СТРУКТУРА ДОКЕМБРИЯ И СВЯЗЬ МАГМАТИЗМА С ТЕКТОНИКОЙ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

STRUCTURES OF PRE-CAMBRIAN AND RELATIONS BETWEEN MAGMATISM AND TECTONICS

Transactions, volume 93

PUBLISHING HOUSE ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

MOSCOW 1963

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

СТРУКТУРА ДОКЕМБРИЯ И СВЯЗЬ МАГМАТИЗМА С ТЕКТОНИКОЙ

Труды, выпуск 93

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1963

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

член-корр. АН СССР *А. В. Пейве* (главный редактор),
М. С. Марков, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

Н. А. Штрейс

EDITORIAL BOARD

Corresp. member of USSR Akademy of Sciences *A. V. Peive*,
(Chier Editor), *M. S. Markov, V. V. Menner, P. P. Timofeev*

RESPONSIBLE EDITOR

N. A. Shtreis

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние десятилетия геотектоника как самостоятельная дисциплина геологических знаний сделала большие успехи, главным образом потому, что произошло очень полное взаимопроникновение тектоники и литологии, было научно осмыслено и раскрыто существование глубоких связей между процессами литогенеза и процессами образования различных структур земной коры. Я имею в виду весьма совершенную разработку всем хорошо известных методов изучения тектонических форм, какими являются анализ мощностей отложений и структурно-фациальный, палеогеографический и формационный методы. Применение этих методов при изучении деформаций земной коры чрезвычайно обогатило геотектонику. Я сказал бы даже больше — оно освободило ее от ряда гипотетических построений. Благодаря именно этим методам исследования, стало по-настоящему возможным изучение не только морфологии, но и вопросов происхождения, изменения и развития различных тектонических структур. На стыке геотектоники и литологии возникла даже новая отрасль геологических знаний — учение о геологических формациях, созданное в нашей стране Н. С. Шатским. О большом значении учения о геологических формациях для выяснения закономерностей размещения в земной коре полезных ископаемых уже неоднократно писали. Разработка вопросов связи геотектоники с литологией привела к открытию длительности процесса складкообразования, выделению унаследованных и наложенных структур, к открытию глубинных разломов и ко многим другим важным обобщениям теоретической тектоники.

Иначе обстоит дело с изучением связи геотектоники с явлениями магматизма. Существующие в этой области отдельные построения и схемы, претендующие на освещение общих закономерностей такой связи, еще очень далеки от совершенства. Особенно показательна в этом отношении широко известная схема Г. Штилле о начальном, субсеквентном и конечном магматизме, которая для многих районов или вообще не подтверждается, или требует столь большого числа исправлений и добавлений, что теряет свое всеобъемлющее значение. Несомненно, что раскрытие всесторонних и закономерных связей между структурообразованием и явлениями магматизма приведет геотектонику к не меньшим, а скорее всего, к еще большим успехам. Исследования в этом направлении позволят по-новому осветить особенности размещения в земной коре ряда полезных ископаемых.

Н. С. Шатский, выдвигая тему о связи геотектоники с явлениями магматизма, считал, что ее разработку необходимо начинать с изучения конкретных взаимоотношений между определенными тектоническими формами и магматизмом в различных районах как геосинкли-

нальных, так и платформенных областей. Он находил чрезвычайно важным изучение вопросов пространственных и временных закономерностей размещения разнообразных по форме и составу магматических тел в длительно развивающихся столь же разнообразных конседиментационных структурах. Н. С. Шатский призывал к изучению вопросов проницаемости этих структур, вопросов изменения магматизма в связи с процессами эволюции тектонических форм, к выяснению особенностей смены магматизма унаследованных структур магматизмом наложенных тектонических новообразований, роли глубинных разломов в образовании магматических очагов и к исследованию многих других подобных вопросов.

Большое значение Н. С. Шатский придавал изучению взаимоотношений между структурообразованием и магматизмом в докембрии, так как считал, что без знания этих взаимоотношений нельзя понять отдельные стороны соответствующих связей в более молодые эры. Особенное внимание он обращал на исследование тектонических условий проявления гранитизации пород, рассматривая гранитизацию в качестве одного из важнейших явлений, сопровождающих становление гранитной оболочки земной коры.

Н. С. Шатский, к сожалению, не успел сам написать работы по выдвинутой им теме, которую сейчас разрабатывают его последователи и ученики. Предлагаемый вниманию читателей сборник, содержит одни из первых исследований, выполненные по этой теме. Широта постановки вопроса и полнота его изучения в очерках не одинаковы, как не одинаковы и сами рассматриваемые вопросы. Однако все очерки объединяет стремление авторов раскрыть связи между тектоникой и магматизмом на конкретных примерах, путем всестороннего изучения материала и критического осмысливания ранее существовавших представлений.

Сборник открывается работой Е. В. Павловского и М. С. Маркова «О некоторых общих закономерностях развития земной коры в докембрии (о необратимости развития земной коры)», посвященной изучению первых стадий формирования земной коры. В этой работе показано, что земная кора центральных частей современных континентов прошла особую нуклеарную стадию развития, для которой было характерно отсутствие резких дифференцированных движений, образование изометрических очертаний брахиформных структур, отсутствие линейных структур и зон крупных разрывных нарушений и широкое распространение излияний лав базальтово-андезитового состава. После гранитизации нуклеарного фундамента началось, с одной стороны, формирование чехла протоплатформ, являющихся как бы самым ранним аналогом древних платформ неогея, а с другой — развитие наложенных геосинклинальных трогов. Авторы рассматривают также особенности структурообразования и магматизма этой новой стадии развития земной коры, имевшей место между нуклеарной стадией и неогеем.

В исследовании А. С. Новиковой «О тектоническом положении магматических образований Восточно-Европейской платформы» выясняются особенности размещения магматических пород в различные этапы развития этой крупной структуры. В течение первого этапа платформа развивалась как область поднятия с проявлением гранитного магматизма, а начиная примерно с верхнего рифея, она вовлекается в процесс прогрессивного прогибания, приведшего к становлению Русской плиты. Наиболее древними сохранившимися образованиями Фенносарматского щита являются пластинообразные тела гранитов, в том числе гранитов рапакиви, имеющих возраст порядка 1600 млн. лет. Как показала А. С. Новикова, структурообразование на щите началось с заложения наложенных впадин, заполненных терригенными континенталь-

ными отложениями, а также лавами кварцевых порфиров, пронизанных дайками и силлами основных пород. Эти впадины образуют самостоятельную категорию структур Фенносарматского щита. Следующий этап тектонического развития и магматической деятельности Восточно-Европейской платформы связан с формированием Русской плиты. Ее начальная история связана с образованием авлакогенов, расчленивших основание плиты на серию остаточных щитов. Для авлакогенов не характерен гранитный магматизм; их развитие сопровождалось излияниями лав и накоплениями пирокластического материала базальтового и андезито-базальтового состава. Синеклизы и антеклизы — более поздние структурные образования Русской плиты, формировавшиеся на огромной площади остаточных щитов. В целом в это время магматизм затухает. Валы, или системы плакантиклиналей и плакосинклиналей, возникают, как правило, над погребенными авлакогенами и характеризуют еще более поздний этап тектонической эволюции Русской плиты.

В статье Н. Б. Заборовской и М. С. Маркова «О мелких дислокациях в метаморфических толщах» показано, что развитие мелких пластичных деформаций происходит в определенных участках крупных структур и приурочено к пачкам и прослоям тоже определенного литологического состава. Авторы пришли к выводу, что сложные по морфологии мелкие дислокации не конформны относительно просто построенных крупных структур докембрия. Этот вывод очень важен не только для изучения тектоники докембрийских толщ, но и для выяснения взаимоотношений между складкообразованием и магматизмом.

В работе Г. И. Макарычева и В. И. Пазиловой «Связь магматизма с тектоникой на примере формирования структуры Каратау (Южный Казахстан)» история развития докембрийских и палеозойских структур Каратау и смежных территорий западного Тянь-Шаня рассматривается как результат сочетания длительного роста конседиментационных структур и относительно более позднего и быстрого проявления складкообразования. Одновременно с ростом крупных тектонических форм развивался эффузивный и интрузивный магматизм, представлявший собой две формы проявления единого магматического процесса. Г. И. Макарычев и В. И. Пазилова пришли к заключению, что начальные стадии эффузивной деятельности связаны с зонами проницаемости, возникшими в протерозое в результате растяжения земной коры. В дальнейшем на месте таких зон образовались глубинные разломы. В противоположность этому, гранитные интрузии приурочены к длительно развивавшимся поднятиям и непосредственной связи с глубинными разломами не имеют.

В исследовании Т. Г. Павловой «Соотношение гранитоидного магматизма со складкообразованием на примере Южного Улутау (Центральный Казахстан)» отмечается, что длительно формировавшаяся складчатая структура Майтюбинского антиклинория контролирует размещение гранито-гнейсов, гранитов, диоритов и сиенитов. Геологические данные о возрастном положении этих пород и анализ истории образования складчатой структуры позволили Т. Г. Павловой высказать предположение о том, что процессы гранитизации и палингенеза развивались длительно и охватывали конец нижнего протерозоя и нижнюю часть верхнего протерозоя. Лишь в конце нижнего палеозоя проявилась интрузивная форма магматизма в виде трещинных интрузий гранодиоритов.

В настоящем сборнике рассматриваются очень большие вопросы теоретической тектоники, направленные на выяснение взаимоотношений между структурообразованием и магматизмом, а также раскрываются

на конкретных примерах соответствующие взаимоотношения. Только путем осмысливания таких примеров и разработки методики изучения связей между магматизмом и тектоникой можно будет подойти к выявлению общих закономерностей этих связей. В данной области предстоит еще большая научно-исследовательская работа.

Открывая настоящим сборником серию публикаций по теме, выдвинутой Н. С. Шатским, мы надеемся, что они будут полезны для широкого круга геологов и разведчиков недр нашей страны.

Н. А. Штрейс

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, выпуск 93, 1963

Отв. редактор *Н. А. Штрейс*

Е. В. ПАВЛОВСКИЙ, М. С. МАРКОВ

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОТЕКТОНИКИ

(О необратимости развития земной коры)

Одним из краеугольных камней научного мировоззрения Н. С. Шатского было его твердое убеждение в необратимости развития структуры земной коры и всего вещества нашей планеты. Тезис о необратимости геологических явлений красной нитью проходит через все научное наследие этого замечательного ученого (1946, 1951, 1960) и прочно укрепился в сознании большинства советских геологов.

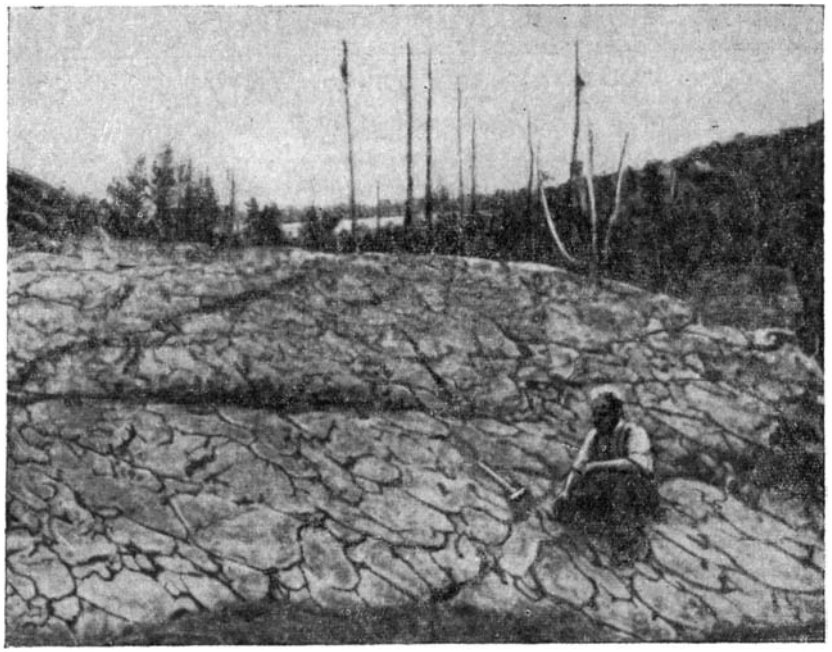
Понимание необратимого характера сложной цепи событий геологической истории Земли неоднократно проявлялось в той или иной степени в научном творчестве зарубежных исследователей Р. А. Дэли, Г. Штилле, А. Термье, П. Эскола, А. Симонена, П. Мишо, Г. Г. Рида, Дж. Гилла и многих других. Вместе с тем среди зарубежных геологов большую роль продолжают играть метафизические представления о том, что вся история Земли, развитие ее структуры сводится к простой повторяемости явлений. Пожалуй, особенно ярко это отражено в трудах Э. Кранка (Kranck, 1959), М. Вильсона (Wilson, 1956) и Л. Хоукса (Hawkes, 1959).

Изучение древних, докембрийских образований, их тектоники, особенно интенсивно проводимое в настоящее время во всех странах мира, доставляет огромное количество новых фактов, раскрывающих все с большей и большей полнотой неповторимое своеобразие геологической истории земной коры в докембрии.

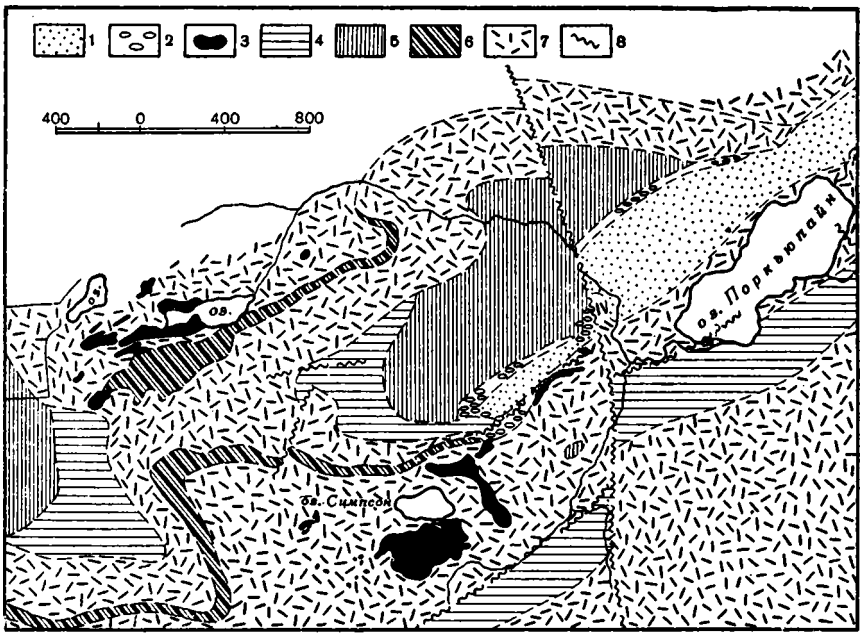
Нам кажется, что, для того чтобы лишний раз убедиться в объективном существовании необратимых явлений в развитии земной коры, следует изучить те процессы, которые происходили в раннем и позднем докембрии, а затем сравнить их с событиями позднейшего, послекембрийского этапа. В рамках настоящей работы[1] мы ограничимся разбором некоторых вопросов тектоники. Естественно, может выявиться потребность в пересмотре отдельных положений геотектоники, в частности — некоторых вопросов теории геосинклиналей, которые в настоящее время вошли в заметное противоречие с новыми фактами.

Можно ли историю докембрия рассматривать как серию «орогенических циклов» того же типа, как каледонская, герцинская и альпийская складчатости? Насколько правомерна эта позиция, занимаемая очень многими исследователями (Тектоническая карта СССР. Объяснительная записка, 1957)? В раннем докембрии Канады, Украины,

[1] Введение и раздел о протоплатформах написаны Е. В. Павловским, раздел о геосинклиналях — М. С. Марковым. Заключение составлено обоими авторами.



