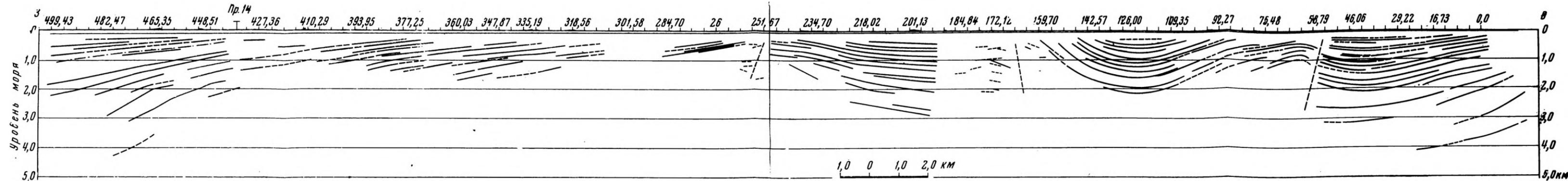


Рис. 2. Сейсмический разрез по профилю 8

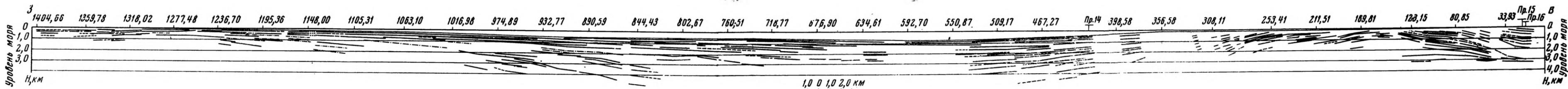


Рис. 3. Сейсмический разрез по профилю 4

юго-западного крыла Веденяпинской структуры в живетский век, видимо, был связан с движениями по этому разлому.

Анализируя график роста для крутого крыла Сердобской структуры, можно видеть некоторое сходство его развития с эволюцией Пачелмской флексуры. Здесь также по отложениям верхнего рифея в живете фиксируется моноклиальный наклон от скв. 3 к скв. 2, т. е. в сторону современного свода Сердобской структуры. Об этом свидетельствует еще и то, что в скв. 3, расположенной на крутом юго-западном крыле структуры, размытом захвачены четыре верхние толщи верхнего рифея, тогда как в сводовой скв. 2 размыту подверглись только три толщи. Образование крутого крыла Сердобской структуры происходило, судя по графику, в течение франского века, а к концу девона рост его прекратился, причем отмечается даже некоторое уменьшение амплитуды этого крыла. Однако к началу карбона амплитуда по кровле терригенной свиты верхнеживетско-нижнефранского возраста, по которой в настоящее время отмечается наибольшая амплитуда, достигает 30—35%. Дальнейший прирост амплитуды распределяется следующим образом: за время от карбона до сеномана 35%, от сеномана до четвертичного периода 30%. Кумулятивные кривые мощностей, нанесенные на графики, показывают в целом идентичную для всех структур картину распределения мощностей, что говорит об одинаковом темпе прогибания. Толща верхнерифейских отложений, сохранившаяся к началу живетской трансгрессии, составляет 30—40% общей мощности чехла, мощность девонских образований 45—50%, а на долю отложений карбона и мезо-кайнозоя приходится 15—20%.

Сходство в целом графиков для Пачелмской, Красноозерской и Сердобской структур, т. е. структур, связанных с флексурами, говорит о сходстве их развития. Намечается некоторая перестройка структурного плана, падающая на начало живетского и франский века и выразившаяся, по всей вероятности, в заложении разломов на крыльях додевонских структур, движения по которым в последующем привели к зарождению в пределах этих крыльев девонских новообразованных структур, таких как Пачелмская, Красноозерская и, по-видимому, Сердобская, которые вовлекли в структурообразование и древние рифейские толщи. После отмеченной перестройки в дальнейшем развитии структур существенных изменений не происходило — все лежащие выше горизонты наследуют структурный план по девону.

Судя по графику роста Сердобской структуры, мезо-кайнозойские движения играли в развитии структур весьма существенную роль. Так, прирост амплитуды для крутого крыла названной структуры от конца альбского века до четвертичного периода составил почти 35%. Наиболее интенсивное развитие в это время падает, вероятно, на конец мезозоя и начало неогена, на что указывает и П. С. Хохлов (1955).

Кривые накопленной мощности, приведенные на графике, указывают на цикличность развития участка, на котором расположены локальные структуры. Отчетливо выделяются: 1— мезо-кайнозойский (~180 млн. лет), 2— средневерхнепалеозойский (~190 млн. лет) и 3— доживетский (~420 млн. лет) циклы.

Продолжительность первых двух циклов соответствует большим циклам (~150—200 млн. лет) В. Е. Хаина (1964). Что касается последнего, то он, видимо, охватил два цикла, но продолжительный разрыв (венд — средний девон) не позволяет его дифференцировать.

Если проследить историю развития локальных структур от цикла к циклу, то обращает на себя внимание то, что в доживетское время на месте наблюдаемых ныне структур соответствующие формы не развивались. Только на участке Веденяпинской структуры в завершающие этапы доживетского цикла заложилась соответствующая структурная форма. Раннее время заложения, видимо, и обусловило особый характер ее раз-

вития. Зародившись в качестве новообразования в поздние стадии доживетского цикла, Веденяпинская структура продолжала развиваться в начальные стадии (живет — фамен) последующего цикла как унаследованная структура. Однако в фамене она уже прекратила свое развитие, и на протяжении остальной части мезозойского цикла испытывала частичное уменьшение амплитуды под действием региональных движений. В следующем, мезокайнозойском, цикле структура возродилась и продолжила свое развитие до новейшего времени. В данном случае структура последующего (мезо-кайнозойского) цикла выступает как новообразование по отношению к завершающим стадиям предшествующего (средневерхнепалеозойского) цикла, но в то же время она считается с тенденциями развития в начальных фазах этого цикла.

Все остальные рассматриваемые структуры заложены в начальные стадии средневерхнепалеозойского цикла и выступают как ранние новообразования этого цикла.

Для всех структур характерен энергичный рост в начале циклов и замедление (до полной остановки в случае Веденяпинской структуры) в концах циклов, что согласуется с выводами Л. Н. Розанова (1957), основанными на материалах по Башкирии и прилегающим районам. Этот исследователь указывает, что наиболее отчетливая дифференциация структурообразующих движений проявляется при общем погружении поверхности в начальные этапы крупных циклов осадконакопления. В эти периоды рост локальных структур наиболее интенсивен. Существует и другая точка зрения (Чирвинская, 1964), базирующаяся на материалах по Днепровско-Донецкой впадине, согласно которой наиболее значительный рост локальных структур связан с преобладанием общего подъема.

Видимо, эти различия в выводах, полученных на материалах по различным районам, связаны не только с особенностями строения последних, но и обусловлены, с одной стороны, противоречивостью развития на рубежах циклов тектонических форм, вообще, и локальных структур, в частности, а с другой — особенностями предшествующего развития конкретных локальных структур.

Противоречивость развития локальных структур на рубежах цикла заключается в том, что новообразованные структуры предшествующего цикла выступают для последующего как унаследованные и значение их тем основательнее, чем позднее они возникли как новообразования предшествующего цикла. Структуры, возникшие на поздних стадиях цикла, достаточно интенсивно растут до конца его и продолжают энергичный рост в начальные стадии последующего цикла (Веденяпинская структура на рубеже доживетского и средневерхнепалеозойского циклов). Структуры, возникшие как новообразованные в начальные стадии цикла, характеризуются максимальным ростом в начале, и в завершающем этапе цикла замедляют свой рост. В начальные этапы последующего цикла вновь отмечается оживление роста.

Таким образом, одни локальные структуры свидетельствуют в пользу того, что их наиболее интенсивный рост происходит в эпохи общего опускания территорий. Что касается других, то иногда максимум их роста может приходиться на конец последующего цикла. Все зависит от того, насколько близко к концу цикла возникли эти структуры. Кроме того, есть и субъективные затруднения, обусловленные тем, что региональный размыв на рубеже циклов подчас весьма значительный и не позволяет оценить роль циклов по отдельности. В результате этого каждый исследователь может относить этот прирост к предыдущему или к последующему циклам в зависимости от того, какая точка зрения ему ближе.

Литература

- Гурари Ф. Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. Тр. СНИИГИМС, вып. 3, 1959.
- Ковалевский Ю. С. Влияние возраста структур на их перспективность. Нефт. х-во, № 6, 1956.
- Козленко С. П. Историческая тектоника и вопросы формирования промышленных залежей нефти и газа. Нефт. х-во, № 9, 1955.
- Машкович К. А. Методика поисков и разведки нефти и газа. Гостоптехиздат, М., 1961.
- Наливкин В. Д. Геология и нефтеносность запада Западно-Сибирской низменности. Гос. научн.-техн. изд-во нефт. и горно-топл. лит., Л., 1959.
- Проект рекомендаций по мировой геохронологической шкале. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 9, 1966.
- Розанов Л. Н. История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. Гостоптехиздат, 1957.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Хохлов П. С. Тектоника и история формирования зоны Керенско-Чембарских и Сурско-Мокшинских дислокаций. Гостоптехиздат, Л., 1955.
- Чирвинская М. В. Цикличность тектонических движений в Днепровско-Донецкой впадине и условия формирования локальных структур. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ», Изд-во «Наука», 1964.

Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт
Ленинград

Статья поступила:
3 апреля 1968 г.

УДК 551.241(47.13)

А. В. ЧЕКУНОВ

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРОЦЕССЕ РАЗВИТИЯ ГЕРЦИНСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

По данным глубинного сейсмозондирования последовательного ряда структур анализируется эволюция земной коры в процессе развития герцинских геосинклинальных прогибов юга Европейской части СССР. Изменения, происходившие в коре в ходе этого процесса, находятся в противоречии с представлениями о границах, скользящих по разрезу литосферы вследствие фазовых переходов типа эклогит \rightleftharpoons базальт.

Развитие земного шара идет неравномерно. Вследствие этого геологические структуры, которые мы сейчас наблюдаем, весьма разнообразны и, будучи исторически взаимосвязаны, соответствуют различным стадиям последовательной эволюции земной коры. Изучая и сопоставляя особенности глубинного строения коры в эволюционно связанном ряду геоструктур, мы получаем возможность судить о происходящих в земной коре преобразованиях и механизме тектогенеза (Белоусов, 1948, 1962, 1964_{1,2}, 1966_{1,2}, и др.).

Территория юга Европейской части СССР, включающая Украину, Предкавказье и Черное море, исключительно благоприятна для исследования указанных вопросов. Немного найдется районов, где геологические структуры были бы представлены в таком удивительно богатом и контрастном сочетании. Слагаемые разнообразнейшими геологическими формациями всех известных возрастных групп, эти структуры составляют в целом закономерную последовательность, на противоположных концах которой находятся, с одной стороны, классическая континентальная структура — древний Украинский щит, с другой — Черноморская впадина с субокеаническим типом строения коры. Из генетически взаимосвязанной цепи структур практически не выпадает почти ни одно связующее звено. Мы видим здесь древнюю и молодую платформы с грабенообразными депрессиями и пологими широкими впадинами типа синеклиз, линейно вытянутыми поднятиями — валами и изометричными обширными сводами. Складчатые системы с передовыми прогибами представляют геосинклинальные области всех возрастов: дорифейские (Украинский щит), байкальскую и герцинскую (Добруджа), раннеальпийскую (Горный Крым) и альпийскую (Карпаты и Кавказ).

Большое разнообразие структур, сопровождаемых переходными формами, позволяет расположить их в закономерный взаимосвязанный ряд, отражающий последовательные стадии формирования геосинклинального прогиба от момента его заложения до превращения в горную страну. Этот ряд выглядит следующим образом: Украинский щит и Воронежский массив (стабилизированные участки дорифейской консоли-

дации). — Днепровско-Донецкий авлакоген (зачаточный геосинклинальный трог) — Донецкое складчатое сооружение (герцинская парагеосинклиналь) — поднятия Скифской плиты (бывшие герцинские горные сооружения).

Геологическим обоснованием подобной последовательности структур является следующее. В среднем девоне (а, возможно, еще в рифее) в пределах древней Восточно-Европейской платформы заложился Днепровско-Донецкий авлакоген. Линейно ориентированные, грабенообразные структуры этого типа, хотя и являются платформенными, имеют, между тем, как неоднократно отмечалось (Борисов, 1962; Милановский, Хаин, 1964; Наливкин, Ронов, Хаин, 1964, и др.) много общего с геосинклинальными трогами. Эти структуры рассматриваются как родственные друг другу. Авлакогены, видимо, представляют собой зачаточные геосинклинальные прогибы.

Вдоль простирания Днепровско-Донецкого авлакогена в юго-восточном направлении увеличивается мощность осадочной толщи и возрастает интенсивность дислокации. Авлакоген переходит непосредственно в Донецкое складчатое сооружение — герцинскую структуру, характеризующуюся уже чертами геосинклинали. Эта геосинклиналь, однако, еще не является типичной: здесь нет характерных для геосинклиналей формаций, метаморфизм проявился сравнительно слабо, поднятия в завершающую стадию развития были малоинтенсивными (Эйнор, 1956). Такой промежуточный характер структуры Донецкого бассейна вызвал большую дискуссию в оценке его геотектонической природы, определявшейся то как платформенная, то как геосинклинальная, то как переходная между ними.

Следующее звено цепи — поднятия фундамента Скифской плиты, расположенные южнее Донецкого складчатого сооружения, в Предкавказье. Если Донецкий бассейн является краевой периферической структурой герцинской геосинклинальной области, то в Предкавказье располагаются ее центральные части, характеризовавшиеся, очевидно, уже типичными геосинклинальными чертами. В конце герцинского этапа в Предкавказье возникли горные сооружения, о чем свидетельствует, в частности, накопление в это время молассовых толщ в располагавшемся южнее, в пределах Большого Кавказа, межгорном прогибе (Хаин, Леонтьев, 1945). Исходя из принципа унаследованного развития структур (Пейве, 1956; Шатский, 1951; Яншин, 1965, и др.), выраженного особенно четко в пределах молодых платформ, можно предположить с достаточной степенью уверенности, что поднятия фундамента Скифской плиты, такие как Каневское, Березанское и др. соответствуют ныне погребенным горным сооружениям, возникшим на месте ранее существовавших герцинских геосинклинальных трогов. Применительно к равнинным областям, отделяющим Восточно-Европейскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа, мысль о соответствии крупных положительных структурных форм (валов) наиболее интенсивно воздымавшимся в герцинском этапе участкам была высказана ранее М. В. Муратовым (1955).

В намеченной цепочке структур каждое последующее звено отражает все более высокую ступень в развитии геосинклинального прогиба.

Все перечисленные геологические структуры изучены в настоящее время профилями глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), выполненного в 1961—1966 гг. большим коллективом исследователей Института геофизики АН УССР, трестов «Укргеофизразведка» и «Краснодарнефтегеофизика», ВНИИГеофизики и Института океанологии АН СССР. Материалы этих исследований периодически публиковались (Демиденко и др., 1963; Непрочнов и др., 1964, 1965, Соллогуб и др., 1966_{1,2,3}; Субботин и др., 1963, 1965; Чирвинская, 1966, и др.). На рис. 1 приведены разрезы ГСЗ, расположенные в соответствии с намеченной

выше последовательно структур. Разрезы I—IV представляют собой как бы отдельные кадры киноленты, в целом воспроизводящей единый процесс эволюции земной коры от момента зарождения герцинских геосинклинальных прогибов юга Европейской части СССР до их замыкания с образованием орогенного поднятия.

Разрез I¹ пересекает Днепровско-Донецкий авлакоген в его северо-западной части. Хорошо видно резкое уменьшение мощности земной коры под грабеном, вызванное утонением как «гранитного», так и «базальтового» слоев. Глубина до поверхности Мохоровичича (M) под грабеном составляет здесь всего 34—35 км, в то же время под смежными участками Украинского щита и Воронежского

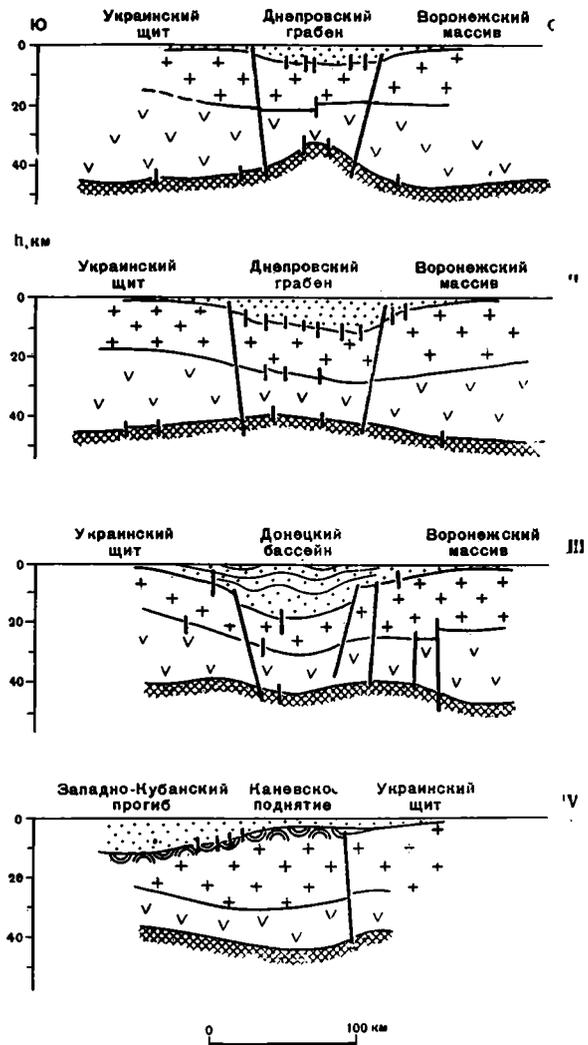
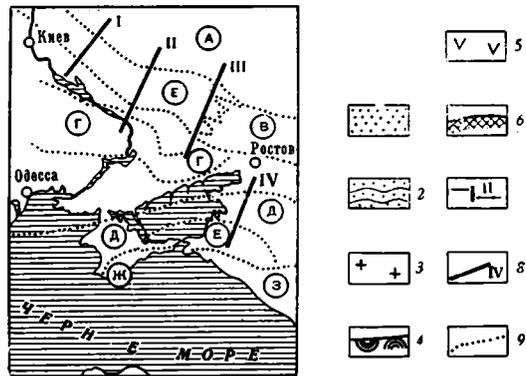


Рис. 1. Сейсмогеологические разрезы земной коры юга Европейской части СССР, расположенные в последовательный эволюционный ряд. Разрез I составили М. И. Буцева, А. П. Гурин, Т. В. Чернышева, Р. А. Уханская; II—М. Г. Манюта, Л. М. Мельник, Л. М. Спихина, Т. И. Гоцалюк; III—В. Б. Соллогуб, Н. И. Павленкова, Т. В. Смельянская; IV—А. Г. Авербух, Е. Д. Тагай и др.

1—осадочный слой; 2—интенсивно дислоцированные участки осадочного слоя; 3—«гранитный» слой; 4—палеозойско-раннемезозойский метаморфизованный комплекс в «гранитном» слое; 5—«базальтовый» слой; 6—поверхность Мохоровичича; 7—разломы; 8—профили ГСЗ; 9—контуры геологических структур
Буквы в кружках на схеме: А—Воронежский массив, Б—Днепровский грабен, В—Донецкое складчатое сооружение, Г—Украинский щит, Д—Скифская плита, Е—Индоло-Кубанский передовой прогиб, Ж—Горный Крым, З—мегаantikлиний Большого Кавказа



ского массива она равна 45—48 км. А. А. Борисов (1965) показал, что наблюдаемые ныне особенности глубинного строения земной коры Днепровско-Донецкой впадины связаны непосредственно с формированием этой структуры и не могли быть такими, как сейчас, до ее возникнове-

¹ Нумерация разрезов условная.

ния. Сама впадина возникла, очевидно, в результате тангенциального растяжения земной коры. Обоснование этого вывода приведено в специальной работе (Чекунов, 1967), поэтому мы не будем на нем останавливаться.

На разрезе II, пересекающем Днепровско-Донецкий авлакоген юго-восточнее разреза I, т. е. ближе к Донецкому складчатому сооружению, глубина до поверхности М под грабеном составляет 40—42 км, в то время как под смежными участками Украинского щита и Воронежского массива она равна 45—48 км. Таким образом, на разрезе II, по сравнению с разрезом I, при сохранении общего рисунка структуры земной коры, резко уменьшается амплитуда выступа поверхности М, который становится гораздо положе и шире.

Разрез III пересекает крайнюю северо-западную часть Донецкого складчатого сооружения в зоне его сочленения с Днепровско-Донецкой впадиной. Этот разрез имеет принципиальное значение. Мы видим, как в центральной части выступа, образуемого поверхностью М под Днепровско-Донецким авлакогеном, начинается формирование «корня» складчатого сооружения. Этот «корень» пока «зачаточный», он лишь осложняет выступ поверхности М, по-прежнему воздымающейся к авлакогену от Украинского щита и Воронежского массива. Подобная интерпретация глубинного разреза земной коры хорошо согласуется с геологическими данными. Вспомним, что Донецкий бассейн не является «настоящей» геосинклиналью. Хотя его пара- или метагеосинклинальное развитие и завершилось складчатостью и поднятием, последнее, однако, не было орогенным и не привело к образованию высокогорного рельефа, как это характерно для типичных геосинклинальных областей. Соответственно возник лишь небольшой эмбриональный «корень». Поскольку амплитуда поднятий и величина «корня» взаимосвязаны (чем больше амплитуда поднятия, тем больше компенсационное утолщение земной коры), нет оснований думать, что раньше под Донецким складчатым сооружением «корень» был больше, и сейчас мы наблюдаем лишь его редуцированный остаток.

Завершается геосинклинальный процесс разрезом IV, пересекающим центральную часть герцинской геосинклинальной области Предкавказья. Под погребенным Каневским поднятием мы видим уже хорошо выраженный «корень», образовавшийся в заключительную орогенную стадию развития геосинклинали. Учитывая существенный размыв верхней части консолидированной коры в орогенную стадию, можно думать, что компенсационное утолщение земной коры под Каневским поднятием ранее было больше.

Итак, наиболее характерная черта геосинклинального развития — обращение (инверсия) геотектонического режима (Белюсов, 1948; Хаин, 1954) — сопровождается глубокими изменениями в земной коре, приводящими к обращению (инверсии) рельефа ее подошвы — поверхности М. Следует отметить, что в рассмотренных примерах движения кровли и подошвы консолидированной коры являлись встречными: опускание кровли сопровождалось подъемом поверхности М и наоборот.

Что же происходило в процессе геосинклинального развития со слоями, слагающими земную кору? Сопоставление разрезов I—IV показывает, что в герцинских геосинклинальных прогибах юга Европейской части СССР:

1) в начальной стадии (разрезы I—III) при общем утонении земной коры происходило быстрое увеличение мощности осадочного чехла, сопровождавшееся прогибанием поверхностей как «гранитного», так и «базальтового» слоев;

2) в завершающую стадию (разрез IV) осадочный слой был метаморфизован и пронизан интрузиями, что привело к резкому увеличению мощности «гранитного» слоя;

3) в течение всего процесса развития мощность «базальтового» слоя оставалась практически одной и той же, и, таким образом, общее последовательное утолщение коры с обращением рельефа поверхности М и образованием «корня» было обусловлено наращиванием осадочного слоя и последующим преобразованием его в «гранитный» слой.

В Донецком бассейне (разрез III) осадочная толща огромной мощности дислоцирована и уже подготовлена к переходу в «гранитный» слой. Этот переход не произошел здесь только из-за сравнительно слабой степени метаморфизма.

Весьма важен, на наш взгляд, третий из отмеченных пунктов — неизменность мощности «базальтового» слоя на всех стадиях развития геосинклинального прогиба. Этот слой, будучи растянут и утонен при заложении прогиба (Чекунов, 1967), в дальнейшем не менял своей мощности.

Это явление находится в противоречии с широко распространенной точкой зрения, согласно которой подошва земной коры — поверхность М — является границей фазового перехода эколгит \rightleftharpoons базальт, скользящей вниз или вверх по разрезу литосферы в зависимости от термодинамических условий (Белоусов, 1966₁; Борисов, 1963; Хаин, 1964_{1,2} и др.). Действительно, образование «корней» гор, в соответствии с этими представлениями, является прямым следствием изменения строения и физических свойств вещества верхов мантии и земной коры с соответствующими взаимопревращениями слагающих их толщ. Очевидно, что если бы такие взаимопревращения происходили, то в рассмотренных нами примерах при образовании «корня» поверхность М должна была бы скользить вниз по разрезу литосферы с соответствующим увеличением мощности «базальтового» слоя. Такого увеличения, однако, не наблюдается.

В рассмотренных нами примерах нет необходимости прибегать к помощи механизма фазовых переходов на границах слоев земной коры и в ее основании, поскольку, как мы видели, образование «корней» полностью обеспечивается накоплением мощных осадочных толщ с последующим превращением их, вследствие метаморфизма и интрузивной деятельности, в «гранитный» слой.

Таким образом, эволюция земной коры при развитии герцинских геосинклинальных прогибов юга Европейской части СССР представляется в следующем виде. Заложение прогибов происходило в результате тангенциального растяжения земной коры, при котором уменьшалась толщина слагающих ее слоев — «гранита» и «базальта», происходил подъем поверхности М, а в верхней части коры — образование линейно ориентированной грабенообразной впадины. По мере дальнейшего интенсивного прогибания поверхности консолидированной коры, сопровождаемого осадконакоплением, происходило сглаживание выступа поверхности М и уменьшение его амплитуды. При обращении (инверсии) геотектонического режима в геосинклинальном прогибе с последующим формированием орогенного поднятия, осадочный слой интенсивно дислоцировался, пронизывался интрузиями и метаморфизовался, превращаясь в «гранитный» слой, что обусловило образование в основании земной коры четко выраженного «корня».

Литература

- Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.
Белоусов В. В. О значении глубинного сейсмического зондирования для решения теоретических и практических вопросов геологии. В сб. «ГСЗ земной коры в СССР». Госгонтехиздат, Л., 1962.
Белоусов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры. В сб. «Активизированные зоны земной коры». Материалы II Всес. тектонич. совещ. в Душанбе, Изд-во «Наука», М., 1964.

- Белоусов В. В. Некоторые общие проблемы строения и развития земного шара. В сб. «Деформация пород и тектоника». Докл. сов. геол. на XXII сес. Международн. геол. конгр. Изд-во «Наука», М., 1964.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», М., 1966.
- Белоусов В. В. Кавказ — один из первоочередных объектов для проведения комплексных исследований В сб. «Глубинное строение Кавказа». Изд-во «Наука», М., 1966.
- Борисов А. А. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенных территорий Советского Союза. Сов. геология, № 1, 1962.
- Борисов А. А. Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1963.
- Борисов А. А. Геофизическая характеристика платформенных территорий. Геотектоника, № 3, 1965.
- Демиденко Ю. Б., Манюта М. Г., Лысенко В. А., Спихина Л. М. Результаты сейсмических исследований глубинного строения земной коры в пределах Восточной Украины. Геофиз. сб. Ин-та геофиз. АН УССР, вып. 5(7), Изд-во АН УССР, К., 1963.
- Кропоткин П. Н. Неотектоника и геофизические данные о толщине и деформациях земной коры. В сб. «Структура земной коры и деформации горных пород». Докл. сов. геологов на XXI сес. Международн. геол. конгр. Пробл. 18. Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Кропоткин П. Н. Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры. В сб. «Строение и развитие земной коры». Материалы II Всес. совещ. по пробл. тектон. в Москве. Изд-во «Наука», 1964.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Глубинная структура земной коры и ее эволюция в ходе геологической истории. В сб. «Строение и развитие земной коры». Материалы II Всес. совещ. по пробл. тектоники. Изд-во «Наука», 1964.
- Муратов М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа, Сов. геология, сб. 48, 1955.
- Наливкин В. Д., Ронов А. Б., Хаин В. Е. Общие закономерности развития Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. В кн. «История геол. развит. Русск. платф. и ее обрамления». Изд-во «Недра», 1964.
- Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Зверев С. М., Миронова В. И., Бокун Р. А., Чекунов А. В. Новые данные о строении земной коры Черноморской впадины к югу от Крыма, Докл. АН СССР, т. 156, № 3, 1964.
- Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Зверев С. М., Миронова В. И. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в центральной части Черноморской впадины. В сб. «Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования». Изд-во «Наука», 1965.
- Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1956.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В сб. «Структура земной коры и деформации горных пород». Докл. сов. геол. на XXI сес. Международн. геол. конгр. Пробл. 18. Изд-во АН СССР. 1960.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 3, 1961.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. — Строение земной коры юга Украины по данным глубинных сейсмических исследований. В сб. «Глубинное строение Кавказа». Изд-во «Наука», 1966.
- Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. В., Хилинский Л. А. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море — Воронежский массив. В сб. «Проблемы физики Земли», Геофиз. сб. АН УССР, вып. 15, Изд-во «Наукова думка», 1966.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины. Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Процессы в верхней мантии Земли. Изд-во «Наукова думка», 1964.
- Субботин С. И., Гуревич Б. Л., Кужелов Г. К., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Чирвинская М. В. Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований. Геолог. рез-ты прикладной геофизики. Докл. сов. геологов на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Изд-во «Недра», 1965.
- Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. Основные элементы геотектоники Кавказа в герцинском цикле. Докл. АзербССР, т. I, № 2, 1945.
- Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, Баку, 1954.
- Хаин В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. В сб. «Структура земной коры и деформации горных пород». Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр., Пробл. 18, Изд-во АН СССР, 1960.
- Хаин В. Е. Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии, Сов. геология, № 6, 1964.

- Хаин В. Е. Главнейшие этапы и некоторые общие закономерности развития земной коры. В сб. «Деформация пород и тектоника», Докл. сов. геологов на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Изд-во «Наука», 1964₂.
- Чекун А. В. О механизме образования структур типа авлакогенов (на примере Днепровско-Донецкой впадины). Геотектоника, № 3, 1967.
- Мирвинская М. В. О классификации разрывных нарушений территории Украинской ССР. В сб. «Проблемы физики Земли», Геофиз. сб. АН УССР, вып. 15, Изд-во «Наукова думка», 1966.
- Шатский Н. С. Мезокайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (к вопросу о явлениях унаследования в развитии платформ). В сб. «Памяти акад. А. Д. Архангельского». Изд-во АН СССР, 1951.
- Эйно О. Л. Про геотектонічне положення Донецького басейну. Наукові записки Київськ. держунів., т. XV, вип. II, геол. збірн. № 6, 1956.
- Янин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. В сб. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности», Изд-во «Наука», 1965.

Институт геофизики
АН УССР

Статья поступила
5 июля 1967 г.



УДК 551.24(477)

Г. Н. ДОЛЕНКО, С. А. ВАРИЧЕВ, Н. И. ГАЛАБУДА
О ПАЛЕЗОЙСКОМ ЭТАПЕ ФОРМИРОВАНИЯ
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Формирование Днепровско-Донецкой впадины обусловлено вертикальными движениями, вызванными процессами расширения и сжатия вещества мантии Земли. Утонение «базальтового» и «гранитного» слоев под впадиной рассматривается как следствие растяжения земной коры, проявившегося под действием вертикальных сил. Предлагается следующая схема формирования впадины: I стадия поздний протерозой — ранний палеозой) — образование сводового поднятия (Сарматского щита); II стадия — (средний девон — ранний карбон) — образование грабена; III стадия (начавшаяся с поздневизейского времени раннего карбона) — образование авлакогена.

Вопросу развития Днепровско-Донецкой впадины, как крупной нефтегазонной провинции, посвящен ряд работ (Гавриш, 1965, Доленко и др., 1967; Муратов, Микунов, Чернова, 1962; Субботин, 1958; Субботин, Наумчик, Рахимова, 1964; Чекунов, 1966, 1967; Чирвинская, 1964; Шатский, 1937, 1946). В одних (Гавриш, 1965; Субботин, 1958; Субботин, Наумчик, Рахимова, 1964) высказываются идеи о формировании впадины в связи с восходящими движениями подкорковых масс мантии Земли, в других (Чекунов, 1966, 1967) основная причина образования впадины усматривается в тангенциальном растяжении земной коры.

Проведенные нами исследования палеозойского этапа развития впадины дают возможность привести дополнительные материалы, свидетельствующие о том, что ее развитие обусловлено в основном вертикальными движениями, а горизонтальные перемещения являются вторичными, производными процессов расширения подкорковых масс и связанного с ними воздымания земной коры.

Рассмотрим строение глубинных зон земной коры в пределах Днепровско-Донецкой впадины, возникшей в своде древнего, так называемого Сарматского щита. С этой целью нами построены структурные схемы поверхностей Конрада и Мохоровичича и схемы изомощностей «базальтового» слоя под Днепровско-Донецкой впадиной (рис. 1). Они в принципе весьма сходны со схемами А. В. Чекунова (1966, 1967), и это естественно, так как в основу их положен один и тот же фактический материал — региональные сейсмические профили КМПВ и ГСЗ, составленные М. Г. Манютой, Ю. Б. Демиденко, Л. И. Спихиной, М. И. Буцевой и др., хотя трактовка наблюдаемых явлений несколько иная.

Утонение «гранитного» и «базальтового» слоев под Днепровско-Донецкой впадиной мы рассматриваем как следствие растяжения, проявившегося в верхних слоях земной коры в результате образования сводового поднятия под действием вертикальных сил, вызванных расширением вещества мантии. Относительно большее утонение «базальтового» слоя обусловлено, надо полагать, пластичностью пород, участвующей

ших в его строении. В более жестком «гранитном» слое возникали и развивались разрывные нарушения различных размеров и амплитуды, обусловившие его блоковое строение, вследствие чего «гранитный» слой менее растянут. Упомянутые нарушения, за исключением краевых глубинных разломов, секут главным образом гранитную оболочку, и лишь некоторые из них затрагивают верхнюю часть «базальтовой». (рис. 2).