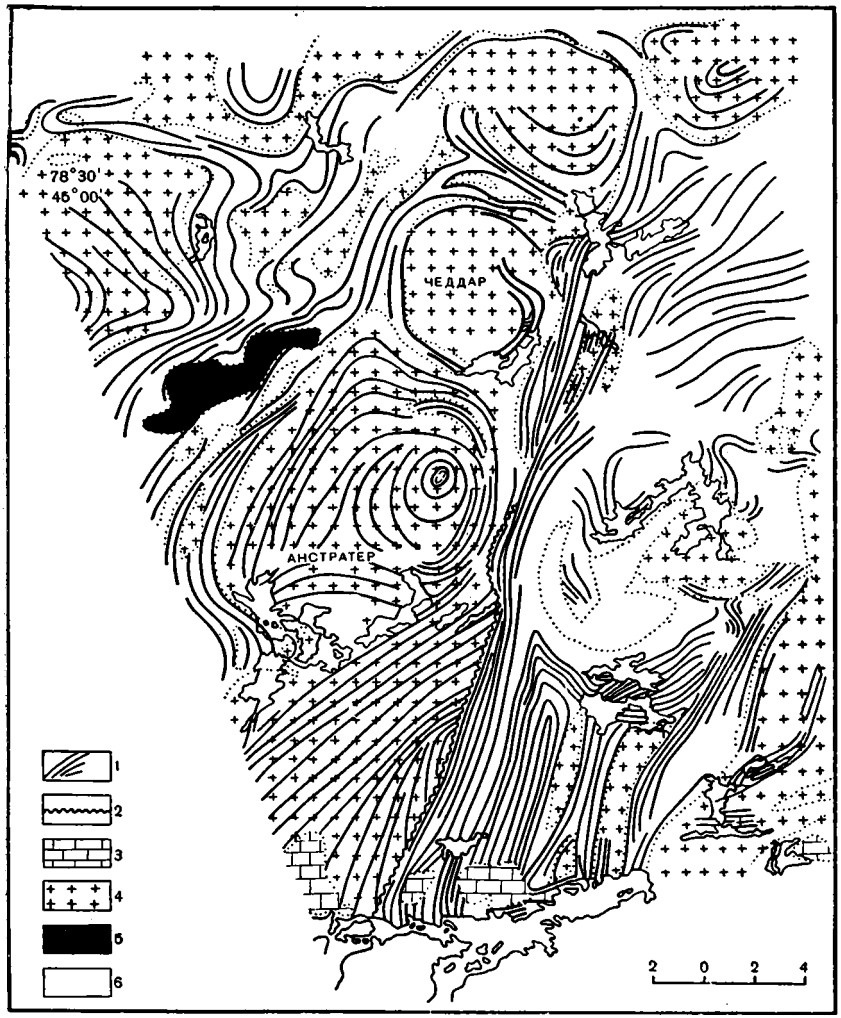
Фиг. 1. Шаровые лавы серии Киватин (Jacobs and oth., 1959).



Фиг. 2. Характер структур серии Киватин в районе оз. Поркьюпайн (фото по Gill).

1 — тимискамингские граувакки, аркозы, кварциты и глинистые сланцы; *2* — базальные конгломераты серии Тимискаминг; серия Киватин: *3* — кварцевые порфиры; *4* — кислые лавы и пирокласты; *5* — граувакки, глинистые сланцы; *6* — сферолитовые шаровые лавы (маркирующий горизонт); *7* — дациты, базальтовые шаровые лавы, железорудная формация, карбонатные породы, зеленые сланцы (серпентиниты); *8* — разломы.

Масштаб в футах



Фиг. 3. Куполовидные гранито-гнейсовые структуры древнего фундамента Канады. Округ Халибертон, Онтарио (по Adams and Barlow, 1910).

1 — сланцеватость; *2* — разломы; *3* — палеозойские известняки; *4* — гранито-гнейсы; *5* — основные интрузии; *6* — осадочные породы, парагнейсы и амфиболиты серии Гренвилл (справа). Масштаб в милях

Южной и Восточной Африки (Марков, 1962; Павловский, 1962) с разной степенью достоверности устанавливаются признаки былого существования особого тектонического режима, не отвечающего существующим представлениям о геосинклиналях и платформах. Эта начальная стадия становления сиалической оболочки была ознаменована длительными и мощными излияниями (фиг. 1) главным образом основных спилитовых лав, отложением продуктов деятельности фумарол, а также накоплением граувакковых толщ в бассейнах, разделявших области вулканических извержений (типа серии Киватин Канадского щита; фиг. 2). На этой ранней стадии развития земной коры, видимо, существовали более или менее изометричные области седиментации, свидетельствующие о слабой дифференцированности рельефа и о малой контрастности тектонических движений. Позже в этой среде стали возникать

крупные изолированные куполовидные структуры — очаги интенсивных процессов метаморфизма, мигматизации и гранитизации граувакк и основных эффузивов, известные по работам Е. Вегмана (Wegman, 1930), П. Эскола (Escola, 1948, I), Э. Кранка (1959), Г. Н. Судовикова (Другова и др., 1959) и других. Гнейсовые мигматитовые и гранитные купола группируются (фиг. 3) в нелинейные системы, слагают «стада», по образному выражению А. и Ж. Термье (Termier, 1956).

Для структуры куполов характерны плоские своды и развитие по периферии системы сильно сжатых изоклинальных и иных по форме складок течения и волочения, осложненных разрывами. В межкупольных пространствах уцелели до наших дней слабо деформированные и слабо метаморфизованные шаровые и другие лавы, грауваккн. Таков в общих чертах облик начальной стадии развития сиалической земной коры, заслуживающий особого наименования. Е. В. Павловский (1962) предложил именовать эту стадию нуклеарной. Верхняя возрастная граница нуклеарной стадии, вероятно, для различных континентов была разной. Для Канадского щита соответствующая цифра, по-видимому, близка к 2,5—3 млрд. лет.

В. В. Белоусов справедливо подчеркнул глубокое своеобразие тектонических процессов в древнем докембрии, отметив роль куполовидных структур и отсутствие линейных складок. Вместе с тем он несколько непоследовательно считает, что «первоначально геосинклинальный режим охватывал если не всю, то бо́льшую часть поверхности планеты (за исключением, может быть, Тихого океана)» (1954, стр. 518). Ставить знак равенства между нуклеарным и геосинклинальным режимом нет никаких оснований.

Накопление мощной эффузивно-осадочной серии в относительно спокойной тектонической обстановке слабо дифференцированных вертикальных (эпейрогенических) движений, последующее развитие нелинейной, мозаичной системы куполов с их периферийными складками среди слабо деформированных полей, неравномерный метаморфизм, мигматизация и гранитизация исходных пород — таковы, по-видимому, специфические черты начальной нуклеарной стадии развития сиалической оболочки земной коры.

Комплекс нуклеарных явлений, очевидно, наиболее ясно сохранился в пределах Канадского щита. Аналогичные явления, в той или иной степени затушеванные позднейшими процессами, устанавливаются для Восточной и Южной Африки и для Украинского щита.

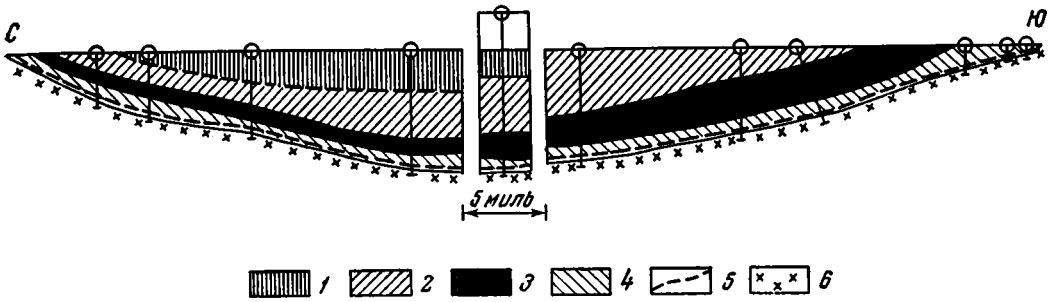
Весьма специфичны и последующие, посленуклеарные стадии развития сиалической оболочки.

ДРЕВНИЕ ЭПИАРХЕЙСКИЕ ПЛАТФОРМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ (ПРОТОПЛАТФОРМЫ)

В геологической литературе часто приходится встречать утверждение, что платформы, так же как и геосинклинали, существовали всегда, во все времена геологической истории, и являются устойчивыми, стабильными сегментами земной коры. Принято думать также, что платформы возникают на месте ранее существовавших геосинклинальных областей, а нижний структурный этаж (фундамент) их обязательно сложен формациями геосинклинального типа. С общепринятых позиций считается, далее, что платформенные формации докембрийских периодов сохранились значительно хуже, чем геосинклинальные образования того же возраста, потому, что в раннем докембрии платформы были малы, платформенные формации имели относительно небольшую мощ-

ность и легче уничтожались денудацией. Полагают также, что породы платформенного чехла не метаморфизованы и нарушены дислокациями особого рода.

В основе всей этой системы представлений и определений лежит униформистская концепция, отрицание идеи развития, неповторимости явлений геологической истории. Насколько справедливы, однако, все эти представления в настоящее время? В прошлом эти идеи были,

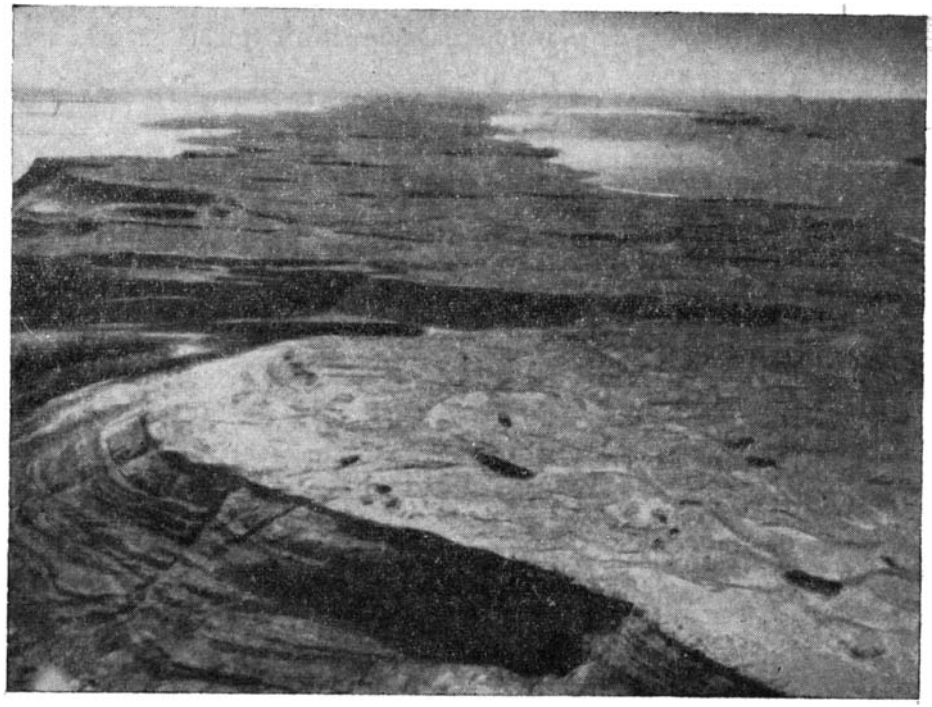


Фиг. 4. Синеклиза, сложенная осадочными породами гуронского платформенного чехла (Алгоманский урановый «бассейн») (по Gill)

1 — свиты брюс и кобальт; разрез свиты миссисати: *2* — верхнекварцитовая, *3* — аргиллит, *4* — нижнекварцитовая, *5* — конгломерат, *6* — догуронский фундамент. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1 : 1

несомненно, прогрессивными, они отвечали определенному уровню геологической изученности материков и оказали огромное воздействие на развитие геотектоники. Мы должны отдать себе отчет прежде всего в том, что фактически базисом этих представлений был почти исключительно круг явлений, ограниченный рамками неохрона. Докембрийскую историю земной коры, в несколько раз более длительную, чем отрезок времени, отвечающий неохрону, некоторые исследователи представляли в виде «пангеосинклинали», превращающейся затем в конце докембрия в жесткую панплатформу. Последующий распад, перерождение панплатформы привели к возникновению геосинклинальных областей, разделенных сохранившимися в виде реликтов стабильными платформенными массивами (Белоусов, 1954; Кузнецов, 1940; Пейве и Синицын, 1950). Были, правда, и другие точки зрения. Например, иначе понимал общий ход развития земной коры Г. Ф. Мирчинк (1940), считавший, что в докембрии нельзя выделить типичные геосинклинальные зоны и платформы. Обстоятельный и интересный обзор современных взглядов о направлении развития структуры земной коры был недавно сделан Ю. А. Косыгиным (1958). Ю. М. Шейнманн (1957, 1959) высказал некоторые новые идеи о развитии платформ и складчатых «поясов». Его представления о распаде древних платформ на крупные фрагменты, разделенные в протерозое складчатыми «поясами», привлекли заслуженное внимание.

Существование особой нуклеарной стадии развития земной коры в раннем докембрии, стадии безгеосинклинальной и бесплатформенной, хорошо выраженной и доступной непосредственному наблюдению в Канаде и Южной Африке (Марков, 1962; Павловский, 1962), подтверждает мысль А. Д. Архангельского о том, что геосинклинали и платформы действительно являются историческими категориями. В Канаде иногда непосредственно на нуклеарном фундаменте расположен хорошо сохранившийся местами мощный и спокойно лежащий чехол осадочных накоплений нижнепротерозойского (гуронского) времени (фиг. 4). Этот древнейший осадочный чехол, как увидим в дальнейшем,

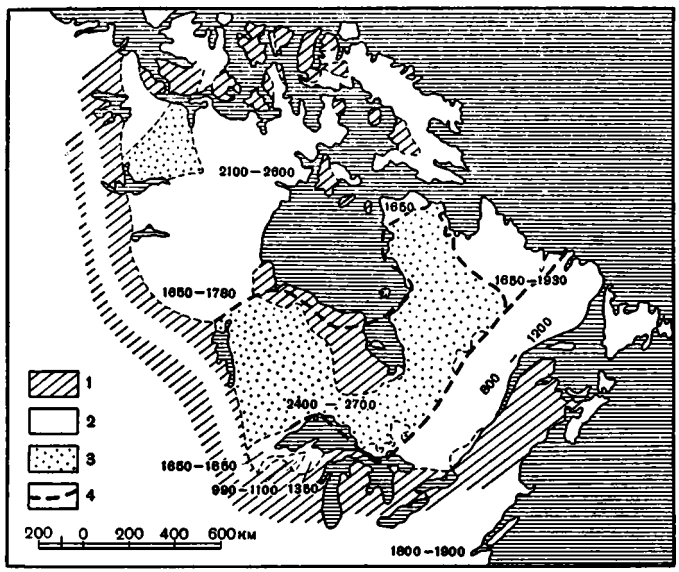


Фиг. 5. Гуронский платформенный чехол (восточное побережье Гудзонова залива) (по Dresser and Denis, 1949).

отличается рядом особенностей от осадочного чехла платформ неогея, в связи с чем мы будем именовать его протоплатформенным осадочным чехлом, или осадочным чехлом протоплатформ. Протоплатформенный чехол сложен осадочными породами, сохранившимися в отдельных отрицательных структурах. Он отделен от гранитизированного и стабилизированного нуклеарного фундамента и более молодого (но также архейского) локально развитого складчатого комплекса Тимискаминг крупным перерывом и резким угловым несогласием. Замечательно, что в основании разреза древнейшего протоплатформенного чехла в ряде случаев установлено присутствие предгуронской коры выветривания (Stockwell, 1957; Gill, 1957). В составе нижних горизонтов платформенного чехла имеются конгломераты, мощные кварциты, в том числе железистые, чередующиеся с известняками и глинами (серия Брюс), выше расположены конгломераты и граувакки, местами содержащие ледниковые валуны, а затем — аркозы и снова кварциты с косой слоистостью и волноприбойными знаками (серия Кобальт; фиг. 5). Мощность обеих серий, иногда разделенных местными несогласиями, достигает 4,4 *км*. Абсолютный возраст гуронских конгломератов, определенный по соотношению изотопов свинца (206 : 204; 207 : 204; 208 : 204), равен 2,0±0,2 млрд. лет, а кварцитов серии Кобальт — 1,9±0,2 млрд. лет (Stockwell, 1957).

Остатки осадочного протоплатформенного гуронского чехла довольно широко распространены в южной части Канадского щита. Канадские исследователи справедливо именуют эти древнейшие осадочные серии отложениями «стабильной платформы» (Stockwell, 1957). Подобные образования известны в Квебеке, Онтарио, Манитобе. «Обычно они не деформированы или деформированы слабо, за исключением районов разломов. Метаморфизм отсутствует или выражен слабо. Слои

рассечены силлами и дайками диабазов» (Stockwell, 1957). Местами, например в районе оз. Лардер, спокойно лежащий протоплатформенный гуронский чехол расположен на сильно расчлененной поверхности древнего фундамента. Превышение положительных форм древнего, догуронского рельефа над отрицательными достигает 600 *м*.



Фиг. 6. Древние архейские «ядра» Канады (по Derry, 1961).

1 — площади распространения осадочного чехла, сложенного палеозойскими и более молодыми отложениями (цифры обозначают абсолютный возраст пород различных провинций); *2* — молодые докембрийские провинции; *3* — ядра древней консолидации; *4* — фронт Гренвилл

Фортье (см. Stockwell, 1957) указывает, что аналогичные образования «стабильной платформы» развиты на западной и северо-западной периферии Канадского щита, в районе озер Атабаска, Большое Невольничье и Большое Медвежье. На тектонической карте Канады (Tectonic map of Canada, 1950) все перечисленные области распространения древнего протерозойского чехла показаны особым знаком — «Недислоцированный протерозой. Горизонтально лежащие или слабонаклоненные осадочные и вулканогенные образования». В канадской литературе отражены различные мнения о стратиграфии, возрасте местного протерозоя. Корреляция протерозойских разрезов различных участков щита далеко еще не является общепринятой. Помимо несомненных платформенных отложений, в отдельных наложенных геосинклинальных прогибах присутствуют геосинклинальные накопления того же возраста. Все эти обстоятельства лишают пока возможности оконтурить эпиархейскую гуронскую протоплатформу на севере Северной Америки. Можно думать, что она была очень значительной по размерам, что в ее контуры входила бóльшая часть южной половины Канадского щита и значительные его участки по периферии Гудзонова залива. Один из возможных вариантов схематического оконтуривания эпиархейской протоплатформы Северной Америки приведен в работе Д. Дерри (Derry, 1961), который выделил два древних «ядра» (фиг. 6). Однако, учитывая наложенный характер протерозойских геосинклинальных трогов (об этом говорится в соответствующем разделе настоя-

щей работы), следует думать, что, вероятнее всего, на севере Северной Америки была одна крупная эпиархейская стабильная масса, объединяющая оба «древних ядра» схемы Д. Дерри.

Для полноты характеристики режима, установившегося на значительной части Канадского щита в начале гуронского времени, необходимо ознакомиться с материалом о юго-восточной окраине Канады, так называемой субпровинции Гренвилл (Павловский, 1962). Сложный и мощный комплекс карбонатных, терригенных и, в меньшей мере, вулканогенных пород, именуемых серией Гренвилл, обладает сложной структурой; ему присущ интенсивный метаморфизм. Серия прорвана многочисленными и весьма разнообразными по составу интрузиями. Многие исследователи считали и считают серию Гренвилл типичным геосинклинальным образованием. Область развития пород гренвилльского типа протягивается широкой полосой с юго-запада на северо-восток от области Великих озер, вероятно, до Лабрадора включительно, хотя, возможно, здесь представлены разновозрастные комплексы. От внутренней части Канадского щита эта полоса отделена, по-видимому, прерывистой зоной крупного разлома Гурон — Мистассини (Stockwell, 1957). В последнее время в литературе появились указания на то, что серия Гренвилл по возрасту, возможно, соответствует гурону (Кинг, 1961; Phemister, 1960; Termier, 1956). Разрез серии на юге указанной полосы, по данным А. и С. Энгель (Engel, 1953), в районе Адирондака (штат Нью-Йорк) представляется в следующем виде (снизу): парагнейсы Черного озера — чередование мраморов, кварцитов, биотитовых, пироксеновых и других гнейсов (1200 *м*); выше расположена главная толща мраморов с прослоями кварцитов и различных гнейсов (около 1000 *м*); главный гнейсовый комплекс — кварцево-биотитово-полевошпатовые мигматиты, местами с гранатом и силлиманитом, с прослоями мраморов и амфиболитов (около 850 *м*); верхние мраморы — доломитовые мраморы с прослоями графитовых пиритизированных сланцев и разнотипных гнейсов (1200 *м*); разрез увенчивается кварцево-микроклиновыми, пироксеновыми, биотитовыми и роговообманковыми гнейсами (250—300 *м*).

По мнению некоторых геологов, серию Гренвилл подстилает вулканогенный комплекс, состоящий из основных лав, туфов и агломератов. Может быть, эти лавы и пирокластиты соответствуют древнему комплексу Киватин внутренней части Канадского щита.

По мере продвижения к северо-востоку роль карбонатных пород быстро снижается и соответственно возрастает значение разнообразных кластических пород, особенно кварцитов.

А. и С. Энгель считают, что в данном случае имеется «нормальная морская серия хорошо рассортированных пород», отдельные горизонты и даже тонкие прослои которой прослеживаются на большие расстояния. Эта серия накапливалась в морском бассейне, в условиях «стабильного шельфа». Мраморы, играющие столь большую роль на юге, — двух категорий: доломитовые и кальцитовые. В них имеются графит, сульфиды, прослои и линзы ангидрита, гипса, следы былого присутствия каменной соли. Представлены также в различных количествах силикаты — тремолит, антофиллит, серпентин и тальк. С мраморами связаны скопления горючих газов (метан, этан и др.).

Присутствие двух мощных карбонатных свит, богатых магнием, ангидритом, гипсом и, вероятно, каменной солью, свидетельствуют о двукратном установлении режима эвапоритового бассейна.

Кварцево-полевошпатовые парагнейсы, содержащие то силлиманит, то гранат, то биотит, очень однообразны. В них часты прослои амфиболитов, кварцитов и мраморов. По мнению А. и С. Энгель, многие гнейсы возникли за счет граувакк и туфов.

Кварциты, которых особенно много на северо-востоке субпровинции Гренвилл (к северо-востоку от р. Сагеней), иногда сохранили косослоистую текстуру. Исходными породами для части кварцитов могли быть кремнистые сланцы. Первичными породами, по которым образовались амфиболиты, были доломиты, габбро, лавы (в том числе шаровые) и туфы.

Следует отметить, что эффузивные и пирокластические породы, так же как и внутриформационные конгломераты, развиты только на северо-западной окраине субпровинции Гренвилл.

С серией Гренвилл связаны разнообразные интрузивные породы — анортозиты, габбро, сиениты и граниты. Анортозиты, габбро и сиениты слагают, по-видимому, доорогенные пластовые тела, внедрявшиеся в спокойно лежавшую осадочную серию; граниты (альгоманские) появляются значительно позже. Абсолютный возраст гранитов 800—1100 млн. лет. Еще более поздние, килларнейские граниты, в отличие от альгоманских гранитов, локализованы только по северо-западной окраине субпровинции Гренвилл. Их возраст 500—600 млн. лет. В различных частях гренвилльской субпровинции присутствуют также позднедокембрийские дайки и диабазы.

Метаморфизм пород серии Гренвилл был двухфазным. Первая фаза, относительно наиболее древняя, связана со складчатостью и внедрением альгоманских гранитов. В эту первую стадию породы серии Гренвилл были регионально метаморфизованы («динамотермальный» метаморфизм по А. и С. Энгель). Интенсивность метаморфизма не везде была одинаковой. Наиболее высокотемпературные минеральные ассоциации (силлиманитовые, кордиеритовые, биотитово-гранатовые, роговообманковые гнейсы) тяготеют к гранитным массивам. В удалении от последних состав минеральных ассоциаций иной. Здесь появляются такие руководящие минеральные новообразования, как ставролит, андалузит, тремолит и волластонит. Первый тип минеральных ассоциаций отвечает алданской фации метаморфизма, выделенной Д. С. Коржинским (1936, 1945), что и послужило основой для проведения ряда аналогий между серией Гренвилл и архейским метаморфическим комплексом Восточной Сибири.

Вторая, более поздняя стадия метаморфизма — диафторез, выразившийся в переходе биотита гнейсов в хлорит, силлиманита — в серицит, полевых шпатов — в кварц и альбит; амфиболиты в той или иной степени превращены в хлоритово-альбитовые зеленые сланцы. В мраморах появились такие новообразования, как тальк и серпентин. Обратный метаморфизм, возможно, связан с эпохой внедрения самых молодых, килларнейских гранитоидов.

Складкообразующие процессы проявились на территории субпровинции Гренвилл в различных местах с разной степенью интенсивности. Линейные складки северо-восточного простирания особенно ясно выражены на юго-западе субпровинции и вдоль ее северо-западной окраины, тяготеющей к зоне линеамента Гурон — Мистассини. Здесь господствуют сильно сжатые складчатые формы (например, антиклинорий северо-западной части Адирондака). Ясно выражена и текучесть вещества в процессе складчатости — раздувы в сводах складок и пережимы на их крыльях. Для значительной части субпровинции, к востоку от г. Лорье, характерны спокойные, открытые формы складок — структуры «квазиплато». Здесь мало гранитов, присутствуют анортозиты.

Любопытно, что в районе Банкрофт недавно были установлены две фазы складчатости серии Гренвилл, причем вторая фаза выражена в виде изолированных мигматитово-гранитных куполов. Следовательно, здесь в ослабленном виде проявились архаичные куполовидные струк-

туры, столь характерные для предыдущего, архейского этапа развития Канадского щита (Марков, 1962; Павловский, 1962).

Опираясь на существующие данные, можно докембрийскую историю субпровинции Гренвилл представить следующим образом. Заложение огромной депрессии на окраине материка в раннем протерозое (гуроне) было связано с возникновением зоны глубинного разлома — линеамента Гурон — Мистассини, вытянувшегося в северо-западном направлении и срезавшего под большим углом широтные зоны разломов тимискамингского типа. В депрессии установился морской режим. Областью сноса обломочного материала, видимо, служил киватино-тимискамингский цоколь эпиархейской (гуронской) платформы, выходящей на поверхность на приподнятом крыле глубинного разлома. Об этом свидетельствует и анализ состава обломочного материала парагнейсовых компонентов гренвилльского разреза. Седиментация в бассейне Гренвилл шла непрерывно (отсутствие перерывов и внутренних несогласий) на фоне плавного погружения цоколя древней, эпиархейской платформы. Дважды возникали условия эвапоритового бассейна, по-видимому, древнейшего в мире бассейна этого типа, зафиксированного в разрезе юга провинции накоплением мощных карбонатных свит, в которых столь большую роль играют доломиты. Создавались условия, благоприятные для выпадения из раствора разнообразных солей, в том числе и галита. Зоны максимальной мощности осадков были расположены на юго-западе, где широко распространены карбонатные породы. А. и С. Энгель (1953, стр. 1043—1044) отмечают, что на севере граница эвапоритового бассейна вытянута с северо-запада на юго-восток, т. е. поперек простирания субпровинции Гренвилл.

Последующая складчатость, создавшая линейные структуры северо-восточного простирания, ориентирована, по-видимому, под прямым углом к простиранию изопахит и фациальных зон. Это интересное обстоятельство указывает на отсутствие обычной органической связи между складчатостью и предыдущим этапом седиментации в своеобразном бассейне Гренвилл. Вероятно, подобные соотношения возникли, с одной стороны, вследствие значительного разрыва во времени между концом седиментационного цикла и началом складкообразования. С другой стороны, видимо, немаловажным было также и то, что Гренвилльский прогиб, по всем признакам, не относился к категории прогибов геосинклинального типа. Это подтверждают: весьма специфический «набор» формаций (в том числе — эвапоритовой), слагающих гренвилльский разрез; необычайная выдержанность многих стратиграфических элементов этого разреза, о чем уже упоминалось выше; отсутствие внутри разреза перерывов и несогласий; ничтожная роль эффузивных пород, появляющихся лишь вблизи зоны пограничного разлома. О специфике складчатости, поразившей после значительного интервала времени осадочную серию Гренвилльского прогиба, можно судить по несплошному развитию линейных сжатых складок, присутствию значительных площадей внутри субпровинции Гренвилл с пологими, открытыми структурами. Наконец, в пользу сказанного свидетельствует и развитие пластовых интрузий анортозитов, габбро и сиенитов до начала складкообразовательных движений. По характеру длительной седиментации, формационным и некоторым структурным признакам субпровинция Гренвилл ближе всего напоминает Лено-Ангарскую зону перикратонных опусканий на юго-востоке Сибирской платформы (Павловский, 1959).

В гуронское время в пределах Канады стал оформляться осадочный чехол на киватино-тимискамингском цоколе, ясно определилось начало иного, по сравнению с прежним, тектонического режима на территории, тяготеющей к Гудзонову заливу. По периферии этой протоплат-

формы возник ряд изолированных геосинклинальных «трогов» (к югу от оз. Верхнего, на северном побережье оз. Гурон, на Лабрадоре и т. д.). По юго-восточной окраине Канадского щита, по-видимому в то же время, образовался обширный Гренвилльский перикратонный прогиб. Много позже своего оформления зона этой крупной отрицательной структуры на окраине эпиархейской протоплатформы Канады стала ареной развития складчатости, процессов мигматизации, гранитизации и метаморфизма. Все эти явления произошли без предварительной геосинклинальной подготовки и охватили давно сформировавшуюся древнюю перикратонную зону. Необычный ход историко-геологических событий затушевал платформенный характер исходной зоны перикратонных опусканий. Субпровинцию Гренвилл следует, по-видимому, включать в категорию тех участков земной коры, в геологической истории которых отсутствуют пространственные и временные связи между складчатостью, гранитизацией и метаморфизмом, с одной стороны, и предварительной «эволюционной» стадией длительной геосинклинальной седиментации — с другой. Складчатость и сопутствующие ей явления (метаморфизм, гранитизация), охватившие разнообразные платформенные структуры, известны в отдельных местах Евразии. Примером может служить Северо-Западное нагорье Шотландии, оформившееся в конце докембрийской эры в качестве краевого поднятия древней платформы Эриа, а позже вовлеченное в интенсивную складчатость каледонского этапа (Павловский, 1958).

Другим примером независимости процесса «полной» складчатости от предварительной геосинклинальной подготовки может служить хорошо известная область Патомского нагорья. Здесь линейные каледонские складчатые структуры развивались в мощном осадочном комплексе отложений верхнего протерозоя, согласно перекрытых типично платформенными формациями кембрия, ордовика и готландия (Павловский, 1958_1; Руженцев и Чжан Бу-чунь, 1961).

Из сказанного следует, что при поисках древних протоплатформенных структур нас, по-видимому, не должны смущать местные явления регионального и контактового метаморфизма, сложной локальной складчатости и присутствие гранитоидных тел интрузивного или иного типа. Эти явления могут быть наложенными на разнообразные протоплатформенные структуры (краевые поднятия, зоны перикратонных опусканий).