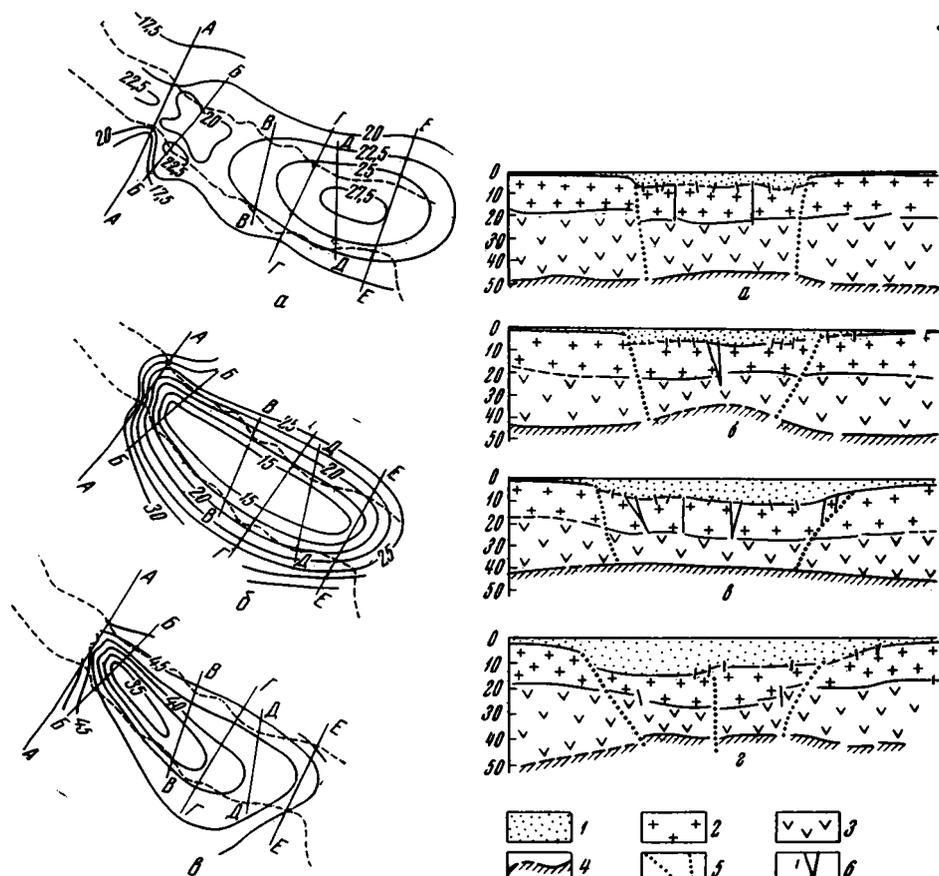


Рис. 1. Строение земной коры в пределах Днепровско-Донецкой впадины: а — структурная схема поверхности Конрада; б — схема изомоощностей «базальтового» слоя; в — структурная схема поверхности Мохоровичича

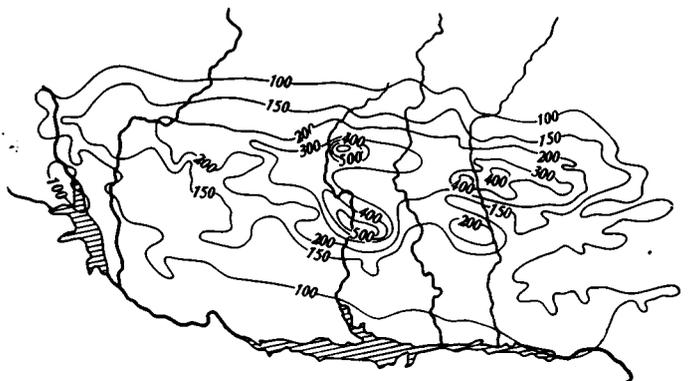
Рис. 2. Профили ГСЗ через Днепровско-Донецкую впадину по линиям: а — Звенигородка — Новгород-Северский; б — Пирятин — Талалаевка; в — Царичанка — Богодухов; г — Близнецы — Шевченково

1 — осадочный чехол; 2 — «гранитный» слой; 3 — «базальтовый» слой; 4 — поверхность Мохоровичича; 5 — глубинные разломы; 6 — разломы неглубокого заложения

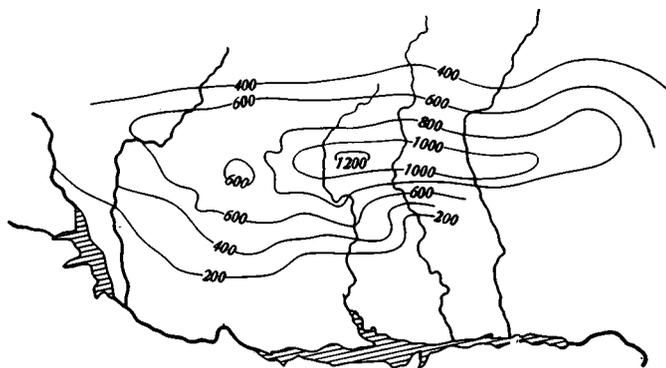
Не исключена возможность взаимных переходов «базальтового» слоя в «гранитный» (Белюсов, 1966; Субботин, Наумчик, Рахимова, 1964).

Поверхность Конрада в целом отражает современную структуру впадины; максимальные глубины ее залегания известны на юго-востоке. Иная картина наблюдается в поведении поверхности Мохоровичича, которая под грабеном высоко приподнята, что обусловлено общей компенсацией прогибания коры на данном участке. При этом на юго-востоке впадины, где отмечается наибольшая мощность осадочной толщи (12 км), амплитуда поднятия поверхности Мохоровичича составляет около 5 км. На северо-западе, в менее прогнутом районе Роменской депрессии, где мощность осадочной толщи сокращена до 6—7,5 км, ампли-

туда воздымания данной поверхности максимальна и достигает 12 км. Появление этой «аномальной» зоны не удивительно. Рассматриваемый район испытал интенсивное погружение в мезозое (меловое время) и максимальное, по сравнению с другими участками впадины, — в третичное время (рис. 3). Вероятно, вздутие раздела Мохоровичича в районе



а



б

Рис. 3. Схемы равных мощностей отложений (по А. А. Мартынову и А. П. Ротай, 1966, с дополнениями авторов): а — третичных; б — третичных и меловых

Лохвицы — явление относительно недавнее и возникло в результате компенсации интенсивного мезокайнозойского (или даже собственно кайнозойского) прогибания. Аналогичное явление наблюдается и в других регионах, сходных по строению с Днепровско-Донецкой впадиной.

В истории развития Днепровско-Донецкой впадины в палеозойскую эру можно выделить три основные стадии. Первая из них — подготовительная — охватывает период до возникновения грабена (каледонский этап) (рис. 4, I). Две другие — образование грабена и образование впадины — осуществлялись уже в герцинский этап развития территории (рис. 4, II, III, IV).

В подготовительную стадию оформился Сарматский щит как элемент структуры юга Восточно-Европейской платформы, и возникли предпосылки для образования в его своде Днепровско-Донецкого грабена. В течение всего раннего палеозоя, осадконакопление было приурочено к крайним частям щита. Удаление границ распространения

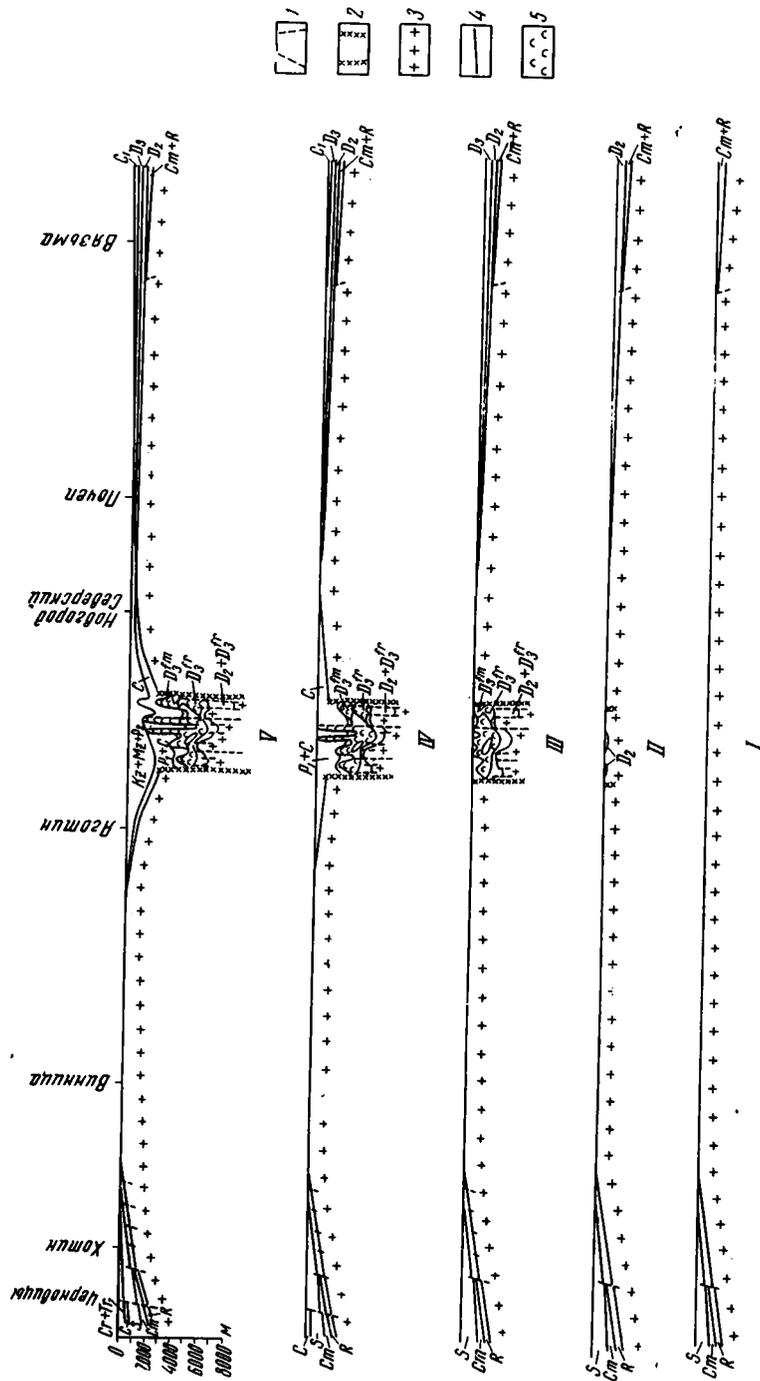


Рис. 4. Схема образования Днепровско-Донецкой впадины. Схематические палеотектонические профили по линии Черновцы — Винница — Яготин — Новгород-Северский — Вазьма: I — к началу девонского периода; II — к началу верхнего девона; III — к началу каменноугольного периода; IV — к началу верхней перми; V — современный I — разломы; 2 — краевые глубинные разломы Днепровско-Донецкого грабена; 3 — кристаллический фундамент; 4 — границы стратиграфических комплексов; 5 — соленосные отложения

отложений, по мере их омоложения, от области свода свидетельствует о непрерывном воздымании щита (рис. 4, I). Формирование сводового поднятия было вызвано, по-видимому, процессами расширения — увеличения объема вещества верхней мантии и сопровождалось растяжением «гранитной» и «базальтовой» оболочек земной коры. Этот процесс продолжался, вероятно, до среднего девона, а затем сменился сжатием вещества мантии. К среднему девону относится одна из наиболее крупных трансгрессий на Восточно-Европейской платформе. Море покрыло

северо-восточный склон Сарматского щита и отдельными языками проникло на территорию современного грабена, захватив северо-западную (Припятский прогиб) и юго-восточную (Донецкий бассейн) его части, где известны среднедевонские карбонатные и карбонатно-глинистые лагунно-морские образования небольшой мощности (Айзенберг, Коноплина, Лагутин, 1962).

На остальной территории осадконакопление происходило лишь эпизодически, в периоды наиболее обширных трансгрессий, поскольку проникновению моря со стороны указанных районов препятствовала субмеридиональная тектоническая дифференциация, образованная системой саксаганид в своде Сарматского щита (Доленко и др., 1967). На основании этого мы склонны считать, что среднедевонские образования в пределах грабена Днепровско-Донецкой впадины распространены не повсеместно, а лишь в наиболее пониженных участках. Фациально они должны характеризоваться различного типа образованиями — от грубообломочных терригенных пород, развитых вблизи от выступов фундамента, до эвапоритов, отлагавшихся в обширных мелководных лагунах, разобщенных этими выступами. В разрезе осадочного чехла впадины эти образования составляют небольшой процент, однако, находясь в его основании и будучи образованными во многих случаях разнообломочными породами с различным характером цементирования, представляют значительный интерес, с одной стороны, как возможные коллекторы нефти и газа и, с другой, — как зоны накопления первичных минеральных ассоциаций, позволяющих выяснить общий характер развития областей сноса и седиментации.

В начале позднедевонского времени произошли значительные нисходящие движения по краевым глубинным разломам грабена и на его территории началось интенсивное осадконакопление. С этого момента развитие обособившихся Украинского щита и Воронежского массива происходило несколькими различными путями. Территория Украинского щита сохранила тенденцию к воздыманию, оставаясь в течение верхнего девона положительной структурой примерно в тех же границах, что и в начале герцинского этапа. Область Воронежского массива, перекрывавшаяся морем уже в живетское время, значительно отставал в подъеме, по сравнению с Украинским щитом, вследствие чего большая часть массива, в том числе и область современного свода, оказалась перекрытой девонскими отложениями. Наиболее высоко приподнятой частью массива (вероятно, вплоть до конца ранневизейского времени) оставалась неширокая полоса на участке Путивль-Белгород, примыкающая непосредственно к северному краевому разлому грабена — современный юго-западный склон Воронежского кристаллического массива.

Разная скорость опускания отдельных блоков кристаллического ложа Днепровско-Донецкой впадины обусловила различия в строении осадочных толщ, в характере распределения их по площади и в мощностях отложений. Ранее предполагалось, что девонскими образованиями покрыта вся территория грабена, ограниченная глубинными разломами. По данным глубокого бурения последних лет, девонские отложения установлены и в бортовых зонах впадины (Лосиновка), а в центральной грабене есть участки, где они либо вообще отсутствуют (Кошелевка, северные окраины Донбасса), либо присутствуют в относительно небольших мощностях (Белоцерковка).

Резкое погружение территории в позднедевонское время сопровождалось вулканической деятельностью, интенсивность которой находилась в прямой зависимости от общей тектонической активности региона. В формировании осадочного чехла грабена в верхнедевонское время кроме терригенного материала принимал участие и вулканогенный, причем часто осуществлялась осадочная интеграция (смешивание) продуктов седиментации. Очаги вулканической деятельности были связаны с

региональными глубинными разломами субширотного простирания, ограничивающими грабен. Активное проявление вулканизма приурочено к региональным поперечным выступам фундамента (Черниговскому, Лютеньскому и др.), где в разрезе верхнего девона находятся мощные толщи эффузивных образований.

Кроме эффузивов и терригенно-глинистых пород в разрезе верхнего девона значительную роль играют сульфатно-галогенные образования. В зависимости от соотношения названных пород большинство исследователей выделяют три типа разрезов: эффузионно-терригенный, терригенно-хемогенный, и хемогенный, иногда с переходными подтипами. Особенно важен для выяснения истории геологического развития терригенно-хемогенный тип разреза. Разрезы других типов могут служить лишь дополнительными источниками информации.

При анализе терригенно-хемогенного и переходных от него типов разрезов выясняется, что существует прямая зависимость скорости осадконакопления в течение верхнего девона от тектонической активности региона. Так, начало интенсивного погружения грабена по системе субширотных разломов привело к накоплению в раннефранский век мощной карбонатно-глинисто-терригенной, так называемой подсолевой толщи пород, местами достигающей мощности более 1000 м. К этому же времени в Днепровско-Донецкой впадине, вероятно, следует относить одну из основных фаз излияния диабазов. Постепенное затухание тектонической активности, вместе с прекращением вулканической деятельности в конце евлановского времени, способствовало превращению территории грабена в ряд полуизолированных лагун, в которых происходило накопление соленосных толщ. Основными участками соленакпления были быстро опускающиеся зоны грабена, примыкающие непосредственно к краевым нарушениям, и пониженные области древнего рельефа, поперечного к простиранию грабена. Участки древних поднятий разграничивали зоны основного соленакпления и лишь эпизодически сами становились такими зонами.

Последующая обширная трансгрессия раннефаменского века, соединившая морской бассейн впадины с морем центральной части Восточно-Европейской платформы, а через Припятский прогиб и с морем юго-запада платформы, привела к резкому опреснению Днепровско-Донецкой солеродной лагуны и началу накопления мощной толщи терригенно-глинистых пород, выделяемых в калайдинскую свиту. Мощности этих отложений резко изменяются как вкрест простирания, так и, особенно, по простиранию впадины. Последнее свидетельствует о тектонической активности поперечных поднятий, а максимальные мощности в южной прибортовой зоне о том, что основным поставщиком обломочного материала был Украинский кристаллический щит. К северу мощность этих отложений уменьшается иногда более чем вдвое; поступления материала с Воронежского массива почти не происходило, так как большая его часть была перекрыта морем. Сушей оставалась лишь неширокая полоса, примыкавшая непосредственно к северному краевому разлому грабена.

К концу елецкого времени значительная территория впадины (особенно ее центральная и северо-восточная части) испытала относительный подъем и в течение данково-лебедевского времени осталась аккумулятивной равниной. Северо-западная, примыкающая к Припятскому прогибу, часть впадины образовала с последним солеродную лагуну причудливой формы, разделенную Черниговским выступом, в пределах которой накапливались сульфатно-галогенные образования небольшой мощности. Основное соленакпление данково-лебедевского времени приурочено к Припятскому прогибу, сообщавшемуся с северо-западной частью Днепровско-Донецкой впадины по северному склону Черниговского выступа (Лоевский прогиб). Связи указанной территории с придо-

нецкой частью впадины в это время, вероятно, не существовало, и лишь к концу девонского периода она снова восстановилась. Начало формирования локальных структур, по-видимому, следует отнести ко времени накопления данково-лебединской хемогенной толщи. Вызванное этим расчленение рельефа способствовало отложению калийных солей. Восстановление связи с придонской частью бассейна и активный вулканизм на Черниговском выступе способствовали образованию небольшой по мощности надсолевой данково-лебединской толщи. В конце девонского периода в континентальных условиях происходило выравнивание рельефа и формирование коры выветривания.

Неоднократные морские трансгрессии раннекаменноугольного времени (турне — нижнее визе) способствовали накоплению во впадине специфической для начала карбона толщи пород терригенно-карбонатного состава.

Следующим важным этапом в формировании Днепровско-Донецкой впадины следует считать начало поздневизейского времени, когда в прогибание были вовлечены обширные части прилегающих к краевым нарушениям грабена кристаллических массивов. В это время происходит образование бортов впадины. Вследствие этого сводовая часть Украинского щита смещается к юго-западу, а свод Воронежского кристаллического массива — к северо-востоку. Причиной вовлечения в прогибание современных бортовых частей Днепровско-Донецкой впадины был, по-видимому, подток подкорового вещества мантии из области воздымания в область максимального прогибания. Погружение осуществлялось по разломам более мелкого заложения, чем краевые разломы. Движения по краевым нарушениям в этот период либо не проявлялись, либо происходили в обратном направлении (взбросы). Опускание сопровождалось активным осадконакоплением, причем на территории грабена образовался более полный и соответственно более мощный комплекс отложений, представленных песчано-глинистой толщей с прослоями известняков и углей. Известняки приурочены к нижней части толщи, прослой углей — в основном к верхней и средней.

Последующая история геологического развития Днепровско-Донецкой впадины характеризуется уже особенностями, присущими типичным платформенным областям, в частности синеклизам, хотя в отдельные эпохи (верхний карбон — нижняя пермь) в той или иной форме повторялись тектонические условия, существовавшие на ранних этапах развития региона. Эти эпохи характеризуются специфическим набором пород (наличием в их составе гидрокимических осадков) и приуроченностью последних только к территории, ограниченной рамками грабена.

В итоге рассмотрения строения земной коры и истории геологического развития Днепровско-Донецкой впадины в палеозое можно предложить следующую схему ее формирования.

I стадия (продолжительностью от позднего протерозоя до конца раннего палеозоя) — образование сводового поднятия. В результате процессов расширения — увеличения объема вещества верхней мантии происходит непрерывное воздымание Сарматского щита с сопровождающим его растяжением верхних слоев земной коры в сводовой части.

II стадия (средний девон — ранний карбон) — образование грабена Днепровско-Донецкой впадины. Смена процессов расширения процессами сжатия (уплотнения) вещества мантии привела к возникновению локального «мобильного» подкорового очага непосредственно под сводом сформированного поднятия. Произошло образование системы глубинных разломов и грабена проседания. Достаточно подробно эта стадия описана у С. И. Субботина (Субботин, 1958; Субботин, Наумчик, Рахимова, 1964).

III стадия (начавшаяся с поздневизейского времени) — образование заложенной на грабене обширной синеклизы. Как уже отмечалось выше,

процесс развития синеклизы не был непрерывным, и в отдельные отрезки времени условия тектонического развития территории были очень сходными с существовавшими во вторую стадию формирования грабена. Образование бортов произошло в результате подтока подкорового вещества мантии в область максимального прогибания.

Интенсивные подвижки в конце раннепермского времени (заальская фаза герцинского цикла тектогенеза) завершили палеозойский этап формирования Днепровско-Донецкой впадины. В результате этих движений был создан ряд локальных поднятий осадочного комплекса и наметились важнейшие черты основного структурного плана рассматриваемой территории.

Литература

- Айзенберг Д. Е., Коноплина О. Р., Лагутин П. К. Стратиграфическое расчленение девонских отложений южной окраины Донецкого бассейна. Геологич. ж., т. 22, вып. 4, 1962.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука». 1966.
- Гавриш В. К. Роль глубинных разломов в формировании структур Днепровско-Донецкой впадины (рифтогена). Геологич. ж., т. 25, вып. 6, 1965.
- Доленко Г. Н. и др. Закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции. В кн. «Условия формирования и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений на Украине». Изд-во «Наукова думка», 1967.
- Доленко Г. Н., Сеньковский Ю. Н., Ризун Б. П. Про границу Східно-Європейської платформи в межах Львівського палеозойського прогину та суміжних територій. Доповіді. АН УРСР, № 9, 1967.
- Мартынов А. А., Ротай А. П. (редакторы). Тектоническая карта Днепровско-Донецкой впадины. Издание ГУГК, М., 1966.
- Муратов М. В., Микунев М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 11, 1962.
- Мушенко А. И. Тектоника осадочного покрова Воронежской антеклизы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 38, Изд-во АН СССР, 1960.
- Субботин С. И. К вопросу о формировании прогибов земной коры и о тектонике фундамента Днепровско-Донецкой впадины. Геологич. ж., т. 18, вып. 6, 1958.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. Изд-во «Наукова думка», 1964.
- Чекунов А. В. Днепровско-Донецкая впадина как результат тангенциального растяжения земной коры. Геологич. ж., т. 26, вып. 4, 1966.
- Чекунов А. В. О механизме образования структур типа авлакогенов (на примере Днепровско-Донецкой впадины). Геотектоника, № 3, 1967.
- Чирвинская М. В. Цикличность тектонических движений в Днепровско-Донецкой впадине и условия формирования локальных структур. В кн. «Вопросы сравнит. тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», М., 1964.
- Шатский Н. С. Происхождение Донецкого бассейна. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Нов. сер., отд. геол., т. 15, вып. 4, 1937.
- Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 2. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1946.

Институт геологии
и геохимии горючих
ископаемых АН УССР
Львов

Статья поступила
25 декабря 1967 г.

УДК 551.243 : 551.72(571.53)

Н. А. БЕРЗИН, Ч. Б. БОРУКАЕВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

На восточном борту Прибайкальского прогиба в верхнепротерозойских отложениях района ручья Рытого описан своеобразный парагенез тектонических форм, который включает в себя надвиги и взбросы, наклоненные в сторону Сибирской платформы, и изоклинальные складки, опрокинутые в сторону Байкальской складчатой области. На основе анализа взаимоотношений этого парагенеза с более молодыми тектоническими формами делается вывод о его позднедокембрийском возрасте и образовании в условиях сильного тангенциального сжатия.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Верхнедокембрийские отложения Западного Прибайкалья, представленные голоустенской, улунтуйской, качергатской и ушаковской свитами (Павловский, Цветков, 1938), слагают Прибайкальский прогиб, расположенный в краевой части Ангарского блока Сибирской платформы. Фундаментом прогиба являются мощные интенсивно дислоцированные вулканогенно-песчано-сланцевые толщи нижнего протерозоя и несогласно залегающие на них вулканогенно-терригенные молассоподобные среднепротерозойские образования. Складчатые комплексы фундамента включают интрузивные тела кислого, субщелочного, реже основного состава, тяготеющие к крупным разломам. Одним из таких разломов является Приморский, отделяющий архейские метаморфические породы Байкальской глыбы от ниже-среднепротерозойских отложений. Последние к моменту заложения Прибайкальского прогиба находились в крупной грабенообразной структуре (Берзин, 1969). Ее восточным ограничением являлась Байкальская глыба. Западная граница грабена скрыта под осадочными накоплениями платформенного чехла. Следовательно, Прибайкальский прогиб можно рассматривать как тектоническую форму, расположенную на периферии докембрийской платформы и наследующую протерозойский грабен. По характеру развития и по формационному облику выполняющих его толщ прогиб принадлежит к категории миогеосинклиналиных.

В позднем докембрии, согласно Е. В. Павловскому (1960), Прибайкальский прогиб отделялся от эвгеосинклиналиной области антиклинальным поднятием, существовавшим на месте Байкальской глыбы. На севере он примыкал к Северо-Байкальскому поднятию, при приближении к которому уменьшаются мощность и полнота разреза верхнедокембрийских отложений. По данным бурения во внутреннем поле Иркутского амфитеатра и наблюдениям в Олхинском районе Присаянья, аналогичные изменения отмечаются при движении в глубь платформы.

Степень дислоцированности отложений Прибайкальского прогиба возрастает в направлении к Байкальской складчатой области, вблизи от которой толщи смяты в линейные складки, опрокинутые в сторону платформы. В этом же направлении происходит быстрое воздымание и выход на поверхность фундамента, на котором залегают верхнедокембрийские толщи. Данное обстоятельство используется для доказательства гравитационной природы складок прогиба (Замараев, 1967). В качестве гравитационных некоторые исследователи рассматривают также шарьяжные структуры восточного борта Прибайкальского прогиба (Александров, 1966).

Представления о гравитационном скольжении как наиболее важном или единственном механизме образования складок верхнего докембрия вообще очень широко распространены среди исследователей Прибайкалья. Для проверки этих представлений необходимы специальные структурные исследования. Наибольший успех такие исследования могут иметь при изучении и сравнении структуры разных зон прогиба, т. е. в условиях повторяемости выходов разновозрастных толщ. В Западном Прибайкалье имеются участки, где наблюдается такая повторяемость. Это относится к выходам нижних членов разреза прогиба (голоуспенской и части улунтуйской свит). В центральных частях Прибайкальского прогиба эти свиты вместе с качергатской, ушаковской и нижнепалеозойскими отложениями составляют единый структурный этаж. Напротив, в Байкальской складчатой области, в основном в северной ее половине, примерно на уровне подошвы ушаковской свиты наблюдается резкое угловое несогласие (Салоп, 1964; Клитин, Постельников, 1966).

Узкая полоса, прилегающая к западному берегу оз. Байкал и лишенная отложений нижнего палеозоя и верхов верхнего докембрия, представляет собой, по-видимому, тектоническую зону, переходную между двумя указанными. При изучении ее в районе ручья Рытого нами выявлены интересные особенности структуры нижних частей разреза Прибайкальского прогиба, которые позволяют сделать некоторые общие выводы о тектонике прогиба в целом и о механизме образования складчатых и разрывных дислокаций его восточного борта.

СТРОЕНИЕ РАЙОНА РУЧЬЯ РЫТОГО

В исследованном районе верхнедокембрийские отложения расположены в узкой (около 1 км в поперечнике) полосе среди выходов пород нижнего и среднего протерозоя. Эта полоса удалена на 4—5 км к юго-востоку от основного поля распространения байкальского комплекса. С северо-запада и местами с юго-востока она ограничена разрывными смещениями.

Район находится на южной окраине Северо-Байкальского поперечного поднятия, отделяющего Прибайкальский прогиб от Патомского. В направлении с юга на север здесь, по данным В. Д. Маца и других исследователей, мощности и фациальный облик отложений верхнего докембрия быстро изменяются. В непосредственной близости от восточной границы изученного района проходит крупный Приморский разлом, разделявший в позднем докембрии Прибайкальский прогиб и область поднятий на месте Байкальской глыбы. Глыба и зона разлома в данном широтном пересечении скрыты под водами оз. Байкал.

Верхнедокембрийские отложения обнажаются в обрывистом правом борту каньона ручья Рытого, в 6—7 км от устья, и далее протягиваются вплоть до верховьев ручья. Они залегают с несогласием на нижнепротерозойских вулканогенно-терригенных образованиях, метаморфизованных до фации зеленых сланцев. В разрезе верхнего докембрия наблюдается такая последовательность (снизу вверх):

1. На сланцах нижнего протерозоя залегают зеленовато-серые глинисто-алевритовые породы, представляющие собой продукты размыва лежащих ниже отложений. Нижняя граница пачки нечеткая. В породах содержится редкая, рассеянная, мелкая (1—3 см), плохо окатанная галька и щебень кварца, сланцев, доломитов и гранитов (?). Мощность до 1—1,5 м.

2. По отчетливой границе породы пачки 1 перекрыты светлыми с желтоватым оттенком массивными и грубослоистыми доломитами. Мощность около 30 м.

3. Серые слоистые тонкоплитчатые глинистые и карбонатно-глинистые породы. Мощность около 20 м.

4. Лиловые и вишневые полосчатые терригенно-карбонатные породы. Мощность около 25 м.

5. Слоистые тонкоплитчатые глинисто-карбонатные породы. Мощность около 30 м.

6. Кварцитовидные песчаники с тонкими прослоями доломитов. Мощность около 15 м.

7. Массивные доломиты и доломитовые известняки с пакетами песчаных и слоистых тонкоплитчатых доломитов. Мощность 120—150 м.

8. Преимущественно кварцевые песчаники, светло-серые, крепкие, массивные с редкими прослоями доломитов, известняков и карбонатно-глинистых пород. Мощность неполная — 200—250 м.

9. После разрывного смещения обнажаются равномерно чередующиеся доломиты, известняки, кварцевые песчаники и карбонатно-глинистые породы серого и темно-серого цвета. Среди карбонатных пород преобладают оолитовые разности. Мощность неполная — 100 м.

Таким образом, общая мощность обнаженной части разреза составляет около 600 м. Точное определение ее (как и мощностей отдельных пачек) затруднено интенсивной мелкой складчатостью, нарушающей залегание пластов. Сравнение приведенного описания разреза с данными В. Д. Маца, изучавшего этот разрез в 1965 г., показывает, что пачки 1—7 относятся к нижнеголоуспенской, а пачка 8 — к среднеголоуспенской подсвитам. Пачка 9, видимо, включает горизонты, переходные от верхнеголоуспенской подсвиты к нижеулунтуйской.

Верхнедокембрийские отложения на рассматриваемом участке залегают в блоке, протягивающемся с юго-запада на северо-восток по азимуту 25—30° (рис. 1). В юго-восточной части блока пласты собраны в узкие изоклиальные складки, вытянутые в целом параллельно его контурам. По подошве голоуспенской свиты ширина складок составляет 250—300 м, амплитуда — 400—500 м. Крылья в общем полого, под углами 20—35°, наклонены к северо-западу, обнаруживая, таким образом, вергентность к юго-востоку.

Наличие одной из-опрокинутых антиклиналей отчетливо устанавливается в пересечении по линии разреза II — II. Здесь обнажаются нижнепротерозойские зеленые сланцы и песчаники, образующие примерно в середине правого борта каньона ядро килевидной складки. Ниже и выше ядра в склоне симметрично относительно осевой поверхности антиклинали располагаются нижние пачки голоуспенской свиты¹. В верхней части обрыва последовательность наращивается. Другая антиклиналь (южная, в пересечении по линии разреза III — III) имеет аналогичное строение, но срезана с юго-востока разрывом.

¹ По-видимому, в аналогичной структурной позиции Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1938) «в верхнем течении р. Успана среди подавляющего развития разнообразных пород голоуспенской свиты встречены кератофиры» (стр. 47). Однако ввиду того, что контакты тела кератофиров непосредственно не наблюдались, оно было включено этими авторами в состав голоуспенской свиты и отнесено к верхнему протерозою.

Пласты на крыльях описанных складок осложнены интенсивной мелкой складчатостью и кливажированы. Мелкие складки имеют ширину в 1—3 м, амплитуду до 10 м и развиты преимущественно в пачках карбонатных пород. Кливаж, в равной степени характерный для нормальных и опрокинутых крыльев, расщепляет пласты на тонкие (1—2 мм)

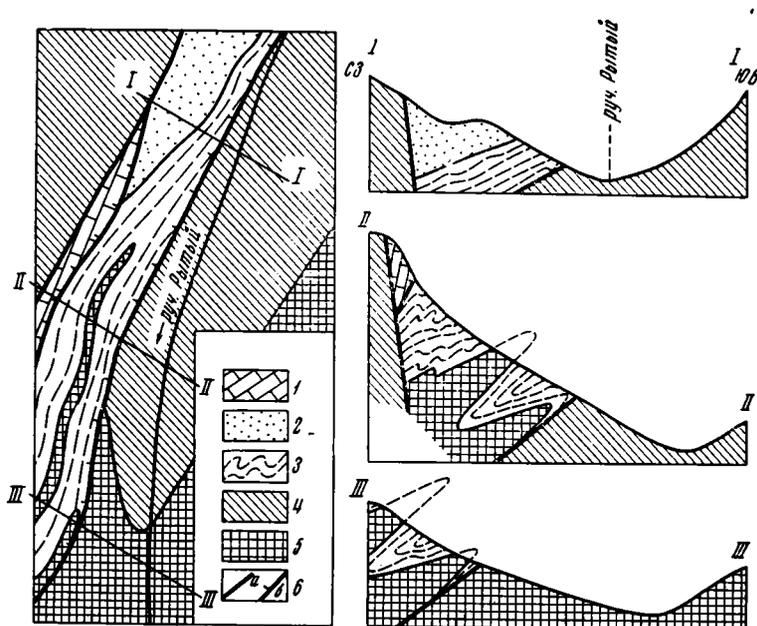


Рис. 1. Схема геологического строения района ручья Рытуй. Масштаб разрезов увеличен по сравнению со схемой в два раза

I—3 — верхний протерозой: 1 — нижнеулунтуйская и верхнеголоустенская подсвиты (доломиты, известняки, карбонатно-глинистые породы); 2 — среднеголоустенская подсвита (кварцитовидные песчаники); 3 — нижнеголоустенская подсвита (доломиты, терригенно-карбонатные породы, кварцитовидные песчаники); 4 — средний протерозой (песчаники, конгломераты, кислые эффузивы и другие породы); 5 — нижний протерозой (сланцы, песчаники, основные и кислые эффузивные породы); 6 — разрывные смещения (а — сбросы, б — взбросы и надвиги)

пластинки, полого наклоненные к северо-западу. Кливаж обнаруживает приуроченность к мелким складкам и по типу близок к «кливажу межслоевого скольжения» (Аджирей, 1966). В подвернутых крыльях мелких складок углы наклона пластин составляют 8—15°.

Несколько иначе построена северо-западная часть блока, сложенная верхнеголоустенско-нижнеулунтуйскими породами и ограниченная с обеих сторон разрывами. Здесь пласты под углами более 60° моноκлиально наклонены к северо-западу. Мелкой складчатости и кливажа не отмечается. Любопытно, что этих явлений не наблюдается также, как правило, в нижнепротерозойских породах. Последние интенсивно смяты и раздроблены лишь в зонах разломов.

Разрывы, ограничивающие и нарушающие рассматриваемую полосу докембрийских образований, относятся к разным типам. Наиболее интересен разрыв, окаймляющий блок с юго-востока. Выход его плоскости на поверхность наблюдался в пересечении по линии разреза III — III. Здесь непосредственно над поверхностью крупного сместителя расположена зона смятия и чешуйчатого строения (рис. 2). В нижней части обнажения залегают доломиты, входящие в состав подвернутого крыла антиκлиальной складки. Выше, после разрыва, поверхность которого скрыта под делювием, обнажается небольшая синκлираль. В ядре ее выходят доломиты голоустенской свиты, а на крыльях — зеленовато-серые глинисто-алевритовые породы с рассеянным щебнем. В опрокину

том крыле синклинали эти породы граничат с диабазовыми порфиритами нижнего протерозоя. Выше расположена маломощная будинированная линза доломитов, а далее — сланцы и измененные кислые эффузивные породы нижнего протерозоя.

В целом зона характеризуется значительной перемятостью и дробленностью пластов и несет явные следы интенсивного тангенциального сжатия и пластического течения. Ориентировка линз и будин в пределах зон показывает, что поверхность основного и сопровождающих его более мелких разрывов полого, под углом около 30° , наклонена к северо-западу. Такой вывод подтверждается также характером складчатости в примыкающей к разрыву юго-восточной части блока. Описанный разрыв является пологим надвигом, по которому породы голоуспенской свиты испытали относительное перемещение к юго-востоку и были надвинуты на образования нижнего и среднего протерозоя.

Разрыв, проходящий внутри поля верхнедокембрийских отложений, также наклонен к северо-западу, но под углом около $60-70^\circ$. Зона разрыва невелика по мощности и обнаруживается лишь по быстрому изменению угла наклона пластов и выпадению из разреза отдельных пачек или всей среднеголоуспенской подсвиты. Этот разрыв, по-видимому, является взбросом и парагенетически связан с охарактеризованным пологим надвигом.

Наконец, третий разрыв, ограничивающий блок верхнего докембрия с северо-запада, наклонен в противоположную сторону, т. е. к юго-востоку, под крутым углом. В плане линия его выхода на поверхность почти прямолинейна. Зона разрыва сопровождается дроблением пластов, а местами в ней зафиксирована густая сеть пересекающихся кварцевых прожилков. Разрыв представляет собой типичный нормальный сброс.

ПАРАГЕНЕЗЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ, ИХ ВОЗРАСТ И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ

Изложенное показывает, что верхнедокембрийские отложения в исследованном районе слагают чешую, надвинутую к юго-востоку по полого наклоненной поверхности. Амплитуда надвига превышает 1 км. Надвиг сопровождается изоклинальными опрокинутыми складками волочения, крылья которых, в свою очередь, осложнены складками волочения более высокого порядка. Такой парагенез складок и пологого надвига является результатом сильного тангенциального сжатия. Об этом свидетельствуют интенсивный кливаж, наличие в основании чешуи зон скалывания, будинажа и пластического течения. По-видимому, в этот же парагенез входит взброс, проходящий внутри поля развития докембрийских пород.