В Южной Африке, в основании разреза осадочного чехла протоплатформы расположена знаменитая «система» Витватерсранд, отложения которой лежат трансгрессивно и несогласно на складчатом метаморфическом архейском фундаменте (Дю Тойт, 1957). В составе складчатого фундамента принимают участие орто- и парапороды двух комплексов — шамвайского и Лимпопо, абсолютный возраст которых определяют соответственно в 2650 и около 2000 млн. лет. Мощность серии Витватерсранд очень значительна (до 7,5 *км*). Разрез начинается (свита Доминион-Риф) конгломератами, кварцитами, реже — аркозовыми песчаниками, переслаивающимися с эффузивами, преимущественно кислыми (кварцевые порфиры, фельзиты, риолиты), выше которых следует мощная толща светлых кварцитов (свита Хоспител-Хилл); на поверхностях напластования этих кварцитов иногда сохранились волноприбойные знаки. Кварциты переслаиваются с кремнистыми сланцами и железистыми кварцитами. Лежащая выше свита (Гавернмент-Риф) тоже состоит из кварцитов, содержащих горизонты глинистых сланцев, гравелитов, ледниковых валунов (тиллиты) и конгломератов. Сланцы этой свиты окрашены в красноватые тона.

Кварциты, часто красноватые или темные, играют ведущую роль в составе следующей свиты — Джеппстаун. Им подчинены прослои

темных сланцев, линзы конгломератов и горизонт мандельштейнов. Верхний отдел серии Витватерсранд сложен аналогичными породами — кварцитами, гравелитами и конгломератами. Имеется единственный горизонт глинистых сланцев Кимберли. Породы серии прорваны дайками и силлами, главным образом — диабазов. Для всего мощного разреза серии характерны однообразные формации. Здесь представлены преимущественно кварциты — типичные платформенные «эпиконтинентальные» образования, продукт совершенного химического выветривания в спокойных тектонических условиях. Как отмечает Дю Тойт, «породы (системы Витватерсранд. — *Е. П.*) не испытали существенного метаморфизма, если не считать превращения песчанистых осадков в кварциты и развития серицитовой слюдки и хлорита в сланцевых породах» (1957, стр. 66). Лишь местами, например, на периферии гранитного купола Вредефорт, породы серии Витватерсранд метаморфизованы и превращены в грубозернистые андалузитово-кордиеритовые, гранатово-амфиболовые и другие роговики.

Возраст серии Витватерсранд различные исследователи определяют по-разному. А. Холмс и Л. Каэн (Holmes a. Cahen, 1955) указывают на цифры 1850—1650 млн. лет. Эти цифры сближают возраст серии Витватерсранд с гуроном Канады. Э. Кренкель (Krenkel, 1957) оценивает возраст серии Витватерсранд в 1 млрд. лет и считает ее нижним членом разреза верхнего альгонка. Ю. М. Шейнманн (1957, 1959) допускает, что витватерсрандский осадочный чехол формировался после завершения карагвеанколийской складчатости в геосинклинали, расположенной в северных частях Южной Африки и протягивающейся от верховьев р. Замбези в область верхнего течения р. Конго и далее на северо-восток к оз. Ньяса. Абсолютный возраст карагвеанколийского «цикла» — 1400—1200 млн. лет.

Нам кажется, что при оценке возраста серии Витватерсранд необходимо учитывать, что она расположена в основании очень мощного осадочного чехла древней, эпиархейской протоплатформы Южной Африки. Выше витватерсрандской серии лежит вулканогенная серия Вентерсдорп (мощностью 1500—1800 *м*), перекрытая, в свою очередь, очень сложной в формационном отношении трансваальской системой. Кроме кварцитов, конгломератов, глинистых сланцев и других терригенных пород в ее составе большую роль играют доломитизированные известняки со строматолитами, похожими на Collenia, Gymnosolen и другие, а также железистые кварциты и разнообразные эффузивы. Мощность трансваальской серии достигает 4800—8400 *м*. Еще выше залегает серия Ватерберг — красноцветные песчаники, конгломераты, глинистые сланцы и кремнистые породы (мощность около 1500 *м*). Местами серия состоит главным образом из миндалекаменных андезитов и базальтов. Серия Ватерберг сопоставляется с системой Нама юго-западной Африки, относимой «либо к эокембрию, либо к самому позднему докембрию» (Дю Тойт, 1957, стр. 186).

Принимая во внимание сказанное, можно считать, что серия Витватерсранд, лежащая в основании очень мощного докембрийского чехла Южно-Африканской эпиархейской протоплатформы, имеет очень древний возраст, вероятно — раннепротерозойский, близкий к возрасту гурона Канады.

Дю Тойт, по-видимому, не сомневается в принадлежности серии Витватерсранд и выше лежащих докембрийских серий к категории платформенных образований. Это видно из противопоставления Дю Тойтом структур серии Витватерсранд и других, более молодых серий докембрия юга Южной Африки структуре более древнего гранито-гнейсового фундамента. Большое значение имеет в этом смысле и его сопоставление структур серии Витватерсранд с платформенны-

ми сериями Нуллагин Западной Австралии, системой Виндиан Индостана и др.

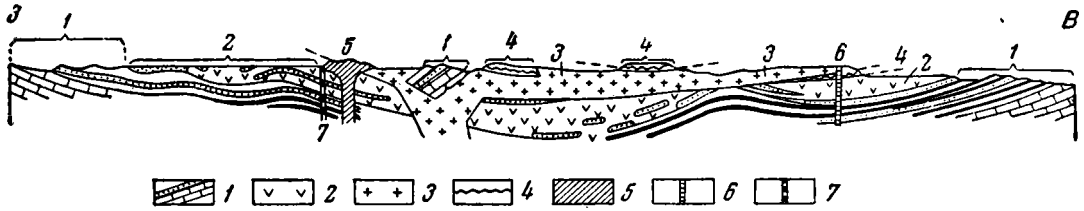
С полной ясностью существование протоплатформенного осадочного чехла на юге Африки показано Ю. М. Шейнманном (1957, 1959).

Серия Витватерсранд, как мы видели, сложена мелководными морскими отложениями, аллювиальными и отчасти субаэральными, накоплявшимися в глубоком прогибе древнего складчатого фундамента Южной Африки, выходящего на поверхность на больших площадях в северной половине Трансвааля, в Южной Родезии и Ньясаленде. Эта серия вместе с лежащими выше докембрийскими образованиями протоплатформенного типа (серии Вентерсдорп, трансваальская и Ватерберг) развита на центриклинали огромной впадины Карру, расположенной на юге и юго-востоке Южной Африки, на окраине древнейшей протоплатформы. Впадина Карру была ареной мощного осадконакопления в палеозое и в мезозое. История очень длительного развития этого прогиба позволяет сближать его с зонами перикратонных опусканий, наблюдаемых на окраинах многих древних платформ северного полушария: Сибирской (Павловский, 1959), Русской (Богданов, 1961), Северо-Шотландской платформы Эриа (Павловский, 1958, 1959), с Гренвилльской «субпровинцией» Канадского щита (Павловский, $1962_{1,2}$).

Структуру многоярусного платформенного чехла Южной Африки, довольно сложную в деталях, в общем определяет та простая закономерность, что самому верхнему ярусу (система Карру) присущи весьма спокойные, «наплитные» условия залегания, тогда как нижние ярусы дислоцированы гораздо более энергично. Дю Тойт отмечает роль эрейрогенических движений во время накопления толщи осадков серии Витватерсранд. Эти движения, в результате которых образовались мульды и разделяющие их поднятия вместе с многочисленными разломами, были характерны и для последующего этапа вентерсдорпских массовых излияний лав. Трансваальской трансгрессии предшествовала глубокая пенепленизация области древнего прогиба. В конце новой стадии эпейрогенических опусканий, в течение которой шло интенсивное накопление осадков трансваальской серии, вновь возникла система глубоких трещин, по которым изливались массы андезитов, а затем — кислых лав. Громадная амплитуда оседаний в зоне прогиба вызвала многократное растрескивание фундамента в конце трансваальского времени (поздний докембрий, вероятно, синхроничный рифею Урала и Русской платформы) и привела к новой очень мощной разрядке напряжений. На периферии прогиба и на продолжении его оси к северу образовались гигантские трещины — зоны проницаемости, по которым проникли большие количества основной и ультраосновной магмы. За пределами прогиба, на продолжении его оси, возникло тело Великой дайки Южной Родезии, вытянутой по меридиану почти на 500 *км* и поразительно узкой (5—10 *км*). Дайка рассекает гранито-гнейсовый комплекс фундамента. Процессы дифференциации магмы шли в относительно спокойных условиях платформенного режима. В приповерхностной части интрузивного тела (абиссолита) появилась псевдосинклинальная внутренняя структура, на внешних крыльях которой развиты серпентинизированные перидотиты и пироксениты, а ядро псевдосинклинали сложено норитом.

К югу от Великой дайки, на ее простирании, находится знаменитый Бушвельдский лополит (фиг. 7 и 8). Бушвельдский интрузивный комплекс имеет в плане грушевидную форму. Он образует неправильный овал, длинная ось которого протягивается широтно, как бы подчеркивая приуроченность лополита к центриклинальной части древнего прогиба. Овальная форма интрузива, расположенного на простирании Великой дайки, вероятно, может служить указанием на то, что, кроме

меридиональных трещин, формированию интрузии благоприятствовали расколы широтного простирания, в грубых чертах совпадающие с северной окраиной древнего перикратонного прогиба. Интрузивный комплекс локализован в центре пологой мульды, сложенной кварцитами, глинистыми сланцами с многочисленными и мощными силлами диабазов свиты Претория, входящей в состав трансваальской серии. Докембрийские осадочные породы, так же как и стратифицированные магматические массы, полого наклонены от периферии мульды к ее центру.

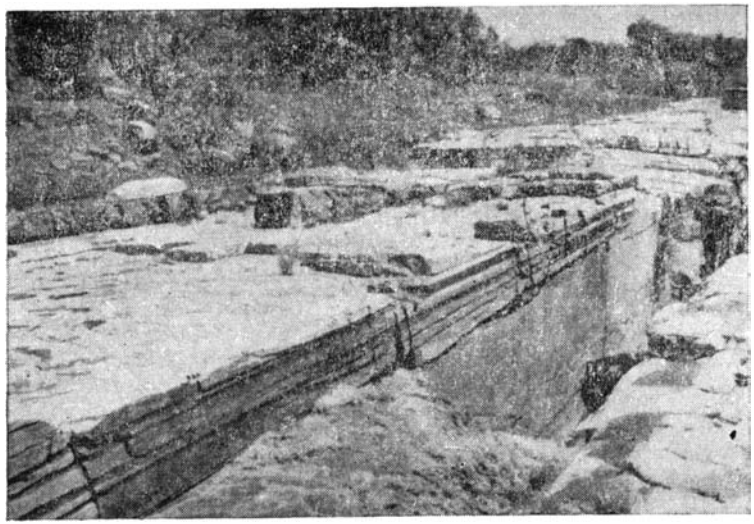


Фиг. 7. Схематический разрез через Бушвельдский лополит (с запада на восток, длина около 480 *км*) (по Дю Тойту, 1957).

1 — Трансваальская система, инъецированная силлами диабаза (черные), образующая «основание», разломанное и местами «всплывшее»; *2* — норит; *3* — красный гранит; *4* — Ройбергская группа, образующая разломанную кровлю; *5* — пиландсбергский вулканический центр; *6* — спицкопское вулканическое жерло; *7* — кимберлитовая трубка

Интересной особенностью интрузивного комплекса является последовательное внедрение совершенно различных магм — основной и кислой. Вначале проникала основная норитовая магма в виде пластообразного тела мощностью около 9 *км*. В основании выделяется маломощная изменчивая зона тонкозернистого норита, диабаз-норита и контаминированных пород. Выше залегают нориты и габбро с прослоями пироксенита, затем — псевдостратифицированная толща сильно дифференцированных пород (пироксенит, анортозит, хромитит, перидотит). Далее вверх по стратиграфической вертикали лежат очень мощные нориты и габбро, сменяющиеся верхней полосой пород, дифференцированных от габбро до гранодиорита. Вся толща основных пород, в свою очередь, прорвана в несколько приемов гранитами. Граниты занимают центральную часть мульды и расположены в общем согласно с общим падением слоев основного субстрата — к центру этой структуры. Местами выделяются три фазы кислых интрузий (среднезернистые, порфировидные, пегматоидные). Общая мощность гранитной «надстройки» Бушвельдского лополита достигает 2,5 *км*. Осадочные породы свиты Претория, в которую внедрился Бушвельдский лополит, в зоне контакта метаморфизованы. Мощность контактового ореола колеблется от 100 до 1000 *м*. Внешняя зона контактового ореола в глинистых сланцах выражена появлением в них таких новообразований, как хиастолит, андалузит, оттрелит, иногда — ставролит, реже — турмалин и кордиерит (хиастолитовая зона). Следующий, более внутренний концентр ореола представлен кордиеритовыми роговиками. Наиболее интенсивен метаморфизм во внутренней зоне контакта, где возникли кордиеритово-силлиманитовые и другие высокотемпературные кристаллические сланцы и гнейсы, практически идентичные некоторым кристаллическим сланцам и парагнейсам древнейших систем мира.

На простирании Великой дайки к югу от Бушвельдского лополита расположена еще одна крупная структура, созданная той же магматической деятельностью в конце докембрия,— Вредефортский купол. Эта структура частично прикрыта осадочными породами серии Карру. Вредефортский купол имеет в плане грушевидную форму, сходную с очер-



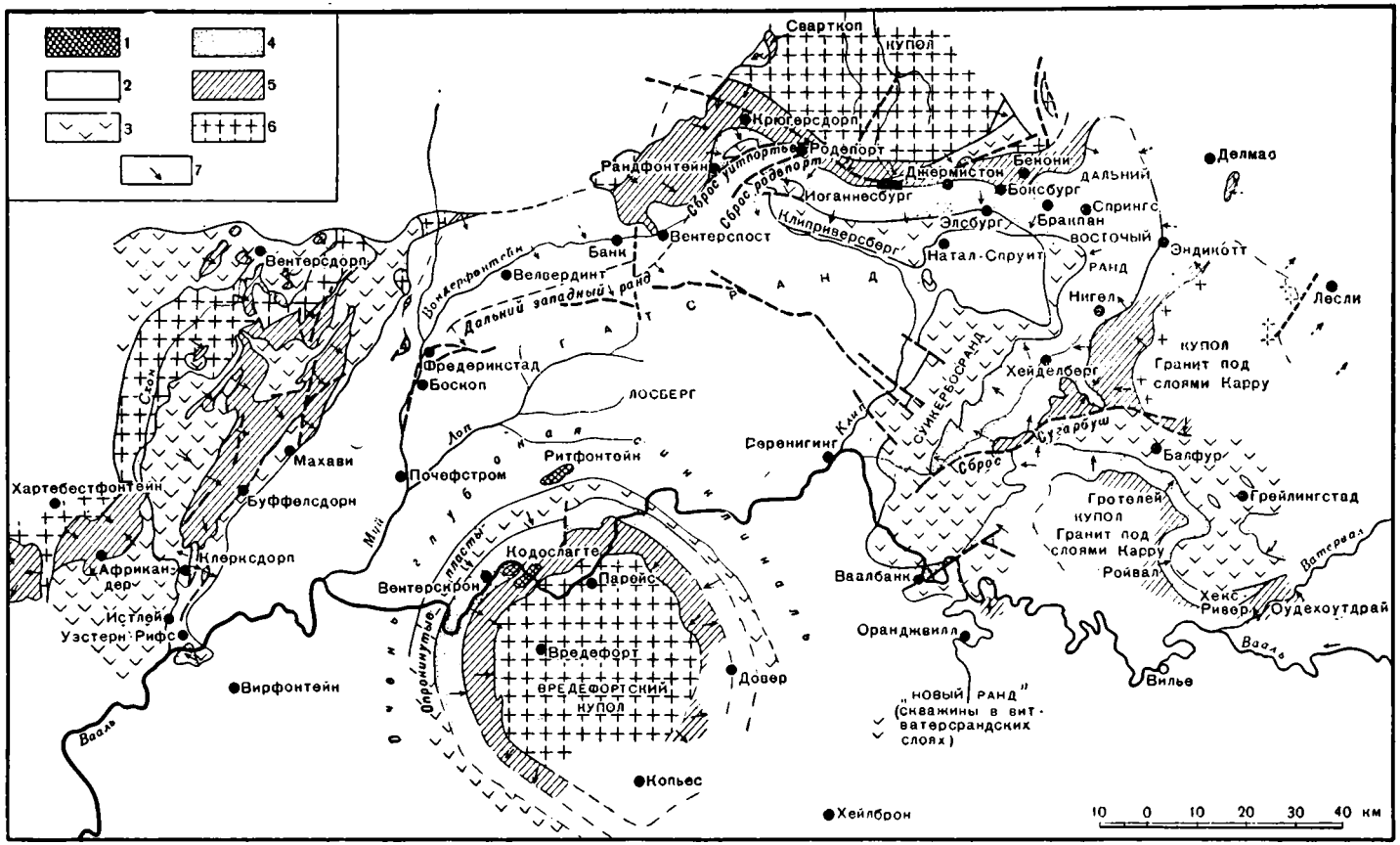
Фиг. 8. Деталь комплекса Бушвельд (по Termier, 1956). Горизонтальные «слои» анортозита (светлые полосы) и хромитита (темные полосы), вскрытые в карьере