Перечисленные признаки парагенеза не подтверждают мнения Л. И. Салопа (1967) и С. М. Замараева (1964) о гравитационной природе складчатости верхнего докембрия (рифая) Байкало-Патомского прогиба. Этому мнению противоречит развитие кливажа межслоевого скольжения на крыльях складок. Вергентность складок и наклон поверхностей разрывов прямо противоположны тем, которые следовало бы

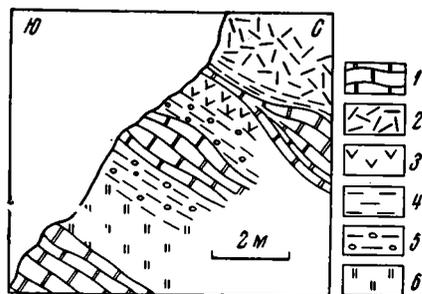


Рис. 2. Зарисовка обнажения во фронтальной части надвига по линии разреза III—III (см. рис. 1)

1 — доломиты; 2 — кислые эффузивные породы; 3 — основные эффузивные породы; 4 — зеленые сланцы; 5 — зеленые сланцы с обломками и галькой других пород; 6 — делювий

ожидать при соскальзывании масс с гипсометрически приподнятых участков Байкальской складчатой области.

Описанному парагенезу не присущ ни один из пяти признаков складчатости гравитационного скольжения, сформулированных Л. У. де Ситтером (1960). Нижнепротерозойские образования фундамента участвуют в складчатости вместе с верхнепротерозойскими, а потому не являются «горизонтом срыва», по которому возможно скольжение.

Правильнее, видимо, более поздняя точка зрения С. М. Замараева (1967), в которой учтены также напряжения сжатия, возникавшие в краевых разломах. Однако остается неясным, какую роль отводит С. М. Замараев этому механизму в образовании складок верхнего протерозоя, поскольку последние, по его мнению, имеют «преимущественно гравитационное происхождение» (стр. 191).

Явно несогласным по отношению к охарактеризованному парагенезу тектонических форм является нормальный сброс, ограничивающий блок верхнедокембрийских отложений с северо-запада. Он сечет под углом как пласты голоустенской и низов улунтуйской свит, так и взброс, осложняющий блок. Взаимоотношения его с надвигом в рассматриваемом районе не наблюдаются. К югу от исследованной территории надвиг заходит в поле распространения пород нижнего протерозоя, а на севере, в истоках р. Лены, по-видимому, срезается сбросом. Очевидно, что сброс является образованием более молодым, чем парагенез — надвиг — опрокинутые складки — взброс.

Разрывы, подобные названному сбросу, вообще характерны для части Прибайкалья, прилежащей к озеру. Здесь нормальные сбросы образуют систему вытянутых блоков север-северо-восточного и субмеридионального простирания, ступенчато погружающихся к востоку, в направлении впадины оз. Байкал. Особенно отчетливо это проявляется в пределах Северо-Байкальского поднятия на широте мыса Хибелен. Здесь, на восточном склоне Байкальского хребта, среди поля развития пород нижнего и среднего протерозоя на расстоянии 4—5 км наблюдается трехкратное повторение выходов пород голоустенской и местами низов улунтуйской свит. Мощности стратиграфических подразделений значительно сокращены по сравнению с таковыми в Прибайкальском прогибе. Пласты верхнего докембрия полого наклонены в основном к западу и северо-западу. На восточной стороне выходов голоустенской свита имеет стратиграфический контакт с лежащими ниже отложениями. С запада выходы ограничены сбросами, аналогичными описанному в районе ручья Рытого.

Система нормальных сбросов, безусловно образовалась в иной динамической обстановке, чем охарактеризованный выше парагенез. Поскольку система обнаруживает четкую приуроченность к впадине оз. Байкал, ее образование, видимо, является следствием локального растяжения в центральных частях Байкальского свода.

С горообразованием или ростом Байкальского свода большинство исследователей, вслед за В. Н. Даниловичем (1963), связывает также складки, взбросы и надвиги, широко развитые на западной окраине Байкальской горной области. Складки здесь наклонены, а местами и опрокинуты в сторону внутренних частей Иркутского амфитеатра. Поверхности разрывов наклонены к востоку, горизонтальны или волнисты (шарьяжи) (Цыпуков, 1962; Семинский, 1965; Александров, 1966, и др.). По-видимому, к этому же парагенезу относятся небольшие по амплитуде поперечные сдвиги, наблюдаемые на восточном борту Прибайкальского прогиба (долина р. Куртун, правобережье Сармы, район Елохина мыса и другие участки).

Характерно, что складчатые деформации этой группы особенно интенсивны вблизи от резких уступов в фундаменте Прибайкальского прогиба или в лежащих крыльях взбросов и надвигов, т. е. распро-

странены на площади неравномерно. Они наложены на основные складчатые деформации прогиба, охватывающие площадь равномерно и последовательно затухающие в направлении к внутренним частям Иркутского амфитеатра. Эти основные складчатые деформации определяют главные черты структуры прогиба и представляют собой третий, наиболее распространенный парагенез тектонических форм.

Таким образом, складчатые и разрывные дислокации в верхнедокембрийских отложениях Западного Прибайкалья могут быть объединены в три парагенетические группы, сформированные в разное время.

К первой группе, образованной в результате интенсивного тангенциального сжатия, относятся наклоненные к западу и северо-западу надвиги и взбросы, с которыми связаны опрокинутые к востоку и юго-востоку изоклиналильные складки. Вопрос об их возрасте не вполне ясен. Этот парагенез в виде реликтов наблюдался лишь на восточном борту Прибайкальского прогиба, в зоне, переходной к Байкальской складчатой области. В последней верхи отложений верхнего докембрия вместе с кембрийскими толщами залегают на более древних образованиях с резким угловым несогласием. В центральных же частях прогиба, где верхнепротерозойские и нижнепалеозойские отложения образуют единый структурный этаж, этому несогласию могут соответствовать перерывы, отмечаемые в основании ушаковской и мотской свит. Складчатость переходной зоны, по-видимому, и относится ко времени указанных перерывов, т. е. к концу докембрия. В это время закончилось миогеосинклинальное развитие Прибайкальского прогиба (Борукаев, 1969).

Другой более молодой парагенез определяет основные черты современной структуры региона. Складки, относящиеся к данному парагенезу, образованы не только докембрийскими, но и кембро-ордовикскими толщами. В результате изучения Патомского прогиба, близкого к Прибайкальскому по структурному положению и истории развития, а также внутриплатформенных Ленской и Непской зон складок (Туголесов, 1952; Иванов, 1954; Чумаков, 1959) установлен их досреднепалеозойский возраст.

Третий парагенез включает в себя тектонические формы, связанные с мезо-кайнозойским этапом активизации и развитием Байкальского свода. В него входят взбросы, надвиги, складки и поперечные сдвиги западной окраины свода, возникшие в результате локального тангенциального сжатия, а также система нормальных сбросов центральных частей свода, являющаяся системой локального растяжения. Эти тектонические элементы существенно влияют на структуру Прибайкальского прогиба, особенно в периферической части свода.

На основании экспериментальных работ, проведенных И. В. Луциким и П. М. Бондаренко (1967), можно полагать, что механизм образования структурных форм третьего парагенеза, связанных со сводовыми поднятиями, имеет много общего с формированием непских и ленских складок, а следовательно, и дислокаций второго парагенеза. Это свидетельствует о том, что характер поля напряжений в рассматриваемом регионе оставался постоянным в течение длительного времени.

Из изложенного следует, что вопрос о возрасте складчатости в Прибайкальском прогибе, ответы на который в геологической литературе многообразны, в принципе не может решаться однозначно. Современная структура Прибайкалья создана по крайней мере в три этапа. Первые резкие деформации возникли, по-видимому, в конце докембрия вдоль восточного борта прогиба. Основная складчатость, охватившая весь прогиб, произошла в конце нижнего палеозоя. Мезо-кайнозойские движения привели лишь к усложнению структуры. Основным механизмом образования складчатых и разрывных дислокаций прогиба является, по-видимому, тангенциальное сжатие, действовавшее на границе платформы и складчатой области.

Литература

- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд-во Моск. ун-та, 1966.
- А л е к с а н д р о в В. К. Шарьяжные структуры восточного борта Ангаро-Ленского прогиба. Совещ. по пробл. «Прогибы». Тез. докл. Л., 1966.
- Б е р з и н Н. А. Сравнительная характеристика докембрийской структуры Прибайкалья и Присяянья. В кн. «Тектоника Сибирской платформы». Изд-во «Наука», 1969.
- Б о р у к а е в Ч. Б. Стратиграфические ряды формаций Прибайкальского и Присяянского прогибов. В кн. «Тектоника Сибирской платформы». Изд-во «Наука», 1969.
- Д а н и л о в и ч В. Н. Аркогенный тип надвигов. Геол. и геофиз., № 2, 1963.
- З а м а р а е в С. М. Типы складчатых структур и некоторые вопросы геологической истории Иркутского амфитеатра. В сб. «Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области». Изд-во «Недра», 1964.
- З а м а р а е в С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. Изд-во «Наука», 1967.
- И в а н о в Б. А. Внутриплатформенная зона линейных антиклинальных складок. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- К л и т и н К. А., П о с т е л ь н и к о в Е. С. Орогенные образования байкалид Восточной Сибири. Геотектоника, № 6, 1966.
- Л у ч и ц к и й И. В., Б о н д а р е н к о П. М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа. Геотектоника, № 2, 1967.
- П а в л о в с к и й Е. В. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. В кн. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». Изд-во АН СССР, 1960.
- П а в л о в с к и й Е. В., Ц в е т к о в А. И. Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк Бугульдейско-Ангинского района. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. 8, 1938.
- С а л о п Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. Стратиграфия. Изд-во «Недра», 1964.
- С а л о п Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. Изд-во «Недра», 1967.
- С е м и н с к и й Ж. В. К тектонике западных склонов Ачитканского хребта (Северо-Западное Прибайкалье). Геол. и геофиз., № 3, 1965.
- С и т т е р Л. У., де. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Т у г о л е с о в Д. А. К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1952.
- Ц ы п у к о в Ю. П. Следы позднейшей тектоники в бассейнах рек Савкиной, Домутки и Мини (Северо-Западное Прибайкалье). В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Иркутск. обл.», вып. 4, Иркутск, 1962.
- Ч у м а к о в Н. М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской впадины. В кн. «Тектоника СССР, т. 4». Изд-во АН СССР, 1959.

Институт геологии и
геофизики СО АН СССР
Новосибирск

Статья поступила
11 апреля 1968 г.

УДК 551.240(571.61/571.62)

В. Б. КАРАУЛОВ

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОГО ПРИХОХТЬЯ (УДСКО-ШАНТАРСКИЙ И ТУГУРСКИЙ РАЙОНЫ)

Рассматриваются новые данные о строении палеозойских отложений Западного Приохотья. Освещены вопросы их стратиграфии и палеогеографии. Описана морфология палеозойских структур и приведены данные, свидетельствующие об их длительном конседиментационном развитии. Подчеркивается сходство палеозойских структур Западного Приохотья с герцинскими складчатыми сооружениями и наложенный характер мезозойских прогибов.

Еще во второй половине прошлого века в результате исследований А. Ф. Миддендорфа (1860), Н. Г. Меглицкого (Мельников, 1893) и К. И. Богдановича (1905) было установлено, что помимо фаунистически охарактеризованных мезозойских отложений в Западном Приохотье широко распространены сложно дислоцированные толщи более древнего облика. Однако в дальнейшем изучение палеозойских отложений этого района продвигалось крайне медленно. Лишь в 1948—1952 гг. после обзорных геологических исследований Л. И. Красного, Г. С. Ганешина, Ю. Ф. Чемякова, В. А. Ярмолюка и других впервые было намечено их стратиграфическое расчленение и выявлены отдельные тектонические структуры.

На схеме тектонического районирования южной части Советского Дальнего Востока, составленной П. Н. Кропоткиным (1954), в пределах рассматриваемого района выделены Аянская и Шантарская ветви Ольдое-Селемджинокой палеозойской складчатой зоны, разделяющая их Удская синклиналильная зона и расположенная восточнее Тугуро-Нимеленская синклиналильная зона с Альским и Муниканским антиклинориями. На тектонической схеме Западного Приохотья, опубликованной в 1958 г. Л. И. Красным, выделены две крупные антиклиналильные структуры (ветви Джагдинского антиклинория), окаймляющие с северо-запада и юго-востока Торомскую синклиналильную структуру, выполненную мезозойскими толщами. Позже эти антиклиналильные структуры выделялись Л. И. Красным под названием Тыльско-Шантарского и Бюконского антиклинорийных поднятий, а смежные с ними синклиналильные структуры — под названием Удского, Торомского и Ульбанского прогибов (Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, 1966). Как схема П. Н. Кропоткина, так и схема Л. И. Красного исходят из анализа мезозойского структурного плана и не дают представления об основных тектонических структурах, сформировавшихся в течение палеозойского этапа развития. М. С. Нагибина (1958, 1963) выделяет в Западном Приохотье палеозойские структуры Монголо-Охотской складчатой системы (Удско-Шантарский синклинорий и смежные с ним

антиклинории) и мезозойские наложенные прогибы Восточно-Азиатской группы (Удский и Торомский прогибы).

В течение последнего десятилетия были получены многочисленные новые данные о геологическом строении Западного Приохотья. Палеозойские отложения Удско-Шантарского и Тугурского районов изучали С. И. Горохов, Л. С. Буфф, В. А. Шуршалина, автор данной статьи и другие геологи. В смежных районах новые данные о строении палеозойских отложений получены В. И. Гольденбергом, В. Ф. Зубковым, В. И. Чернявским и др. (северо-западное побережье Охотского моря), В. Ф. Сиговым, Ю. А. Мамонтовым, Г. В. Беляевой, Э. Л. Школьником и др. (хр. Джагды, бассейны рек Шевли, Галам и Гербикан). В основу статьи положены личные наблюдения автора, дополненные изучением опубликованных и фондовых материалов.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРАТИГРАФИИ

Уже отмечалось (Караулов, 1965), что в строении палеозойских отложений районов Западного Приохотья (Аянский, Удско-Шантарский и Тугурский) имеются существенные различия, которые выражаются в составе пород, мощности и полноте разрезов и характере структур.

Под Аянским районом подразумевается участок северо-западного побережья Охотского моря от устья р. Уды до Аянского и Алдомского заливов. Он включает хр. Прибрежный и ограничен на северо-западе отрогами хр. Джугджур. По данным В. И. Гольденберга, В. Ф. Зубкова и других, здесь на нижнепротерозойских гнейсах залегают карбонатные и терригенные (часто грубообломочные) морские отложения синийско-кембрийского, ордовикского, силурийского и девонского возраста. Перерывы и несогласия отмечаются в основании ордовикских отложений, в средней части разреза силура, в основании среднего и верхнего девона. Максимальная мощность девонских отложений не превышает 2400 м. На верхнедевонских отложениях несогласно залегают маломощные континентальные осадки с флорой среднего карбона. Палеозойские отложения с резким угловым несогласием перекрыты вулканогенно-осадочными и эффузивными толщами юрского и мелового возраста.

Сходное строение имеют, по-видимому, палеозойские отложения Шевлинского района — бассейна р. Шевли, где недавно установлены терригенные и карбонатные нижнекембрийские, верхнекембрийские и ордовикские отложения (Школьник и др., 1966) и правобережья р. Галам, где известны сравнительно маломощные (до 600 м) преимущественно грубообломочные отложения среднего и верхнего девона. Таким образом, вся полоса распространения палеозойских толщ от бассейна р. Шевли до пос. Аян может рассматриваться как единая Шевли-Аянская структурная зона.

Удско-Шантарский район включает верховья правых притоков р. Уды, бассейны рек Тыль и Тором и Шантарские о-ва (за исключением о. Мал. Шантар и о. Беличьего). Для палеозойских отложений Удско-Шантарского района характерно чередование в разрезе толщ, относящихся к типичным геосинклинальным формациям вулканогенно-кремнистой и терригенной групп (яшмовой, зеленокаменной, кремнисто-сланцевой, аспидной, флишоидной и др.). Здесь выделяются толщи раннекембрийского, условно силурийского, девонского и раннекаменноугольного возраста. Вероятно, присутствуют и ордовикские отложения. Перерывы и несогласия не наблюдались. Максимальная мощность только девонских отложений достигает 14 000 м. На нижне- и среднепалеозойских толщах с резким угловым несогласием залегают морские верхнетриасовые и юрские отложения, а также осадочные и вулканогенные образования мелового возраста.

В Тугурском районе, который охватывает Тором-Тугурское междуречье, побережье Тугурского залива, Тугурский полуостров и острова Мал. Шантар и Беличий, установлено присутствие терригенных (преобладают) и вулканогенно-осадочных девонских и нижнекаменноугольных отложений. Перерывы и несогласия не наблюдались. Мощность девонских отложений превышает 10 000 м. Палеозойские отложения с резким угловым несогласием перекрывают верхнетриасовыми, юрскими и меловыми осадочными и эффузивными образованиями.

Отмеченные различия в строении палеозойских отложений Аянского (Шевли-Аянского), Удско-Шантарского и Тугурского районов свидетельствуют о том, что в течение палеозоя эти районы характеризовались разным тектоническим режимом, отличались по условиям накопления осадков и могут рассматриваться в качестве структурно-фациальных зон.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И УСЛОВИЯ ИХ НАКОПЛЕНИЯ

Имеющиеся в настоящее время данные о геологическом строении Удско-Шантарской и Тугурской структурно-фациальных зон Западного Приохотья позволяют восстановить условия накопления девонских и нижнекаменноугольных осадков. Попытки восстановить условия накопления более древних палеозойских отложений относятся, скорее, к области догадок, но имея в виду данные о строении смежных районов и сведения о составе обломочной части девонских терригенных пород, можно высказать некоторые предположения и по этому поводу.

Морские кембрийские (во всяком случае, нижнекембрийские) отложения были распространены, по-видимому, очень широко. Причем, если в Шевлинской и Аянской структурно-фациальных зонах они представлены в основном терригенными (часто грубообломочными и красноцветными) и карбонатными осадками, которые лишь местами содержат покровы эффузивов базальтового и андезитового состава, то юго-восточнее, в Удско-Шантарской зоне, преобладают вулканогенно-кремнистые и терригенные осадки, заключающие отдельные линзы известняков (Школьник и др., 1966). Эти зоны разделялись, по мнению Э. Л. Школьника и др., полосой подводных поднятий («палеогеографическим барьером»). Кембрийские морские осадки распространялись, вероятно, и далее на юго-восток (в Тугурский район), поскольку в составе среднедевонских отложений здесь обнаружены экзотические глыбы нижнекембрийских известняков (Караулов, 1966).

После открытия В. И. Гольденбергом в Аянском районе, а Ю. А. Мамонтовым, Э. Л. Школьниковым и др. в бассейнах рек Шевли, Гербикан и Галам ордовикских карбонатных и терригенных отложений можно считать, что и в Удско-Шантарском районе осадки этого возраста были распространены значительно шире, чем это предполагалось ранее. Учитывая различия в тектоническом режиме, которые выразились в особенностях строения разрезов палеозойских отложений Аянской и Удско-Шантарской зон, можно предполагать, что в Удско-Шантарской зоне ордовикские отложения были представлены терригенными и вулканогенно-кремнистыми образованиями значительной мощности. Не исключено, что ордовикский возраст имеют наиболее древние образования, выходящие на о. Бол. Шантар, и в настоящее время условно отнесенные к силуру.

В конце силура и начале девона в Удско-Шантарской зоне накапливались вулканогенно-кремнистые и терригенные отложения, общая мощность которых достигла к концу раннего девона 5—7 тыс. м. Начало этого этапа характеризуется массовыми подводными излияниями основных лав свиты мыса Радужного, покровы которых чередуются в разрезе с пластами и линзами туфов, кремнистых и тонкообломочных терригенных пород. Цемент обломочных пород насыщен кремнистым материа-

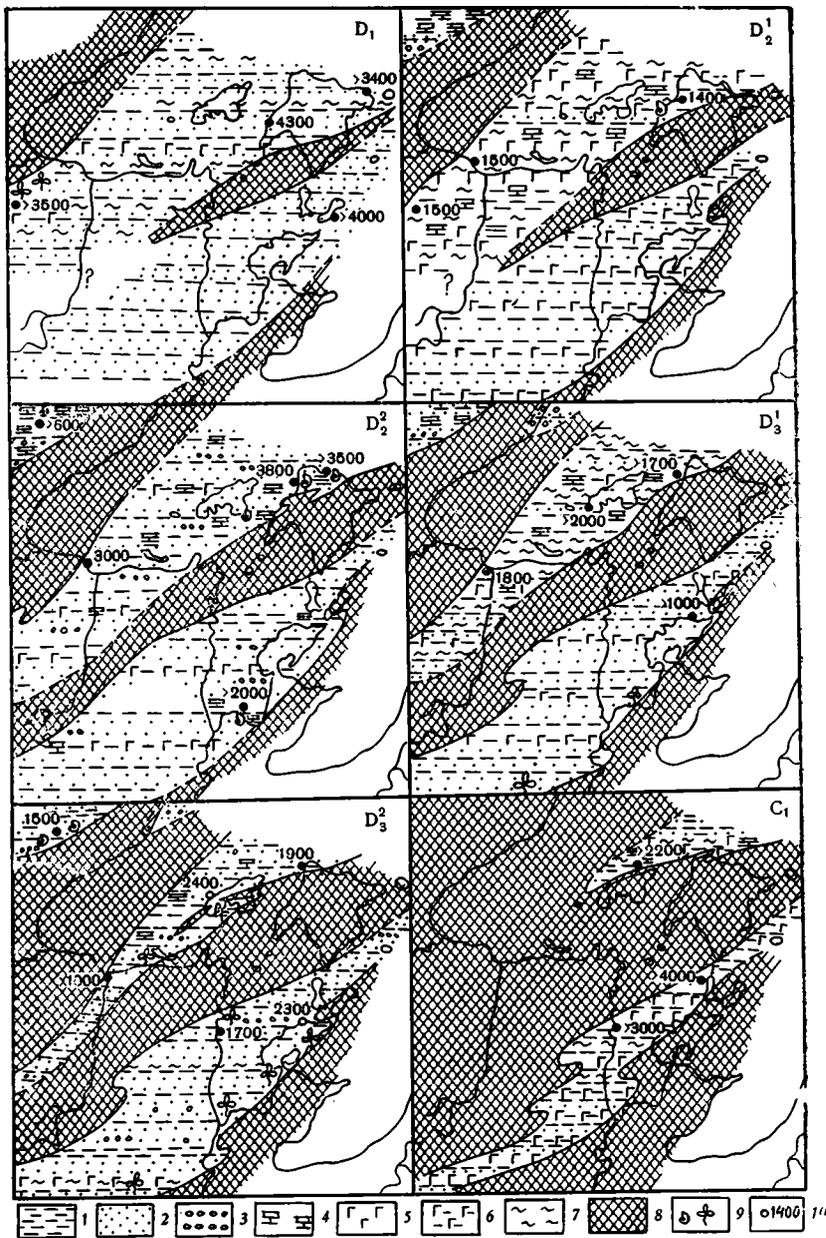


Рис. 1. Литолого-фашиальные схемы девона и карбона

Схемы составлены для раннего девона (D_1), первой половины среднего девона (D_2^1), второй половины среднего девона (D_2^2), первой половины позднего девона (D_3^1), второй половины позднего девона (D_3^2) и для раннего карбона (C_1).

1—7—состав отложений в областях интенозивного осадконакопления: 1—алевролиты и алевроитоглинистые породы; 2—песчаники; 3—конгломераты и гравелиты; 4—известняки; 5—основные эффузивы; 6—туфы и туффиты; 7—кремнистые породы; 8—области размыва и накопления маломощных осадков; 9—ископаемая фауна и флора; 10—мощность отложений, м

лом, а местами обогащен фосфатами и соединениями марганца. Вопрос о возрасте этой вулканогенной свиты, согласно перекрытой нижедевонскими песчаниками, неясен. В рабочей схеме стратиграфии, принятой Вторым Дальневосточным стратиграфическим совещанием, она условно включена в нижний девон, однако не менее вероятен ее силурийский возраст. В Аянском районе в силуре отлагались известняки, песчано-глини-

стые породы и конгломераты, суммарная мощность которых не превышает 1500 м.

Предполагаемые области распространения нижнедевонских, среднедевонских, верхнедевонских и нижнекаменноугольных осадков различного состава показаны на литолого-фациальных схемах (рис. 1). На этих схемах выделены области прогибания с накоплением мощных осадков разного состава и области размыва и накопления маломощных отложений. Цифрами показаны мощности отложений, а значками—места находок фауны и флоры. В раннем девоне (рис. 1, D₁) области размыва по сравнению с концом силура резко расширились, и снос терригенного материала усилился. Это нашло отражение в формировании существенно терригенных свит мыса Топазного и озерной (Удско-Шантарский район) и свиты о. Беличьего (Тугурский район) мощностью более 4000 м. В Аянском районе нижнедевонские отложения, по последним данным В. И. Гольденберга, отсутствуют.

Сравнение разрезов правобережья р. Уды, островов Бол. Шантар и Беличьего показывает, что уже в раннем девоне наметились четкие различия в составе отложений Удско-Шантарской и Тугурской зон. В то время как в Удско-Шантарской зоне наряду с песчаниками и алевролитами в значительном количестве отлагались вулканогенные и кремнистые породы (пачки мощностью до 600 м), в Тугурской зоне накапливались исключительно терригенные толщи, представленные ритмично и неправильно чередующимися песчаниками, алевролитами и седиментационными брекчиями.

Границы области интенсивного накопления осадков имели, вероятно, северо-восточное направление (в соответствии с простиранием пород). Северо-западная граница этой области проходила в районе правобережья р. Уды. Распространенные здесь нижнедевонские песчаники состоят из плохо окатанных, не сортированных обломочных зерен кварца, полевых шпатов и слюды, в значительном количестве встречаются также обломки эффузивов, кремнистых пород, песчаников, реже известняков. Состав и форма обломочных зерен свидетельствуют о том, что осадки отлагались в непосредственной близости от области размыва, в пределах которой были выведены на поверхность древние гнейсы и гранитоиды, и палеозойские (кембрийские, а возможно, и более молодые) эффузивные и осадочные толщи. О существовании выступа древней суши говорит также присутствие в песчаниках нескольких горизонтов с остатками наземных растений (флора псилофитов, обнаруженная С. И. Гороховым в 1966 г. в бассейне р. Тайкан). Положение юго-восточной границы области интенсивной седиментации менее определено. Вероятно, она проходила в районе современного Тугурского полуострова. К юго-востоку от нее располагалась область размыва, сложенная в основном гранитоидами (в составе песчаников свиты о. Беличьего преобладают угловатые, плохо сортированные обломки кварца, щелочных полевых шпатов и слюды, что сближает их с аркозами) и отчасти палеозойскими осадочными породами.

Нижнедевонские песчаники о. Бол. Шантар состоят, как правило, из очень плохо окатанных, несортированных обломков кремнистых пород, эффузивов, песчаников, плагиоклаза, кварца и сильно измененного глинисто-кремнистого цемента. Форма и состав обломочных зерен этих близких к грауваккам пород указывает на существование внутри обширной области седиментации дополнительных источников сноса — выступов, сложенных палеозойскими вулканогенно-кремнистыми и терригенными толщами. Анализ геологической карты позволяет предполагать, что наиболее крупный из таких выступов располагался на месте южной части о. Бол. Шантар, далеко прослеживался в юго-западном и северо-восточном направлениях и разделял область седиментации на Удско-Шантарскую и Тугурскую зоны.

Начало среднего девона отмечено общим опусканием, расширением морской трансгрессии и подводными излияниями основных лав. В то же время области интенсивного накопления осадков в Удско-Шантарской и Тугурской зонах несколько сократились (рис. 1, D_1^2). Однако соответствующее расширение областей размыва и накопления маломощных осадков не вызвало усиления сноса терригенного материала, поскольку эти области были в основном покрыты морем, и на данном этапе накопления маломощных осадков в их пределах преобладало над размывом. Существенные различия в составе отложений Удско-Шантарской и Тугурской зон сохранились: если в первой из них широко распространены известняки и кремнистые породы, то во второй они практически отсутствуют. В Аянской зоне нижняя часть среднего девона представлена конгломератами, известняками, аргиллитами и песчаниками мощностью около 300 м.

Следует подчеркнуть, что положение области размыва и накопления маломощных осадков, разделявшей Удско-Шантарскую и Аяскую зону, примерно совпадало с положением «палеогеографического барьера» в кембрии (см. выше). Данные В. И. Гольденберга позволяют предполагать, что в ордовике и силуре на этом месте также находилась область преимущественного размыва. Таким образом, четко устанавливается унаследованность в расположении структурно-фациальных зон от кембрия до девона.

Вторая половина среднего девона (рис. 1, D_2^2) характеризовалась регрессивным типом развития. Расширение областей размыва и накопления маломощных осадков сопровождалось отступанием моря и увеличением доли грубообломочных пород в осадках Удско-Шантарской и Тугурской зон. Среди ритмично или неравномерно переслаивающихся песчаников и алевролитов появляются многочисленные линзы внутриформационных конгломератов, количество которых возрастает вверх по разрезу. В составе галек среднедевонских конгломератов Удско-Шантарской зоны преобладают песчаники и кремнистые породы, реже встречаются алевролиты, эффузивы и известняки, что свидетельствует об образовании их за счет размыва более древних палеозойских отложений. В конгломератах Тугурской зоны наряду с гальками песчаников и других осадочных пород встречаются гальки гранитоидов, а в глыбовых брекчиях свиты мыса Внутреннего — экзотические глыбы нижнекембрийских археоциатовых известняков, поступавшие с расположенного юго-восточнее выступа суши (Караулов, 1966). В Аянской зоне в среднем девоне продолжалось накопление известняков, известковистых алевролитов, песчаников и конгломератов. К концу среднего девона эта зона вышла из-под уровня моря, став на время областью размыва.

В позднем девоне в какой-то мере повторилась среднедевонская история: первая половина позднедевонской эпохи (рис. 1, D_3^1) характеризовалась расширением морской трансгрессии и усилением эффузивной деятельности, а вторая ее половина (рис. 1, D_3^2) — отступлением моря и резким увеличением роли грубообломочных осадков. При этом как трансгрессия, так и сменившая ее регрессия происходили на фоне последовательного сокращения областей интенсивной седиментации. Для верхнедевонских отложений Удско-Шантарской и особенно Тугурской зон весьма характерны флишеподобные толщи ритмично переслаивающихся песчаников и алевролитов. Местами они замещаются конгломератами и глыбовыми брекчиями с многочисленными признаками подводного оползания осадков. В Удско-Шантарской зоне нередко встречаются известняки, отсутствующие в Тугурской зоне. Верхнедевонские отложения Аянской зоны представлены известняками, песчаниками и конгломератами, которые несогласно залегают на среднедевонских и более древних породах. К концу позднего девона Аянская зона превратилась в область размыва.

В начале карбона (рис. 1, С₁) грубообломочные отложения сменяются в Удско-Шантарской и Тугурской зонах более тонкозернистыми осадками, резко усиливается эффузивная деятельность. Эти изменения связаны, вероятно, с опусканиями и кратковременным расширением площади, занятой морем. Однако на этот раз трансгрессия не проникла в Аянскую зону, а в Удско-Шантарской и Тугурской зонах нижнекаменноугольные отложения сохранились лишь в пределах узких остаточных прогибов. Маломощные, вероятно грубообломочные и карбонатные осадки, которые отлагались по периферии этих областей, были уничтожены в последующие эпохи.

Морские среднекаменноугольные отложения в Западном Приохотье неизвестны, а некоторые косвенные данные, например присутствие вымытых спор и пыльцы карбона в верхнедевонских, среднедевонских и более древних отложениях, свидетельствуют в том, что на средний карбон падает начало крупного континентального перерыва.

МОРФОЛОГИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУР

Непосредственное изучение палеозойских тектонических структур в прекрасно обнаженных береговых обрывах Шантарских островов, на побережье Удской губы и Тугурского залива и на других участках позволило составить ясное представление об их морфологии и пространственном положении. Главные из этих структур изображены на тектонической схеме (рис. 2). Учитывая единство геологического строения Шантарских островов и материка (отделение островов произошло в послеледниковую эпоху), можно не сомневаться в том, что линейные складки и разрывные нарушения, наблюдаемые в береговых обнажениях, продолжают под заливами Охотского моря. Предполагаемое продолжение палеозойских структур под водами моря и под покровом мезозойских и кайнозойских отложений показано на тектонической схеме на основании интерполяции геологических данных, произведенной с учетом результатов аэромагнитной съемки.

Крупнейшими структурными элементами северо-восточной (Охотской) части палеозойской Монголо-Охотской складчатой системы являются Удско-Шантарский синклинорий и смежные с ним антиклинории (рис. 3).

Удско-Шантарский синклинорий образован сложно дислоцированными ниже- и среднепалеозойскими толщами, суммарная мощность которых превышает 20 тыс. м. На северо-западе и юго-востоке он ограничен Удским и Ассыни-Тугурским глубинными разломами. К числу структур первого порядка в его пределах относятся Феклистовский и Тугурский синклиналильные прогибы, разделенные Шантарским антиклинальным поднятием. Термины «антиклинальное поднятие» и «синклиналильный прогиб» употребляются для обозначения крупнейших новообразований, возникших внутри геосинклинали в ранних стадиях ее развития и выраженных в современной складчатой структуре. (Штрейфс, 1951).

Шантарское антиклинальное поднятие (1^о)¹ расположено в осевой части Удско-Шантарского синклинория. В ядре поднятия выходят сравнительно тонкообломочные терригенные отложения анаурской свиты (силур)² и вулканогенно-кремнистые образования свиты мыса Радужного

¹ Цифры в скобках соответствуют номерам на тектонической схеме (рис. 2).

² Следует иметь в виду, что возраст анаурской свиты многими исследователями рассматривается как значительно более молодой (Л. И. Красный и др.). При такой трактовке тектонические структуры предыдущими исследователями также рассматривались по-иному. Автор статьи исходит в оценке возраста анаурской свиты главным образом из структурных соотношений, выявленных при геологической съемке, но палеонтологических доказательств возраста этой свиты у него нет. (Ред.).