таниями Бушвельдского лополита, но в отличие от последнего длинная ось купола вытянута с северо-запада на юго-восток. Центральная часть купола, его ядро, сложена древними гранитами довитватерсрандского фундамента. Диаметр ядра около 40 *км*. По периферии расположены концентры, последовательно сложенные породами серий Витватерсранд, Вентерсдорп и трансваальской. Общая мощность этих трех серий достигает 12 *км*. Слоистые толщи всех трех серий под влиянием куполообразного подъема «мобилизованного» гранитного фундамента смяты в систему концентрических складок (в «орогенную дугу»), облекающих Вредефортский купол. Радиус этого концентра достигает 100 *км*. Внешняя кольцевая антиклиналь хорошо прослеживается по правобережью р. Вааль (фиг. 9). Ближе к центру находится широкая и глубокая концентрическая синклиналь (район Гатсранд) и, наконец,— зона крупных деформаций отложений древнего платформенного чехла на ближайшей периферии гранитного купола. В этой зоне местами развиты опрокинутые (от купола) складки, в других случаях слои падают под крутым углом во все стороны от купола. Складчатые структуры здесь осложнены многочисленными сбросами и надвигами. В толще пород серии Витватерсранд наблюдаются многочисленные силлы и дайки основного состава. Местами осадочные серии чехла прорваны небольшими интрузиями относительно более молодых (послеватербергских) щелочных гранитов.

В целом структура Вредефортского купола близко напоминает структуры «гнейсовых куполов облекания» П. Эскола (1948_1) и гранитных диапиров Е. Вегмана (1930). Подобные гранитные купола особенно характерны для ранней, нуклеарной стадии гранитизации земной коры (Павловский, 1962). Группы подобных гранитных куполов известны, в частности, в области развития древнейших пород фундамента Южной Родезии (Macgregor, 1951).

В протоплатформенную стадию развития земной коры гранитные купола имели уже более ограниченное распространение и обычно приурочены к узколокальным зонам.

Выше мы уже упоминали, что породы древнейшего платформенного чехла, в частности — мощные нижневитватерсрандские слои, развитые



Фиг. 9. Геологическая карта района Вредефортского купола (поДю Тойту, 1957). Жирные пунктирные линии показывают наиболее крупные сбросы, тонкий пунктир — границы систем под молодыми формациями.

1 — щелочные интрузивы; *2* — системы Карру и Трансваальская; *3* — система Вентерсдорп; *4* — верхний отдел Витватерсрандской системы; *5* — нижний отдел Витватерсрандской системы; *6* — древний гранит; *7* — направление падения слоев

на ближайшей периферии купола, сильно метаморфизованы и превращены в андалузитово-кордиеритовые и гранато-амфиболовые роговики.

Таким образом, на примере протоплатформы Канадского щита и одного из участков эпиархейской протоплатформы Южной Африки мы убеждаемся в том, что, вопреки широко распространенным представлениям, становление режима, сходного с платформенным, на крупных участках современных континентов происходило не только в конце докембрия, в рифейскую эру, как ее называет Н. С. Шатский. Подобный процесс имел место гораздо ранее — около 1800—2000 млн. лет назад, во время, которое мы привыкли называть ранним протерозоем. Выясняется далее, и также вопреки утвердившемуся мнению, что на древних протоплатформах сохранился мощный чехол в отдельных прогибах фундамента и зонах перикратонных опусканий. Этот древнейший осадочный чехол лишь местами энергично дислоцирован, разорван глубокими разломами, сбросами и надвигами и даже смят в своеобразные системы концентрических складок, формирование которых связано с локальной мобилизацией гранито-гнейсового комплекса фундамента протоплатформ.

Магматические явления на протоплатформах весьма многообразны. Они не ограничиваются только основным вулканизмом подобно долеритам Карру, траппам Сибирской платформы и Деккана. Помимо гипабиссальных основных интрузий в виде силлов и даек и массовых экструзий, проявлявшихся в отдельные моменты жизни древних платформ, в их пределах возникли глубокие разломы, по которым в условиях спокойного тектонического режима осуществлялись спокойный подъем и совершенная дифференциация огромных масс основной, ультраосновной, а также гранитной магмы, происходила локальная ремобилизация гранитного цоколя архейского фундамента, создание изолированных и сравнительно редких куполовидных структур, «проткнувших», подобно диапирам, чехол протоплатформ и местами «задравших» и смявших его. Породы чехла по периферии всех этих своеобразных локальных магматических проявлений интенсивно метаморфизованы и иногда превращены в гнейсы и кристаллические сланцы, петрографически неотличимые от аналогичных пород геосинклинальных поясов архейского фундамента. Именно эти специфические черты эпиархейских платформенных структур позволяют предложить для них особый термин — протоплатформы.

Как показал Ю. М. Шейнманн (1957, 1959), древняя, эпиархейская протоплатформа Южной Африки, вероятно, имела очень крупные размеры. Эта древняя структура в протерозое была рассечена наложенными геосинклинальными прогибами — Кибаро-Урундийским, Мозамбикским и другими, простирания которых не связаны с ориентировкой древних элементов структуры кристаллического фундамента. Наложенный характер этих геосинклинальных новообразований, как нам кажется, сближает их с аналогичными протерозойскими геосинклинальными «трогами» Канады, например, типа геосинклинали Унгава на п-ове Лабрадор [1]. Развитие наложенных протерозойских геосинклинальных поясов в Южной Африке привело к раздроблению единой обширной протоплатформы, от которой остались лишь обломки, что справедливо было подмечено Ю. М. Шейнманном (1957, 1959). Однако, мы думаем, что эта особенность развития Южно-Африканской протоплатформы не является выражением некоей универсальной закономерности, как полагает Ю. М. Шейнманн. В Канаде, например, в отличие от Южной Африки, процесс распада эпиархейской протоплатформы на отдельные фрагменты не имел сколько-нибудь существенного значения.

[1] См. следующий раздел настоящей работы, посвященный древним геосинклиналям.

Некоторые новые особенности режима протоплатформ раскрываются при изучении тектоники Балтийского щита. Особый интерес с этой точки зрения представляет так называемый карельский комплекс, широко развитый в советской части Балтийского щита (Карелия, Мурманское побережье Кольского полуострова), на юго-востоке и севере Финляндии, на севере Швеции.

В Финляндии карельский комплекс состоит, как известно, из двух серий — ятулийской и выше лежащей калевийской (Simonen, $1960_{1,2}$; Эскола, 1961). Условия седиментации и тектонический режим в ятулийское и калевийское время были существенно различными. Ятулий, как это хорошо выяснено для Восточной Финляндии, залегает с резким угловым несогласием на пенепленизированном древнем гранито-гнейсовом фундаменте, абсолютный возраст которого исчисляется в 2500—2600 млн. лет. В основании разреза местами встречаются конгломераты и аркозовые песчаники сариолийской формации, давно выделенной П. Эскола (1948_2). Это — спорадически развитые отложения древних речных долин, прорезавших эпиархейский пенеплен. Г. Вяюрюнен (1959) рассматривает сариолийский аллювий как специфическую фацию ятулийской серии. Следующий этап ятулийской седиментации происходил в новых условиях. На поверхности пенепленизированного складчатого гранито-гнейсового фундамента, а местами на сариолийском аллювии, началось накопление продуктов интенсивного химического выветривания пород субстрата — чистых и серицитовых кварцитов, кварцевых конгломератов, каолинитовых глин. Карельские кварциты обычно являются мономинеральными породами. В них часто сохраняются следы волновой ряби, косая слоистость, трещины усыхания. Кварцевая галька конгломератов хорошо окатана. Обломочные зерна полевых шпатов присутствуют очень редко. Цемент кварцитов состоит главным образом из кварца, но иногда к нему примешиваются карбонаты, глинистый материал и битумы. Кварциты — типичные отложения «стабильной платформы» (Simonen, $1960_{1,2}$) — распространены очень широко и служат маркирующим горизонтом при геологическом картировании. Выше кварцитов расположен так называемый морской ятулий, сложенный известково-глинистыми сланцами и доломитами.

Ятулийская серия пронизана многочисленными силлами диабазов. Спокойные условия, характерные для ятулийского времени — эпохи формирования осадочного протоплатформенного чехла, резко изменились в следующий, калевийский этап геологической истории Финляндии. На отдельных участках стабилизирующейся ятулийской протоплатформы возникли калевийские геосинклинальные троги. Количество этих новообразованных трогов здесь резко увеличено по сравнению с Канадской и Южно-Африканской протоплатформами. На отложения ятулийского платформенного чехла местами легли, иногда несогласно, конгломераты, филлиты и слюдяные сланцы калевия. С этого момента прекратилось внедрение диабазовых силлов, оборвался спокойный ход ятулийской седиментации. Мощные филлиты и слюдяные сланцы калевия, как это уже было подчеркнуто Е. Вегманом (Wegmann, 1928), представляют собой флишевые накопления. В слюдяных сланцах наблюдается ритмичное напластование. Содержание слюды сильно варьирует в различных слоях. В слюдяных сланцах присутствуют порфиробласты андалузита, кордиерита и ставролита. Полевой шпат обилен в прослоях бедных слюдой,— указание на условия неполного химического выветривания. Среди сланцев отмечены известковистые разновидности, черные битуминозные породы с сульфидами.

На севере Финляндии (Финская Лапландия) самый верхний член разреза карельского комплекса — формация Кумпу-Ораниеми, сложенная грубозернистыми аркозовыми кварцитами и конгломератами. По

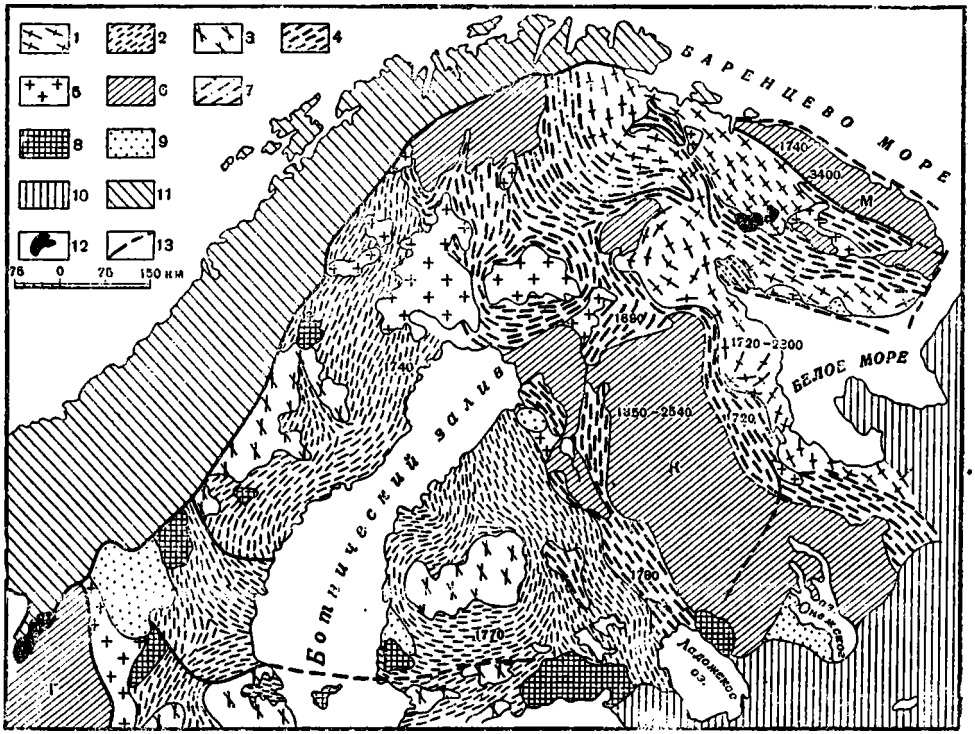
мнению финских исследователей (Simonen, $1960_{1,2}$), это моласса, завершающая карельский цикл.

Таким образом, геологическая история карельской зоны Финляндии была необычной. В начале карельского этапа здесь возникла эпиархейская протоплатформа, на которой шло отложение ятулийского осадочного чехла. По формационным признакам и по времени образования он сопоставляется с сериями Гурон Канады и Витватерсранд Южной Африки. В Финляндии протоплатформенный режим для ряда участков оказался менее устойчивым, а процесс возникновения наложенных геосинклинальных трогов протекал несколько иначе. Возникновение трогов в Финляндии как бы смещается во времени, они образуются после формирования осадочного чехла протоплатформы, который в трогах залегает в основании калевийского геосинклинального разреза. Здесь в отдельных прогибах протоплатформенный чехол ятулия перекрывается калевийским флишем, затем весь карельский комплекс метаморфизуется, сминается. Возникают очень крупные куполовидные гранитные структуры, «протыкающие» не только ятулийский платформенный чехол, но и лежащий выше калевийский флиш. Развитие гранитных куполов, по-видимому, в значительной мере определило возникновение системы облекающих концентрических складок карелид на севере Финляндии, морфологически сопоставимых с кольцевой орогенной зоной на периферии Вредефортского купола Южной Африки и с аналогичными структурами, связанными с развитием гранитных диапиров Канады.

Л. Я. Харитонов (1960) подчеркивает широкое распространение пород ятулийской серии в советской части Балтийского щита, их крупную роль в качестве маркирующего горизонта для корреляции далеко отстоящих разрезов этого щита. В пределах выделяемых Л. Я. Харитоновым «срединного» Карельского массива и одноименной Мурманской структуры (фиг. 10) разрез ятулия аналогичен разрезу пород, слагающих платформенный чехол в Восточной и Северной Финляндии. В основании расположены специфические породы метаморфизованной коры выветривания (базальные сланцы), кварцевые конгломераты, перекрытые косослоистыми кварцитами, чередующимися с покровами диабазов. Местами к этим терригенным, континентальным и эпиконтинентальным отложениям, образующим нижний, сегозерский отдел ятулийской серии, присоединяется верхняя часть разреза ятулия (онежский отдел): доломиты, песчаники и глинистые сланцы (филлиты) с черным углистым (шунгитовым) веществом. С онежским отделом ятулия связаны силлы габбро-диабазов. Мощность сегозерского отдела колеблется от 100 до 700 *м*, а верхнего — от 550 — до 650 *м*. Иногда мощность разреза ятулия увеличивается за счет суисарского вулканического комплекса (авгитовые порфириты, мандельштейны, шаровые лавы, туфобрекчии, туфы и пикриты). Мощность суисарских отложений достигает нескольких сотен метров.

Следует отметить, что ятулий залегает с ясно выраженным несогласием на смятом и гранитизированном метаморфическом комплексе фундамента, в строении которого принимают участие архейские и так называемые нижнепротерозойские образования. Местами, как и в Финляндии, под ятулийской серией согласно расположены сариолийские конгломераты и аркозы. Внутри ятулийского разреза обычно отмечаются следы перерыва между сегозерским и онежским отделами.

«На Карельском массиве,— пишет Л. Я. Харитонов,— отчетливо устанавливается трех- и даже четырехъярусное строение. Нижний ярус — архейский фундамент совместно с фрагментарно развитыми породами нижнего протерозоя — интенсивно гранитизирован. Осадочно-вулканогенные породы собраны в крутые изоклинальные складки. Породы



Фиг. 10. Схема тектонического расчленения Балтийского щита (по Харитонову, 1960).

1 — беломориды; *2* — свекофенниды; *3* — гранитные массивы в свекофеннидах; *4* — карелиды; *5* — гранитные массивы в карелидах; *6* — срединные массивы в карелидах с пологим залеганием ятулия и с доятулийской интенсивной складчатостью и гранитизацией (К — Карельский массив, М — Мурманский массив, Г — Готский массив и др.); *7* — гранулитовый массив; *8* — граниты рапакиви; *9* — нотнийские образования; *10* — осадочный покров Русской платформы; *11* — каледониды; *12* — щелочные герцинские интрузии; *13* — главнейшие тектонические разломы и надвиги. Цифры на рисунке обозначают абсолютный возраст горных пород в миллионах лет

среднего яруса — ятулия — полого и несогласно залегают на отложениях нижнего яруса. Интрузивные породы представлены силлами и дайками диабазов и габбро-диабазов и послеорогенными рапакиви. Третий ярус образован иотнийскими песчаниками с силлами и дайками габбро-диабазов. Самый верхний ярус представлен палеозойскими отложениями Русской платформы... С начала ятулийского времени Карельский массив приобрел консолидацию» (Харитонов, 1960, стр. 24). В Карельском массиве «процессы интенсивной складчатости, гранитизации и регионального метаморфизма закончились в доятулийское время. Такой же срединный Мурманский массив намечается в Кольской зоне» (там же, стр. 31). Эти области ранней консолидации выделяются в качестве ранних карелид с абсолютным возрастом 1850±30 млн. лет.

Вдоль окраин Карельского и Мурманского массивов протягиваются узкие прогибы с особой и различной ятулийской и послеятулийской историей развития. Так, юго-запад Карельского массива окаймлен узким складчатым поясом поздних карелид. На протоплатформенном ятулийском чехле местами с перерывом залегают флишоидные толщи (филлиты) ладожской формации, сопоставляемой с аналогичными образованиями калевия Финляндии. Создается впечатление, что так же как и в Финляндии, в калевийское время на ятулийский чехол был наложен Ладожский геосинклинальный прогиб, сливающийся на северо-

западе с одноименной Калевийской структурой Финляндии. Здесь в предиотнийское время прошли энергичные процессы складчатости (позднекарельской), гранитизации, метаморфизма, возникли зоны крупных разломов. Абсолютный возраст для поздних карелид исчисляется в 1750±50 млн. лет. Позднекарельской складчатостью были охвачены также Восточно-Карельская зона, опоясывающая Карельский массив с востока и северо-востока, и узкие зоны так называемых кольских карелид — Печенгско-Варзугская и Кейвская, рассекающие гнейсовый фундамент беломорид. Все эти зоны вытянуты в северо-западном направлении. Любопытно, что в основании разрезов протерозойских серий, участвующих в строении указанных зон, с большей или меньшей достоверностью устанавливается присутствие ятулийских отложений того же типа, что и на Карельском массиве. Кварциты ятулийского типа, переслаивающиеся с покровами и силлами диабазов и перекрытые мергелистыми сланцами, доломитами и, наконец, филлитами, участвуют в разрезе серий Имандра — Варзуга и печенгской.

Создается, таким образом, впечатление, что в ятулийское время ареной накопления характерных платформенных образований были не только Карельский и Мурманский массивы, но и разделяющая их область древней беломорской складчатости. Другими словами, для ятулийского этапа мы можем выделять в качестве протоплатформенных структур не отдельные «срединные» массивы, подобные Карельскому, Мурманскому и другим, как это предлагает, например, Л. Я. Харитонов. Скорее, речь должна идти о большой ятулийской протоплатформе, которую можно было бы назвать Северо-Балтийской, распространявшейся по всей северо-восточной части Балтийского щита и включавшей в свои границы не только перечисленные «срединные» массивы, но и всю зону беломорид. Эта крупная протоплатформа ятулийского времени примыкала с северо-востока к обширной геосинклинальной области свекофеннид, одновременной с карелидами, как это считают многие исследователи. На юго-западе Швеции зона свекофеннид, может быть, была ограничена другим платформенным массивом (Готским).

Возможен, впрочем, и иной вариант гипотезы о структуре ятулийской протоплатформы, если исходить из представлений П. Эскола (1961) о том, что свекофенниды древнее карелид. В этом случае размеры ятулийской протоплатформы должны быть увеличены еще более и охватить, в сущности, всю территорию Балтийского щита. В пределах этой протоплатформы будут выделяться «выступы» древнего фундамента, где не происходило накопления ятулийского чехла, а Карельский, Мурманский и, может быть (судя по данным Н. Магнуссона, 1960), Готский массивы следовало бы тогда рассматривать в качестве ятулийских прогибов. Впоследствии структуры ятулийской Балтийской протоплатформы частично были переработаны в областях развития наложенных ладожско-калевийских геосинклинальных трогов.

Из рассмотренного материала видно, что в раннем докембрии после завершения нуклеарной стадии становления сиаля возникли в ряде районов современных континентов достаточно стабилизированные массы, на которых накапливались формации платформенного типа и развивались очень пологие платформенные структуры. Однако, эти зоны ранней стабилизации — протоплатформы — по ряду признаков отличаются от типичных платформ неогея. Главными отличительными признаками являются: 1) возникновение на отдельных участках протоплатформ наложенных геосинклинальных трогов; 2) многообразие магматических проявлений: помимо силлей, даек и экструзий основного состава, местами по глубоким трещинам осуществлялся спокойный подъем и совершенная дифференциация крупных масс основной,

ультраосновной, а иногда и гранитоидной магмы (абиссолиты, лополиты и лакколиты); 3) локальная ремобилизация кристаллического фундамента, в связи с которой создавались сложные структуры изолированных гранито-гнейсовых куполов, деформировавших осадочный чехол протоплатформ; 4) явления локального метаморфизма осадочных пород чехла протоплатформ в зонах развития куполов, абиссолитов, лакколитов и лополитов.

Перечисленные особенности протоплатформ свидетельствуют о меньшей степени стабилизации их кристаллического фундамента, чем у более молодых платформ неогея.

ДРЕВНИЕ СТРУКТУРЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТИПА

Одним из основных положений современной тектоники, способствовавших быстрому прогрессу этой отрасли геологии, является учение о геосинклиналях, столетие которого отмечалось два года назад. Как известно, основоположниками этого учения были американские геологи Дж. Холл (Hall, 1859) и Д. Дэна (Dana, 1873), впервые выделившие под названием геосинклиналей определенный тип структур земной коры, характеризующихся своеобразным строением и особой историей развития. Дальнейшее развитие учения о геосинклиналях связано с работами таких блестящих представителей геологической мысли, как Э. Ог (1924), Л. Кобер (Kober, 1921), Г. Штилле (Stille, 1940), С. Н. Бубнов (Bubnoff, 1931), Ч. Шухерт (Schuchert, 1923), А. Д. Архангельский (1948), Н. С. Шатский (1946), Е. В. Милановский (1929) и многие другие. Прекрасное изложение истории этого вопроса можно найти в работах Н. А. Штрейса (1947), Ю. А. Косыгина (1958), Е. М. Лазько и Д. П. Резвого (1961).

Естественно, что за столетнюю историю учение о геосинклиналях далеко продвинулось. Если Д. Дэна геосинклинальной считал любую область с мощным накоплением осадков и с последующей складчатостью, то большинство современных ученых с понятием «геосинклиналь» связывают также представления об определенном характере вулканизма и определенных рядах формаций.

Наиболее четко современное понятие о геосинклинали было сформулировано Н. С. Шатским, который писал, что «геосинклиналями мы называем довольно простые синклиналеобразные формы, обладающие длительным прогибанием, в результате которого образуются очень мощные призмы осадочных и магматических пород. Комплексы горных пород геосинклиналей отличаются не только своей большой мощностью, но и типом горных пород, или, как мы говорим, определенными формациями» (1946, стр. 10). Отдельные геосинклинали и геоантиклинали Н. С. Шатский объединяет в геосинклинальные системы, группирующиеся вместе со срединными массивами в геосинклинальные области.

Дальнейшую разработку получил и вопрос о классификации геосинклиналей. Сведения о геосинклиналях мы можем найти в трудах А. Д. Архангельского, Г. Штилле, Н. С. Шатского, М. Кэя, А. В. Пейве, В. В. Белоусова и многих других исследователей.

В данной работе мы считаем необходимым отметить следующее.

1. Выделение геосинклиналей в качестве самостоятельных структурных элементов земной коры неизбежно влечет за собой и выделение противопоставляемых им платформ. Иными словами, геосинклинали существуют и существовали лишь тогда и постольку, когда и поскольку существовали платформы. «Существование геосинклиналей само по себе предполагает также и наличие устойчивых элементов земной коры

типа современных кристаллических щитов и платформ» (Архангельский, 1948, стр. 38).

2. Развивая учение о геосинклиналях, впервые в истории геологии исследователи остро поставили вопрос о необратимости развития земной коры, так как превращение геосинклинальных областей в складчатые зоны и причленение их к платформенным областям ясно указывало на необратимость этого процесса. «Развитие земной коры — процесс необратимый. Образовавшиеся платформы не превращаются вновь в геосинклинальные области. Исключением являются, может быть, только некоторые геосинклинали по окраинам складчатых областей, но это явление не оказывает влияния на общую направленность процесса» (Шатский, 1946, стр. 12—13). Следует, однако, отметить, что собственно этим большинство геологов и ограничивали понятие необратимости развития земной коры. Никаких изменений и никакой эволюции в развитии самого геосинклинального процесса в ходе геологической истории Земли не отмечалось. Лишь Даке (Dacque, 1915) говорил о морфологических отличиях палеозойских и более молодых геосинклинальных областей и Н. С. Шатский в своих докладах часто отмечал существенные отличия в истории развития каледонид и герцинид.

3. Учение о геосинклиналях на первых порах разрабатывалось применительно к послерифейской истории Земли. Это и понятно, ибо палеозойские складчатые зоны были изучены несравненно полнее, чем складчатые сооружения метаморфид докембрия. По мере углубления наших знаний о древнейших образованиях земной коры большинство геологов, если можно так выразиться, включало их в орбиту учения о геосинклиналях. Основоположником этого направления был один из крупнейших финских геологов, прекрасный знаток докембрия Балтийского щита И. Седерхольм (Sederholm, 1934), выделивший древний глубоко метаморфизованный тектоген в Фенно-Скандинавской системе. Древнейшие компоненты разреза представлены и вулканогенными породами, т. е. породами суперкрустальными, схожими по происхождению с более молодыми образованиями, в частности — с современными.

С этих позиций история докембрия рассматривается как история постепенного наращивания мелких платформенных областей за счет отмирания докембрийских геосинклиналей, принципиально ничем не отличающихся от своих более молодых аналогов. Так, например, в недавно вышедшей работе по геохронологии и геологической эволюции Балтийского щита А. А. Полканов и Э. К. Герлинг пишут: «Все приведенное показывает, что абсолютная геохронология позволяет считать, что принцип актуализма Ч. Лайеля и И. Седерхольма в настоящее время не может и не должен отвергаться для известного нам докембрия в пределах установленной нами геохронологии» (1961, стр. 94).

Однако в последние годы, в результате детальных исследований по геологии докембрия различных областей, выявляется все большее своеобразие геологической истории раннего докембрия. В самом деле, в пределах ряда областей широкого развития докембрийских толщ удается выяснить (Марков, 1962; Павловский, 1962), что наиболее древние отложения, обычно относимые к нижнему архею (древнее, 2,5 млрд. лет), настолько специфичны, что не могут рассматриваться ни в качестве платформенных, ни в качестве геосинклинальных образований. Речь идет о нуклеарной стадии развития земной коры (Павловский, 1962), кратко охарактеризованной выше.

В нижнем архее в пределах некоторых современных щитов существовал тектонический режим особого рода, не сходный с типичным платформенным или типичным геосинклинальным режимом. Следует отметить, что на своеобразие состава нижнеархейской коры указывают многие геологи: Дж. Гилл (Gill, 1948, 1952), Дж. Т. Вильсон (Russel,

Wilson, Jacobs, 1959) и другие. Однако, с их точки зрения, тектонические структуры нижнего архея могут быть полностью сопоставимы с более поздними образованиями.

Очень часто в качестве типичных геосинклинальных докембрийских образований рассматриваются толщи верхнего архея, сохранившиеся значительно полнее, чем нижнеархейские образования. В качестве примера рассмотрим верхнеархейские толщи Алданского, Балтийского и Канадского щитов.

Архейские образования Алданского щита изучены достаточно полно благодаря работам Д. С. Коржинского (1936, 1939, 1945), Н. В. Фроловой (1955, 1958, 1962), Е. М. Лазько (1956), Н. Г. Судовикова (Судовиков и Дзевановский, 1960) и многих других геологов.

Архейский комплекс Алданского щита сложен разнообразными высокотемпературными метаморфическими орто- и парапородами (кристаллическими сланцами и гнейсами, их мигматитами, гранитами и пегматитами). Ведущую роль играют парапороды, отличающиеся поразительной выдержанностью и постоянством минерального состава. Список их породообразующих минералов, как указал Д. С. Коржинский, весьма ограничен. Лишь местами в пределах щита глубоко метаморфизованные породы архея подверглись воздействию позднейших наложенных процессов обратного метаморфизма (диафтореза) (Коржинский, 1936, 1939; Фролова, 1955, 1962; Фролова и Клековкин, 1945; Судовиков и Дзевановский, 1960).

Возраст начального высокотемпературного метаморфизма и гранитизации алданского архея, определенный свинцово-урано-ториевым методом по монацитам, цирконам и ортитам, составляет 2340 ± 100 млн. лет (Виноградов и др., 1960); возраст мигматитов так называемой Чарской глыбы того же архейского комплекса — 2640 ± 100 млн. лет (там же).

Стратиграфия архея Алданского щита разработана с большой степенью детальности. Обычно здесь выделяют три серии. В основании разреза залегает алданская (иенгрская) серия, сложенная мощными, весьма специфическими кварцитами, чередующимися с биотитово-силлиманитовыми, биотито-гранатовыми, реже с гиперстеновыми и роговообманковыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Роль кварцитов снижается по мере движения вверх по стратиграфической вертикали. Следующая серия — ангаро-тимптонская (чарнокитовая — состоит из чередующихся роговообманковых, гиперстеновых, биотитовых и биотитово-роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев. Изредка присутствуют карбонатные породы. Верхняя, учуро-слюдянская (джелтулинская) серия сложена пироксеновыми, биотитовыми, роговообманковыми гнейсами и сланцами, чередующимися с первично-карбонатными породами (кальцитовые и доломитовые мраморы, диопсидовые гнейсы и сланцы). Бескварцевые породы типа плагиоклазовых кристаллических сланцев с различными темноцветными минералами встречаются чаще, чем обычные гнейсы.