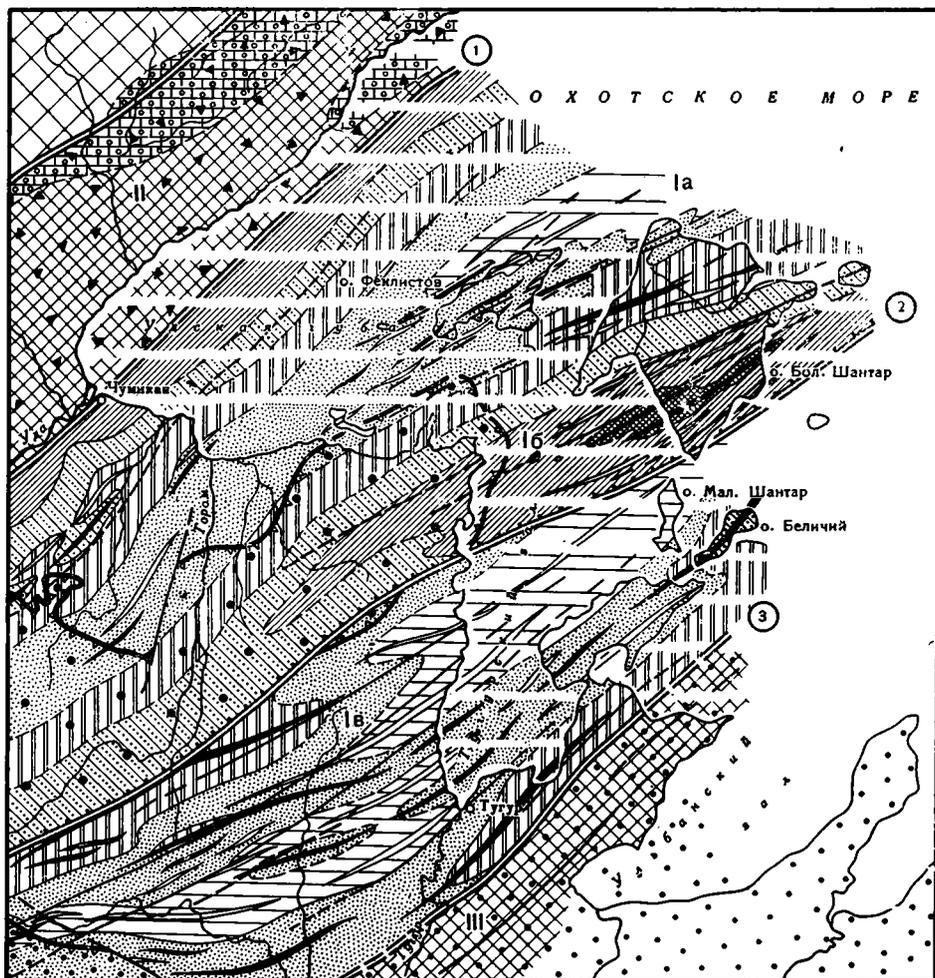


Рис. 2. Тектоническая схема северо-восточной части Удско-Шантарского синклиория и смежных структур

1 — протерозойское обрамление Сибирской платформы; 2 — выступы докембрийских и нижнепалеозойских образований в пределах Аянского антиклинория (II) и предполагаемого поднятия на юго-востоке района (III); 3—5 — Удско-Шантарский синклиорий (Ia — Феклистовский синклиинальный прогиб, Ib — Шантарское антиклинальное поднятие, Ib — Тугурский синклиинальный прогиб); 3 — ядра поднятий, образованные силурийскими (a) и силурийскими-нижнедевонскими (b) отложениями; 4 — крылья поднятий и прогибов, образованные нижнедевонскими (a) и среднедевонскими (b) отложениями; 5 — осевые зоны прогибов, выполненные верхнедевонскими (a) и нижнекаменноугольными (b) отложениями; 6 — прогибы в пределах Шавли-Аянской складчато-глыбовой зоны, выполненные среднедевонскими и верхнедевонскими отложениями; 7 — оси палеозойских антиклиналей (a) и синклиналей (b); 8—10 — мезозойские структуры: 8 — Удский прогиб, выполненный верхнеюрскими и меловыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями; 9 — Торомский прогиб, выполненный верхнетриасовыми, юрскими и нижнемеловыми терригенными отложениями, 10 — Ульбанский прогиб, выполненный юрскими терригенными и частично вулканогенно-осадочными отложениями; 11—12 — разрывные нарушения: 11 — разломы глубинного типа (1 — Удский, 2 — Южно-Шантарский, 3 — Ассиин-Тугурский), 12 — прочие разрывные нарушения.

Примечание. Предполагаемое продолжение структур под заливами Охотского моря показано на фоне белых полос

(силур—девон). Северо-западное крыло образовано преимущественно терригенными отложениями нижнего девона. Юго-восточное крыло срезано Южно-Шантарским разломом глубинного типа, который отделяет это поднятие от Тугурского синклиналичного прогиба. Ядро Шантарского антиклинального поднятия осложнено сбросами, крутыми надвигами и линейными складками разных порядков, наиболее крупными из которых являются Анаурская антиклиналь и Малоанаурская синклиналь. Для крыльев складок характерны крутые (60—70°) углы падения слоев. Шарниры антиклиналей, наблюдавшихся на юго-востоке о. Бол. Шантар, погружаются в северо-восточном и юго-западном направлениях. Северо-западное крыло Шантарского антиклинального поднятия характеризуется преимущественно моноклинальным залеганием пород с углами падения 50—70°, которое лишь изредка нарушается отдельными сопряженными антиклиналями и синклиналями.

Феклистовский синклиналичный прогиб (I^a) представляет собой крупную складчатую структуру, ось которой проходит через о. Феклистов и прослеживается до верховьев р. Тыль. Осевая зона прогиба выполнена терригенными, вулканогенно-кремнистыми и карбонатными верхнедевонскими и нижнекаменноугольными отложениями. На крыльях выходят толщи средне- и раннедевонского возраста, для которых характерно преимущественно моноклинальное залегание пород, с углами падения слоев от 40—50 до 60—70°. Участки выдержанного моноклинального залегания, осложненные отдельными простыми синклиналями и антиклиналями с размахом крыльев до 50 м, чередуются с зонами северо-восточного простирания, в пределах которых отложения смяты в более сложные склад-

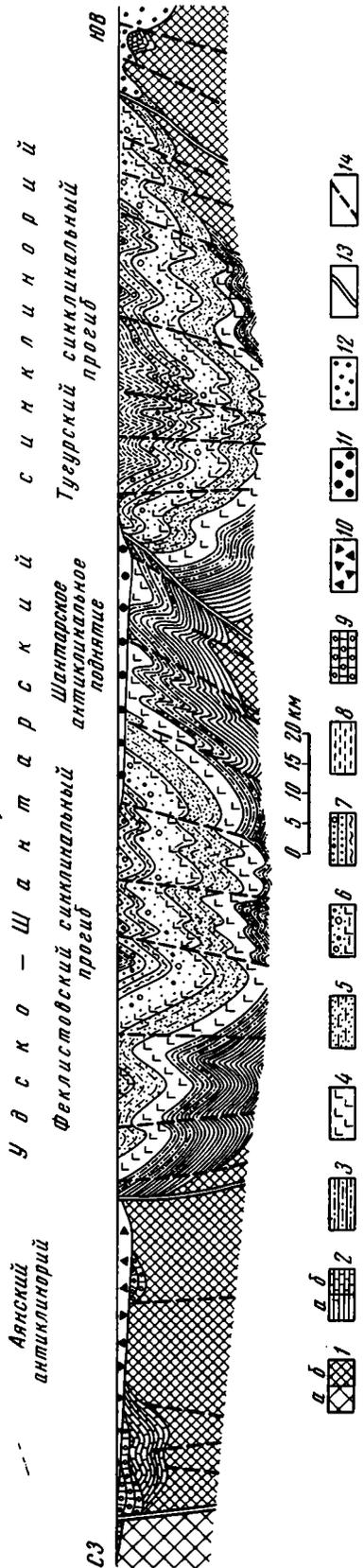


Рис. 3. Схематический разрез Удско-Шантарского синклинория и смежных структур

1 — докембрийские образования протерозойского обрамления Сибирской платформы (а) и Монголо-Охотской складчатой системы (б); 2 — нижний палеозой Удско-Шантарского синклинория (а) и смежных антиклинорий (б); 3 — средний палеозой Удско-Шантарского синклинория; 4 — силур; 5 — нижний девон; 6 — средний девон; 7 — верхний девон; 8 — нижний карбон; 9 — средний и верхний карбон; 10 — верхняя юра и мел Удского прогиба; 11 — верхний триас, юра и нижний мел Торомского прогиба; 12 — юра Ульбанского прогиба; 13 — мрупнейшие разломы; 14 — прочие разломы.

Примечание. Мезозойские интрузивные образования, позднедевонские и кайнозойские эффузивные покровы на разрезе не показаны.

ки и нарушены многочисленными разрывами. Строение юго-восточного крыла Феклистовского синклинального прогиба лучше всего изучено на северо-западе о. Бол. Шантар, а строение его северо-западного крыла — в бассейнах рек Тыль и Тайкан. Осевая зона этого прогиба осложнена разрывными нарушениями северо-восточного простирания и линейными складками разных порядков (Центрально-Феклистовская антиклиналь, синклинали мыса Покатого и губы Лебяжьей, крупная синклиналь на левобережье р. Тором и др.). Крылья складок характеризуются крутыми (от 50—70 до 80—90°) углами падения слоев, нередко отмечается опрокинутое залегание пород. В целом Феклистовский синклинальный прогиб попружается и расширяется в северо-восточном направлении и вздымается к юго-западу.

Тугурский синклинальный прогиб (I^в) расположен к юго-востоку от Шантарского антиклинального поднятия. Его осевая зона выполнена вулканогенными и тонкообломочными терригенными толщами нижнего карбона. Крылья образованы терригенными (нередко флишеподобными) и в меньшей степени вулканогенно-кремнистыми отложениями девонского возраста. Осевая зона и крылья прогиба осложнены многочисленными разрывными нарушениями и линейными складками с крутопадающими (от 50—60 до 70—80°) крыльями. К наиболее крупным складкам относятся антиклиналь о. Беличьего и расположенные на ее продолжении Гилякская и Майгаунская антиклинали (общая их протяженность превышает 150 км), Эльгандинская и Утанская синклинали и др. В юго-западной части прогиба господствующее северо-восточное простирание структур сменяется близширотным.

Крупнейшими разрывными нарушениями северо-восточного (согласного с направлением складчатости) простирания являются Южно-Шантарский, Удский и Ассыни-Тугурский разломы. Южно-Шантарский разлом в современной геологической структуре представляет собой крутой надвиг, вблизи которого (в зоне шириной 5—10 км) палеозойские породы подверглись интенсивному динамометаморфизму с образованием слюдястых сланцев, кварцитов и амфиболитов. Удский разлом проходит под долиной р. Уды и прослеживается по данным аэромагнитной съемки под Удской губой. В более западных районах, где этот разлом доступен для непосредственного изучения (например, в бассейне р. Улигдан), установлено, что он ограничивает с юго-востока «Балдекский выступ» нижнепротерозойского кристаллического основания и сопровождается мощной зоной рассланцевания. Ассыни-Тугурский разлом¹, ограничивающий Удско-Шантарский синклинорий с юго-востока, изучен значительно хуже. Он представляет собой систему крутых сбросов и надвигов, сопровождается зонами рассланцевания в палеозойских и мезозойских (?) породах и прослеживается по аэромагнитным данным (узкие линейные аномалии). Остальные разрывные нарушения северо-восточного простирания, тесно связанные с палеозойскими складчатыми структурами (сбросы, сбросо-сдвиги, реже надвиги) характеризуются обычно крутым (до вертикального) положением сместителя и сравнительно небольшой амплитудой от десятков до нескольких сотен метров. Формирование разрывов других направлений связано в основном с мезозойскими и кайнозойскими движениями.

К северо-западу от Удско-Шантарского синклинория расположен антиклинорий (II), в ядре которого выходят нижнепротерозойские кристаллические породы и синийско-кембрийские отложения (В. И. Гольденберг называет его Аянским). Учитывая отмеченное выше сходство в строении Аянского и Шевлинского районов, можно рассматривать «Ба-

¹ Название этого разлома принято в соответствии со «Схемой размещения структурных элементов Хабаровского края и Амурской области» («Геология СССР», т. 19, 1966).

ладекский выступ» в качестве юго-западного продолжения этой крупной структуры. Палеозойские отложения, приуроченные к ядру и крыльям этого антиклинория, характеризуются грубообломочным и карбонатным составом, сокращенной мощностью, наличием нескольких перерывов и сравнительно слабой дислоцированностью (простые складки с углами падения слоев в крыльях 20—40°, реже до 60°).

Новые данные о строении палеозойских отложений, распространенных в бассейне р. Шевли и в среднем течении р. Алдомы, позволяют предполагать, что между Аянским антиклинорием и протерозойским обрамлением Сибирской платформы протягивается система палеозойских прогибов, выполненных сравнительно мощными отложениями геосинклинального (миогeosинклинального) типа. Эти прогибы, вероятно, не должны рассматриваться в составе антиклинория и заслуживают выделения в качестве самостоятельных пограничных структур¹.

Антиклинорий, расположенный к юго-востоку от Удско-Шантарского синклинория (III), выделяется в основном по косвенным данным. Судя по составу обломочной части девонских отложений, в его ядре выходят древние гранитоиды и нижнепалеозойские осадочные породы.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУР

Анализ рассмотренных выше схем распространения палеозойских осадков и изучение связи состава отложений с тектоническими структурами разных порядков, выделенными при геологическом картировании, позволяют сделать вывод о длительном конседиментационном развитии этих структур. Так, геантиклинальное поднятие, на месте которого образовался Аянский антиклинорий, существовало уже в начале кембрия и унаследованно развивалось до конца среднего палеозоя, постоянно представляя собой область размыва. Юго-восточнее располагался обширный Удско-Шантарский геосинклинальный прогиб, ограниченный с юго-востока вторым геантиклинальным поднятием. О ранних этапах развития Удско-Шантарской геосинклинали известно очень мало. Однако можно предполагать, что уже в силуре активно развивалось Шантарское антиклинальное поднятие, разделившее первичную геосинклиналь на Феклистовский и Тугурский прогибы. В течение среднего палеозоя происходило постепенное разрастание этого поднятия и сокращение прогибов, которое можно проследить на палеогеографических схемах распространения осадков. Одновременно с накоплением осадков развивались не только самые крупные структурные элементы, но и отдельные антиклинали и синклинали. Состав палеозойских пород на крыльях и в осевых частях Анаурской антиклинали, антиклинали мыса Горбатого, Центрально-Феклистовской антиклинали и многих других складок свидетельствует об их конседиментационном развитии.

После замыкания Феклистовского и Тугурского прогибов в конце раннего карбона формирование палеозойских складчатых структур в основном завершилось. Весь рассматриваемый район был высоко поднят и превратился в область размыва, обломочный материал из которой поступал в межгорные прогибы, где накапливались верхнепалеозойские молассоподобные толщи. Ближайшие из таких прогибов, выполненные пермскими конгломератами и песчаниками, известны на правом берегу р. Уды в бассейне р. Лан.

Палеозойский интрузивный магматизм проявился здесь сравнительно слабо и представлен в основном пластовыми телами габброидов, связанными с толщами основных эффузивов. Большая часть гранитоидных

¹ На тектонической схеме (рис. 2) эти прогибы не показаны, так как прямые данные о возможности их выделения здесь отсутствуют. Условно один из таких прогибов изображен на схематическом разрезе (рис. 3) к северо-западу от Аянского антиклинория.

массивов имеет мезозойский (позднемеловой) возраст. Позднепалеозойские гранитоиды выделяются лишь значительно юго-западнее (в верховьях р. Селемджи), а также в отрогах хр. Джугджур. Однако возраст многих гранитоидных тел неясен, и не исключено, что некоторые мелкие массивы в пределах Удско-Шантарского синклинория окажутся позднепалеозойскими (во всяком случае, представляется маловероятным, что многочисленные крупные гальки гранитов, содержащиеся в юрских отложениях Торомского прогиба, принесены из отдаленных районов).

Изучение тектоники и истории формирования палеозойских структур Западного Приохотья позволяет сделать вывод об их большом сходстве с типичными герцинскими складчатыми сооружениями Европы и Урала. Сходство это выражается не только в морфологии складчатых структур и характере их эволюции, но и в расположении структурно-фациальных зон по отношению к древней платформе и в последовательности смены формаций. Так, характер чередования формаций Удско-Шантарского синклинория (неоднократное повторение в разрезе вулканогенно-кремнистых и терригенных толщ) имеет очень много общего с «повторяемостью» формаций Магнитогорского синклинория (Фролов, Фролова, 1965). С другой стороны, слабое проявление палеозойского интрузивного магматизма различает эти сооружения.

Особенно ярко «тихоокеанская» специфика Западного Приохотья проявилась на мезозойском этапе развития.

Вопрос о соотношении палеозойских и мезозойских структур заслуживает отдельного рассмотрения. Здесь же следует еще раз подчеркнуть наложенный характер мезозойских прогибов, которые резко отличаются (особенно Торомский и Удский) от палеозойских геосинклинальных структур Монголо-Охотской складчатой системы по мощности отложений, их формационному составу (преимущественно молассы и наземные вулканогенные образования) и степени дислоцированности (простые брахиформные складки с пологими крыльями, нередко породы залегают почти горизонтально). На тектонической схеме и в разрезе хорошо видно полное несоответствие структурных планов: максимальное погружение испытали участки Удского и Торомского прогибов, приуроченные к палеозойским поднятиям. Возможно, такое соотношение палеозойских и мезозойских структур является специфической чертой только северо-восточной части Монголо-Охотской системы, поскольку отмечалось (Нагибина, 1963), что в более западных районах мезозойские прогибы занимают унаследованное положение по отношению к палеозойским синклинориям.

Литература

- Богданович К. И. Геологический очерк западного побережья Охотского моря от Николаевска-на-Амуре до Охотска. Сборник статей по геологии памяти И. В. Мушкетова, СПб., 1905.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. (Отв. ред. Л. И. Красный), Изд-во «Недра», 1966.
- Геология СССР. Т. 19 (Ред. Л. И. Красный), Изд-во «Недра», 1966.
- Караулов В. Б. К вопросу о стратиграфии палеозойских отложений Западного Приохотья. «Сб. статей по геологии и гидрогеологии», вып. 5. Изд-во «Недра», 1965.
- Караулов В. Б. О находках девонской и кембрийской ископаемой фауны в Тугурском районе Западного Приохотья. Докл. АН СССР, т. 171, № 2, 1966.
- Красный Л. И. Основные черты тектоники Западного Приохотья. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 5—6, 1958.
- Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. Госгеолтехиздат, 1960.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. I, Изд-во АН СССР, 1954.

- Мельников М. П. Описание Якутской экспедиции (1851 г.) покойного горного инженера Н. Г. Меглицкого. Горный ж., т. 3, № 7—8, 1893.
- Миддендорф А. Ф. Путешествие на север и восток Сибири. Ч. I, отд. II, СПб., 1860.
- Нагибина М. С. Новые данные по тектонике «Монголо-Охотского пояса». Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 33, вып. 3, 1958.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Фролов В. Т., Фролова Т. И. Соотношение эффузивного, пирокластического и осадочного вещества в формациях эвгеосинклинали Южного Урала. Сб. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые», Изд-во «Недра», 1965.
- Школьник Э. Л., Сигов В. Ф., Мамонтов Ю. А., Махинин А. В., Беляева Г. В., Щербина Ю. И. Новые данные о распространении кембрия в хребте Джагды (Хабаровский край). Геол. и геофиз., № 11, 1965.
- Школьник Э. Л., Сигов В. Ф., Беляева Г. В., Журавлева И. Т., Мамонтов Ю. А. Новые данные о стратиграфии нижнего палеозоя бассейна р. Уды (Хабаровский край). Сов. геология, № 7, 1966.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. В кн. «Тектоника СССР», т. 3, Изд-во АН СССР, 1951.

Второе гидрогеологическое
управление
Министерство геологии
СССР

Статья поступила
21 июня 1967 г.

УДК 551.243.4(479.22)

М. Г. ЛЕОНОВ

ХАРАКТЕР РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ЗОНАХ НАДВИГОВ

Дается описание зоны развития мелких разрывов по профилю, составленному вдоль русла р. Джрочула (северная периферия Дзирульского массива). Выделяется три группы разрывных нарушений, различающихся по морфологии: 1 — сбросы и взбросы, 2 — надвиги и 3 — сдвиги. Все три типа разрывов имеют много общих черт и образуют закономерную сетку. Ориентировка и форма разрывов позволяют связывать их образование с наличием скальвающих напряжений, ориентированных в горизонтальной плоскости, что подтверждается также наличием подобной закономерно ориентированной сетки разрывов в зонах крупных надвигов и взбросов, т. е. структур горизонтального сжатия. Делается вывод о возможной генетической связи структуры, описанной по р. Джрочуле, с крупным разрывом, ограничивающим с севера Дзирульский массив, а также о возможности установления крупных разрывных нарушений по наличию подобных структур.

Геологи обычно изучают либо достаточно крупные разрывы, либо явления, связанные с трещинной тектоникой. Гораздо реже они останавливают свое внимание на промежуточных по величине формах нарушений со смещением от первых сантиметров до первых десятков метров, зоны развития которых, как правило, описываются в целом (зоны дробления, например) без выяснения морфологии и взаимоотношений составляющих элементов. Вместе с тем изучение мелких разрывов, которые часто сопровождают более крупные нарушения, помогает понять в ряде случаев природу последних. Особенно интересно изучение этих зон в тех случаях, когда нет прямых данных о характере крупных дислокаций. Проблема такого рода возникает при изучении структуры байосских отложений вдоль северной периферии Дзирульского массива. Эта граница приурочена к разрыву, по которому приведены в соприкосновение толщи пород байосского возраста и отложения мела — олигоцена — миоцена.

Отложения мела и более молодые, слагающие осадочный чехол Дзирульского массива, представлены карбонатными и карбонатно-терригенными породами небольшой мощности. Весь этот комплекс пород в зоне Дзирульского массива образует моноклиналь, наклоненную к северу под незначительными углами. В зоне разрыва эти толщи испытывают резкое воздымание, падение слоев становится вертикальным, а местами даже опрокинутым. Считается, что породы мела и более молодые надвинуты к северу на отложения байоса по так называемому краевому надвигу (Эдилашвили и др., 1965). Тем не менее прямых данных о надвиговом характере этого разрыва нет. Во-первых, углы падения разрыва составляют, как правило, 50—80°, т. е. довольно крутые; во-вторых, молодые толщи налегают на более древние. Изгиб слоев можно объяснить и наличием сброса при поднятом северном крыле, а не сокращением пространства в результате надвига. Имеются некоторые

косвенные признаки, которые могут указывать на надвиговый характер этого разрыва. Это фиксируемые в ряде мест пологие углы падения разрыва (15—30°) и наличие сопряженных с этим разрывом сдвигов меридионального и северо-восточного простирания. Все эти явления описаны в ряде работ (Кузнецов, 1933; Эдлашвили и др., 1965), а также выявлены и нами. Тем не менее вопрос о том, является ли данный разрыв надвигом, остается неясным.

Севернее этого контакта развиты отложения байоса, которые представлены разнообразными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями: покровами порфиритов, туфобрекчиями и туфоконгломератами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. В целом это толща массивных или грубослоистых, крепких, хорошо сцементированных малопластических пород. Слоистые толщи имеют подчиненное значение и развиты в основном в верхней части разреза. Образования байоса смяты в серию сопряженных синклинальных и антиклинальных асимметричных, запрокинутых на юг складок близширотного простирания с углами падения на крыльях 30—60°.

При внимательном изучении выяснилось, что породы вулканогенно-осадочной серии байоса разбиты системой мелких разрывных нарушений, образующих закономерную сетку. Был составлен профиль с детальной зарисовкой сетки этих разрывов вдоль дороги, идущей по правому берегу р. Джручула от контакта с меловыми известняками до устья р. Мохвур (рис. 1, а). Профиль не сплошной, а со значительными перерывами, так как обнаженность не

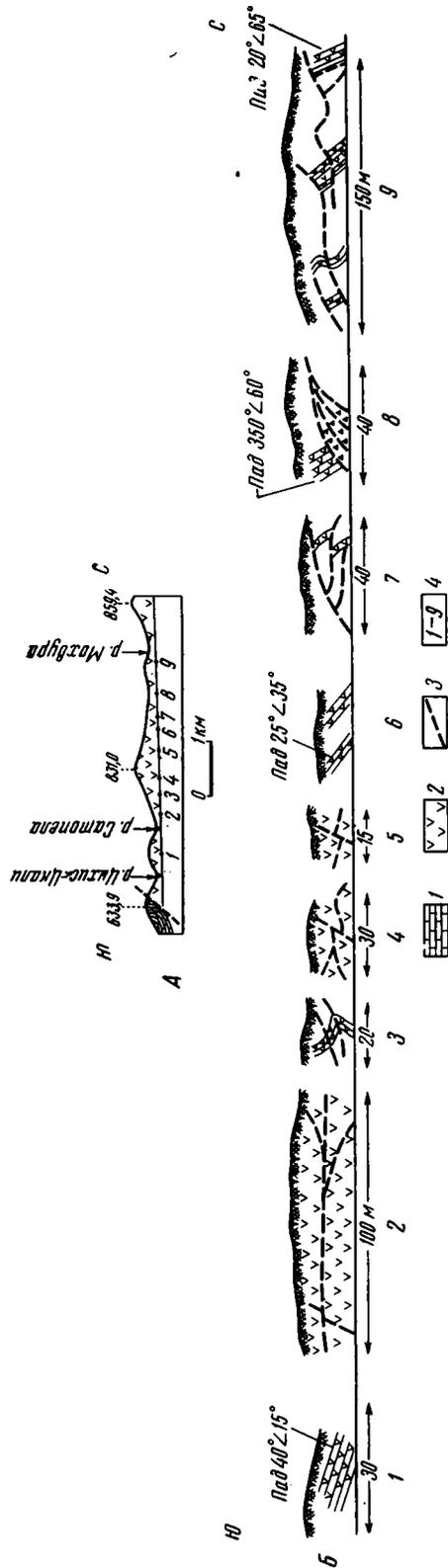


Рис. 1. А — схематический геологический профиль вдоль русла р. Джручула; Б — характер разрывных нарушений в толще вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород байосского возраста; В — известняки мелового возраста; 2 — вулканогенно-осадочные породы байосского возраста; 3 — разрывы; 4 — номера обнажений

позволяет проследить непрерывный разрез. Но обнаженные участки в ряде случаев вполне соизмеримы по протяженности с задернованными. А так как расположение обнаженных участков случайно, то, вероятно, трудно ожидать, что в задернованных местах взаимоотношения могут быть принципиально отличными.

Как видно из рис. 1, толща вулканогенных пород разбита серией разрывов. Разрывы эти развиты на фоне общей раздробленности пород, выраженной в виде тектонических трещин и катаклаза минеральных зерен. Вероятно, плоскости разрывов объединяют определенно ориентированные трещины.

В этой сложной сетке можно выделить три группы разрывов, различающихся по морфологии. К первой группе, которая объединяет большинство разрывов, относятся разрывы с пологими углами падения сместителя от 0 до 45—50°, при средних углах 30—35°. Плоскости сместителей наклонены на юго-юго-запад, азимут 200—230°. Форма поверхности скольжения, как правило, волнистая. По морфологии среди пологих разрывов можно выделить взбросо-надвиги и надвиги.

Вторая группа представлена крутопадающими разрывами (углы падения от 50 до 90°). Эти разрывы обычно прямолинейны. Падение плоскостей сместителей или совпадает с падением пологих разрывов (200—230°), или бывает обратное (20—40°). Данные разрывы представляют собой сбросы и взбросы.

В третью группу входят разрывные нарушения, которые характеризуются вертикальными или почти вертикальными плоскостями сместителей. Ориентировка плоскостей скольжения ССВ 0—40°, т. е. приблизительно перпендикулярно простиранию остальных разрывов. По зеркалам скольжения, развитым на плоскостях сместителей, устанавливаются сдвиговые перемещения.

Разрывы всех типов имеют и ряд общих черт. Так, протяженность разрывных нарушений, которую удается измерить, не более 10—40 м (редко до 100 и более метров). Многие нарушения сопровождаются зонами расланцевания и брекчирования мощностью до 0,5—1,5 м. Амплитуда разрывов устанавливается редко. Но там, где амплитуда может быть установлена, она соответствует смещению от 1—5 см до 3—5 м. Очень редко удается зафиксировать смещение до 10 и более метров. Разрывы по простиранию быстро затухают. При этом разрыв или приключается к другому разрыву, или срезается им, или же единая плоскость разрыва ветвится и переходит в сеть более мелких разрывов и трещин, образуя зоны повышенной трещиноватости. Разрывы разной морфологии пересекают и срезают друг друга без всякой видимой закономерности. То крутые разрывы смещены надвигом, то плоскость пологого разрыва в свою очередь нарушена сбросом или сдвигом, что говорит об одновременном образовании всей серии разрывных нарушений. В результате образуются блоки пород полигональной или линзовидной формы. Размеры линз и блоков, в соответствии с протяженностью ограничивающих их разрывов, колеблются от 0,5 до 10—25 м, реже достигая 100 м и более.

Там, где появляются слоистые толщи, образуются складчатые формы, осложняющие моноклинальное залегание слоев. Наблюдаются флексуорообразные изгибы слоев, мелкие складки. Но складчатые дислокации не меняют общей картины моноклиального залегания, так как размер изгибов и складок не превышает 0,5—5 м и они быстро затухают при удалении от разрывов. Нарушения, фиксируемые в слоистых толщах, дают возможность оценить направление смещений. В подавляющем большинстве случаев наблюдается смещение масс с юга на север. Аналогичные дислокации наблюдались нами по р. Джручула от контакта пород байоса с меловыми известняками до устья р. Мохвура, т. е. на расстоянии более чем 3,5 км. Такие же тектонические формы встречены

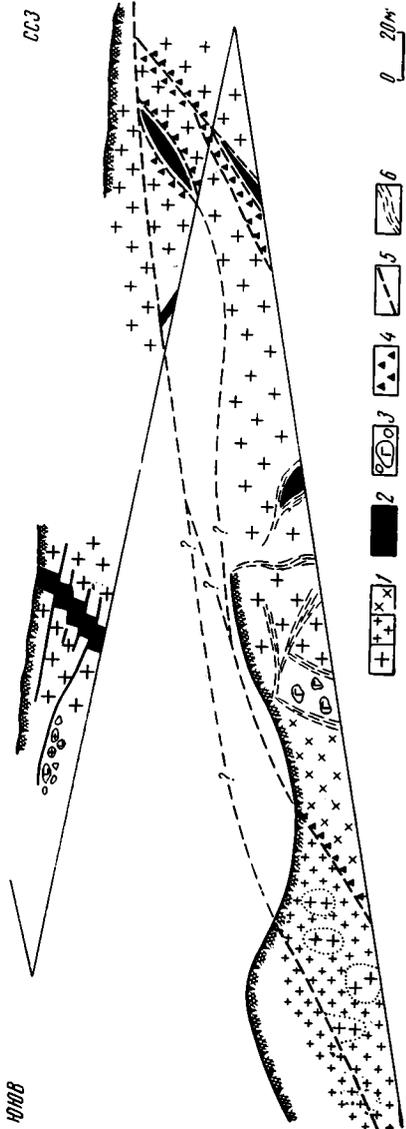


Рис. 2. Зона надвига в гранитоидах Дзируулского массива (район Рикотского перевала)
 1 — гранитоиды; 2 — дайки пород основного состава; 3 — ксенолиты основных пород в гранитоидах; 4 — зоны брекчирования; 5 — разрывы; 6 — зоны повышенной трещиноватости

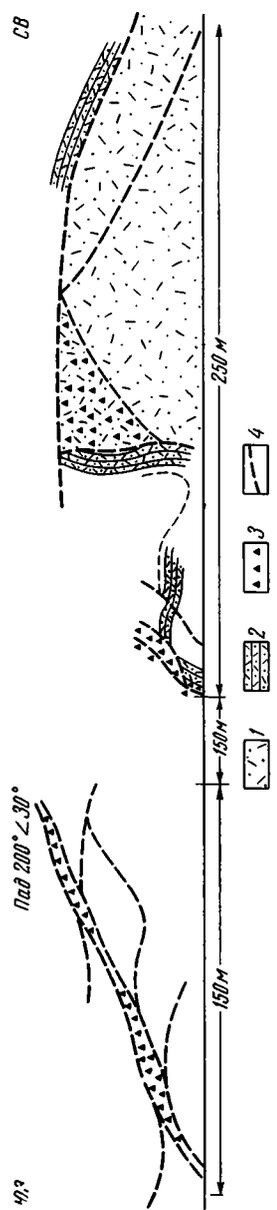


Рис. 3. Зона надвига в толще кварцевых порфиров (район г. Чиатура)
 1 — кварцевые порфиры, неслоистые; 2 — слоистые туфы кварцевых порфиров; 3 — зоны брекчирования; 4 — разрывы

в отложениях байоса, развитых в бассейнах рек Буджа и Дзуса. Но там они видны менее четко из-за плохой обнаженности. Судя по ориентировке и форме разрывов, образование их естественно связывать с наличием скальвающих напряжений, ориентированных в горизонтальной или во всяком случае в близкой к горизонтальной плоскости (Ажгирей, 1966; Де Ситтер, 1960). Подобная трактовка механизма образования этих разрывных структур подтверждается анализом аналогичных дислокаций, генетическая природа которых четко устанавливается.

Прежде всего, вероятно, мы должны искать подобные описанным формы нарушений в толщах, которые по своим физическим свойствам и текстурным особенностям близки вулканогенной толще байоса, т. е. в толщах пород, как правило, неслоистых, хорошо сцементированных, кристаллических или зернистых, обладающих высокой компетентностью и,

следовательно, плохо поддающихся складчатым дислокациям. Этим требованиям могут отвечать изверженные и интрузивные породы различного состава, толщи неслистистых и хорошо сцементированных песчаников, конгломератов и брекчий.

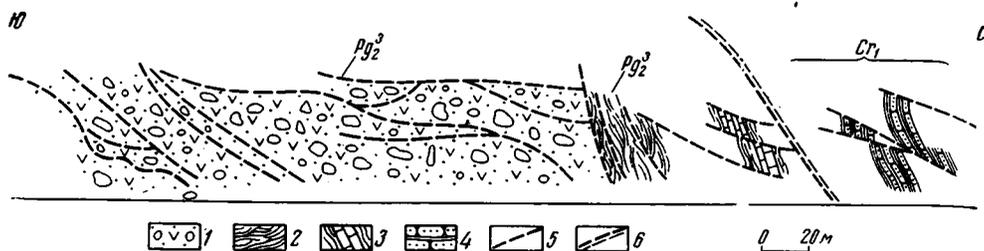


Рис. 4. Взбросо-надвиг пород нижнемелового флиша на породы верхнего эоцена (район оз. Эрцо)

1 — вулканогенные брекчии; 2 — флишонные песчано-сланцевые породы; 3 — глыбы известняков; 4 — флиш; 5 — разрывы; 6 — плоскость главного разрыва

Аналогичные дислокации приходилось наблюдать в различных районах Дзирульского массива и Южного склона Большого Кавказа. Причем в ряде случаев они имели четкую приуроченность к крупным структурам взбросового и надвигового характера. Приведу описание некоторых из них. Вдоль дороги Хашури — Зестафони при подъеме на Рикотский перевал со стороны пос. Чумателети можно наблюдать зону надвига, состоящую из нескольких надвинутых друг на друга чешуй гранитов. В соприкосновении приведены разные по строению гранитоиды, а также смещены дайки основных пород (рис. 2). Направление смещения видно по смещению даек. Смещение происходит с юго-юго-запада на северо-северо-восток. Падение сместителей: юго-юго-запад, углы падения от 0 до 45—60°. Разрывы сопровождаются зонами дробления и милонитизации, брекчированием и явлениями катаклаза минеральных зерен кварца и плагиоклаза. Разрывы по простиранию переходят в зоны повышенной трещиноватости, пересекаются друг с другом. В результате пересечения разрывов выкальваются блоки и линзы пород. Амплитуда перемещения колеблется от первых метров до 30—40 м. Большая амплитуда не фиксируется, так как срезанные дайки, по которым можно установить смещение, оказываются за пределами обнаженного участка.

Нетрудно видеть, что здесь наблюдаются явления, похожие на описанные ранее. Развита тот же тип дислокаций, та же характерная ориентировка разрывов, их незначительная протяженность, выкальвание линзообразных блоков. Но здесь эти дислокации могут быть определено увязаны с движением по надвику, т. е., скорее всего, со структурой горизонтального сжатия. Сходную картину можно наблюдать в ущелье Квирила в 5—6 км от г. Чиатура вниз по течению реки. Как и в предыдущем случае в зоне надвига, преимущественно в лежачем крыле, наблюдается тот же тип разрывных нарушений: выкальвание линзообразных блоков пород, явления катаклаза, брекчирования (рис. 3). Зона дробления и разлинзования пород достигает 250—300 м. Интересно отметить, что во всех приведенных выше случаях наблюдается одинаковая ориентировка разрывов, а именно падение плоскости сместителя в основном на юго-юго-запад 200—220°. Подобное явление, возможно, говорит о существовании общего поля напряжений для значительной территории. И, наконец, перейду к описанию еще одной структуры, которая позволит ближе подойти к расшифровке условий происхождения «макrorазлинзования». На рис. 4 изображен участок в зоне надвига, вернее, взбросо-надвига, ниже- и верхнемелового флиша на толщу верхнего эоцена в рай-

не оз. Эрцо (граница Чиаурского флишевого синклиория и Абхазо-Рачинской зоны (по Милановскому и Хаину, 1963), или граница Местийско-Тианетской и Гагро-Джавской зон (по Гамкрелидзе, 1961). Разрез составлен вдоль автомобильной дороги, идущей по ущелью р. Халив-Дон. Породы верхнего эоцена представлены терригенным флишем, известняковыми брекчиями, песчаниками, а также глыбовыми брекчиями, состоящими из обломков и глыб вулканогенных пород, которые являются продуктом перемыва отложений порфиритовой свиты байоса. На образования верхнего эоцена взброшены породы терригенного флиша свиты дгнали (апт-альб). Непосредственно к «главной плоскости» взбросонадвиг примыкает пачка терригенного флиша верхнего эоцена. Породы расщеплены и разбиты серией мелких разрывов. Ширина выхода около 30—40 м. Затем по крутому разрыву флиш контактирует с перетолженными вулканогенными брекчиями того же возраста. Толща вулканогенных брекчий по своим физическим свойствам близка вулканогенно-осадочной толще байоса. Это неслоистые, массивные, хорошо сцементированные, крепкие породы. К югу от взброса толща глыбовых брекчий разбита системой в основном пологих разрывов, плоскости сместителей которых имеют падение на север по направлению к главному разрыву. Форма разрывов волнистая. Соединяясь между собой, плоскости разрывов ограничивают линзы и блоки пород до 20—30 м в поперечнике. Смещение по разрывам незначительное. По простиранию многие разрывы быстро затухают. И в этом примере мы видим те же закономерности развития тектонического разлинзования, которое отмечалось ранее, со всеми присущими этому типу деформаций чертами. Но здесь надо обратить внимание на взаимоотношение крутых разрывов более или менее значительной амплитуды и пологих разрывов с небольшими смещениями. Пологие разрывы отходят от крутого взброса почти перпендикулярно или под большими углами. Приуроченность описанных мелких разрывов к надвигам, взбросо-надвигам, взбросам, т. е. к структурам горизонтального сжатия, в данном случае не вызывает сомнений. Совершенно безразлично, какое происхождение имеет надвиг пород флиша: гравитационное или какое-нибудь другое; важно, что в своей фронтальной части масса пород флиша создает силу, действующую в близком к горизонтальному направлении. Отмечу, что при движении на юг, там, где глыбовые брекчии сменяются снова слоистыми флишевыми образованиями, разрывные нарушения исчезают и появляются складчатые.