В условиях длительного архейского осадконакопления в общих чертах наблюдается закономерная смена осадочного материала, совпадающая с общим ходом осадочной дифференциации: преобладание в нижних частях разреза кремнезема и глинозема, в средней части — железомагнезиальных силикатов, в верхней — карбонатных соединений (Фролова, 1951).

Общая мощность всех трех серий достигает 15—20 *км* (Фролова, 1951; Фролова и Клековкин, 1945).

Характерная особенность разреза алданского архея — стратиграфическое единство, отсутствие внутренних перерывов и несогласий. Другая черта — постоянство фациального облика серий, свит, горизонтов,

пачек и даже отдельных слоев парапород на больших площадях, особенно характерное для средней серии. Кроме преобладающих осадочных пород, в разрезе метаморфических серий алданского архея присутствуют основные эффузивы, сопровождающиеся интрузиями основного и ультраосновного состава. Существуют указания на то, что мощная толща алданского архея была расположена на субстрате, состоявшем преимущественно из основных эффузивов (Фролова, 1950, 1951, 1962).

Архейские образования Алданского щита смяты в систему длинных и крупных линейных складок северо-западного простирания, состоящую из правильного чередования синклинориев и антиклинориев, относительно просто построенных, с вертикальными или наклонными осевыми плоскостями (фиг. 11). Шарниры складок обычно плавно ундулируют. Эти крупные, сравнительно простые структуры местами осложнены мелкими, иногда изоклинальными складками, явлениями будинажа, а также редкими куполами, аналогичными гранитным диапирам Е. Вегмана, возникновение которых связывают с более поздними явлениями реоморфизма (Павловский, 1944; Лазько, 1956; Другова и др., 1959).

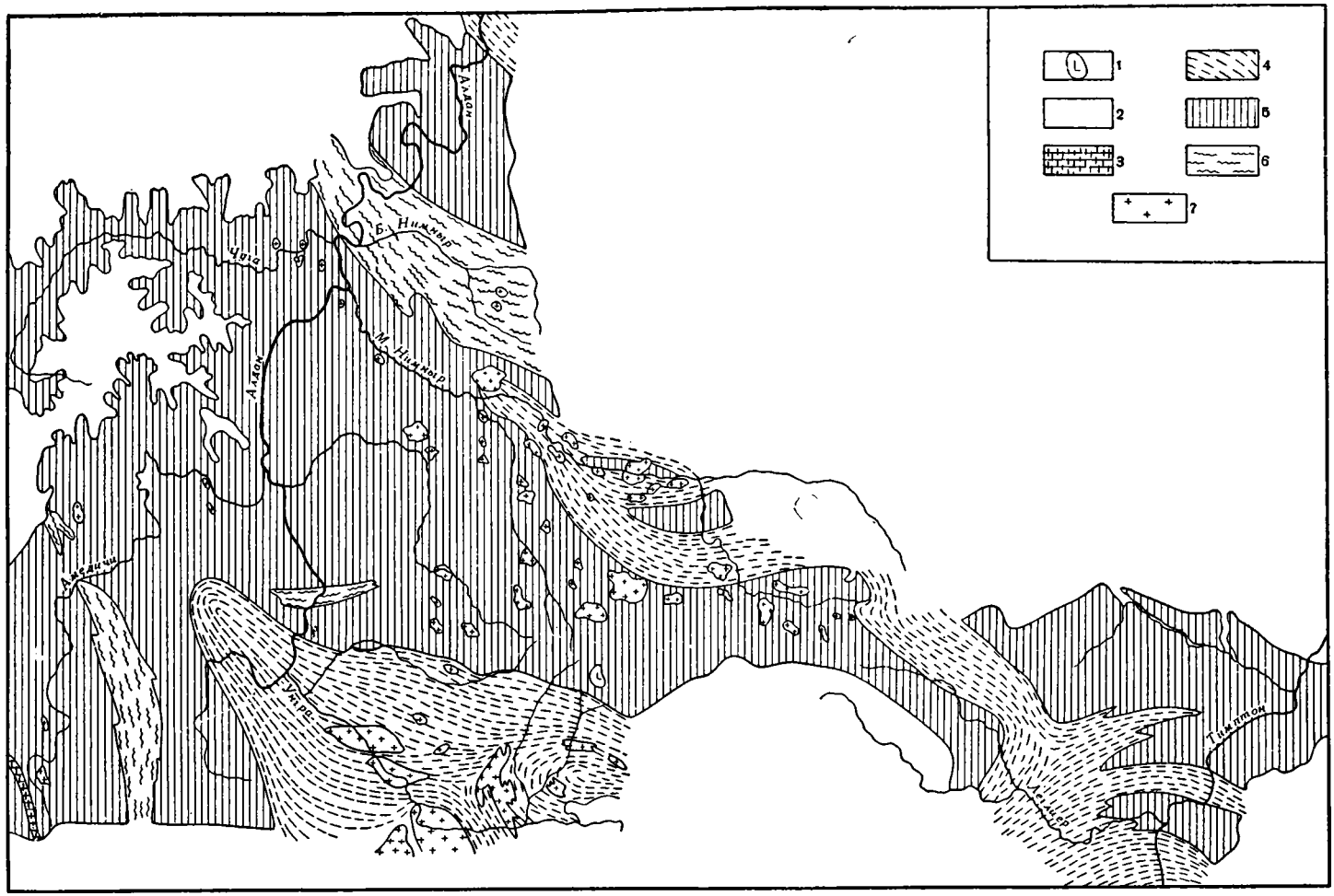
Данные геологических съемок, полученные в последние десятилетия, позволили достаточно детально расчленить всю толщу алданского архея на свиты, пачки и горизонты и, вместе с тем, показали исключительную фациальную выдержанность многих горизонтов и пачек, свидетельствующую о большой гомогенности огромного верхнеархейского бассейна. Пожалуй, именно эта структура больше всего подходит под определение геосинклинали, данное Э. Огом, от которого большинство геологов в дальнейшем отказалось. Действительно, огромные мощности осадков, наличие эффузивов, силлов и штоков основных и ультраосновных пород, обилие гранитоидов, широкое проявление процессов мигматизации и гранитизации, сильный метаморфизм пород, линейная складчатость — все это качества, присущие и более молодым геосинклинальным областям. С другой стороны, фациальная выдержанность на больших площадях верхнеархейских толщ указывает на крайне слабую расчлененность бассейна, отсутствие жестких стабильных масс, на существенно отличные условия накопления этих толщ по сравнению с геосинклинальными.

Н. В. Фролова писала: «Если рассматривать всю Восточную Сибирь как геосинклинальную область, существовавшую в архее... то... необходимо учитывать, что геосинклинальный режим архея был, несомненно, весьма специфичным и, по-видимому, не соответствовал целиком геосинклинальным условиям более поздних этапов геологической истории» (1962, стр. 20—21).

Нам представляется, что здесь мы в действительности сталкиваемся с особым протогеосинклинальным режимом, присущим ранним стадиям развития земной коры континентов и не повторявшимся в более поздние этапы ее развития.

Сходные условия развития удается наблюдать и в верхнеархейских толщах Балтийского щита. Как известно, на Балтийском щите наиболее древними образованиями являются породы, называемые обычно докарельским и гнейсовым основанием (Simonen, $1960_{1,2}$; Вяюрюнен, 1959) [1]. Эти породы широко известны в Восточной Финляндии, где наиболее крупная область их распространения получила название Ятулийского континента, и в Финской Лапландии (формация Тунтса-Савуоски). В пределах Карелии и Кольского полуострова им соответствует

[1] В данной работе мы не будем рассматривать образований катархея, выделенного А. А. Полкановым и Герлингом (1961), так как геологическое положение этих пород еще не ясно.



Фиг. 11. Схематическая карта западной части Алданского щита (по Друговой, 1959).

1 — сиенит- и монцонит-порфиры; *2* — кембрийские отложения; *3* — протерозойские отложения; *4* — граниты; *5* — верхняя (федоровская) свита; *6* — средняя (верхнеалданская) свита; *7* — нижняя (чекчойская) свита

комплекс беломорских гнейсов, возраст которых определяется в 2140—1900 млн. лет (Полканов и Герлинг, 1961).

Породы беломорского комплекса слагают полосу северо-западного простирания в северной части Карелии и южной части Кольского полуострова. Ширина этой полосы колеблется от 40 до 60 *км*, длина ее 300—340 *км*. Беломорский комплекс сложен толщами биотитовых гнейсов, амфиболитов, гранатово-биотитовых сланцев. Общая мощность комплекса оценивается в 12—15 *км*.

Вопросы стратиграфии беломорского комплекса очень сложны и часто дискуссионны несмотря на довольно большое количество исследований (Судовиков, 1939; Мишарев и др., 1960; Горлов, $1960_{1,2}$; Калафати, 1960; Шуркин, 1960 и многие другие). В частности, по данным Д. Т. Мишарева, А. С. Амеландова, А. И. Захарченко и В. С. Смирнова (1960), беломорский комплекс подразделяется на три толщи. Нижняя (керетьская) толща состоит из биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов с подчиненными амфиболовыми гнейсами и амфиболитами; средняя (хетоламбинская) представлена амфиболитами, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами с подчиненными гранатово-биотитовыми гнейсами; верхняя (лоухская) сложена гранатово-биотитовыми (иногда с графитом) и биотитовыми сланцами с подчиненными двуслюдяными и амфиболовыми гнейсами.

Авторы упомянутой работы указывают, что первоначально породы беломорского комплекса представляли собой серию обломочных образований аркозового и, как нам кажется, грауваккового состава (биотитовые гнейсы) с пачками эффузивов основного состава (амфиболиты) и глинистых и мергелистых пород (сланцы и амфиболовые сланцы).

Породы беломорского комплекса прорваны метаморфизованными габбро и перидотитами и существенно гранитизированы.

Представлений Д. Т. Мишарева и А. С. Амеландова о стратиграфии беломорского комплекса не разделяют другие исследователи. Н. В. Горлов ($1960_{1,2}$), Л. В. Калафати (1960) и другие придерживаются прямо противоположной точки зрения на стратиграфию беломорского комплекса. По их данным, в основании разреза залегают преимущественно высокоглиноземистые породы (лоухская свита Д. Т. Мишарева), средняя часть представлена в основном амфиболитами и амфиболовыми сланцами, верхняя — биотитовыми и биотитово-амфиболитовыми гнейсами.

Существование различных точек зрения безусловно связано с недостаточным количеством фактов. М. С. Марков (1962) изучал породы беломорского комплекса в Енском районе, и все имеющиеся в его распоряжении данные говорят, скорее, о правильности стратиграфических построений Н. В. Горлова и Л. В. Калафати. Для целей настоящей статьи можно ограничиться замечанием о том, что беломорский комплекс, так же как верхний архей Алданского щита, характеризуется большой фациальной выдержанностью отдельных свит, пачек и горизонтов, сложенных главным образом обломочными породами с покровами эффузивов основного состава и пластами глинистых и карбонатных образований. Возможно, что детальные исследования химического состава пород беломорского комплекса позволили бы еще более четко указать на его сходство с алданским археем.

Вполне естественно, что в зависимости от принятия той или иной стратиграфической схемы по-разному будет выглядеть и внутреннее строение беломорского комплекса. Весь пояс беломорид представляет собой мощный Беломорский синклинорий, ось которого протягивается на северо-запад от Кандалакшской губы. Этот синклинорий осложнен складками второго и третьего порядка, оси которых вытянуты как в северо-западном, так и в северо-восточном направлении. Местами

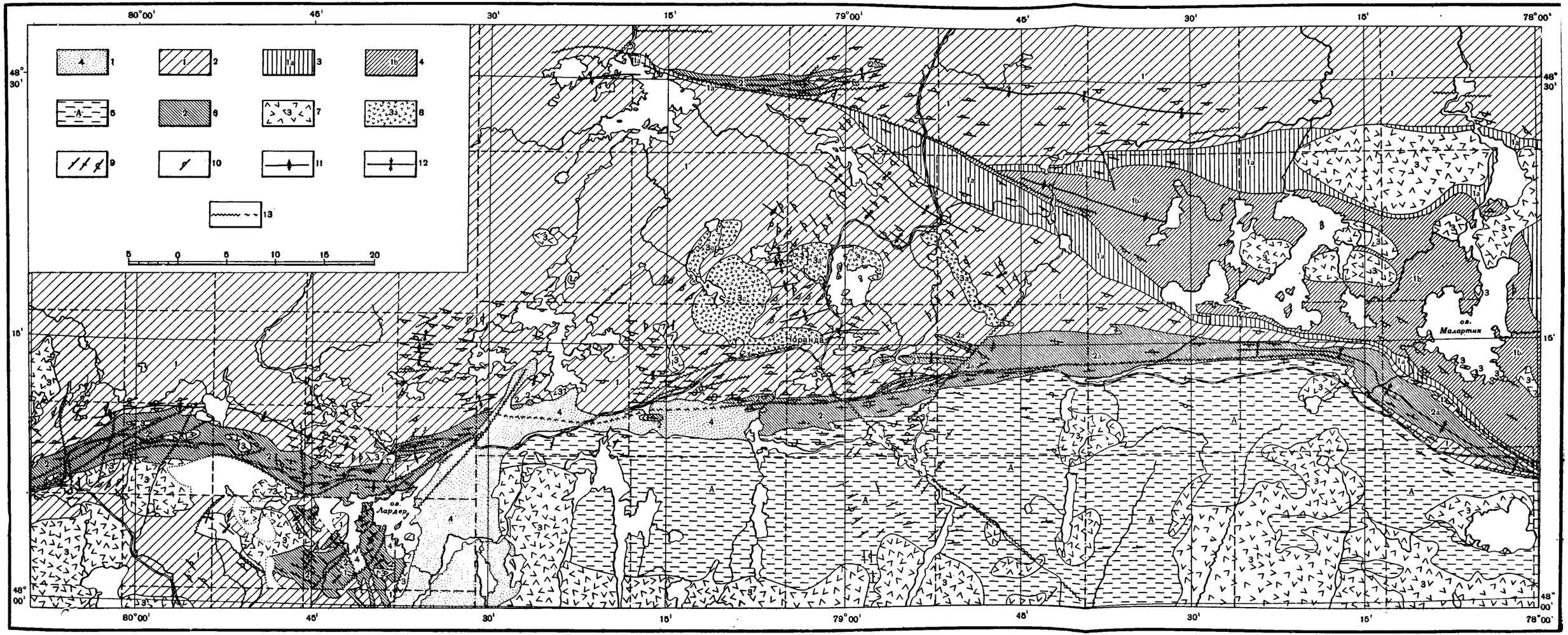
развиты округлые куполовидные структуры, изученные и описанные Н. В. Горловым (1960$_{1,2}$). На эти сравнительно просто построенные крупные формы накладывается очень сложная мелкая складчатость, связанная с пластическими деформациями сильно метаморфизованных пород беломорского комплекса.

В строении Беломорского синклинория поражает существование взаимно-перпендикулярных структур, образовавшихся одновременно, как это показано Н. В. Горловым. Этот факт до сих пор не получил объяснения. Нам представляется, что существование таких структур и их возникновение станет понятным лишь в том случае, если рассматривать образование Беломорского прогиба и образовавшихся в нем складчатых структур как результат опускания участка жесткого стабильного добеломорского фундамента.

Следовательно, и на территории Балтийского щита в верхнем архее образовались широкие, слабо расчлененные прогибы, выполненные в основном терригенными образованиями, с относительно простой структурой, подвергшиеся в дальнейшем процессам гранитизации.