Анализируя описанные в последних трех случаях структуры, можно наметить общие черты, которые им свойственны, а именно: а) развитие большого количества разрывов, которые образуют значительные по протяженности зоны; б) преобладание в основном пологих разрывов с углами падения от 0° до $45\text{--}50^\circ$, реже более крутых; в) незначительные амплитуды перемещений от первых сантиметров до 10—40 м; г) небольшая протяженность разрывов и их быстрое затухание, разветвление и переход в зоны повышенной трещиноватости, пересечение и срезание друг друга; д) волнистая форма плоскости сместителя; е) наличие зон милонитизации и брекчирования, а также катаклаз минеральных зерен; ж) закономерная ориентировка разрывов, их падение в сторону главного разрыва; з) образование характерных зон «макроразлинзования»; и) приуроченность этих зон к структурам горизонтального сжатия. Кроме того, необходимо отметить, что подобные дислокации развиваются только в компетентных толщах.

Все перечисленные характерные черты в полной мере свойственны и структурам, которые были описаны в разрезе по р. Джручула. Следовательно, можно принять, что механизм их образования близок или тождествен такому в остальных случаях, где он устанавливается четко и где он может быть объяснен наличием горизонтального сжатия.

В литературе имеются описания подобных структур. Так, у Е. О. Хилса (1954) описаны аналогичные структуры под названием «надвигов скальвания». Он указывает на возможность образования этих надвигов независимо от складчатости. Описаны надвиги скальвания и у других авторов (Белоусов, 1962; Хаин, 1964). В. Е. Хаин пишет, что «надвиги могут пересекать слои под довольно значительным углом, по поверхности более пологой, чем наклон слоев; такие надвиги скальвания наблюдаются в относительно малопластичных породах» (стр. 319). Подобные взаимоотношения наблюдаются и в нашем случае. Разрывы секут смятую в складки толщу пород резко несогласно и образовались позднее пликативных дислокаций. О времени образования разрывов можно сказать только, что они возникли позднее батского века, так как вулканогенная толща байосского возраста была смята в складки во время батской орогенической фазы, а разрывы секут складчатые структуры. Аналогичный пример находим у М. В. Гзовского (1965), который описал трещины скальвания в фаменских известняках Каратау. Трещины образовались в лежачем боку крупного взброса. М. В. Гзовский объясняет возникновение данной структуры в результате сжатия, одновременного со сдвижением в лежачем крыле этого сброса.

Таким образом, в районе крупных структур, образованных за счет тангенциального сжатия в компетентных породах, возникает комплекс разрывных дислокаций, характеристика которого приведена выше.

Вероятно, можно говорить о существовании горизонтально направленных сил и в тех случаях, когда мы наблюдаем подобный характер разрывных нарушений, но не видим непосредственной связи с крупными структурами горизонтального сжатия. Иными словами, образование структуры, описанной в байосской вулканогенной толще по р. Джручула, по аналогии с другими структурами достаточно определенно можно трактовать как результат тангенциального давления. Природа данной зоны мелких разрывов становится более понятной, если допустить генетическую связь ее с упоминавшимся ранее разрывом, ограничивающим с севера Дзирульский кристаллический массив. С другой стороны, подобная связь позволяет более уверенно говорить об этом разрыве, как о взбросе или надвиге, т. е. структуре горизонтального сжатия.

Обратившись к литературным данным, мы увидим, что существует проблема образования так называемых краевых надвигов или краевой складчатости, как в данном (северная периферия Дзирульского массива), так и в других (северное крыло Рача-Лечхумской синклинали) районах. История этого вопроса прекрасно изложена в ряде работ (Гамкрелидзе, 1964; Эдилашвили, 1959; Эдилашвили и др., 1965 и др.) и я ее касаться не буду. Отмечу только, что существует две точки зрения на возможную ориентацию сил при образовании краевых структур в этих районах. Первая (Меферт, 1930) объясняет образование краевых надвигов движением масс вулканогенных пород байосской серии с севера на юг. Вторая, выдвинутая А. И. Джанелидзе (1940) и поддерживаемая И. П. Гамкрелидзе (1964), В. Я. Эдилашвили (1959), признает обратную ориентацию сил, а именно давление с юга возможно со стороны жесткого Дзирульского массива, который имеет, по Н. А. Канделаки, тенденцию к движению в северном направлении. В свете приведенных данных по строению зон развития мелких надвигов скальвания в районе массива и его северного обрамления более правильной представляется последняя точка зрения, которая, по-видимому, может объяснить существование этих зон. Конечно, подобный механизм достаточно гипотетичен. Доказан он может быть только при тщательном анализе площадного распространения зон разрывов и истории развития тектонической структуры в целом. Вполне же достоверным является вывод о наличии характерного для надвиговых зон комплекса разрывных нарушений и о происхождении структуры, в байосских отложениях бассейна р. Джручуле, в результате тангенциального сжатия.

В заключение хочу выразить искреннюю благодарность научному сотруднику Института геологии АН ГрузССР Г. П. Лобжанидзе, с которым мы проделали совместно ряд маршрутов и который помог мне познакомиться с геологическим строением описываемого района.

Литература

- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966.
Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
Г а м к р е л и д з е И. П. Краевая складчатость в северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали. В кн. «Вопросы геологии Грузии». К XX сессии. Междунар. геол. конгр., Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1964.
Г а м к р е л и д з е П. Д. Некоторые особенности расположения тектонических зон складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Сб. тр. «Академику АН ГрузССР А. И. Джанелидзе...», Изд-во АН ГрузССР, 1959.
Г з о в с к и й М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии. Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов. Изд-во АН СССР, 1960.
Д ж а н е л и д з е А. И. Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачинско-Лечхума. Изд-во Груз. фил. АН СССР, 1940.
К у з н е ц о в И. Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. Проблемы сов. геол., т. 3, № 7, 1933.
М е ф е р т Б. Ф. Геологический очерк Лечхума. Изд. Геол. ком., вып. 140, 1930.
М и л а н о в с к и й Е. Е., Х а и н В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
Д е С и т т е р Л. У. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
Х а и н В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
Х и л с Е. О. Очерки структурной геологии. Изд-во иностр. лит., 1954.
Э д и л а ш в и л и В. Я., Л е к в и н а д з е Р. Д., Т а б а г о р и В. И., Г о г и б е р и д з е В. В. Об особенностях складчатости на северном крыле Квирильской синклинали. Тр. Кавказск. ин-та минералн. сырья, вып. 8, сер. геол., 1965.
Э д и л а ш в и л и В. Я. О своеобразных дислокационных явлениях на северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали. Сб. тр. «Академику АН ГрузССР А. И. Джанелидзе...», Изд-во АН ГрузССР, 1959.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
23 апреля 1968 г.

УДК 551.24(581)

В. В. КУЛАКОВ**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ ЗАПАДНОГО АФГАНИСТАНА
И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ**

Большая часть Западного Афганистана вместе с прилегающими территориями относится к Альпийской складчатой области и лишь крайний север — к эпипалеозойской Бухарской плите. В пределах Альпийской области выделяются складчатые сооружения Копетдага, Банди-Туркестана — Парапамиза, Восточно-Иранской геосинклинальной зоны; Иранский и Южно-Афганский массивы, зона Эльбурс — Биналуда. Все структурные элементы разделяются региональными разломами, наиболее крупными из которых является субмеридиональный Урало-Оманский линеймент.

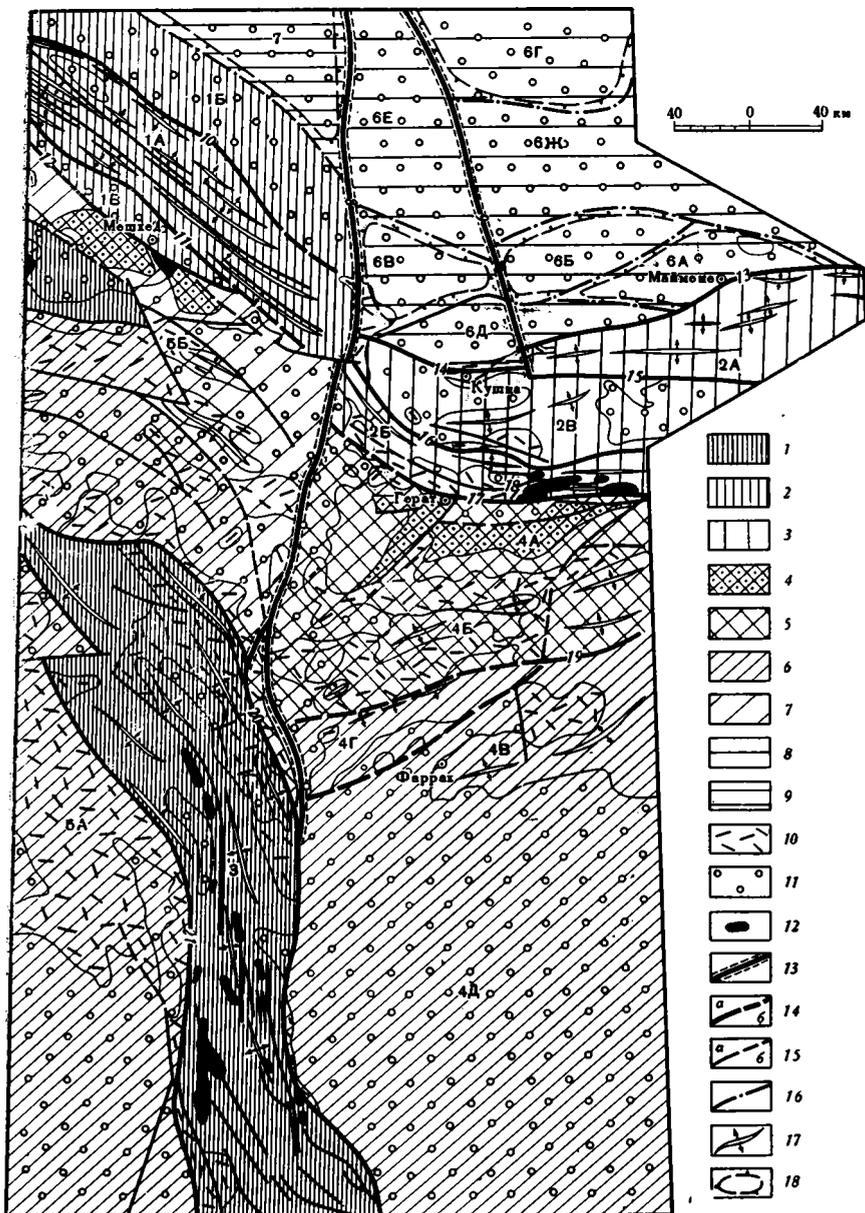
Западный Афганистан вместе с прилегающими территориями обладает сложным геологическим строением. Применительно к этой территории существует несколько схем тектонического строения. Последняя схема И. В. Архипова, М. В. Муратова и В. И. Швольмана послужила принципиальной основой при составлении соответствующей части Тектонической карты Евразии (1966). Как будет показано ниже, некоторые проблемы тектоники рассматриваемой территории имеют не только региональный, но и общетеоретический интерес. Решение ряда вопросов уже сейчас может быть намечено. Другие вопросы далеки от полного разрешения и нуждаются в правильной постановке.

Большая часть избранной для анализа территории (рисунок) относится к Альпийской складчатой области и лишь ее крайний север — к южной окраине эпипалеозойской Бухарской плиты (Муратов, 1967). Альпийская область обладает гетерогенным строением. В ее пределах выделяются складчатые сооружения Копетдага, Банди-Туркестана — Парапамиза, Восточно-Иранской геосинклинальной зоны; Иранский и Южно-Афганский массивы, зона Эльбурс — Биналуда. Все структурные элементы разделяются региональными разломами, наиболее крупным из которых является субмеридиональный Урало-Оманский шов.

АЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Горно-складчатое сооружение Копетдага расположено на северо-западе рассматриваемого региона, заходя в его пределы лишь своей юго-восточной частью. Общее простирание структур северо-западное. От Бухарской плиты структуры Копетдага отделены Предкопетдагским прогибом, от Эльбурс-Хорассанских гор — Мешхед-Кучанской межгорной впадиной, а с востока обрезаются Тедженским звеном Урало-Оманского линеймента.

Геологическое строение Копетдага, благодаря работам П. И. Калугина (1957), В. П. Мирошниченко (1947), И. А. Резанова (1959), Л. Н. Смирнова (1966), С. П. Вальбе (1967), Р. Фюрона (Furon, 1941), Ф. Клаппа (Clapp, 1940) и других исследователей, в настоящее время



Тектоническая схема Западного Афганистана и прилегающих территорий

1—7 — альпийская складчатая область: 1 — эвгеосинклинальная зона с развитием мел-палеогеновых флишевых и вулканогенно-осадочных отложений, а также офиолитов, 2 — мюгеосинклинальная зона с развитием меловых терригенно-осадочных отложений, 3 — раннеальпийская (мезозойская) складчатая зона с развитием триас-юрских вулканогенно-осадочных отложений и гранитоидов; 4—6 — срединные массивы; 4 — выступы рифейского фундамента, 5 — блоки с поднятым фундаментом, 6 — блоки с опущенным фундаментом; 7 — зона геосинклинального развития на альпийском этапе; 8—9 — эпипалеозойская Бухарская плита; 8 — области с сильно опущенным фундаментом, 9 — области с умеренно опущенным фундаментом, склоны сводов, поднятые блоки; 10—18 — прочие знаки: 10 — палеогеновые эффузивы, 11 — предгорные и межгорные прогибы, молодые депрессии, выполненные неоген-четвертичными отложениями, 12 — тела магматических пород, 13 — глубинные швы, 14 — региональные разломы: а — достоверные, б — предполагаемые, 15 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 16 — крупные разломы складчатого фундамента Бухарской плиты, 17 — антиклинали, 18 — границы платформенных поднятий.

Цифровые обозначения: горно-складчатое сооружение Копетдага: 1а — Копетдагский антиклинорий, 1б — Предкопетдагский прогиб, 1в — Мешхед-Кучанский межгорный прогиб; горно-складчатое сооружение Банди-Туркестана — Парапамиза: 2а — антиклинорий Банди-Туркестана, 2б — антиклинорий Парапамиза, 2в — Калайнауская межгорная впадина; 3 — горно-складчатое сооружение Восточно-Иранской геосинклинальной зоны; Южно-Афганский массив: 4а — Гератский выступ рифейского фундамента, 4б — Шинданский блок, 4в — Фаррахский блок, 4г — Мильковский грабен, 4д — Дашти-Маргинская межгорная впадина; Иранский массив: 5а — Лутский массив, 5б — зона Эльбурс-Биналуда; Мургабская депрессия: 6а — Маймаинский выступ, 6б — Карабильская ступень, 6в — Бадхизо-Тахтабазарское поднятие, 6г — Учаджинское поднятие, 6д — Каланяморо-Кайсорский прогиб, 6е — Северо-Бадхызский прогиб, 6ж — Северо-Карабильско-Даулятабадский прогиб; 7 — южный склон Каракумского свода; 8 — Тедженская ветвь Урало-Оманского линеймента; 9 — Мургабская ветвь Урало-Оманского линеймента; 10 — Копетдагский разлом; 11 — Кучанский разлом; 12 — Мешхедский разлом; 13 — Предбандитуркестанский разлом; 14 — Кушанский антиклинальный разлом; 15 — Южнобандитуркестанский разлом; 16 — Бандибабанский разлом; 17 — Герирудский разлом; 18 — Рудималюминский разлом; 19 — Фаррахрудский разлом; 20 — Кайенский разлом; 21 — Восточно-Лутский разлом

достаточно выяснено. Копетдаг сложен интенсивно дислоцированными отложениями мезозоя, кайнозоя и частично палеозоя, среди которых выделяются четыре структурных этажа. Наиболее древний этаж образован терригенно-карбонатными континентально-морскими сериями триаса, юры и палеозоя. Любопытно, что по фациям и мощностям эти серии практически не отличимы от отложений такого же возраста, участвующих в сложении чехла Иранского массива. Выше залегает геосинклинальный комплекс, образованный мощной (свыше 3000 м) серией терригенно-карбонатных пород нижнего и верхнего мела (за исключением верхов маастрихта и дания). Комплекс накопился в миогеосинклинальном прогибе, который развился в меловую эпоху на месте хр. Копетдаг. В конце верхнего мела — палеогене произошло частичное замыкание прогиба и начали формироваться молассовидные отложения верхов мела и палеогена. В осевой части Восточного Копетдага они представлены красноватыми отложениями мощностью 150—500 м, а в предгорной — красноцветно-сероцветными мощностью до 1400 м. Возрастание мощности происходит в основном за счет увеличения мощности палеогеновых отложений. Следует отметить, что в Западном Копетдаге в это время еще сохранялись остаточные геосинклинальные прогибы, которые заполнялись палеогеновым флишем. Неоген-четвертичные отложения генетически связаны с новейшими движениями. Наибольшая их мощность (свыше 2000 м) отмечается в Предкопетдагском прогибе, меньшая — Мешхед-Кучанской впадине. В самом Копетдаге неоген-четвертичные отложения выполняют небольшие депрессии, где их мощность составляет десятки метров.

В общей структуре складчатого сооружения Копетдага выделяются Копетдагский антиклинорий, Предкопетдагский прогиб и Мешхед-Кучанская впадина.

Антиклинорий Копетдага морфологически выражен одноименным хребтом, максимальная высота которого достигает 3000 м. От Предкопетдагского прогиба он отделен Копетдагским разломом, с которым, как показывают геофизические данные, связана значительная гравитационная ступень (Калугин, 1957; Амурский, 1966). По мнению П. И. Калугина, разлом имеет характер взброса, плоскость которого наклонена к югу. На местности он выражен серией разрывов, по которым меловые отложения надвинуты на палеогеновые и неогеновые. К востоку амплитуда надвига уменьшается. Его зона сильно осложнена вторичной приразломной складчатостью и новейшими правыми взбросо-сдвигами (Борисов, 1966). От Мешхед-Кучанской впадины Копетдагский антиклинорий отделяется Кучанским разломом, плоскость которого наклонена к северо-востоку. Этот разлом также проявляется в виде серии надвигов и цепочки термальных источников (Мирошниченко, 1947).

Антиклинорий Копетдага представляет собой интенсивно дислоцированное складчатое сооружение. В его структуре четко выделяются три зоны складок, разделенные разрывами: северо-восточная, центральная и юго-западная. В пределах северо-восточной зоны прослеживается сложно построенная антиклиналь. Передовой цепи, которая из-за ундуляции шарнира распадается на ряд более мелких структур. Из них в описываемом регионе отмечаются Гаурсдагская и Келатская. Гаурсдагская антиклиналь протягивается по одноименному хребту на 70 км. Ее ядро сложено неоконскими отложениями, а крылья — аптскими, альбскими и верхнемеловыми. Юго-западное крыло антиклинали пологое, а северо-восточное крутое и местами подвернуто по надвигу. Келатская антиклиналь прослеживается в Восточном Копетдаге. Ее северо-восточное крыло также крутое и нередко подвернуто по Копетдагскому разлому. Центральная зона объединяет ряд антиклиналей, имеющих сундучную или сдавленно-веерообразную форму. Грубо говоря, здесь, видимо,

имеются две крупные антиклинали северо-западного простирания, которые, вероятно, из-за ундуляции шарниров распадаются на ряд более мелких структур. На юго-востоке зоны, близ периклинального замыкания Копетдагского антиклинория, ядра антиклинальных складок сложены толщами палеозоя, триаса и нижней юры, далее на северо-запад — юры и неокома и, наконец, у западной границы описываемого региона — только нижнего мела. Крылья образованы мел-палеогеновыми породами. В пределах юго-западной зоны развиты коробчатые и брахантиклинальные складки, опрокинутые на юг и осложненные надвигами со смещением в том же направлении. Ядра антиклиналей сложены породами верхнего триаса, юры и неокома, а крылья — отложениями мела и палеогена. Все крупные антиклинали юго-западной зоны, видимо, также являются частями одной, более крупной структуры и выделяются вследствие ундуляции ее шарнира.

Предкопетдагский прогиб расположен вдоль северо-восточного подножия Копетдага и сочленяется с Центрально-Каракумским сводом Бухарской плиты, согласно геофизическим данным, по крупному разлому. Предкопетдагский прогиб является альпийской структурой (Муратов, 1946; Смирнов, 1966; Калугин, 1957). Вся история его развития тесно связана с формированием Копетдагского антиклинория. Вначале в прогибе накапливалась мощная (1500—2000 м) палеогеновая серия, а затем не менее мощная (до 1700 м) неоген-четвертичная. На гравиметрических картах Предкопетдагский прогиб четко выделяется крупными аномалиями отрицательных значений силы тяжести. Его юго-западный склон крутой и интенсивно осложнен разрывами, которые, видимо, оперяют Копетдагский разлом. Северо-восточный склон пологий. Максимальная глубина залегания складчатого докембрийского фундамента составляет 7—10 км.

Мешхед-Кучанский межгорный прогиб развит вдоль юго-западного подножия Копетдага. От Нишапурских гор он отделен Мешхедским разломом, который юго-восточнее г. Мешхед, видимо, сливается с Кучанским. Прогиб морфологически выражен одноименной котловиной, которая опущена относительно окружающих горных хребтов на 1500—2000 м. Она протягивается на 270 км при максимальной ширине 30 км (Соседко, 1932). Мешхед-Кучанский прогиб возник в новейшую эпоху, выполнен неоген-четвертичными образованиями, но развивался на структуре древнего заложения — глубинном разломе. Иначе трудно понять тектоническое значение выступа докембрия в районе г. Мешхед, буквально рядом с Копетдагской зоной мощного прогибания, где суммарная мощность мезозоя и кайнозоя составляет 7—10 км.

Горно-складчатое сооружение Банди-Туркестана — Парапамиза расположено на северо-востоке рассматриваемого региона, уходя далее на восток за его пределы. Общее простирание структурных форм субширотное. От эпипалеозойской Бухарской плиты рассматриваемое сооружение отделено Предбандитуркестанским разломом (Браташ, Егупов, Печников, Шеломенцев, 1966), который на местности выражен серией взбросо-надвигов, имеющих плоскость падения на юг, а от Южно-Афганского массива — Герирудским разломом, в зоне которого развился узкий грабен долины р. Герируд, выполненный неоген-четвертичными образованиями.

В строении Банди-Туркестана — Парапамиза принимают участие отложения верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Среди них выделяется ряд структурных этажей. В южной, Парапамизской, части складчатого сооружения наиболее древними являются метаморфические породы, очевидно рифейского возраста мощностью свыше 2000 м. Выше залегают терригенно-карбонатные, частью угленосные отложения верхнего палеозоя, формирующие платформенный чехол. Пермские отложения, образующие верхнюю часть чехла, представлены мощной толщей

красноцветных моласс. Совершенно иная картина наблюдается в северной Банди-Туркестанской части, где наиболее древней является мощная, интенсивно-дислоцированная серия черных глинистых сланцев верхнего карбона — перми, имеющая геосинклинальный облик (Браташ, Егупов, Печников, Шеломенцев, 1966). По фациям и мощностям докембрийские и палеозойские отложения Парапамиза весьма близки одновозрастным толщам Южно-Афганского массива, а палеозойские образования Банди-Туркестана — геосинклинальным формациям складчатого основания Бухарской плиты.

На альпийском этапе тектогенеза на месте хребтов Парапамиз и Банди-Туркестан заложился субширотный вулканогенный прогиб, в котором сформировался «геосинклинальный» нижнемезозойский комплекс (мощностью до 5000 м). В строении западной части прогиба можно различить две ветви: южную — Парапамизскую и северную — Банди-Туркестанскую, разделяющиеся поднятым блоком, на месте которого впоследствии развилась Калайнауская впадина. К востоку обе они сливаются вместе. В течение нижне- и среднетриасовой эпох в Парапамизской зоне шло накопление вулканогенно-осадочных, а в Банди-Туркестанской — флишоидных, известняково-сланцевых толщ большой мощности. В конце среднего триаса они были смяты. Однако затем в верхнем триасе и частично, возможно, в лейасе, происходило дальнейшее прогибание, сопровождавшееся накоплением мощной толщи вулканогенно-осадочных пород. В северной, Банди-Туркестанской, зоне эффузивы занимают подчиненное место. Здесь обычные прослои черных углистых сланцев. В лейасе возникла интенсивная складчатость, сопровождавшаяся соскладчатými гранитными интрузиями. Тела гранитов и другие более древние образования перекрыты угленосным средне- и верхнеюрским комплексом, образованным прибрежно-дельтовыми или континентальными отложениями, мощность которых составляет 100—400 м. К востоку, за пределами рассматриваемой территории, мощность возрастает до 1000 м и более. Данный комплекс с некоторой долей условности можно рассматривать как молассовый. В конце юры — начале мела угленосный комплекс был смят в складки, после чего на выровненной поверхности началось накопление сравнительно спокойно залегающих мел-палеогеновых отложений, платформенного характера. Они начинаются терригенно-гипсоносной серией, которая выше сменяется мощной карбонатной толщей. Разрезы мел-палеогеновых отложений Банди-Туркестана — Парапамиза практически аналогичны одновозрастным разрезам Бухарской плиты. В западной части горно-складчатого сооружения широко развиты эоцено-олигоценые эффузивы. Красноцветно-сероцветные неоген-четвертичные отложения относятся к типичным орогенным образованиям и генетически связаны с новейшими движениями. Наибольшая их мощность (сотни метров) отмечается во внутренней части складчатого сооружения. В хребтах Банди-Туркестан и Парапамиз, эти отложения развиты в небольших депрессиях и на склонах гор.

Изложенное показывает, что складчатая зона Банди-Туркестана — Парапамиза характеризуется кратковременностью геосинклинального развития и смешанным типом магматизма, что позволяет рассматривать ее как своеобразную складчатую систему, возникшую в начальный этап альпийского тектогенеза.

В общей структуре горно-складчатого сооружения Банди-Туркестана — Парапамиза четко выделяются антиклинории Парапамиза и Банди-Туркестана, а также разделяющая их Калайнауская межгорная впадина.

Антиклинорий Банди-Туркестана морфологически выражен одноименным хребтом, имеющем максимальные отметки 3000—3500 м. От Калайнауской впадины он отделяется Южнобандитуркестанским разломом, величина смещения по которому достигает 1000 м. С за-

лада антиклинорий срезан Мургабским разломом, который затухает немного южнее, уже в пределах Калайнауской впадины.

Антиклинорий Банди-Туркестана представляет собой интенсивно дислоцированное складчатое сооружение. В его пределах выделяются три зоны складок. В северной зоне расположены крупные (Мирзаваленгская, Паснайская и Зарчойская) антиклинали, ядра которых образованы триасовыми и палеозойскими породами; в южной зоне выделяются только две антиклинали — Зиаратская и Мургабская, расположенные одна на простирании другой. Зиаратская антиклиналь находится к югу от г. Кайсор. Ее ядро, сложенное породами триаса, обнажается на площади $15 \times 15 \text{ км}^2$. Крылья складки пологие, хотя местами осложнены небольшими разрывами или флексурами. Мургабская антиклиналь, расположенная западнее, имеет коробчатую форму. В ее ядре обнажаются отложения неокома. Центральная зона антиклинория характеризуется многочисленными мелкими гребневидными или сундучными складками размером от $1 \times 2 \text{ км}^2$ до $4 \times 20 \text{ км}^2$, ядра которых образованы бухарскими, редко верхнемеловыми известняками.

Антиклинорий Параламиза морфологически выражен хребтом того же названия, имеющим высоты 3000—3600 м. От Калайнауской впадины он отделен Бандибабанским разломом, который на местности проявлен серией взбросо-надвигов, расположенных кулисообразно и неправильно ветвящихся. В результате перемещений по этим разрывам возникли многочисленные приразломные складки, опрокинутые на север. В пределах Параламизского антиклинория выделяется ряд узких, весьма протяженных антиклиналей субширотного простирания — Давиндарская, Маджидичубинская, Бандибабанская и Северо-Западная, а также Карохская синклиналь, которая в современной структуре проявляется как межгорная впадина. Давиндарская антиклиналь морфологически выражена одноименным хребтом. Ее ядро сложено рифейскими образованиями, а крылья — отложениями карбона, перми, триаса и палеогена. Углы падения на крыльях колеблются в пределах $40\text{—}70^\circ$. Маджидичубинская антиклиналь расположена севернее. В ее ядре обнажаются хаотично дислоцированные красноцветные породы перми, а на крыльях — мезозоя и кайнозоя. Структура выражена нечетко, так как сильно разбита разломами. Бандибабанская антиклиналь приурочена к осевой части одноименного хребта. Ее ядро образовано красноцветными отложениями перми, а крылья — отложениями триаса, мела и палеогена. Северное крыло структуры подвернуто и надвинуто на север по Бандибабанскому разлому. Южное крыло пологое, хотя также осложнено разрывами. Северо-Западная антиклиналь представляет собой в сущности западное продолжение Бандибабанской. Однако в отличие от последней она имеет коробчатую форму. Ее северное крыло также подвернуто и надвинуто по Бандибабанскому разлому, амплитуда смещения по которому, по мнению Ю. П. Чепова (1963), составляет 1000 м. Южное крыло крутое с углом падения до 70° . Ядро антиклинали сложено рифейскими, каменноугольными и пермскими отложениями, а крылья — мезо-кайнозойскими.

Калайнауская межгорная впадина морфологически выражена долиной верхнего течения р. Мургаб и депрессией Бадгис. Впадина протягивается на 250 км в субширотном направлении. С запада впадина ограничена Тедженским разломом; на северо-западе она отделена от эпипалеозойской Бухарской плиты Кушкинской антиклинальной зоной. Последняя является поверхностным выражением крупного разлома, который, несомненно, можно рассматривать как западное, вырожденное продолжение антиклинория Банди-Туркестана после его срезания Мургабским разломом. В районе г. Кушка на глубине около 2000 м вскрыта орденверхнеюрская толща мощностью 450 м, трансгрессивно залегающая на несомненно палеозойских образованиях. Кушкин-

ская антиклинальная зона протягивается на 100 км. Ее южная часть образует склон Калайнауской депрессии, северная — склон эпипалеозойской платформы. К западу шарнир поднятия постепенно погружается. В пределах зоны выделяются две полосы локальных антиклинальных структур, разделенных Нурбетекской синклиналию.

Калайнауская межгорная впадина является новейшим образованием. Она выполнена неоген-четвертичными отложениями, мощность которых составляет сотни метров. Северный и южный склоны впадины полого погружаются к центру, однако южный борт впадины сильно вздернут. Всюду вдоль Бандибабанского разлома, у северного подножия Парапамиза, обнажаются красноцветные породы перми. В пределах Калайнауской впадины выделяются Западная центроклиналь, антиклиналь Банди-Гандао, Каларинский и Чалхаринский прогибы. Западная центроклиналь обладает несколько удлиненной формой. За ее южным склоном укрепились название Ширбандская моноклинали (Чехов, 1963). Антиклиналь Банди-Гандао расположена в центральной части Калайнауской депрессии. Морфологически она выражена одноименным хребтом с высотами до 1500 м и протягивается в субширотном направлении на 120 км. В ее ядре обнажаются породы верхнего мела, а на крыльях — кайнозойские образования. Западная часть структуры имеет брахиантиклинальную, а восточная — коробчатую форму. Чалхаринский прогиб развит южнее антиклинали Банди-Гандао. Он имеет сравнительно простое строение. На западе прогиб осложнен небольшой антиклинальной складкой. Калахаринский асимметричный синклиналиный прогиб расположен севернее хребта Банди-Гандао. На востоке в районе максимального сближения хребтов Банди-Гандао и Банди-Туркестана прогиб осложнен серией гребневидных и коробчатых антиклиналей, наиболее значительная из которых — Бандиманкохская ($1,5 \times 16 \text{ км}^2$). Далее на восток оба прогиба сливаются вместе. Восточная часть Калайнауской депрессии по сравнению с западной более поднята.

Горно-складчатое сооружение Восточно-Иранской геосинклиналиной зоны протягивается вдоль афгано-иранской границы от окрестностей г. Джумин до южной границы рассматриваемого региона, уходя далее на юг за его пределы. Восточно-Иранская геосинклинали является северо-западной ветвью Белуджистанской системы, которая проникает на север вдоль разломов, между Иранским и Южно-Афганским массивами. Эта ветвь испытала позднеальпийское геосинклиналиное развитие.

В строении Восточно-Иранской геосинклинали принимают участие мезозойско-кайнозойские отложения (Clapp, 1940; Furon, 1941). Наиболее древними являются терригенно-карбонатные породы сеномана — сенона (включая низы маастрихта). Выше залегает мощная (свыше 2000 м) серия вулканогенно-осадочных и флишевых образований верхов мела — палеогена, которые прорваны офиолитами. Широко распространены верхнепалеогеновые эффузивы. Неоген-четвертичные отложения выполняют молодые депрессии.

Морфологически складчатое сооружение Восточно-Иранской геосинклинали выражено хр. Кайен и Захеданским массивом, максимальная высота которых достигает 2700 м. В современной структуре оно окружено полосой молодых межгорных впадин и ограничено крупными разломами. Складчатое сооружение образовано серией антиклинальных и синклиналиных складок, расположенных кулисообразно. Все они имеют северо-северо-западное простирание. Антиклинали узкие, вытянутой килевидной формы. Их длина изменяется от 60 до 140 км, причем отношение длины к поперечнику колеблется в пределах 7:1—4:1. Ядра наиболее крупных антиклиналей сложены породами мела, реже палеогена, крылья — отложениями палеогена (Geological map of Iran, 1959). Центральные части крупных синклиналией выполнены неоген-четвертичными об-

разованиями. Складчатое сооружение осложнено рядом крупных, весьма протяженных разломов северо-западного простирания.

В заключение следует отметить, что Сабзавар-Нишапурскую область развития «цветного меланжа» и офиолитов, видимо, можно рассматривать как крайнее северо-западное продолжение Восточно-Иранской геосинклинали.

Южно-Афганский массив географически приурочен к нагорью Хазараджат и равнинам тропических пустынь Южного Афганистана. Абсолютные высоты нагорья составляют 1500—4000 м, а пустынь — 500—1200 м. В описываемом регионе расположена лишь западная окраина массива.

Южно-Афганский массив имеет двухъярусное строение. Его фундамент образован интенсивно дислоцированными метаморфическими породами, по-видимому, рифейского возраста мощностью свыше 2500 м. Осадочный чехол представлен мощной терригенно-осадочной толщей верхнего палеозоя и мезозоя. Восточнее, за пределами описываемой территории, в основании чехла появляются толщи ордовика и силура (Fesefeldt, 1964, Ganss, 1965, Lapparent, Mennesier, 1962; Lapparent, Lavigne, 1964_{1,2}, Popol, Tromp, 1954; Wirtz, 1964). Внутри осадочного чехла отмечается ряд размывов, наиболее крупные из которых приурочены к подошве отложений перми, триаса и мела. Фундамент массива полого погружается в восточно-юго-восточном направлении. В этом же направлении увеличивается мощность осадочного чехла с 1500 до 4500 м. Вдоль западной окраины массива широко развиты палеогеновые эффузивы. Неоген-четвертичные образования слагают молассовый комплекс, выполняющий новейшие впадины.

Судя по имеющимся геологическим материалам, Южно-Афганский массив характеризуется блоковым строением. В его пределах можно выделить Гератский выступ фундамента, Шинданский блок с умеренно опущенным фундаментом, Фаррахский блок с резко опущенным фундаментом и Дашти-Маргинскую наложенную впадину. Гератский выступ располагается южнее г. Герат. Он, очевидно, представляет собой куполовидное поднятие, слегка вытянутое в северо-восточном направлении. На юго-востоке выступ резко, флексуобразно сменяется Шинданским блоком, который характеризуется значительным погружением складчатого основания. Мощность осадочного чехла ориентировочно достигает 2500—3000 м. Наиболее полно представлена его нижняя часть, сложенная породами верхнего палеозоя. Верхняя часть сокращена и сложена карбонатной пачкой апта, альба и сеномана. Осадочный чехол образует ряд пологих брахиантиклинальных и коробчатых складок северо-восточного простирания. С юго-востока Шинданский блок ограничен, видимо, крупным разломом, зона которого в нижнем течении р. Фаррахруд резко расширяется. Здесь условно выделяется Милькохский грабен, выполненный эффузивно-осадочной толщей, по всей вероятности нижнемезозойского возраста.

Фаррахский блок расположен на южной окраине нагорья Хазараджат. Он характеризуется дальнейшим погружением кристаллического фундамента и возрастанием мощности осадочного чехла до 4500 м, в основном, видимо, за счет увеличения верхней, мезозойской части. Осадочный чехол образует ряд пологих, брахиантиклинальных и коробчатых складок северо-восточного простирания. Лишь в зоне Милькохского грабена отмечается более напряженная складчатость, но также северо-восточного простирания. Дашти-Маргинская межгорная наложенная впадина сформировалась в новейшее время и выполнена мощной серией неоген-четвертичных отложений. Морфологически впадина выражена равнинами пустынь Хаш и Дашти-Марго. В ее западной части находится бессточная котловина Сеистан.

Иранский массив расположен на западе и юго-западе рассматриваемой территории. Географически он приурочен к нагорьям и равнинам тропических пустынь Восточного Ирана (Дашти-Лут, Кевир-Немек). Как известно, Иранский массив имеет двухъярусное строение (Штеклин, 1966; Slöcklin, Ruttner, Nabavi, 1964). Его фундамент сложен метаморфическими породами рифея, а чехол — континентально-морскими отложениями венда, палеозоя и мезозоя. В описываемом регионе расположены лишь крайние восточные части двух структурно-тектонических единиц Иранского массива: Лутского блока и зоны Эльбурс — Биналуда. Лутский блок, а точнее, его восточная часть — Лутская глыба — характеризуется умеренным погружением кристаллического фундамента. Значительная часть глыбы покрыта палеогеновыми эффузивами, залегающими почти горизонтально. В новейшее время Лутская глыба испытывала тенденцию к погружению. На ней, как и в целом на Лутском блоке, образовалась крупная депрессия, выполненная неоген-четвертичными молассами мощностью свыше 1000—1500 м (Штеклин, 1966; Stöcklin, Ruttner, Nabavi, 1964; Clapp, 1940).

К Иранскому массиву автор отнес также зону Эльбурс-Биналуда. Она несомненно, является окраинной зоной Иранского массива, которая, однако, на альпийском этапе тектогенеза характеризуется геоантиклинальным режимом развития. Любопытно, что в позднем мелу — палеогене вдоль южного борта этой зоны образовался вулканогенный геосинклинальный прогиб. В современной структуре восточная окраина Эльбурс-Биналудской зоны (хребет Биналуд) представляет собой горное сооружение, интенсивно раздробленное разломами северо-западного простирания. Кристаллический фундамент здесь резко поднят и местами выведен на поверхность, как, например, южнее г. Мешхед. Таким образом, ее своеобразие выразилось в сильном дроблении и интенсивном проявлении орогенических движений.

Эпипалеозойская Бухарская плита. На севере описываемого региона расположена южная окраина эпипалеозойской Бухарской плиты (Муратов, 1967^{1, 2}), внутреннее строение которой изучено достаточно детально (Амурский, 1966; Смирнов, 1966; Браташ, Егупов, Печников, Шеломенцев, 1966). Фундамент плиты сложен интенсивно дислоцированными докембрийско-палеозойскими породами. Отдельные грабенообразные структуры фундамента выполнены нерасчлененными пермско-нижнетриасовыми образованиями. Платформенный чехол образован терригенно-карбонатной толщей мезозойско-кайнозойского возраста, внутри которой выделяется ряд небольших размывов, являющихся отражением горообразовательных процессов в соседних складчатых областях.

Южная окраина Бухарской плиты включает части Туркменской антиклизы и Амударьинской синеклизы. Первой из них соответствует крупный региональный максимум силы тяжести, а второй — минимум такой же величины. Границей между ними является Тедженское звено Урало-Оманского линеамента. В описываемом регионе находятся крайнее юго-восточное окончание Туркменской антиклизы и южная часть Верхнеамударьинской синеклизы — Мургабская депрессия. Многие исследователи (Муратов, 1946, Смирнов, 1966, Амурской, 1966) считают, что Мургабская депрессия относится к категории предгорных прогибов и вместе с Предкопетдагским и Таджикским прогибами окаймляет с юга Туранскую платформу. Эта интересная точка зрения не лишена основания. Действительно, в современной структуре Мургабская область является зоной новейшего прогибания. Неоген-четвертичные образования слагают самостоятельный структурный этаж, залегая с резким несогласием на подстилающих породах. Их мощность достигает 1500—2000 м. Однако в отличие от типичных предгорных прогибов Мургабская впадина имеет изометричную форму и блоковое строение, что сближает ее с платформенными областями. Блоковое строение впадины определяется наличием ряда диа-

гональных и широтных разломов, по которым одни части фундамента подняты, а другие опущены. В ее пределах выделяются Калаиморо-Кайсорский прогиб, Бадхызо-Тахтабазарское поднятие, Северо-Бадхызский прогиб, Майманинский выступ, Карабильская ступень, Северокарабильско-Даулятабадский прогиб и Учаджинское поднятие.

Урал-Оманский шов протягивается в центральной части рассматриваемой территории, пересекая ее с юга на север. По нему происходит торцовое сочленение или выклинивание ряда структурно-фациальных зон. Этот шов — один из крупнейших субмеридиональных линеаментов — был впервые выделен Р. Фюроном (Furon, 1936, 1941) под названием Урал-Оманская ось. На севере описываемого региона, на южной окраине Бухарской плиты, линеамент представлен Тедженским и Мургабским разломами, которые неоднократно описывались в литературе (Смирнов, 1966; Амурский, 1966). Тедженский разлом крупнее Мургабского. По нему происходит разграничение Туркменской антиклизы и Верхнеамударьинской синеклизы. Согласно геофизическим данным, он отвечает зоне интенсивного тектонического дробления фундамента, а в платформенном чехле проявлен Серахской структурной перемычкой и Байрамалийским приразломным валом. Восточнее расположена Мургабская ветвь линеамента, которая выражена в платформенном чехле Мургабским приразломным валом. В окрестностях г. Мары обе структуры сливаются вместе.

В центральной и южной частях описываемого региона, уже в пределах Альпийской складчатой области, линеамент проявляется сложнее. Во-первых, здесь достаточно четко прослеживается Тедженский разлом. По нему происходит срезание Предкопетдагского прогиба, складчатых систем Копетдага и Банди-Туркестана — Парапамиза. Сравнение Копетдага и Банди-Туркестана — Парапамиза выявляет отсутствие какого-либо сходства между ними. Достаточно отметить, что зона Копетдага испытала наиболее активные погружения в меловое время, тогда как зона Банди-Туркестана — Парапамиза в триасовое. Южнее Тедженский разлом прослеживается вдоль Афгано-Иранской границы. В современной структуре он проявляется в виде цепочки молодых впадин, выполненных неоген-четвертичными отложениями. Вдоль Тедженского разлома происходит сочленение зоны Эльбурс-Биналуда и Южно-Афганского массива. В настоящее время этот разлом подтвержден также геофизическими данными (устное сообщение В. И. Славина). Мургабская же ветвь, войдя в Альпийскую складчатую область, быстро затухает. Тем не менее именно существованием этой ветви обусловлено периклинальное замыкание антиклинория Банди-Туркестана, ярко выраженное в современной структуре.

Южная часть линеамента в пределах рассматриваемого региона разделяет Иранский и Южно-Афганский массивы. Линеамент выражен здесь крупными разломами, глубинный характер которых подчеркивается интрузиями офиолитов. В конце верхнего мела — палеогене вдоль этих разломов развилась Восточно-Иранская геосинклиналь, представляющая собой ответвление Белуджистанской системы. Указанные разломы, очевидно, были заложены еще в докембрии, на что указывают большие различия во всей последующей истории развития Южно-Афганского и Иранского массивов, первый из которых по отношению ко второму всегда занимал более поднятое положение.

Приведенный краткий обзор тектонического строения Западного Афганистана и прилегающих областей еще раз показывает, что Альпийская складчатая область образована сложной мозаикой разновозрастных, неоднородных структурных элементов, объединенных общностью тектонической эволюции в конце альпийского времени.

Литература

- Амурский Г. И. Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий. В кн. «Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий», Изд-во «Наука», 1966.
- Борисов А. А. Глубинные разломы Запада Средней Азии. В кн. «Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий», Изд-во «Наука», 1966.
- Браташ В. И., Егупов Е. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И. Новые данные по геологии и нефтегазоносности юго-восточного обрамления Туранской плиты. В кн. «Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий», Изд-во «Наука», 1966.
- Вальбе С. П. Стратиграфия, тектоника, нефтегазоносность Восточного Копетдага и Предкопетдагского прогиба. Изд-во «Недра», 1967.
- Калугин П. И. Тектоника Копетдага. В кн. «Геология СССР, ТуркмССР», т. 22, Научн.-техн. изд-во по геологии и охране недр, 1957.
- Мирошниченко В. П. Геологическое строение Северо-Восточного Хорасана. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1947.
- Муратов М. В. Основные структурные элементы альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1946.
- Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах. Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разв., № 10, 1967.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы. Их этапы развития и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1967.
- Соседко А. Ф. Орографический и геологический очерк Северо-Восточной Персии. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 54, вып. 4—5, 1932.
- Смирнов Л. Н. Типы подвижных тектонических областей юга Средней Азии. В кн. «Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий», Изд-во «Наука», 1966.
- Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. Изд-во АН СССР, 1959.
- Тектоническая карта Евразии. Изд. ГУГК, 1966.
- Чепов Ю. П. О восточном продолжении Копетдагского складчатого сооружения. Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разв., № 8, 1963.
- Штеклин Дж. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
- Clapp F. G. Geology of Eastern Iran. Bull. Geol. Soc. America, v. 50, 1940.
- Fesefeldt K. Das Paläozoikum in Gebiet der oberen Logar und östlichen Hazarajat südwestlich Kabul (Afghanistan). Bull. Afg. Min. Surv. No. 1, 1964.
- Furon R. Sur l'existence d'un axe ouralien déterminant la structure du Plateau Iranien. C. R. Ac. sc., t. 203, No. 10, Paris, 1936.
- Furon R. Géologie du Plateau Iranien (Perse-Afghanistan-Béloutschistan) Mem. Mus. Nat. Hist. v. 7, 2, Paris, 1941.
- Ganss O. Geosinklinalbecken, Tectonic Granite und Junger Vulkanismes in Afganistan. Geol. Rundschau, 3, B. 54, H. 2, 1965.
- Geological map of Iran (sc. 1:2 500 000) with explanatory notes comp. by geological staff of Iran Oil company, 1959.
- Lapparent A. F. de, Mennessier G. Observations stratigraphiques sur les séries précambriennes de l'Afghanistan. C. R. Ac. Sc., t. 254, No. 10, 1962.
- Lapparent A. F. de, Lavigne Js. Sur l'extension du Dévonien en Afghanistan Central, Comp. Rend. Ac. Sc., v. 258, No. 16, 1964.
- Lapparent A. F. de, Lavigne J. de. Le carbonifère marin aux environs de Wakak (Province de Chazni, Afghanistan). Comp. Rend. Ac. Sc., v. 258, No. 20, 1964.
- Popol S. A., Tromp S. W. The stratigraphy and main structural features of Afghanistan. Pr. Kön. Neder. Ak. van Weter. ser. B, v. 57, No. 3, 1954.
- Stöcklin J., Ruttner A., Nabavi M. New data on the lower Paleozoic and pre-Cambrian of North Iran. Geol. Surv. Iran., H. 1, 1964.
- Wirtz D. Zur regionalgeologischen Stellung der afghanischen Gebirge. Bull. Afg. Min. Surv. No. 1, 1964.

Зарубежгеология

Статья поступила
28 февраля 1968 г.

УДК 551.243(575.3+581)

А. А. НИКОНОВ

**ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЙ АНАЛИЗ
ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТЕКТониКИ
АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ**

Приводятся результаты дифференцированного по структурным зонам и временным фазам анализа и количественной оценки тектонических движений в течение четвертичного периода.

Выделяются фазы повышенной тектонической активности на границе нижне- и среднечетвертичного времени и на границе средне- и верхнечетвертичного времени. В целом интенсивность и размах движений от конца кеногена к настоящему времени ослабевают, но последние примерно 100 тыс. лет принадлежат фазе активных движений.

Тектонические движения четвертичного периода на юге Таджикистана до сих пор в большинстве работ (Гзовский, Крестников, Нерсисов, Рейснер, 1958; Леонов, 1961; Крестников, 1962; Широков, 1965; Леонов, 1967) рассматриваются вместе с более древними в пределах неотектонического этапа активизации — с олигоцена. При этом признается резкое усиление движений в плиоцен-четвертичное время. Отдельные попытки дифференциального рассмотрения неоген-четвертичных тектонических движений, предпринятые применительно к северо-восточному углу депрессии и Памиро-Алайской зоне (Гзовский и др., 1958; Леонов, 1961), не могли быть результативны из-за слабой изученности четвертичных отложений и геоморфологии.

Между тем со времени работ А. Р. Бурачека (1934) наметилась тенденция и выработались принципы специального рассмотрения тектонических движений в антропогене. По мере накопления и обобщения новых сведений о четвертичных отложениях и геоморфологии советской части депрессии (Бурачек, 1934; Гзовский и др., 1958; Костенко, 1961; Чедия, Трофимов, 1962) стали выясняться существенные черты четвертичной тектоники. К настоящему времени можно считать доказанными следующие основные положения: 1) территория депрессии является одной из наиболее подвижных в Средней Азии в течение антропогена; 2) в антропогене продолжалось общее воздымание депрессии, увеличивающееся к ее периферии; 3) субмеридиональные структуры и зоны, сформировавшиеся в неогене, в четвертичное время продолжали расти и усложняться; кроме того, начали расти поперечные поднятия; 4) кроме верхнеплиоценовой тальбарской фазы тектонической активности проявилась среднечетвертичная больджуанская фаза.

До сих пор, однако, эти положения почти не имели подтверждения на материалах из центральной и тем более южной афганской частей депрессии. Отсутствовали дифференцированное рассмотрение четвертичной тектоники по структурным зонам и временным этапам, а также количественные оценки движений.

Чтобы продвинуться в этом направлении, автор в составе экспедиции Института физики Земли АН СССР предпринял целенаправленные исследования четвертичной тектоники в центральной и восточной частях Афгано-Таджикской депрессии (включая территорию Афганистана).

Т а б л и ц а 1

Стратиграфическая схема четвертичных отложений Афгано-Таджикской депрессии
(Южный Таджикистан, Северный Афганистан)

Подразделение антропогена и их примерный возраст	Морские отложения Прикаспия	Комплексы	Долинные фации (аллювий, озерные отл.) Амударьи и ее притоков	Мощность отложений в зоне аккумуляции, м	Комплексы	Предгорные фации (пролювий, пролювоаллювий) по периферии горных систем и гряд	Фазы преимущественной эрозии и аккумуляции
Q ₄ 10 000	Новокаспийские	Амударьинский	Аллювий террас высотой до 30 м	3—10	Амударьинский	Суглинисто-обломочные отложения	
Q ₃ 100 000	Хвалынские	Душанбинский	Лёссовидные суглинки и подстилающие галечники в покрове террас высотой более 30 м	5—20	Душанбинский	Суглинисто-обломочные и лёссовидные отложения	Преимущественная эрозия
150 000 Q ₂ 300 000	Хазарские	Илякский	Лёссы Пески Галечники	50—150 50—100 10—50	Илякский	Суглинисто-обломочные и лёссовидные отложения	Аккумуляция Эрозия
400 000 Q ₁ 500 000	Бакинские	Кулябский	Песчано-глинистая толща	300—600	Кулябский (вахшский)	Каменные лёссы Суглинистые и галечные отложения	Аккумуляция
600 000 N ₂	?	Амударьинские слои	Галечники и конгломераты	10—100	Куруксайские слои	Конгломератово-галечные отложения	Эрозия

Были проведены: 1) специальное изучение и детализация стратиграфии четвертичных отложений; 2) выяснение истории развития рельефа, особенно древних долин; 3) тщательное изучение четвертичных подвижек и деформаций, особенно в зонах более древних тектонических швов.

За основу стратиграфии четвертичных отложений нами принята рабочая схема, рекомендованная Междуведомственным совещанием по изучению четвертичного периода Средней Азии и Казахстана (Костенко, Тетюхин, Федоров, 1962), согласно которой в южном Таджикистане выделяются четыре комплекса отложений: кулябский — Q₁, илякский — Q₂, душанбинский — Q₃ и амударьинский — Q₄. Согласно нашим исследованиям, стратиграфия четвертичных отложений Северного Афганистана вполне аналогична. Выделяемая некоторыми исследователями (Браташ и др., 1967) мазаришерифская свита является аналогом кулябской, а шордарайская — предгорной фацией, аналогичной куруксайским верхнеплиоценовым слоям на северо-востоке Афгано-Таджикской депрессии. Новые находки фаунистических остатков, первые определения радиометрического возраста и непосредственная корреляция четвертичных отложений Афгано-Таджикской депрессии и Прикаспия позволили дать единую стратиграфическую схему и более обоснованные хронологические рубежи антропогена бассейна р. Амударьи, что составляет предмет специальной работы автора. В данной публикации мы поэтому ограничиваемся помещением сводной стратиграфической схемы (табл. 1).

Новые данные по истории развития рельефа заключаются главным образом в выделении регионального среднечетвертичного этапа выработки древних долин, этапа последующего их погребения перед последним этапом эрозии, создавшей современные долины, но не достигшей уровня среднечетвертичного вреза. В связи с этим развитие рельефа и история тектонических движений, которыми оно в основном определялось, оказались более сложными, чем считалось прежде.

Данные о четвертичных разрывах и деформациях с определением их возраста систематически собраны для этой территории впервые; частично они приведены ниже.

Главные черты современной тектонической структуры депрессии сформировались, как известно (Бурачек, 1934; Костенко, 1961; Чедия, Трофимов, 1962; Широков, 1965; Браташ и др., 1967; Леонов, 1967), в неогене, на этапе послеплатформенной активизации. Большинство авторов считают, что в эпоху новейшей активизации интенсивно развивались вертикальные движения, в то время как следы сколько-нибудь существенных горизонтальных движений в депрессии не фиксируются. Проведенное нами изучение четвертичных движений вполне с этим согласуется.

Обобщение последних данных по структуре депрессии сделано недавно несколькими исследователями (Широков, 1965; Браташ и др., 1967; Леонов, 1967). Используя приводимую ими схему тектонической зональности, перейдем к рассмотрению особенностей собственно четвертичной тектоники.

Дифференциация движений по площади. В центральной части Афгано-Таджикской депрессии с запада на восток выделяются Сурхандарьинско-Предгиссарская, Вахш-Кафирниганская и Кулябская зоны с подзонами, а также Дарваз-Каракульская зона глубинных разрывов

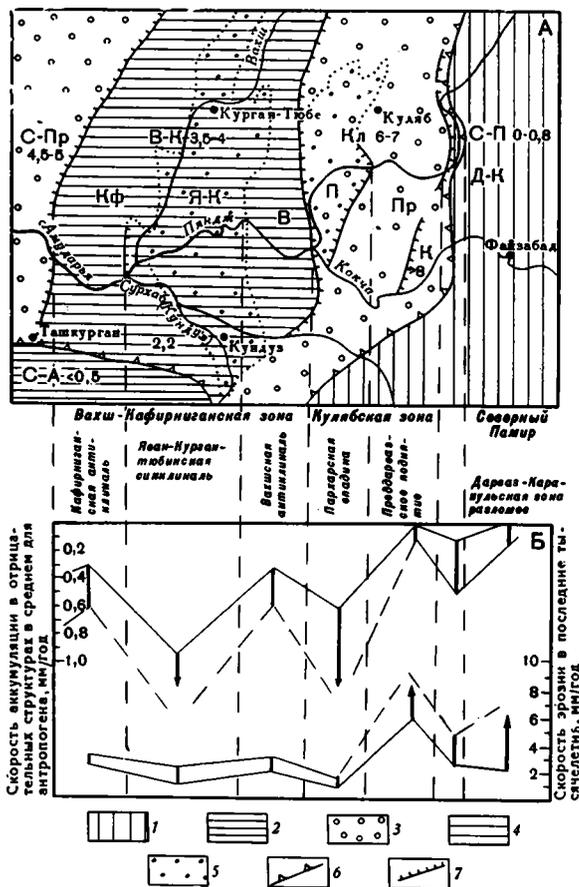


Рис. 1. Схема тектонической зональности в эпоху новейшей активизации (А) и схема распределения эрозии и аккумуляции (Б) в пределах Афгано-Таджикской депрессии

Поднятия, окружающие депрессию: 1 — интенсивное поднятие Северного Памира (СП); 2 — слабое поднятие Северо-Афганского выступа (С-А). Новейшие опускания: 3 — зоны интенсивных прогибаний — Сурхандарьинско-Предгиссарская (С-Пр) и Кулябская (Кл); 4 — зона замедленного опускания с частными поднятиями — Вахш-Кафирниганская (В-К); 5 — наложные впадины четвертичного возраста — Яван-Кургантюрбанскую (КФ) и Вахшскую (В) мегаантиклинали, и Пархарская (П), обособившаяся от Преддарвазского (Пр) четвертичного поднятия, с Коччинским грабеном (К). (Цифры — примерные мощности неогеновых осадков). Разрывы: 6 — крупнейшие разрывы по краям депрессии, 7 — основные разрывы (швы) внутри депрессии

(рис. 1, а). На протяжении четвертичного периода каждая из зон характеризовалась своими чертами развития.

Усложнение структур относительно приподнятой Вахш-Кафирниганской зоны в антропогене проявилось в разрастании заложённых в неогене и возникновении новых антиклиналей на месте прежних синклиналильных прогибов, в развитии старых и заложении новых, большей частью субмеридиональных, разрывов. Так, несколько антиклиналей возникли

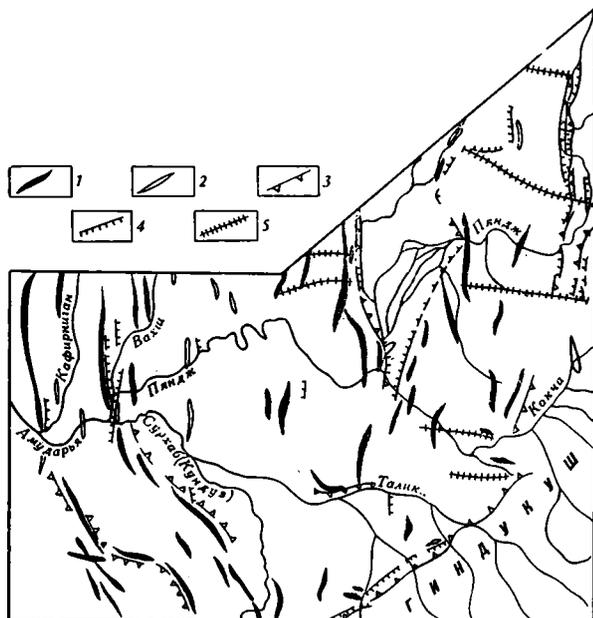


Рис. 2. Карта элементов четвертичной тектоники Афгано-Таджикской депрессии

1 — складки, сформировавшиеся в неогене и продолжающие расти в четвертичный период; 2 — складки, начавшие расти в четвертичный период; 3 — разрывы и флексуры, интенсивно развивавшиеся в неогене и продолжающие развиваться в четвертичный период; 4 — разрывы и флексуры, заложившиеся и интенсивно растущие в четвертичный период; 5 — поперечные поднятия, развивающиеся во вторую половину четвертичного периода

и получили морфологическое выражение в антропогене в нижнем течении рек Кафирниган и Вахш, по обоим берегам Амударьи и Пянджа между устьями рек Сурхандарья и Кокча. Наиболее значительные разрывы, секущие ниже- и местами среднечетвертичные отложения, показаны на рис. 2.

Зона Кулябского прогиба, в структуре неогеновых толщ которой никакой существенной дифференциации не обнаружено, в антропогене резко дифференцируется и изменяет тектоническое развитие. Кроме роста отдельных структур в пределах зоны отмечается резкое интенсивное воздымание восточной ее части на месте прежде единого прогиба, ограниченное новообразованной крупной флексурно-разрывной линией меридионального в целом простирания. Последняя фиксируется резкой флексурой куруксайских и кулябских галечно-глинистых отложений в междуречье р. р. Оби-Мазар и Ях-су, наклонном плиоценовых слоев под углом $60-75^\circ$ к западу вблизи пос. Чубек и севернее г. Куляб, а также прекрасно выраженным в рельефе уступом, отделяющим Пархарскую аккумулятивную равнину от хребтов предгорий Дарваза. Упомянутый уступ протягивается на юго-западе в пределах Афганистана, где по нему, в частности, резко обрывается подходящая под прямым углом нижнечетвертичная долина Прапянджа, висящая ныне на 600 м выше современного положения кровли нижнечетвертичных речных осадков в ближайшей части Пархарской впадины. Отмеченная флексурно-разрывная линия в антропогене фактически стала восточной границей Афгано-Таджикской депрессии.

В рассматриваемой зоне в течение антропогена, особенно второй его половины, начали формироваться поперечные к основным неогеновым структурам поднятия, установленные О. К. Чедия на советской территории (Чедия, Трофимов, 1962) и нами в Афганистане. Иными словами. Кулябская зона характеризуется не только усложнением структур, но

и началом их перестройки в плане. Интенсивность движений в ней также значительно выше, чем в Вахш-Кафирниганской зоне, что проявляется в большей абсолютной высоте разновозрастных уровней и отложений, большей разнице максимальных величин и скоростей эрозии и аккумуляции в соседних структурах разного знака (рис. 1, Б и 3), в большей амплитуде разрывов и поперечных поднятий. Разница этих показателей в названных зонах составляет 1/2—2 порядка.

Особо важное значение имеет выявление полос контрастных движений на границе выделенных тектонических зон и подзон. Детальные исследования позволили установить наложенные четвертичные грабен-синклинали субмеридионального протяжения в устьях рек Вахш, Кокча, Оби-Минью, соответственно на границах Кафирниганской мегаантиклинали и Яван-Курган-Тюбинской мегасинклинали, Вахшской мегаантиклинали и Пархарской впадины и в зоне сочленения Афгано-Таджикской депрессии и Памиро-Бадахшанского горного поднятия. Суммарные амплитуды разрывов за антропоген, определенные по положению кровли и подошвы кулябских отложений и высотам разновозрастных элементов рельефа, составляют соответственно 250—400, 500—800 и 500—1000 м. Аналогичные различия дает сравнение максимальных величин эрозии и аккумуляции в этих участках (см. рис. 1, Б). Нами были подсчитаны по методу М. В. Гзовского и др. (1959)

градиенты скорости движений отдельно в полосах контрастных движений и в промежуточных участках. В среднем для второй половины антропогена градиенты скорости в полосах контрастных движений составляют $1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$ год⁻¹ по сравнению с $1 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-7}$ год⁻¹ в промежуточных участках.

Таким образом, дифференциация тектонических движений по площади выражается не только в сопряженном росте антиклиналей и синклиналей, но и в интенсивных смещениях по разрывам на границах тектонических зон и подзон. Восточная часть депрессии в отличие от западной характеризуется не только ростом структур, но и их перестройкой как в плане, так частично и по знаку движений.

Дифференциация движений по времени. Собранный нами материал вполне подтверждает правильность выделения предчетвертичной и среднечетвертичной фаз повышенной тектонической активности и позволяет выявить еще более молодую фазу. Эти заключения базируются на двух группах фактов.

Первая группа включает непосредственные полевые наблюдения над деформированностью отложений четвертичного возраста. Нижнечетвертичные кулябские тонкозернистые отложения, как правило, деформиро-

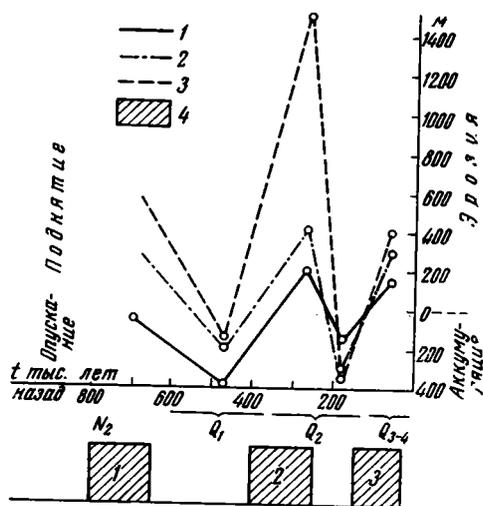


Рис. 3. График максимумов эрозии и аккумуляции (тектонической активности) в антропогене. Составлен путем определения максимальных мощностей аккумуляции в погружающихся структурах и максимальных глубин вреза в сопряженных поднимающихся структурах (величины отнесены к середине каждого цикла)

1 — участок в устье рек Вахш и Пяндж (на границе Кафирниганской мегаантиклинали и Яван-Кургантюбинской мегасинклинали); 2 — участок в устье р. Кокча (на границе Вахшской мегаантиклинали и Пархарской впадины); 3 — участок близ устья р. Оби-Минью (Дарваз-Каракульская зона разрывов); 4 — фазы тектонической активности: 1 — тальбарская (конец N_2), 2 — бальджуанская (граница Q_1-Q_2), 3 — современная (Q_3)

ваны, залегая под углами до 30—40°, а в полосах контрастных движений до 60—90°. Например, на борту грабен-синклинали в устье р. Вахш они образуют полосу интенсивных складок шириной по 200 м каждая, с максимальным размахом также до 200 м, местами с опрокинутостью осевой поверхности и крыльев к западу. Зафиксированные смещения кулябских

Таблица 2

Градиенты скорости вертикальных тектонических движений в центре Афгано-Таджикской депрессии, год⁻¹

Период времени	Преобладающие величины для депрессии	Величины в зонах флексур и разрывов
Для фазы начала Q ₂	1 · 10 ⁻⁶	2 · 10 ⁻⁶ —5 · 10 ⁻⁶
Для фазы на границе Q ₂ —Q ₃		4 · 10 ⁻⁶ —4 · 10 ⁻⁵
С начала Q ₂ до настоящего времени	4 · 10 ⁻⁸ —2 · 10 ⁻⁷	5 · 10 ⁻⁷ —1 · 10 ⁻⁶
Для конца Q ₃	1 · 10 ⁻⁷	1 · 10 ⁻⁶ —4 · 10 ⁻⁵
Для последних тысяч лет	1 · 10 ⁻⁷	5 · 10 ⁻⁷ —5 · 10 ⁻⁶
С начала Q ₃ до настоящего времени	1 · 10 ⁻⁸ —1 · 10 ⁻⁷	2 · 10 ⁻⁷ —3 · 10 ⁻⁷

отложений и форм рельефа по системе разрывов составляют от первых сотен до тысяч метров, увеличиваясь с запада на восток, как отмечено выше. Среднечетвертичные (илякские) осадки в большинстве случаев лежат на кулябских несогласно и субгоризонтально, что заставляет относить фазу активизации к концу раннечетвертичной и началу среднечетвертичной эпох (0,4—0,2 млн. лет назад).

Вместе с тем во многих случаях наблюдались также пологие деформации верхних мелко- и тонкозернистых слоев илякских осадков с амплитудами от первых десятков метров до 150—200 м конформно с подстилающими, в том числе коренными, породами. Выявлены и разрывы верхних горизонтов илякских осадков амплитудой в первые десятки метров (над восточными крыльями Кортаусской и Хваджайской антиклиналей в Афганистане, по восточному ограничению грабен-синклинали близ устья р. Вахш) и в первые сотни метров в пределах Дарваз-Каракульской зоны разломов (в устье р. Оби-Миньюу и по саю Кафиркаш). Так как верхнечетвертичные и голоценовые террасы в этих случаях не несут вовсе или несут только незначительные следы деформаций, можно говорить об отдельной, хотя и небольшой, фазе тектонической активности в конце средне- и начале позднечетвертичного времени. Вместе с тем пологие и соответственно омоложению возраста уменьшающиеся деформации террас, так же как отдельные резкие изгибы и даже разрывы верхнечетвертичных и голоценовых террас и отложений (восточнее антиклинали Кара-Дум, восточнее устья р. Кокча, восточнее устья р. Оби-Миньюу на левом берегу р. Пяндж, по рекам Сурхоб и Таликан в Афганистане), свидетельствуют о продолжающихся деформациях на протяжении всего позднего антропогена и голоцена.

Дифференцированный подсчет величины градиента скорости вертикальных движений для отдельных подразделений антропогена, например в центральной части депрессии (табл. 2), подтверждает выделение фаз активизации тектонических движений в среднем антропогене (его начале), при переходе от среднего к позднему антропогену, а по флексуно-разрывным зонам и в конце позднего антропогена.

Градиенты скорости движений в эти фазы были на 1—2 порядка выше, чем в целом для крупных подразделений антропогена.

Вторая группа фактов включает изменения литологической характеристики четвертичных толщ и смену фаз эрозии и аккумуляции. Рис. 3 показывает одновременную смену фаз эрозии и аккумуляции для сопря-

женных положительных и отрицательных структур в каждом из трех участков с контрастными движениями. Учитывая соответствующую резкую смену фаций четвертичных отложений, как аллювиальных, так и пролювиальных (см. табл. 1), и региональное проявление выделенных фаз, следует считать, что они отражают в первую очередь фазы тектонической активности, а не климатические изменения.

Следовательно, обе группы фактов согласно свидетельствуют: 1) о неравномерности тектонической активности в течение антропогена с периодичностью фаз в первые сотни тысяч лет, 2) об общем ослаблении интенсивности и размахе движений от конца неогена к настоящему времени и с востока на запад, 3) о фазе активности в целом в последние сто тысяч лет. Средние для всего антропогена величины скоростей и градиентов, вероятно, не ниже современных.

Таким образом, развиваемое рядом авторов представление о нарастании темпов поднятия в течение новейшего этапа активизации (Гзовский, Крестников, Нерсесов, Рейснер, 1958) следует применительно к четвертичной истории Афгано-Таджикской депрессии заменить выводом о неравномерном проявлении тектонической активности.

Установленные особенности тектонических движений в антропогене важны не только для понимания общих закономерностей тектонических процессов в области современного горообразования, но также для сопоставления с сейсмичностью и при хозяйственном освоении территории.

Автор благодарен И. В. Архипову и М. В. Гзовскому за помощь в работе и замечания.

Литература

- Браташ В. И., Будников Н. П., Грдзелов Л. И., Дикенштейн Г. Х., Пантелеев Ф. П., Рудков В. А., Симаков С. Н. Новые данные по геологии Северного Афганистана. Геол. нефти и газа, № 2, 1967.
- Бурачек А. Р. Геоморфология Южно-Таджикской депрессии. Тр. Тадж. компл. экспедиции, вып. 4, 1934.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Г. И. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР. 1. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 8, 1958.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений земной коры и некоторые результаты их применения. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 6, 1959.
- Костенко Н. Н., Тетюхин Г. Ф., Федоров П. В. Рабочая стратиграфическая схема четвертичных (антропогеновых) отложений Ср. Азии и Южного Казахстана. Бюл. комис. по изучению четвертичного периода, № 27, 1962.
- Костенко Н. П. Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии. В кн. «Сборник трудов геол. факультета МГУ», Изд-во МГУ, 1961.
- Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. Изд-во АН СССР, 1962.
- Леонов Н. Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. Изд-во АН СССР, 1961.
- Леонов Ю. Г. Тектоническая эволюция Афгано-Таджикской впадины и Северного Памира. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. 42, (4), 1967.
- Чедия О. К., Трофимов А. К. Особенности новейшего развития структурных форм Таджикистана. В кн. «Новейший этап геол. развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.
- Широкое В. Я. Основные черты региональной тектоники Афгано-Таджикской депрессии в связи с ее нефтегазоносностью. Вопр. геол. строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана. Вып. 1. Душанбе, Изд-во «Ирфон», 1965.

Институт физики Земли
АН СССР

Статья поступила
3 октября 1967 г.

УДК 551.243.6(571.64)

М. И. СТРЕЛЬЦОВ

**ОБ ЭШЕЛОННОМ РАСПОЛОЖЕНИИ СТРУКТУР
В ЮЖНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ГРЯДЫ**

В статье анализируются разломы южной части Курильской островной гряды. Крупнейшим считается Срединно-Курильский глубинный разлом, пограничный между внешней и внутренней зонами Курильской дуги. Оперяющие его разломы представлены двумя длительно развивающимися системами разрывов, одни из которых образовывались в условиях растяжения, а другие — сжатия. На основе анализа разрывных нарушений делается вывод о том, что кулисообразное расположение структурных элементов связано с системой разломов северо-восточного простирания, формировавшихся главным образом, в условиях растяжения при левых сбросо-сдвиговых перемещениях по Срединно-Курильскому глубинному разлому.

Одной из характерных особенностей геологического строения Курильской островной дуги является кулисообразное расположение структур, на что впервые указал Токуда (Tokuda, 1926). Существуют различные точки зрения относительно природы этого явления. Например, П. Н. Кропоткин и Г. М. Власов (1960) объясняют их эшелонное расположение существованием поперечных разломов типа сдвигов, возникших в результате надвижения материковых масс в сторону Тихого океана, Ю. С. Желубовский (Геология СССР, 1964) — неравномерным пододвиганием дна Тихого океана под материк, а Е. К. Мархинин (1967) — поверхностными проявлениями «питающего» вулканы разлома.

Наиболее отчетливо эшелонный характер расположения структур выражен на южном фланге Курильской островной дуги.

В южной части Курильского архипелага выделяются две островные гряды — Большая и Малая, соответствующие внутренней и внешней зонам островной дуги. Первая состоит из трех кулисообразно расположенных островов (Уруп, Итуруп и Кунашир), разделенных между собой глубоководными проливами Фриза и Екатерины. Вторая представлена цепочкой небольших островов (Танфильева, Анучина, Демина, Юрий, Зеленый, Полонского и Шикотан), сменяющейся в северо-восточном направлении подводным хребтом Витязя. Непосредственным продолжением Большой и Малой гряд к югу являются п-ова Сиретоко и Немуро (о. Хоккайдо).

В настоящее время установлено, что внешняя и внутренняя зоны Курильской островной гряды резко различаются между собой по геоморфологическим особенностям, геологическому строению, истории развития, характеру современных вулканических процессов (Мархинин, 1961). Эти зоны существенно отличаются друг от друга и по петрохимическим особенностям магматических образований. Последние для внешней зоны характеризуются повышенной щелочностью; в частности, сре-

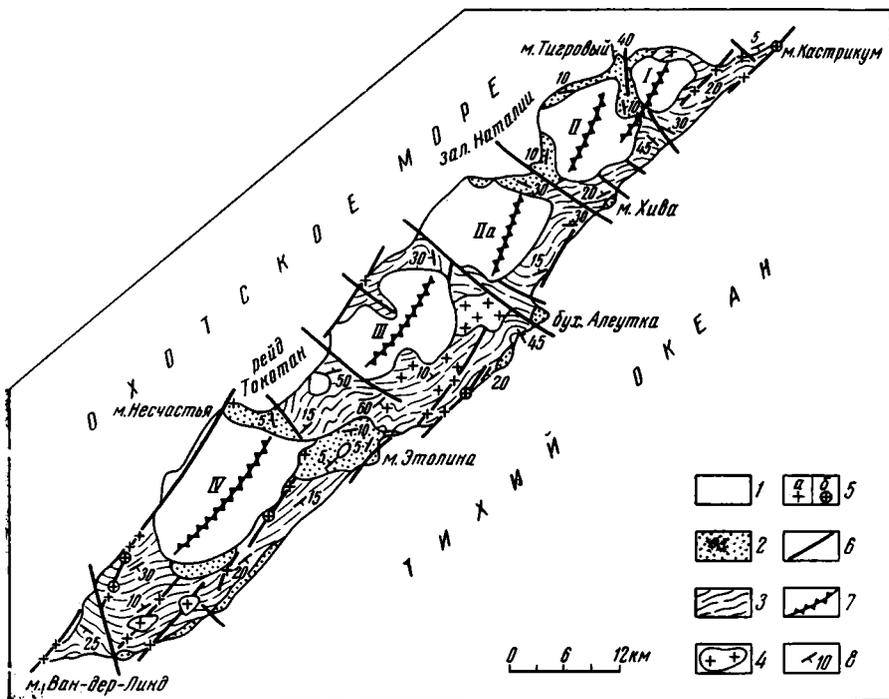


Рис. 1. Структурно-геологическая схема о. Уруп. Составлена с использованием материалов Ю. С. Желубовского, Ю. Л. Неверова, Б. Н. Пискунова, О. А. Хведчени

1 — верхний структурный ярус (андезиты и андезито-базальты четвертичного возраста); 2 — средний структурный ярус (верхнемиоцен-плиоценовые вулканогенно-осадочные образования лопуховской, быстринской и натальинской свит); 3 — нижний структурный ярус (нижне- и среднемиоценовые вулканогенно-осадочные образования урупской и луговской свит); 4 — среднемиоценовые диориты и плагиограниты; 5 — интрузивные и экструзивные тела среднемиоценового возраста (показаны вне масштаба): а — диориты, плагиограниты, диоритовые порфириды; б — кварцевые дациты; 6 — разломы (крестики на разломах — то же самое, что и 5, а); 7 — осевые линии вулканических хребтов (разломы четвертичного возраста); I — хребет Компанейский; II — северная часть хребта Шокальского, Pa — южная часть хребта Шокальского, III — хребет Петра Шмидта, IV — хребет Криштофовича; 8 — элементы залегания

ди них наблюдаются трахидолериты и трахибазальты (Казакова и др., 1967). Кроме того, внешняя островная дуга отличается от внутренней значительно более высокими значениями аномалий силы тяжести (Гайнанов, 1955; Tsuboi, 1954), аномалий ΔT (Соловьев, Гайнанов, 1963) и строением земной коры (Строение земной коры, 1964).

Перечисленные выше различия позволяют присоединиться к выводу японских исследователей (Minato a. oth., 1956) и Е. К. Мархинина (1961) о том, что внешняя и внутренняя зоны разделяются разломом глубокого заложения (назван мной Срединно-Курильским), время заложения которого не известно. По аналогии с северо-восточным Хоккайдо можно полагать, что некоторые различия между внешней и внутренней зонами наметились уже в позднем мелу (Minato a. oth., 1956; The Geological Development..., 1965); возможно, тогда же произошло и зарождение Срединно-Курильского разлома.

В островной части Курильской дуги широко развиты оперяющие этот разлом разрывные нарушения. Наиболее благоприятным объектом для исследований последних в пределах Большой Курильской гряды является о. Уруп, который выгодно отличается от других островов хорошей обнаженностью и широким распространением неогеновых образований. Исследованиями Ю. С. Желубовского, Ю. Л. Неверова, Б. Н. Пискунова и О. А. Хведчени установлено присутствие на острове вулканогенно-осадочных пород миоценового, плиоценового и четвертичного возраста и создана схема их стратиграфии, на основании которой

представляется возможным выделить здесь три структурных яруса (рис. 1).

Породы нижнего структурного яруса представлены обычно зелено-каменно-измененными туфобрекчиями, конглобрекчиями, туфами и туффитами кислого и среднего состава, песчаниками, гравелитами, андезито-базальтами и дацитами, которые по степени метаморфизма и составу разделяются на две свиты: урупскую (нижний миоцен (?)) и луговскую (нижний — средний миоцен). Углы падения слоев составляют в среднем 15—25°, увеличиваясь вблизи разломов до 40—60°, и здесь же северо-восточные простирания слоев сменяются субширотными и северо-западными.

Средний структурный ярус сложен вулканогенными и осадочными образованиями трех свит: лопуховской (верхний миоцен), быстринской (плиоцен) и условно относимой к плиоцену (Пискунов, 1966) натальинской. Вулканогенно-осадочные образования лопуховской свиты распространены лишь в южной части острова и представлены туфокогломератами, туфодиазомитами, туфами кислого состава, песчаниками и алевролитами. Быстринская свита близка по составу к лопуховской и состоит из конгломератов, пемзотуфов, пемзобрекчий, туфов и туффитов кислого состава, гравелитов и песчаников, которые наблюдаются на севере острова в бассейне р. Быстрой. В составе натальинской свиты преобладают туфобрекчии, туфы и лавы андезитового и андезито-базальтового состава, Верхнемиоценовые и плиоценовые породы слагают обычно брахиформные или мульдообразные структуры, имеющие углы падения пород на крыльях 5—15°, которые увеличиваются до 30—40° вблизи разломов.

Общая мощность неогеновых отложений на о. Уруп составляет более 5 км (Пискунов, 1966).

Верхний структурный ярус сложен в основном андезитами и андезито-базальтами, которые слагают древнечетвертичные и современные вулканические постройки. Более древние четвертичные эффузивные образования — доледниковые и межледниковые лавы (Горшков, 1967), образуют кулисообразно расположенные горные хребты: Компанейский, Шокальского, Петра Шмидта, и Криштофовича. Современные вулканические постройки располагаются в основном северо-западнее этих вулканических хребтов. Четвертичные породы практически недислоцированы.

Интрузивные образования о. Уруп представлены плагиогранитами, диоритами, диоритовыми порфиритами и кварцевыми дацитами, формирование которых связано со среднемиоценовым этапом магматизма (Неверов, Сергеев, 1956), а также разновозрастными экструзиями и дайками андезитов, андезито-базальтов, диабазов, диоритовых порфиритов, андезито-дацитов.

Широко распространенные на о. Уруп разновозрастные разломы образуют две четко выраженные системы — продольную и поперечную (рис. 2).

Продольные разломы имеют северо-восточное (в среднем 30°) простирание. К числу наиболее крупных тектонических нарушений этой системы относится установленный Ю. Л. Неверовым и О. А. Хведченей (1962) Охотский разлом, который прослеживается вдоль охотского побережья от мыса Ван-дер-Линд до мыса Несчастья. Его продолжение возможно наблюдается северо-восточнее бухты Токотан. Серия эшелонно расположенных разломов прослеживается вдоль всей океанской части острова. Кроме общности простирания, продольные разломы характеризуются еще целым рядом признаков, указывающих на их принадлежность к единой генетической группе. Повсеместно к ним приурочены зоны гидротермально измененных пород шириной до 2—3 км, а

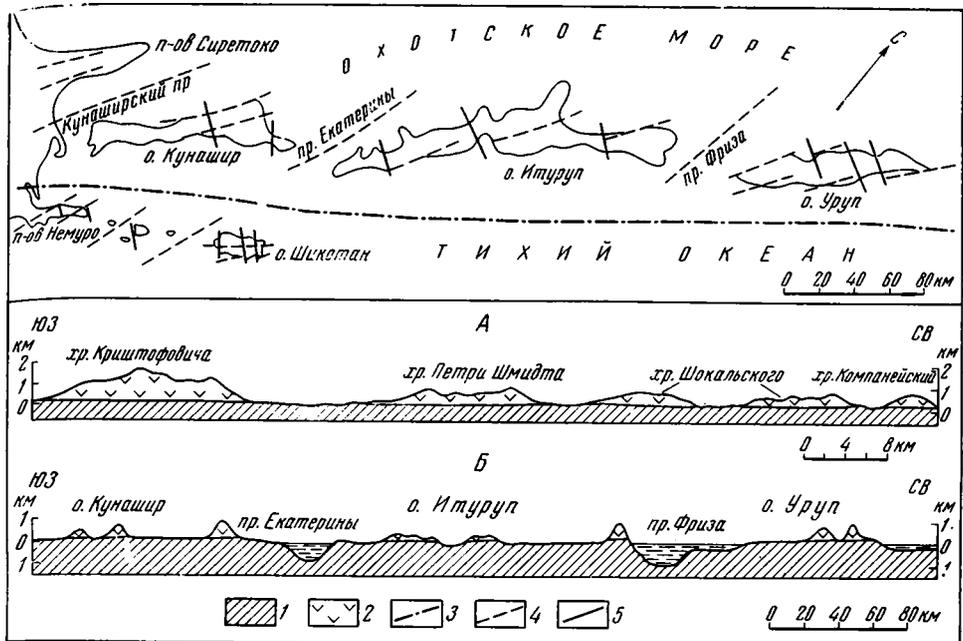


Рис. 2. Схема расположения основных типов разломов в южной части Курильской островной дуги и геологические разрезы вдоль о. Уруп (А) и вдоль Большой Курильской гряды (Б)

1 — неогеновый фундамент четвертичных вулканических построек; 2 — вулканогенные образования четвертичного возраста; 3 — Срединно-Курильский глубинный разлом; 4 — разломы, формировавшиеся в условиях растяжения; 5 — разломы, формировавшиеся в условиях сжатия

также среднемиоценовые интрузивные образования и плиоценовые экструзии андезитов и андезито-базальтов. Кроме того, с продольными разломами тесно связаны в пространственном и генетическом отношении рудопроявления меди, цинка, свинца, золота и др., описанные Ю. Л. Неверовым и О. А. Хведченей (1962).

Время заложения системы продольных разломов относится, по-видимому, к началу миоцена, о чем можно судить по тому обстоятельству, что гальки гидротермально измененных в зонах разломов пород встречаются в вулканогенно-осадочных образованиях среднего структурного яруса. Наибольшая активность системы приходится на средний миоцен. В это время продольные разрывы контролировали размещение интрузий кислого и среднего состава, а также определяли основное северо-восточное простирание ниже- и среднемиоценовых толщ. В плиоценовое время, судя по линейному расположению экструзий и, возможно, вулканических центров, они служили путями подъема магматических расплавов андезитового и андезито-базальтового состава. Многие разломы относятся к категории долго живущих, являясь зонами повышенной проницаемости и в настоящее время, на что указывает приуроченность к ним полей четвертичных гидротермально измененных пород и многочисленных термальных источников.

Существует также множество разломов этой системы, появившихся в плиоценовое и четвертичное время. Среди последних наибольший интерес представляют эшелонно расположенные разломы, которые географически соответствуют осевым линиям древних вулканических хребтов о. Уруп. К ним относятся разломы хребта Компанейского, северной и южной частей хребта Шокальского, хребта Петра Шмидта и хребта Криштофовича. Северо-восточная ориентировка разломов и их магмоконтролирующая роль в четвертичный период говорят о том, что по-

своей природе они, по-видимому, близки к более древним продольным разрывам.

Таким образом, можно думать, что в течение всей доступной изучению истории геологического развития на о. Уруп возобновляли свою активность старые и образовывались новые разрывы, сформировавшие к настоящему времени систему продольных по отношению к простиранию острова разломов. Динамическая обстановка в зонах продольных разломов большей частью соответствовала условиям растяжения, являвшимся наиболее благоприятными для движения по ним магматических расплавов и гидротермальных растворов. По своей природе описанные продольные разрывы аналогичны магмоконтролирующим разломам других регионов Дальнего Востока (Изох, 1961; Кириков, 1967 и др.).

Из сказанного следует вывод о существовании в пределах о. Уруп длительно развивающейся системы зон растяжения, имеющих северо-восточное простирание.

Наряду с разломами северо-восточного простирания на о. Уруп широко распространены поперечные разрывы, имеющие северо-западное (в среднем 300°) простирание. Часть из них приурочена к относительно пониженным участкам острова, которые располагаются между вулканическими хребтами (разломы в районе Токотанского перешейка; разлом между хребтами Петра Шмидта и Шокальского, впервые описанный Ю. Л. Неверовым и О. А. Хведченей (1962); разлом, разделяющий хребет Шокальского на две части — северную и южную, и др.). Кроме того, разрывные нарушения северо-западного простирания наблюдаются во многих районах океанского побережья острова.

Морфологически и генетически поперечные разломы близки между собой. На поверхности они выражаются в виде зон дробления, катаклаза и милонитизации пород шириной до нескольких десятков или первых сотен метров, для которых гидротермальные изменения обычно не характерны. Иногда наблюдаются вертикальные или крутопадающие на северо-восток зеркала, в которых борозды скольжения располагаются под некоторым углом к горизонту.

Вертикальная составляющая перемещения по разломам достигает, по мнению Ю. Л. Неверова и О. А. Хведчени, 1500—2000 м. Анализируя простирание нижне- и среднемиоценовых толщ, нетрудно заметить их сигмоидальные изгибы, которые особенно четко выражены вблизи поперечных разрывов. Здесь же резко возрастают углы падения пород и появляются приразломные складки. Аналогичным образом ведут себя при приближении к поперечным разрывам более поздние верхнемиоценовые отложения. Характер сигмоидальных изгибов указывает на правсдвиговые перемещения по разломам северо-западного простирания, количественная оценка которых, однако, затруднительна. Возможно, что местами сдвиговая компонента перемещения достигает 1—3 км. Явления динамометаморфизма и приразломная складчатость, сопровождающие поперечные разрывы, говорят о том, что они формировались преимущественно в условиях сжатия и по своей природе, скорее всего, относятся к взбросо-сдвигам. Кроме того, в противоположность продольным магмоконтролирующим разрывам зоны поперечных разломов бедны магматическими образованиями.

Время образования системы поперечных разрывов следует относить к началу миоцена, поскольку многие разломы, будучи ярко выраженными в нижнем структурном ярусе, не прослеживаются в образованиях верхнемиоцен-плиоценового и четвертичного возраста. Судя по тому, что в ряде случаев наблюдаются тектонические контакты четвертичных лав с породами фундамента, движения по некоторым взбросо-сдвигам происходили и в четвертичный период. Таким образом, можно говорить о длительном развитии в районе о. Уруп системы зон сжатия северо-западного простирания.

Таким образом, на территории о. Уруп длительно развивались две разноориентированные системы разрывов, одна из которых объединяет разломы северо-восточного простирания, соответствующие зонам растяжения, другая — поперечные разломы, соответствующие зонам сжатия. Длительное развитие сопряженных между собой зон растяжения и сжатия говорит об устойчивости динамической обстановки в описываемом районе в течение миоценового, плиоценового и четвертичного времени.

Сделанные выводы справедливы, по-видимому, не только для о. Уруп, но и для других островов южной части Большой Курильской гряды, в частности для о-вов Кунашир и Итуруп. Здесь широко развиты продольные и поперечные разломы, которые по своей ориентировке и природе в общем аналогичны урупским. Они описаны в ряде работ по геологическому строению этих островов (Вергунов, 1958; 1964; Геология СССР, 1964; Мархинин, 1956 и др.) и частично изучались автором при полевых исследованиях 1966 г.

Учитывая широкое распространение на островах правосдвиговых перемещений по поперечным разломам, которые часто встречаются между кулисообразно размещенными вулканическими хребтами, можно было бы считать, что эшелонное расположение островов также связано со сдвиговыми смещениями по подобным разломам в районе проливов. На геологических разрезах, составленных вдоль о. Уруп и вдоль Большой Курильской гряды, однако, видно, что грабенообразное проседание фундамента четвертичных вулканических построек в районе проливов не наблюдается в тех участках суши, которые находятся между вулканическими хребтами (рис. 2). Оси проливов ориентированы в северо-восточном направлении и располагаются почти параллельно широко развитым на островах продольным разломам, и поэтому можно полагать, что они трассируют направление современных зон растяжения, структурно выраженных в виде грабенообразных проседаний неогенового фундамента.

Две сопряженные между собой системы разломов устанавливаются и в пределах внешней зоны Курильской островной дуги.

С разломами северо-восточного простирания здесь связаны эффузивные образования позднемелового и палеогенового (?) возраста, а также верхнемеловые интрузии щелочных пород основного состава и послемеловые (?) габброиды. В четвертичный период активность разломов этой системы в районе Малой Курильской гряды была более низкой, чем в пределах внутренней островной дуги. Поперечные разломы, имеющие северо-западное простирание, по своей морфологии относятся в основном к взбросо-сдвигам, горизонтальные перемещения по которым достигают 2,5—3 км. Амплитуды сдвигов в различных частях дуги разные. Наиболее активные движения по этим разломам происходили в четвертичный период, ибо по разные стороны от разрывов оказываются смещенными не только геологические границы, но и современные формы рельефа.

Для определения направления смещения по разломам широко используется анализ сопряженных с ними структур (Ажгирей, 1956; Буртман и др., 1963; Муди и Хилл, 1960; Пейве, 1956 и др.). Установлено, что при движении по разлому возникают два генетически различных типа оперяющих его трещин, одни из которых образуются в условиях сжатия, а другие — растяжения. В случае гомогенной среды угол между плоскостями основного разлома и оперяющих трещин равен 45° , а в реальных геологических средах он становится меньше, составляя, согласно Дж. Муди и М. Хиллу (1960), приблизительно 30° . Дж. Муди и М. Хилл указывают, что с точки зрения динамики образования трещин оперения, сбросы, взбросы и сдвиги идентичны между собой. Развивая далее это положение, можно показать, что в зависимости от направления перемещения блоков и угла падения плоскости основного разлома углы

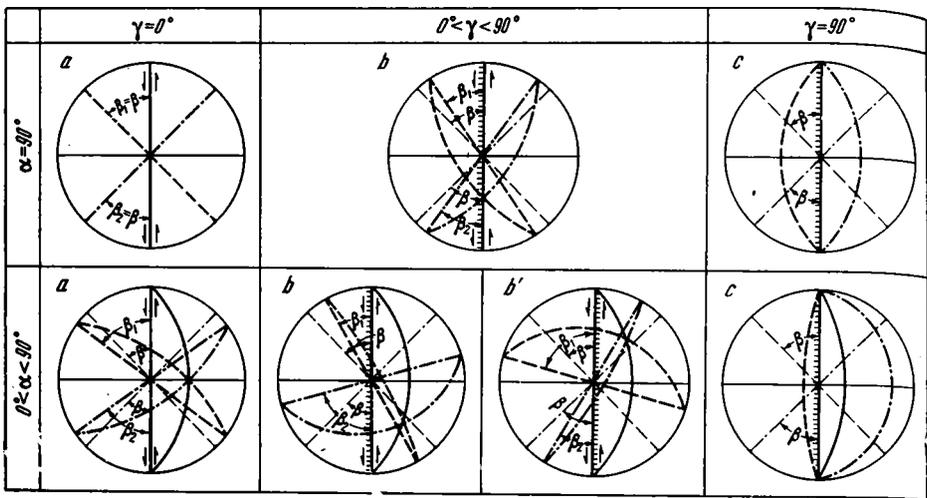


Рис. 3. Зависимость величины углов, образуемых линиями простираций разлома и оперяющих его трещин, от направления смещения блоков и угла падения плоскости разлома

Все плоскости показаны в стереографической проекции с верхней полусферы. Сплошные прямые линии — простирания основного разлома берг-штрихи направлены в сторону опущенного блока); штриховые линии — простирания трещин растяжения; штрих-пунктирные — простирания трещин сжатия; стрелками показано направление сдвига. Прочие обозначения указаны в тексте

Введем следующие обозначения:

α — угол падения плоскости основного разлома; β — угол между плоскостями разлома и оперяющих его трещин; β_1 — угол между линиями простираций разлома и оперяющих его трещин растяжения; β_2 — угол между линиями простираций разлома и оперяющих его трещин сжатия. γ — угол между направлением смещения в плоскости главного разлома и линией простирация последнего.

1. Если плоскость разлома ориентирована вертикально, т. е. $\alpha = 90^\circ$, то: а) при чистом сдвиге $\gamma = 0^\circ$, $\beta_1 = \beta_2 = \beta$; в) при взбросо-сдвиге или сбросо-сдвиге $0^\circ < \gamma < 90^\circ$, и всегда $\beta_1 = \beta_2 < \beta$; с) при чистом сбросе или взбросе $\gamma = 90^\circ$, $\beta_1 = \beta_2 = 0^\circ$.

2. Если плоскость разлома наклонена под некоторым углом к горизонту, т. е. $0^\circ < \alpha < 90^\circ$, то: а) при чистом сдвиге $\gamma = 0^\circ$ и всегда $\beta_1 = \beta_2 > \beta$; в) при сбросо-сдвиге с левым сдвигом $0^\circ < \gamma < 90^\circ$, $\beta_1 < \beta_2$, причем, за исключением частных случаев, $\beta_1, \beta_2 \neq \beta$; в1) при взбросо-сдвиге с левым сдвигом $0^\circ < \gamma < 90^\circ$, $\beta_1 > \beta_2$, причем, как правило $\beta_1, \beta_2 \neq \beta$. В случае сбросо- и взбросо-сдвигов с правым сдвигом соотношения между углами β_1 и β_2 обратные; с) при чистом сбросе или взбросе $\gamma = 90^\circ$, $\beta_1 = \beta_2 = 0^\circ$.

3. Если плоскость разлома параллельна горизонтальной поверхности, т. е. $\alpha = 0^\circ$, то углы β_1 и β_2 не имеют смысла.

между линиями простираций последнего и оперяющих его трещин закономерно изменяются (рис. 3).

В этом случае на земной поверхности наблюдается чередование параллельных между собой трещин растяжения и сжатия, располагающихся перпендикулярно к направлению сдвига. Таким образом, зная величину углов β_1, β_2 и α , можно качественно определить характер движения по разлому.

В пределах описываемой территории углы между простирациями Срединно-Курильского глубинного разлома и оперяющих его зон растяжения и сжатия составляют соответственно 30—40 и 60—70°, т. е. $\beta_1 < \beta_2$ (см. рис. 2). Подобное соотношение может быть при сбросо-сдвиге с левым сдвигом или при взбросо-сдвиге с правым сдвигом. Для однозначного решения необходимо знать направление падения «плоскости» глубинного разлома. Некоторые косвенные данные, в частности, наблюдаемые иногда северо-восточные падения поперечных разрывов, дают основание полагать, что «плоскость» Срединно-Курильского глубинного разлома имеет северо-западное падение. Кроме того, учитывая устойчивость динамической обстановки, выразившейся в длительном развитии сопряженных между собой систем разломов, по-видимому, можно вос-

пользоваться данными сейсмологии, согласно которым основные разрывы, образующиеся при землетрясениях, ориентированы параллельно Курильской островной гряде и погружаются в сторону Азиатского континента под углом 50—70° (Аверьянова и др., 1966; Аверьянова, 1967). Отсюда следует, что перемещения по Срединно-Курильскому глубинному разлому имели в основном характер сбросо-сдвига с левым сдвигом.

Полученные результаты находятся в хорошем соответствии с характером современных сейсмодислокаций в исследуемом регионе. По данным определения механизма очагов неглубоких (20—60 км) землетрясений (Аверьянова, 1967), между внешней и внутренней дугами выделяется узкая линейная область, которая пространственно соответствует Срединно-Курильскому глубинному разлому и характеризуется сбросо-сдвиговыми дислокациями с левым сдвигом. Для выделяемой по геологическим данным системы поперечных разломов характерны, главным образом, взбросо-сдвиговые дислокации с правым сдвигом. Аналогичная картина типична и для разрывов северо-западного простирания, которые образуются при землетрясениях.

Здесь уместно отметить также, что северная и южная части Курильской гряды отличаются друг от друга по ориентировке разломов. Например, глубоководные проливы (зоны растяжения) севернее рассматриваемого района имеют субмеридиональные и северо-западные простирания. По-видимому, и динамическая обстановка в северной и южной частях гряды по крайней мере в четвертичное время была различной. Подобный вывод на основе анализа механизма очагов землетрясений был сделан ранее В. Н. Аверьяновой (1967). Свообразием динамической обстановки, вероятно, следует объяснить то, что в северной части гряды эшелонное расположение выражено не очень отчетливо, а в ряде случаев вообще не устанавливается.

В настоящее время многие исследователи признают, что ведущая роль в формировании структур Курильской дуги принадлежит разломам. Крупнейшим считается глубинный разлом, который пересекает земную поверхность в районе Курило-Камчатского глубоководного желоба, в 150—200 км от островной гряды (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Штилле, 1957 и др.), и именно с ним обычно связывают возникновение эшелонированных структур. Однако, как было показано выше, разрывные нарушения южной части Курильской гряды представлены двумя длительно развивающимися системами разломов, опирающихся Срединно-Курильский глубинный разлом, а кулисообразное расположение структурных элементов является характерной чертой строения региона, начиная по крайней мере с раннего миоцена, и связано с системой разрывов северо-восточного простирания. Последние формировались в основном в условиях растяжения при левых сбросо-сдвиговых перемещениях по Срединно-Курильскому глубинному разлому.

Литература

- Аверьянова В. Н. Основные особенности сейсмической активности южной части Охотского региона. В кн. «Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 168, Изд-во «Наука», 1967.
- Аверьянова В. Н., Волков А. Н., Лившиц М. Х., Сергеев К. Ф., Соловьев С. Л., Сирьк И. М., Тараканов Р. З., Таболякова А. Я., Туезов И. К. Вопросы глубинного строения и развития Курильской зоны современного вулканизма. Тр. II Всес. вулканол. совещ., т. III, «Вулканизм и глубинное строение Земли», Изд-во «Наука», 1966.
- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, Изд-во АН СССР, 1963.

- Вергунов Г. П. Структурный шов о. Кунашир. Геол. и геофиз., № 1, 1958.
- Вергунов Г. П. Тектоника и основные черты геологического развития Курильских островов. «Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр.». В кн. «Гималайский и альпийский орогенез», Изд-во «Недра», 1964.
- Гайнанов А. Г. Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол., т. XII, Изд-во СО АН СССР, 1965.
- Геология СССР, т. 31, Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. 1. Геологическое описание, Изд-во «Недра», 1964.
- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. Изд-во «Наука», 1967.
- Изох Э. П. О роли разломов глубокого заложения в пространственном размещении интрузий (на примере некоторых районов Дальнего Востока). Сов. геология, № 4, 1961.
- Казакова Э. Н., Неверов Ю. Л., Сергеев К. Ф., Соловьева Н. А., Стрельцов М. И. О щелочных породах островов Малой Курильской гряды. Докл. АН СССР, т. 173, № 4, 1967.
- Кириков Д. А. Главнейшие системы глубинных разломов подвижных областей Востока СССР и их роль как магмоконтролирующих структур. Тр. Всес. геол. ин-та. Нов. сер., т. 135, Изд-во «Недра», 1967.
- Кропоткин П. Н., Власов Г. М. Островные дуги и периферические складчатые области западной окраины Тихоокеанского пояса. В кн. «Материалы к I Всес. конфер. по геологии и металлогении Тихоокеанск. рудного пояса», вып. 1, Владивосток, 1960.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Изд-во «Наука», 1965.
- Мархинин Е. К. О приуроченности парогидротермальных проявлений на о. Кунашире к разрывным нарушениям. Бюл. вулканол. станции АН СССР на Камчатке, № 24, Изд-во АН СССР, 1956.
- Мархинин Е. К. Вулканизм Курильских островов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1961.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). Изд-во «Наука», 1967.
- Муди Дж. Д., Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника. В кн. «Вопросы современной зарубежной тектоники», Изд-во иностр. лит., 1960.
- Неверов Ю. Л., Сергеев К. Ф. Основные этапы развития кайнозойского магматизма Большой Курильской гряды. Тр. II Всес. вулканол. совещ., т. 2, «Вулканические и вулканоплутонические формации», Изд-во «Наука», 1956.
- Неверов Ю. Л., Хведченя О. А. Новые данные по геологии и рудной минерализации о-ва Уруп. Тр. СахКНИИ, вып. 12, Южно-Сахалинск, 1962.
- Шейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 3, 1956.
- Пискунов Б. Н. Шаровые лавы и гналокластиты острова Уруп (Курильские острова). Докл. АН СССР, т. 168, № 1, 1966.
- Соловьев О. Н., Гайнанов А. Г. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги. Сов. геология, № 3, 1963.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Изд-во «Наука», 1964.
- Штилле Е. Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. В кн. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Minato M., Yagi K., Huna hashi M. Geotectonic Synthesis of Green Tuff Region in Japan. Bull. Earthquake Res. Inst., v. 34, Pt. 3, 1956.
- The Geological Development of the Japanese Islands. Tsukiji Shokan Co., Tokyo, Japan, 1965.
- Tokuda S. On the Echelon Structure of the Japanese Archipelagoes. Jap. J. Geol. Geogr., v. 5, No. 1—2, 1956.
- Tsuboi C. Bouger Anomalies in Japan Based on the International Formula. Bull. Earthquake Res. Inst., Suppl., v. 4, Pt. 3, 1954.

Сахалинский комплексный
научно-исследовательский институт
СО АН СССР

Статья поступила
25 марта 1968 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.240(265.3/265.4) : 550.834

А. П. МИЛАШИН, В. А. СИПЛАТОВ, А. Ю. ЮНОВ,
А. П. ВОЛКОВ, А. Я. ТАБОЯКОВСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ
В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА

В тектоническом отношении область Татарского пролива, являющаяся продолжением глубоководной впадины Японского моря, располагается в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

Геологическое строение этой области представляет большой интерес. Однако все тектонические представления о геологическом строении области Татарского пролива основывались на данных о донных осадках и рельефе дна (Лавров, 1963), мелкомасштабных аэромагнитных исследований (Гайнанов, Соловьев, 1963) и незначительном объеме исследований ГСЗ и КМПВ (Сычев, 1966).

Летом и осенью 1966 г. на акватории Татарского пролива Отделением морских геофизических работ ВНИИ Геофизика были впервые выполнены морские сейсмические исследования методом непрерывного профилирования отраженными волнами.

Основной объем работ был осуществлен в пределах шельфа о. Сахалин на участке между мысом Ламанон и юго-восточным побережьем залива Делангля. В пределах этой же площади три сейсмических профиля пересекли в широтном направлении Татарский пролив от Сахалина до Азиатского материка (рис. 1).

Область Сахалинского шельфа была освещена сейсмическими исследованиями наиболее полно, восемь широтно ориентированных профилей МОВ отстояли друг от друга на расстоянии 10 км и пересекались связующими профилями субмеридионального направления.

Полученный материал позволяет сделать заключение о том, что строение верхней части осадочного чехла характеризуется в основном двумя комплексами отложений.

Первый комплекс целиком заполняет осевую часть прогиба Татарского пролива и выклинивается на западном, приматериковом склоне пролива и на крыльях и присводовых участках многочисленных антиклинальных зон Присахалинского шельфа.

Второй, подстилающий комплекс распространен на приматериковом шельфе Татарского пролива и в сводовых частях упомянутых антиклинальных зон.

По характеру сейсмического материала исследованная площадь может быть разделена на восточный и западный участки. Восточный участок, соответствующий в геоморфологическом отношении Присахалинскому шельфу, характеризуется сильной дислоцированностью развитых здесь отложений и большим количеством нарушений при глубинах моря 100—150 м. Длительность сейсмической записи здесь колеблется от 1,4—2,0, реже 2,5 сек в синклиналиных прогибах, до 0,7—0,9 сек и полного исчезновения на антиклиналях. Оси синфазности здесь часто круто наклонены, в узких прогибах наблюдаются интерференционные отражения. Отраженные волны представлены 2—3-фазными колебаниями с видимым периодом 28—32 миллисек.

Западный участок соответствует глубоководной части и восточному склону пролива. Сейсмическая запись характеризуется большой длительностью — до 3,0—3,5 сек и большей разрешенностью. Оси синфазности хорошо увязываются между собой. С увеличением времени и появлением кратных волн, разрешенность записи ухудшается, появляются интерференционные оси.

Тектоника Присахалинского шельфа на участке от мыса Ламанон до юго-восточного побережья залива Делангля представляется в следующем виде. Ряд антиклинальных и синклиналильных зон, четко видно и кулисовидно замеща друг друга, образуют в плане как бы дугу в несколько рядов, обращенную выпуклостью к западу, в сторону Татарского пролива, и находят свое продолжение как на юге — в системе складок Томаринс-

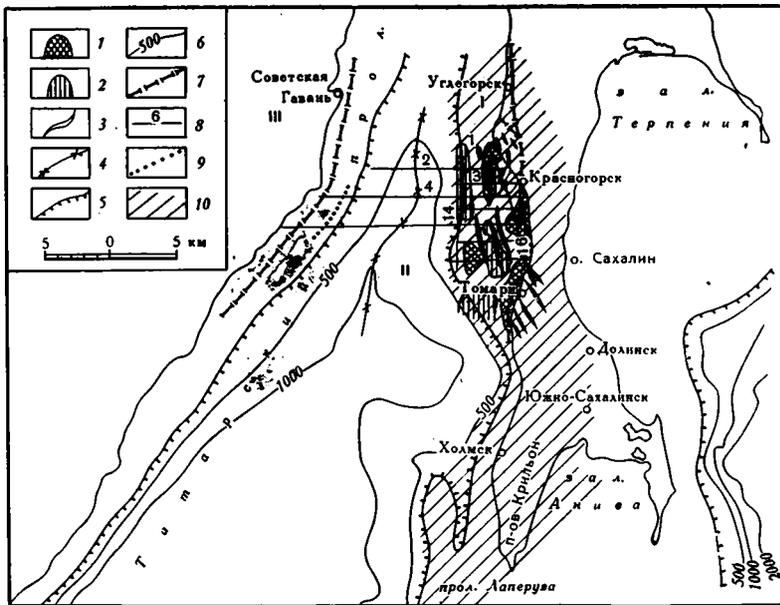


Рис. 1. Схема тектоники участка работ 1966 г. с элементами физических полей
Составили: А. П. Милашин, А. Ю. Юнов.

1 — относительные максимумы силы тяжести; 2 — относительные минимумы силы тяжести; 3 — оси антиклинальных структур; 4 — осевая зона Татарского пролива; 5 — положение бровки шельфа; 6 — изобаты в метрах; 7 — глубинные разломы по аэромагнитным и гравиметрическим данным; 8 — сейсмические профили МОБ; 9 — граница выклинивания верхнего комплекса молодых слоистых осадков; 10 — область кайнозойской складчатости
Цифрами на рисунке обозначено: I — Ламанон-Чеховский антиклинорий; II — краевой прогиб Татарского пролива; III — область мезозойской складчатости Сихотэ-Алиня

кого района, так и на севере — частично в системе складок п-ова Ламанон и частично продолжаясь в северном направлении в пределах шельфа (см. рис. 1).

Система складок занимает почти всю площадь шельфа на этом участке, не выходя за его пределы в глубоководную область Татарского пролива.

Условно здесь можно выделить северную группу поднятий, тяготеющую к мысу Ламанон, где развиты в основном неогеновые отложения, и южную группу поднятий, которую, за исключением прибрежного участка, затруднительно связать с северной группой, но, на наш взгляд, возможно увязать с Томаринской группой структур. На северном участке отчетливо прослеживается продолжение в море Старицкой и Угловской антиклиналей, выявленных сейсморазведкой на суше в Красногорском районе. Эти две антиклинальные зоны затухают — первая к югу от профиля 5, вторая, возможно, сливается с первой на участке между профилями 3 и 4. К западу от этих зон на северном профиле намечается уходящая на север еще одна антиклинальная складка. К востоку от Угловской антиклинальной зоны прослежена субмеридиональная синклиналиная зона, соединяющая Красногорскую синклинали на севере и, предположительно, Запорожскую синклинали на юге, в Томаринском районе. К востоку от нее, вдоль берега намечается еще одна антиклинальная зона, соединяющая антиклинальные перегибы в районе оз. Айнского и у пос. Красногорска и крупную Старицкую антиклиналь в Томаринском районе¹. Эта антиклинальная зона, протягивающаяся вдоль берега, сложно построена и разбита продольными и поперечными (в районе профилей 6 и 7) нарушениями.

На южном участке к западу от описанных структурных элементов выделяется ряд крупных антиклинальных и синклиналиных зон, часть которых можно увязать со структурами, выделенными по геологическим данным на юго-восточном побережье залива Делангля, в Томаринском районе. К западу от Запорожско-Красногорской синклинали располагается северное продолжение Запорожской антиклинали, которая прослеживается далеко на север, до профиля 5 и затем, вероятно, кулисовидно замещается Угловской антиклинальной зоной.

Эта крупная структура осложнена разрывными нарушениями, проходящими вдоль ее осевой части. Западнее располагается широкая синклиналиная зона, которая в сво-

¹ Две разные антиклинальные складки, расположенные одна в Красногорском районе, другая в районе г. Томари, носят одинаковое название.

ей южной части осложнена вдоль оси антиклинальной складкой, быстро затухающей к северу, к профилю 6. Однако возможно, что продолжением служит после перерыва Старицкая морская антиклинальная зона. Из-за большого расстояния трудно увязать этот структурный элемент с соответствующей антиклинальной зоной на побережье залива Делангля.

Далее к западу располагается крупная и широкая антиклинальная зона, зафиксированная на профиле 8. К северу складка расплывается и исчезает. Углы падения на крыльях антиклинальных структур колеблются от 8 до 20° (рис. 2, см. вклейку к стр. 42).

Краевой участок шельфа к западу от области развития антиклинальных и синклинальных складок характеризуется уступом, часто соответствующим геоморфологически бровке шельфа и отличающимся крутыми углами падения отражающих горизонтов от 15 до 30°.

Прогиб Татарского пролива заполнен, судя по сейсмическим данным, слоистыми, по-видимому, терригенными породами большой мощности и построен относительно просто. Осевая зона прогиба на юге совпадает с осью современного прогибания, соответствующей наибольшим глубинам моря, в то время как на севере область максимальных глубин смещена к западу. Осевая зона прогиба Татарского пролива построена асимметрично, мощность верхнего структурного яруса уменьшается к западу (рис. 3, см. вклейку к стр. 42).

Верхняя пачка комплекса, соответствующая, по-видимому, плиоцен-четвертичным образованиям, максимальной мощностью до 1 км, выклинивается у подножия материкового склона.

Весь верхний комплекс отложений, судя по данным МОВ, выклинивается в верхней части материкового склона и на шельфе континента практически отсутствует.

Подстилающий комплекс отложений, по всей вероятности раннеэоценово-палеогенового возраста, развит на значительной части континентального шельфа Сихотэ-Алиня, постепенно погружаясь в сторону прогиба Татарского пролива, при этом углы наклона горизонтов подстилающего комплекса круче по сравнению с верхним комплексом отложений. В прибрежной части континентального шельфа намечаются перегибы слоев, связанные, по-видимому, с интенсивными дислокациями и интрузиями на глубине.

Дугообразное расположение антиклинальных и синклинальных зон на шельфе Сахалина возникло в соответствии с имевшими место в западной части Южного Сахалина условиями геологического развития. Геосинклинальное развитие этой площади, начавшееся в верхнемеловое время, продолжалось и в кайнозое. Процесс интенсивного прогибания начался сначала в Углегорском районе (в раннеэоценовое время), распространившись затем на всю западную часть Южного Сахалина, включая восточную и, возможно, центральную части современной области Татарского пролива (Рудич, 1962). В олигоцене выделены две области прогибания: первая — к западу от мыса Ламанон с юго-западным простиранием осевой линии, вторая — в районе городов Чехов — Томари с юго-западным простиранием осевой линии. В пределах Западного Сахалина эти области прогибания разделялись поперечным поднятием в районе современного перешейка Поясок.

В то же время, если продолжить стратонизогипсы схем береговых участков (Рудич, 1962) в область моря, то они образуют единый овал погружения с выпуклостью, обращенной в сторону Татарского пролива. Судя по тем же палеогеографическим построениям, прогибание в указанных районах продолжалось и в миоцене, с образованием дополнительных впадин на остальной части Сахалина; в конечном счете вся западная область Сахалина включая и исследованные участки шельфа, превратилась в сложно построенный Ламанон-Томаринский прогиб, состоящий в настоящее время из антиклинальных зон.

В плиоцене погружение в пределах указанной области в большинстве случаев сменилось поднятием (Рудич, 1962). Зона интенсивного прогибания сместилась к западу, в область современного Татарского пролива.

В конце плиоцена море покинуло Сахалин, и его территория испытала общее поднятие с одновременными процессами складкообразования. На месте Ламановского прогиба образовалась складчатая зона, основная часть которой в настоящее время расположена в пределах восточного шельфа Татарского прогиба.

В свете всего изложенного тектоническое строение исследуемой площади Татарского пролива представляется в следующем виде.

1. Выявленная методом МОВ Ламанон-Томаринская складчатая зона располагается в пределах Сахалино-Хоккайдской кайнозойской складчатой области, совпадая на этом участке с присахалинским шельфом.
2. К западу располагается краевой прогиб Татарского пролива, генетически связанный с современной глубоководной впадиной Японского моря.
3. Западный борт этого прогиба частично наложен на структуры Сихотэ-Алиня и Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс.
4. Выявленная на присахалинском шельфе новая складчатая зона в пределах Сахалинской нефтегазоносной области дает основания рассматривать ее как зону нефте-

газонакопления. Все выявленные поднятия располагаются на глубинах моря до 100 м. и большинство складок доступно морскому бурению.

Краевой прогиб Татарского пролива следует рассматривать как крупную область нефтегазообразования.

Литература

- Г а й н а н о в А. Г., С о л о в ь е в О. Н. О природе магнитных аномалий в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Докл. АН СССР, 1161, № 6, 1963.
- Л а в р о в В. М. Геоморфология материковой отмели западного побережья Южного Сахалина. Докл. АН СССР, 146, № 5, 1963.
- Р у д и ч Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от Азиатского континента к океану. Изд-во АН СССР, 1962.
- С ы ч е в П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. Изд-во «Наука», 1966.

Всесоюзный научно-
исследовательский институт
морской геологии и геофизики
Геленджик

Статья поступила
22 ноября 1967 г.

УДК 551.24(571.5)

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

А. Л. СТАВЦЕВ, А. А. ЕЛЬЯНОВ

К ВОПРОСУ О ВЫДЕЛЕНИИ ЗОНЫ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ
НА ЮГО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И В ЮЖНОМ ВЕРХОЯНЬЕ

В последние годы вышли из печати работы, авторы которых на территории, расположенной между Сибирской платформой и Южным Верхояньем (в Юдомо-Майском районе), выделяют зону байкальской складчатости. Это книги И. А. Резанова и Н. Н. Зарудного «История колебательных движений Северо-Востока СССР» (1962), К. В. Мокшанцева, Д. К. Горштейна и др. «Тектоническое строение Якутской АССР» (1964), статья В. А. Иванова «Тектоника Южного Верхоянья» (1964), диссертация Г. С. Гусева «Тектоника и история развития юго-запада Верхоянско-Колымской складчатой области» (1966) и ряд других работ.

Представления этих авторов о характере байкальских тектонических движений в районе в целом идентичны и отличаются лишь в деталях. Так, И. А. Резанов и Н. Н. Зарудный выделяют здесь рифейскую геосинклиналь, развитие которой завершилось в позднем рифее складчатостью. Аналогичную точку зрения высказывают К. В. Мокшанцев, Д. К. Горштейн и др., а также В. А. Иванов, который, в частности, пишет: «Перед началом раннекембрийской трансгрессии на рассматриваемой территории происходил разрыв смятых в складки синийских пород» (стр. 256). Г. С. Гусев выделяет в Южном Верхоянье три фазы складчатости: байкальскую, палеозойскую и мезозойскую, причем к байкалидам относит складчатые сооружения Юдомо-Майского района, сложенные верхнепротерозойскими и нижнекембрийскими породами.

С подобными представлениями никак нельзя согласиться. Материалы большой группы геологов Алданской экспедиции ВАГТ, ведущих площадную геологическую съемку на обширной территории юго-восточной окраины Сибирской платформы и Южного Верхоянья, свидетельствуют об отсутствии сколь-нибудь заметных региональных угловых несогласий в толще позднекембрийских и палеозойских отложений (Моралев, Ставцев, 1961; Ставцев, 1965; Безр, 1965 и др). К этой группе принадлежат и авторы настоящей статьи, принимавшие непосредственное участие в геологической съемке региона начиная в 1956 г. Подобные точки зрения поддерживает также А. К. Башарин (1965), который рассматривает Южное Верхоянье в позднем докембрии и палеозое как «эпикратонную геосинклиналь», отмечая сквозной характер ее развития и отсутствие складчатости в позднем докембрии и палеозое.

При исследованиях в бассейнах рек Учюра, Ман, Юдомы, Аллах-Юня авторы и другие геологи Алданской экспедиции ВАГТ неоднократно наблюдали нижнюю границу юдомской свиты¹ с отложениями уйской серии, причем нигде, даже на участках весьма крутого залегания пород, угловые несогласия между ними не превышают точности измерения горным компасом, и несогласия, следовательно, являются географическими. Подобные же наблюдения были сделаны в бассейнах перечисленных рек и севернее, в бассейне р. Белой, А. К. Башариным, специально изучавшим тектонику Южного Верхоянья. Более того, А. А. Безр (1965) описал случаи, когда доломиты юдомской свиты в пределах Южного Верхоянья «...залегают на отложениях уйской серии без следов перерыва... и несомненно составляют с ними единую формацию, внутри которой трудно предположить перерыв» (стр. 78). В то же время следует отметить, что при движении из районов Южного Верхоянья на запад, в пределы Алданского щита, отложения юдомской свиты залегают последовательно на все более древних отложениях (вплоть до архея), что дает основание говорить о географическом (но не угловом) несогласии в основании свиты. Совершенно аналогичными согласными взаимо-

¹ Верхнепротерозойские отложения рассматриваемого региона расчленяются (снизу вверх) на учурскую, майскую и уйскую серии. В последней выделяются две свиты: нижняя — кандыкская и верхняя — устькирбинская. Отложения нижнего кембрия расчленяются (снизу вверх) на юдомскую, пестроцветную (сытыгинскую) и иниканскую свиты.

отношениями характеризуются отложения всех свит кембрия и ордовика Юдомо-Майского района.

На каком же фактическом материале основываются представления о существовании здесь зоны байкальской складчатости? В качестве такого материала указывают отдельные случаи угловых несогласий в основании юдомской и сытыгинской (пестроцветной) свит нижнего кембрия. Однако, как выяснил А. К. Башарин (1965), специально проверивший в поле эти указания, в большинстве случаев подобные угловые несогласия были выделены ошибочно. Так, выводы В. А. Иванова (1964) о трансгрессивном (с угловыми несогласиями) залегании отложений сытыгинской свиты на верхнепротерозойских образованиях в восточном борту Горностахской антиклинали связаны с тем, что соотношения толщ, обусловленные разломом, здесь были приняты за угловое несогласие.

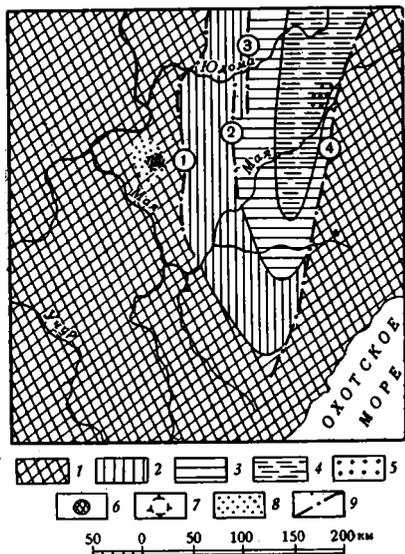


Рис. 1. Схематическая карта проявлений байкальских тектонических движений на юго-восточной окраине Сибирской платформы и в Южном Верхоянье

1 — область поднятий в позднем протерозое (устыкирбинское время); 2 — область умеренных прогибаний в позднем протерозое (устыкирбинское время); 3 — область интенсивных прогибаний в позднем протерозое (устыкирбинское время); 4 — область интенсивных прогибаний в раннем кембрии; 5 — участок, где наблюдается несогласное залегание нинканской свиты нижнего кембрия на верхнепротерозойских отложениях; 6 — Инглийский массив ультраосновных и щелочных пород; 7 — куполовидная структура в верхнепротерозойских отложениях, перекрытая горизонтально залегающими нижнекембрийскими образованиями; 8 — поле развития докембрийских кимберлитовых даек, трубок взрыва и мелких докембрийских разломов; 9 — зоны крупных разломов, активно живших в позднем протерозое; 1—4 — разломы: 1 — Нельканский, 2 — Челатский, 3 — Улахан-Бамский, 4 — Бялячанский

Не подтвердились более поздними детальными наблюдениями и некоторые другие подобные указания.

В настоящий момент можно считать достоверными лишь следующие факты, указывающие на проявления в рассматриваемом регионе байкальских тектонических движений.

Установлено существование двух крупных центральных массивов ультраосновных и щелочных пород с карбонатами (Арбарастахский и Инглийский), имеющих предкембрийский (позднепротерозойский) возраст, в экзоконтактовых зонах которых отмечаются угловые несогласия между верхнепротерозойскими и нижнекембрийскими отложениями (рис. 1).

Наиболее четко угловые несогласия наблюдаются в экзоконтакте Инглийского массива в пределах так называемого Инглийского купола (рис. 2). Здесь куполовидная, изометричная в плане структура четко картируется в верхнепротерозойских отложениях, окаймляющих тектонический блок архейских метаморфических пород и залегающую в них интрузию. Углы падения верхнепротерозойских отложений близ массива достигают 85° . В то же время отложения юдомской свиты нижнего кембрия залегают здесь практически горизонтально, срезая архейские метаморфические породы, интрузивные породы массива и протерозойские отложения, формирующие купол. Пласты верхнепротерозойских пород в направлении от центра структуры быстро вытолживаются и на расстоянии 3—5 км от массива залегают практически горизонтально, как и перекрывающие их нижнепалеозойские породы. Возникновение купола несомненно связано с внедрением Инглийского массива и является следствием специфического диапирового механизма образования интрузии (Зленко, 1961; Ельянов, Моралев, 1961).

В непосредственной близости от Инглийского купола (до 20 км) авторы совместно с М. Я. Поповым, М. Г. Петровой и Н. Л. Соломонойдиной также установили предкембрийские разломы, иногда вмещающие дайки и трубки кимберлитов, генетически связанные с массивом (Ельянов, Петрова, Соломонойдина, 1964). Разломы эти смещают толщу верхнепротерозойских пород и перекрыты отложениями юдомской свиты. Амплитуда перемещения в докембрийских породах достигает несколько десятков, реже сотен метров. Ф. В. Каминский и С. В. Потапов (1966) также установили здесь две кимберлитовые трубки, непосредственно перекрытые отложениями юдомской свиты.

Доказаны достаточно интенсивные позднедокембрийские и раннекембрийские движения в зоне Биякчанского глубинного разлома, заложившегося еще в раннем протерозое или архее (Ставцев, 1965) (рис. 1). Эти движения устанавливаются по изменению мощностей и фаций соответствующих отложений. В то время как отложения майской серии в направлении с запада на восток при приближении к зоне Биякчанского разлома не испытывают существенных изменений, образования уйской серии (особенно устькирбинской свиты) в этом же направлении характеризуются значительными изменениями как мощностей, так и фаций (Ставцев, 1965; Беэр, 1965). Если вблизи Челатского и Улаханбамского разломов (рис. 1) устькирбинские отложения представлены алевролитами и аргиллитами с мощными прослоями зеленых полимиктовых песчаников, а мощность их составляет 1500—2000 м, то восточнее, близ Биякчанского

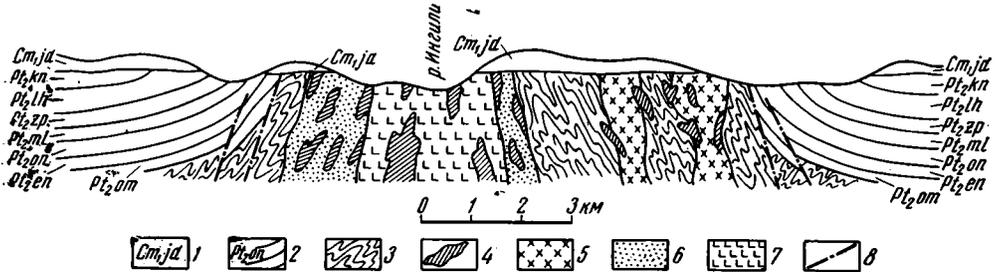


Рис. 2. Схематический разрез через Ингилийский массив

1 — доломиты юдомской свиты кембрия; 2 — терригенно-карбонатные отложения верхнего протерозоя с индикацией по свитам; 3 — гнейсы и амфиболиты архея; 4 — карбонаты; 5 — щелочные и нефелиновые сиениты; 6 — метасоматические скаполит-роговообманко-битовнитовые породы; 7 — ийолиты; 8 — разрывные нарушения

разлома, песчаники приобретают красную окраску и мощность их возрастает до 3000—3500 м. В пределах же самой зоны разлома мощность устькирбинской свиты резко падает до нескольких сот метров (Беэр, 1965). Аналогичная картина наблюдается и в нижнекембрийских отложениях. Если на западе они представлены доломитами юдомской свиты мощностью около 200—300 м и глинистыми известняками пестроцветной свиты мощностью до 100 м, то близ Биякчанского разлома мощность их возрастает до 600 (юдомская свита) и 1500 м (пестроцветная свита), а известняки последней замещаются сланцами (Алексеев, 1961). Восточнее зоны разлома мощность нижнекембрийских отложений вновь резко уменьшается до нескольких сотен метров.

Отсюда следует, что в позднем докембрии и раннем кембрии восточный блок Биякчанского разлома испытывал интенсивное воздымание и большей частью представлял собою область сноса материала в расположенный западнее морской бассейн. Амплитуда воздымания блока, по всей видимости, достигала первых километров. С подвижками по зоне Биякчанского разлома в этот период связан, вероятно, интенсивный динамометаморфизм протерозойских отложений, который наблюдается в зоне разлома на многих участках.

Менее интенсивные позднепротерозойские движения устанавливаются в зонах Нельканского, Челатского и Улаханбамского разломов (рис. 1). Здесь также наблюдается заметное изменение фаций и мощностей отложений уйской серии (Ставцев, 1965). Так, восточнее Нельканского разлома впервые появляются отложения устькирбинской свиты. В зоне Челатского Улаханбамского разломов увеличивается мощность кандыкской свиты от 700—800 м западнее разломов до 1200 м восточнее. Одновременно песчаники замещаются алевролитами и аргиллитами, часто известковистыми. Устькирбинская свита к западу от этих разломов имеет мощность 300—400 м и представлена преимущественно алевролитами и аргиллитами, а к востоку — 1500—2000 м, причем в составе ее появляются мощные пачки полимиктовых песчаников. Характерно, что заметных изменений мощностей и фаций отложений майской серии в зонах этих нарушений нет, что свидетельствует о заложении зон Нельканского, Челатского и Улаханбамского разломов в уйское время.

Не исключено, что близ крупных зон разломов в позднем докембрии и раннем кембрии формировались небольшие пликвативные структуры, расширивать которые в настоящее время в сложной тектонической обстановке не удается. Однако если такая складчатость и была, то она, безусловно, носила локальный пришовный характер.

Так, А. А. Беэр в бассейне р. Муромня (правый приток р. Ман) на локальном участке установил трансгрессивное налегание нинканской свиты нижнего кембрия на отложения верхнего протерозоя. Это единственное место в регионе, где нинканская свита залегает с глубоким разрывом и, возможно, с угловым несогласием. Угловые несогласия в основании юдомской свиты (до 20° на восточном склоне Горностахской антиклинали по р. Белой и до 10° на восточном крыле Лякинской синклинали по р. Юдоже), упоминаемые Г. С. Гусевым (1966), также по всей вероятности, являются локальными пришовными, ибо, как уже отмечалось, на больших пространствах, заключенных между зонами разломов, и верхнепротерозойские, и палеозойские отложения (вплоть до пермских) повсеместно залегают без угловых несогласий.

Наконец, имеются косвенные данные, позволяющие связывать с байкальскими тектоническими движениями многочисленные пластовые тела диабазов и габбро-диабазов, широко развитые в регионе. Возраст этих тел не установлен, однако, они встречаются лишь в породах майской серии и кандыкской свиты и практически отсутствуют в отложениях устькирбинской свиты и палеозойских образованиях. Это позволяет предполагать докембрийский, а, возможно, даже доустькирбинский возраст диабазов.

Таким образом, байкальские тектонические движения проявились на юго-восточной окраине Сибирской платформы и в Южном Верхоянье достаточно интенсивно, но весьма локально. Главную роль играли блоковые движения по зонам немногочисленных крупных разломов, вдоль которых местами, возможно, имелись пликвативные дислокации прищовного характера. Кроме того, резкие куполовидные структуры и мелкие разрывы формировались на участках внедрения центральных интрузий ультраосновных и щелочных пород. Описанные выше локальные пликвативные структуры, по существу, лишь подчеркивают общее структурное единство мощных толщ верхнего протерозоя и палеозоя.

Следовательно, нет достаточных оснований выделять на юго-востоке Сибирской платформы и в Южном Верхоянье байкальскую фазу складчатости, приведшую к образованию крупных складчатых сооружений, как это делают И. А. Резанов, Н. Н. Зарудный, Г. С. Гусев, В. А. Иванов, К. Б. Мошканцев, Д. К. Горштейн и некоторые другие исследователи.

В целом для рассматриваемого региона в позднем докембрии и раннем палеозое был характерен платформенный режим развития. Это подтверждается формационным составом верхнепротерозойских и раннепалеозойских осадочных отложений, полным отсутствием эффузивного магматизма, платформенным характером магматической деятельности (ультраосновные и щелочные интрузии с карбонатами, трапповый и кимберлитовый магматизм) и, наконец, отсутствием складчатости. Вывод о режиме, близком к платформенному, в пределах Южного Верхоянья в позднем докембрии и раннем палеозое был сформулирован и аргументирован Ю. М. Пушаровским еще в 1960 г. (Пушаровский, 1960).

Все современные пликвативные структуры Южно-Верхоянской складчатой системы сформировались в эпоху мезозойской складчатости, широко проявившейся на северо-востоке СССР.

Литература

- Алексеев В. Р. Новые данные по стратиграфии верхних горизонтов позднекембрийских и нижнепалеозойских отложений юго-восточной окраины Сибирской платформы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 36(5), 1961.
- Башарин А. К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. Автореф. канд. дис., Новосибирск, 1965.
- Безр А. А. Юдомо-Майский прогиб и его восточное обрамление в верхнем протерозое и нижнем палеозое. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1965.
- Гусев Г. С. Тектоника и история развития юго-запада Верхояно-Колымской складчатой области. Автореф. канд. дис., Якутск, 1966.
- Ельянов А. А., Моралев В. М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. Докл. АН СССР, т. 141, № 3, 1961.
- Ельянов А. А., Петрова М. Г., Соломоницина Н. Л. Первая находка кимберлитов на востоке Алданского щита. Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разв., № 8, 1964.
- Зленко Н. Д. Позднекембрийские интрузии центрального типа восточной окраины Алданского щита. Материалы по регион. геол. Тр. ВАГТ, Госгеолтехиздат, 1961.
- Иванов В. А. Тектоника Южного Верхоянья. В кн. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Каминский Ф. В., Потапов С. В. Новая кимберлитовая провинция докембрийского возраста на восточной окраине Алданского щита. Конф. по геол. алмазных месторождений. Тезисы докл., Пермь, 1966.
- Мошканцев К. Б., Горштейн Д. К., Гусев Г. С., Денъгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. Изд-во «Наука», 1964.
- Моралев В. М., Ставцев А. Л. Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей. Материалы по регион. геол. Тр. ВАГТ, вып. 7, Госгеолтехиздат, 1961.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды северо-востока Азии. Изд-во АН СССР, 1960.
- Резанов И. А., Зарудный Н. Н. История колебательных движений Северо-Востока СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
- Ставцев А. Л. Новые принципы создания тектонической терминологии (на примере описания структур юго-восточной окраины Сибирской платформы для позднего докембрия). Сов. геология, № 4, 1965.

Всесоюзный аэрогеологический
трест
Москва

Статья поступила
6 декабря 1967 г.

УДК 551.24+528.94(4)

ХРОНИКА

СЕССИЯ РАБОЧЕЙ ГРУППЫ РЕДАКЦИОННОГО КОМИТЕТА
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЕВРОПЫ (ПАРИЖ 19—27.1.1969 г.)

На протяжении последних шести лет, особенно между XXII (Индийской) и XXIII (Пражской) сессиями Международного геологического конгресса, после завершения издания и распространения Первой международной тектонической карты Европы, значение которой было высоко оценено геологами всех стран, были начаты подготовительные работы к созданию второго издания этой карты. Эти работы преследовали прежде всего цель выявить все слабые места первого обобщения, так или иначе постараться раскрыть недостаточно разрешенные региональные и теоретические вопросы, выявленные или поднятые в процессе создания первой карты, полнее согласовать между собой взгляды представителей различных геологических школ, а также, естественно, использовать новые данные о тектоническом строении Европы и примыкающих к ней пространств.

На протяжении 1965—1968 гг. было организовано и проведено большое число международных тектонических совещаний, большей частью сопровождавшихся специальными геологическими экскурсиями, во время которых обсуждались как важнейшие региональные геологические проблемы, так и различные вопросы создания новой легенды будущей карты. Эти совещания были проведены в СССР (Москва, Тбилиси, Баку), Швеции, ГДР, Иране, Турции, Польше, Франции.

Ко времени XXIII сессии Международного геологического конгресса комиссией был разработан и разослан всем участникам работы проект легенды будущей карты, составленный с учетом проведенных обсуждений, равно как и различных замечаний, высказанных разными лицами в советской и зарубежной геологической печати и во время различных научных конференций. Этот проект должен был быть обсужден во время сессии конгресса и положен в основу создания новой карты. Однако эту работу в полной мере выполнить не удалось и было признано необходимым созвать специальное совещание группы редакционного комитета карты для рассмотрения всех имеющихся предложений. Это и было выполнено с помощью ЮНЕСКО в январе 1969 г. на созванном в Париже совещании.

В процессе подготовки к этому совещанию будущим его участникам были розданы все подготовленные ранее предложения, а также новые проекты, специально разработанные национальной тектонической комиссией Франции, Геологическим институтом ФРГ в Ганновере, геологами Румынии. Кроме того, комиссией был разослан всем авторским коллективам специальный вопросник, на который было получено большое число весьма интересных ответов. На основе имевшихся в нашем распоряжении материалов был подготовлен специальный доклад, врученный участникам сессии рабочей группы в Париже перед началом заседания. Этот доклад и был положен в основу дискуссии, проведенной во время сессии.

Парижская сессия рабочей группы редакционного комитета тектонической карты Европы была достаточно представительной.

Все приглашенные лица приняли в ней участие¹. Сессия рассмотрела все поставленные вопросы и приняла конкретные решения.

¹ В совещании рабочей группы участвовали Ж. Марсе, президент Комиссии по геологической карте мира (Франция), Ф. Делани, генеральный секретарь комиссии (Франция), Е. Вальтер (ЮНЕСКО), А. А. Болданов, генеральный секретарь Подкомиссии по Тектонической карте мира (СССР), Ф. Даннинг (Великобритания), Г. Р. фон Гертнер (ФРГ), А. Ганссер (Швейцария), М. Лемдан (Франция), М. Сандулеску Румыния), С. Черноок, Подкомиссия по тектонической карте Мира (СССР), Г. Вальтер (ФРГ), В. Зоубек (Чехословакия), Ж. Шуберт (Франция), А. Фор-Мюре (Франция). В качестве наблюдателей участвовали французские геологи: гг. Брюнн, Бюролле, Гийемо, Гогель, Грэндор, Дебельмас, Кэр, Конье, Меньшиков, Фабр, Шеновой, Элленберже.

а) Легенда II издания Тектонической карты Европы. Участники сессии пришли к выводу о необходимости сохранить главные принципы, положенные в основу создания карты:

В качестве главных структурных элементов земной коры выделять складчатые области и платформы различного возраста (следует отметить, что понятие «геосинклинальная область» в настоящее время разными лицами трактуется различно).

Возрасты складчатостей предложено выделять согласно сложившейся классической схеме, дополненной решениями рабочих групп редакционного комитета в Стокгольме (1967) и Фрейберге (1968).

Сделано предложение не выделять в пределах складчатых областей зоны с мио- и эвгеосинклинальным развитием ввиду нередко крайней субъективности применения этих понятий. Однако решено резко обособлять офиолитовые пояса (зоны), которые можно также рассматривать как крайние выражения структур эвгеосинклинального (s. str) типа.

Важно принятое решение — в пределах складчатых поясов обособлять зоны, сформированные ранними фазами складчатостей. Это позволит сильнее подчеркнуть зональность строения складчатых поясов и местами закономерности миграции складчатых фаз.

Решено сохранить прием выделения структурных ярусов (этажей), придав, однако, значительно большую конкретность их выделению в различных складчатых областях и рассматривая каждый структурный этаж как выражение резко очерченных этапов развития каждой зоны (этажи отделяются резкими несогласиями, сменой структурных планов, рубежами магматизма, развития седиментации, метаморфизма).

Разработана специальная система расчленения и выделения магматических (интрузивных и эффузивных) образований.

Принят ряд поправок в приемы изображения конкретных тектонических структур (в частности, тектонических покровов) и высказаны рекомендации к применению новых цветовых и штриховых обозначений, которые будут проверены комиссией в ближайшее время.

Большое значение, несомненно, имеют сформулированные рекомендации по изображению структур платформенных областей, равно как и структур морских и океанических пространств. Следует подчеркнуть, что изображение на новой тектонической карте структуры фундамента плит и ложа акваторий на основании данных бурения и геофизических исследований является одним из ее главнейших отличий от карты первого издания.

б) Состав редакционных региональных групп и назначение их кураторов. Сессия рассмотрела и обсудила предложения о составе редакционных региональных групп и с рядом дополнений их утвердила. В состав редакционного совета от СССР вошли кураторами А. А. Богданов, И. П. Атласов, К. О. Кратц, И. Д. Соболев, В. С. Журавлев, В. Д. Наливкин, В. Е. Хаин, А. Л. Яншин, М. В. Муратов.

А. А. Богданов, С. В. Черноок

ПОПРАВКА

В подстрочном примечании в моей статье («Геотектоника», № 5, 1969) допущена ошибка. Датировка 450 млн. лет получена не из Блыбского антиклинория, как сказано в примечании, а из находящейся севернее Бечасынской зоны. Приношу читателям и редакции мои извинения.

М. Л. Социн

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

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

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

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

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

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

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

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

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

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

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

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

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

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

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

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

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

13. К статье, превышающей 6 стр. машинописного текста, должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста), для всех статей — краткий реферат для ВИНИТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

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

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

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

Редакционная коллегия:

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

Адрес редакции

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

Технический редактор *Ковнацкая Л. М.*

Сдано в набор 5/XI-1969 г. Т-16494 Подписано к печати 26/XII-1969 г. Тираж 1785 экз.
Зак 5887. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,2+2 вкл. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 12,4

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

Цена 1 р. 20 232

12 Индекс
70228

ПЕР ПЕСОЧНЫЙ 3-42

МАКАРЧЕВУ Г И

70228

1-12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

Волков В. В. и др. КЕМБРИЙСКАЯ ТЕКТОНИКА И ВУЛКАНИЗМ ТУВЫ. (Труды Института геологии и геофизике Сибирского Отделения АН СССР. Вып. 123). 12 л. 1 р. 20 к.

На примере палеотектонических и палеовулканических реконструкций Тувы освещаются некоторые вопросы связи тектоники и вулканизма. Обобщаются новейшие данные по стратиграфии кембрийских отложений Тувы и предлагается новая сводная стратиграфическая схема. Рассматриваются особенности кембрийского вулканизма Тувы, выявляются локальные вулканические зоны, приводится сравнительная петрографическая и петрохимическая характеристика этих зон на основании большого количества химанализов и шлифов. Реконструируются типы древних вулканических аппаратов. Произведено палеотектоническое районирование Тувы в рифейский и кембрийский периоды, выделены и описаны основные палеотектонические структуры, их морфология, взаимоотношение, особенности развития, характер тектонических движений.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

ГЕОЛОГИЯ МЕЗО-КАЙНОЗОЯ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ. Труды совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. Вып. 2. 17 л. 1 р. 90 к.

Сборник содержит новейшие материалы по геологии мезозоя и кайнозоя Западной и частично Южной Монголии, полученные за последние годы в результате работ совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. Помещенные в сборнике статьи вносят существенные коррективы в прежние представления о геологии этих районов Центральной Азии. Ряд научных вопросов по стратиграфии мезо-кайнозоя ставится впервые.

Сборник представляет интерес для исследователей, занимающихся геологией континентального мезозоя и кайнозоя Азии — геологов, палеонтологов, географов.

Предварительные заказы принимаются всеми магазинами «Академкнига» и книготоргов.

Своевременно заказывайте необходимые Вам книги. Предварительные заказы экономят время и гарантируют приобретение необходимой книги.