Несколько иная картина наблюдается на Канадском щите. Здесь к верхнему архею относятся породы серии Тимискаминг. Наиболее отчетливо породы этой серии выделяются в районе озер Киркланд и Лардер, где они образуют своеобразные шовные структуры, прекрасно изученные Вильсоном (1956), Куком (Cooke, 1919) и другими геологами. В других частях Канадского щита породы серии Тимискаминг выделяются с большим трудом, так как они слагают практически одни и те же структуры с нижнеархейскими образованиями и их легко спутать с граувакковыми толщами нижнего архея. Серия Тимискаминг в районе озер Киркланд и Лардер образует пояс осадков, который протягивается на расстояние около 100 *км*. Ширина выходов пород серии Тимискаминг колеблется от 10 до 3—4 *км* (фиг. 12).

В самой западной части Канадского щита, в районе оз. Роунд, она сложена конгломератами с отдельными прослоями граувакковых сланцев, общей мощностью около 180 *м*. Далее на восток в разрезе серии увеличивается количество граувакковых сланцев, которые образуют отдельную пачку в верхней части серии. Конгломераты местами выклиниваются и залегают в виде линз мощностью от 1 до 183 *м*. Одновременно с этим в разрезе появляются отдельные покровы натриевых трахитов и базальтов и прослои черных сланцев. Максимальная мощность серии 2000—2500 *м*. Конгломераты серии Тимискаминг массивны и не рассланцованы. В них обильна галька (75—80%) базальтов, габбро, кремнистых туфов, яшм, гранитов и сиенитов. Размеры гальки, как правило, невелики (до 30 *см*), но иногда встречаются и крупные валуны. Галька чаще окатанная и полуокатанная. Цемент конгломератов грубозернистый, песчаный. Граувакки и граувакковые сланцы представляют собой породы темно- и светло-серого цвета. Структура их бластопсаммитовая и бластопелитовая. Состоят они обычно из зерен кварца, полевого шпата и хлорита, вероятно, являющегося продуктом замещения железомагнезиальных силикатов. Из вторичных минералов известны каолин, серицит, кальцит и альбит. Натриевые трахиты образованы преимущественно из альбита, роговой обманки и микрозернистой основной массы. Разные части покровов построены неодинаково. В основании большей частью залегают порфировидные разности с крупными вкрапленниками альбита и роговой обманки, замещенной хлоритом. Основная масса сложена микролитами олигоклаз-альбита с небольшой примесью актинолита и серицита. Выше, как правило, распространены лавобрекчии с обломками трахитов и стекла. Покров венчается мелкозернистыми лавами с обильными мелкими вкрапленниками роговой обманки, часто хлоритизированной.



Фиг. 12. Геологическая карта района озера Киркланд-Маларктик, Канада (по Wilson, 1956).

1 — серия Кобальт, конгломераты и граувакки; *2—5* — серия Киватин. *2, 4* — вулканиты; *3* — прослои осадочных пород среди вулканитов; *5* — группа Понтиак, слюдяные сланцы; *6* — серия Тимискаминг, конгломераты, кварциты, сланцы; *7* — постгимискамингские нормальные граниты и сиенитовые порфиры; *8* — посттимискамингские альбитовые граниты и гранодиориты; *9* — слоистость в осадочных породах; *10* — слоистость в вулканитах; *11* — оси антиклиналей; *12* — оси синклиналей; *13* — разломы. Масштаб в милях

Базальты образуют отдельные покровы мощностью до 10—15 *м*. Внешне они весьма сходны с более древними, киватинскими вулканитами. В них часто сохраняются порфировые и диабазовые структуры и текстуры течения. Местами в базальтах распространены только вторичные минералы — хлорит, кальцит, альбит.

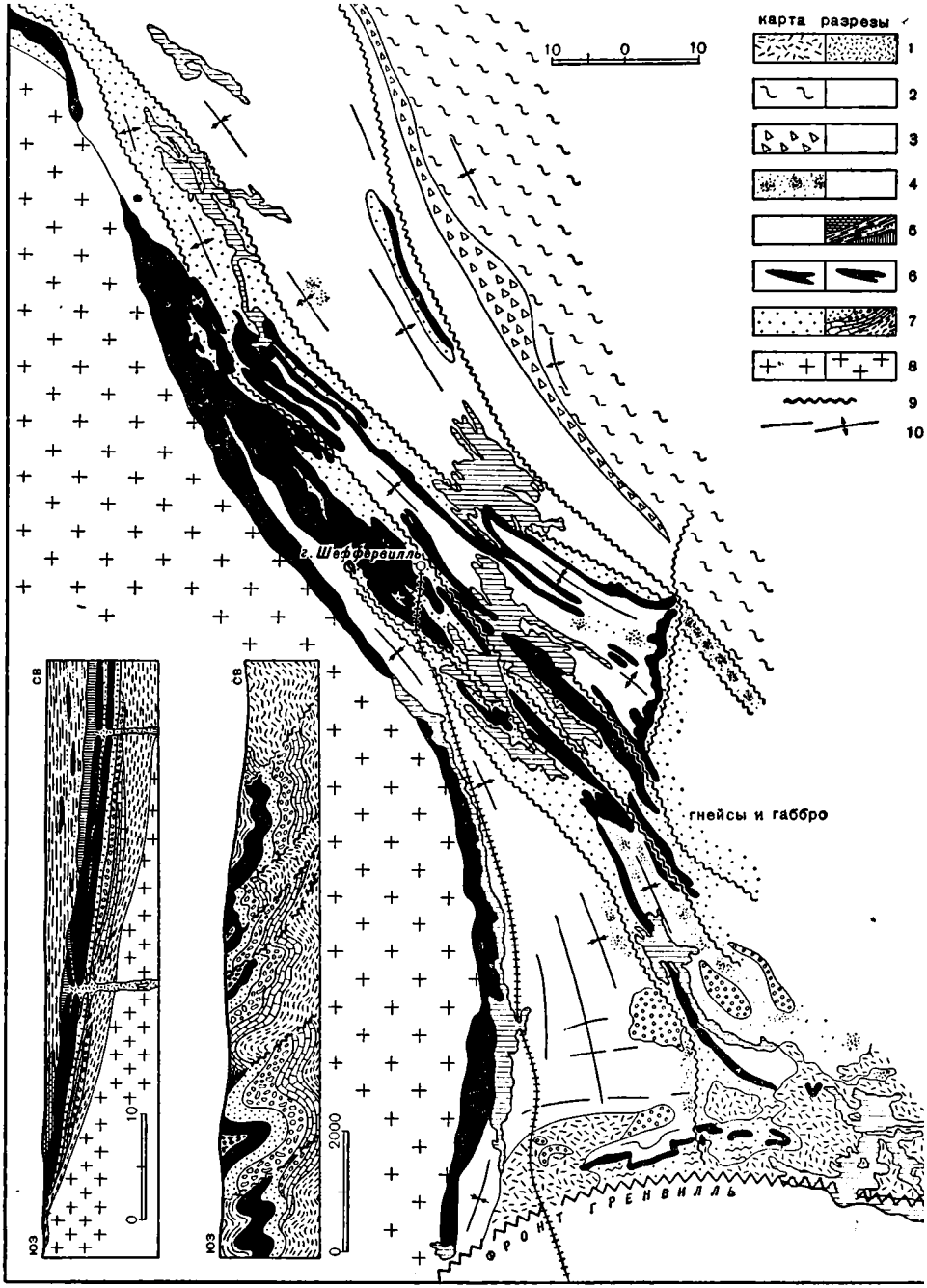
Как уже отмечалось, мощность серии Тимискаминг крайне изменчива, она резко увеличивается с запада на восток. По направлению с севера на юг граувакки почти целиком замещаются конгломератами.

Отложения серии Тимискаминг в районе озер Киркланд и Лардер слагают узкий и крайне протяженный грабен, ограниченный с севера и с юга зонами крупных разрывных нарушений. Интересно, что анализ состава гальки и ряд других данных позволили канадским геологам считать, что только зона грабена служила основной ареной тимискамингского осадконакопления в южной части Канадского щита. Можно предполагать, что современная ширина тимискамингского грабена немногим отличается от первоначальной.

Таким образом, в верхнем архее, на Канадском щите, кроме накопления граувакковых толщ в пологих изометричных бассейнах, уже существовали отдельные зоны крупных нарушений, к которым были приурочены глубокие линейные прогибы.

Рассматривая геологию архея Канадского щита, нельзя не остановиться на одном противоречии, явно бросающемся в глаза. Как известно, определения абсолютного возраста архея, базирующиеся, в основном, на абсолютном возрасте пегматитов, дают возможность выделять в пределах щита разновозрастные геологические провинции, из которых наиболее древней считается провинция Киватин (3200—2500 млрд. лет). В то же время в провинции Киватин и в других, более молодых, геологические соотношения остаются неизменными, а именно — везде в основании разреза залегают вулканогенные толщи основного и среднего состава, на которых расположены граувакки, и везде гранитизация имеет более молодой возраст. Естественно, возникает вопрос — не являются ли возрастные провинции Канадского щита областями, в которых процессы гранитизации проявлялись в разное время. В пользу такого предположения, возможно, говорит отсутствие четких границ между отдельными провинциями Канадского щита. Встает также вопрос о причинах весьма существенных различий между структурами верхнего архея Канадского щита и такими же структурами Алданского и Балтийского щитов. Пока можно уверенно говорить лишь о том, что шовные, приразломные структуры тимискамингского типа развивались на гранито-гнейсовом цоколе, ибо в гальке конгломератов представлены соответствующие породы. Широкая и относительно пологая алданская протогеосинклиналь, по всей видимости, расположена преимущественно на базальтовом фундаменте. Промежуточное положение между этими двумя крайними членами ряда занимают беломориды, покоящиеся на гранитизированном цоколе, но во многих чертах сходные с породами алданской протогеосинклинали. Возможно, что значительные различия между указанными верхнеархейскими структурами обусловлены разной степенью ранней гранитизации Канадского, Балтийского и Алданского щитов, а отсюда — и разной степенью их последующей подвижности.

Итак, мы рассмотрели на нескольких примерах специфику тектоники нижнего и верхнего архея ряда щитов. Уже сейчас можно с уверенностью утверждать, что тип структур и особенности развития не позволяют рассматривать их в качестве типичных платформенных или типично геосинклинальных. Это своеобразные структуры, присущие ранним стадиям развития земной коры, и именно в этом проявляется одна из черт необратимости ее развития.



Фиг. 13. Геологическая карта центральной части Лабрадорской геосинклинали (составлена по Gastil, Blias a. oth.).

1 — габбро; *2* — эффузивы, пирокласты и обломочные породы группы Дуоблет — Лапорте; *3* — обломочные породы и пирокласты группы Мёрдок; *4* — сланцы группы Хоувз; *5* — свита Менихек; *6* — свита Сокоман; *7* — группа оз. Ноб (без свиты Сокоман); *8* — гранитизированные породы основания; *9* — разломы; *10* — оси складок. Масштаб в милях

Выясняется также, что формирование коры континентального типа в ряде районов древних протоплатформ было связано с широкой гранитизацией базальтовой коры. Такое широкое развитие процессов гранитизации мы не наблюдаем в более позднее время. Любопытно, что во многих районах земного шара формирование гранито-гнейсового допротерозойского цоколя протоплатформ приходится на промежуток времени 2,5—1,7 млрд. лет. Возможно, что это явление связано с тепловым режимом нашей планеты, когда на рубеже 3—2 млрд. лет происходил разогрев первичной земной коры на глубинах 50—100 *км* (Любимова, 1955).

Протерозойская история рассматриваемых щитов резко отлична от архейской. По существу, именно с началом протерозоя связано появление на щитах крупных линейных прогибов, в которых накапливались геосинклинальные формации. В то же время одновременно с развитием прогибов возникли в ряде участков протоплатформенные структуры. Геосинклинальные формации накапливались на Балтийском щите в зонах свекофенид и отчасти карелид, на Канадском — в многочисленных трогах (Лабрадор, Иннуитская геосинклиналь и др.).

Интересно, что все эти структуры закладывались в зонах крупных разрывных нарушений несогласно по отношению к гранитизированному архейскому фундаменту. На эту своеобразную черту докембрийских геосинклиналей указывал Ю. М. Шейнманн (1959). Подобные прогибы были как бы прообразами авлакогенов древних платформ, выделенных Н. С. Шатским и описанных А. С. Новиковой ($1959_{1,2}$, $1960_{1,2}$, 1961). Рассмотрим некоторые из этих структур.

Лабрадорский трог расположен в центральной части п-ова Лабрадор (Gastil and oth., 1960). В современном эрозионном срезе длина его 550—600 *км*, ширина 60—70 *км* (фиг. 13); общая мощность выполняющих трог осадков 7—7,5 *км*. Наиболее полные разрезы вскрыты в центральной части трога, где снизу вверх обнажены:

Отложения группы (серии) озера Ноб

1. Гравийные конгломераты и крупнозернистые песчаники свиты Севард.

2. Выше по разрезу они постепенно переходят в сланцы, кремнистые сланцы и доломиты свиты Аттикагамен.

3. На свите Аттикагамен залегают доломиты и сланцы (свита Денаульт).

4. Еще выше залегает характерная толща кремнистых брекчий, носящая название свиты Флеминг.

5. Кварциты, аркозы и гравийные конгломераты свиты Уишарт. В северном направлении упомянутые пять свит замещаются толщей кварцитов, аркозов, конгломератов и доломитов, выделяемых под названием свиты оз. Кембриен.

По направлению к югу, при приближении к «фронту» Гренвилл и еще южнее, вследствие наложения молодого гренвилльского метаморфизма отложения свиты Уишарт представлены тремолитово-диопсидовыми мраморами, слюдяными сланцами, гнейсам и мигматитами свиты Дулей. Лишь верхняя кварцитовая свита сохраняет свой фациальный облик. Ее аналогом являются кварциты свиты Уапасакатоу.

6. Выше по разрезу в центральной части трога расположены сланцы свиты Рус, стратиграфическими аналогами которых на севере являются сланцы, доломиты и песчаники свиты оз. Ноб. На юге их точные стратиграфические аналоги неизвестны.

7. Верхняя часть разреза отложений группы оз. Ноб сложена железисто-кремнистыми породами, яшмами, силикатно-железистыми роговиками и карбонатными породами. В центральной части трога они

получили название свиты Сокоман, на севере — свиты Фенимор, а на юге, где распространены магнетитовые и спекуляритовые разности железистых кварцитов, они выделяются в свиту оз. Уабуш.

Интересно, что в составе свиты Сокоман, в средней ее части, прослеживается пачка чистых кремней мощностью до 65 *м*. Во время отложения осадков группы оз. Ноб, и особенно верхней ее части, в троге Лабрадор наблюдается некоторая, сравнительно небольшая вулканическая деятельность. Мелкие покровы лав встречаются в свитах Аттикагамен и Упшарт; в свите Сокоман известны покровы лав и пачки пирокластитов. Вулканические центры располагались вдоль западного края бассейна.

Американские и канадские геологи, изучавшие трог Лабрадор, считают, что после отложения осадков группы оз. Ноб он подвергся орогении, возраст которой оценивается в 1750 млн. лет. Доказательство существования этой орогении они видят в стратиграфическом несогласии между породами группы оз. Ноб и лежащей выше свиты Менихек и в существовании маломощной коры выветривания в кровле свиты Сокоман. Однако, с нашей точки зрения, все это свидетельствует лишь об обмелении и осушении Лабрадорской геосинклинали.

Как уже упоминалось выше, отложения группы оз. Ноб и свита Менихек сложены доломитами, карбонатными, глинистыми сланцами с небольшим количеством вулканогенных пород. В северной части трога аналогами свиты Менихек являются конгломераты, песчаники и сланцы свиты Чиоак, доломиты свиты Абнер и сланцы и граувакки свиты Ларч. На юге стратиграфические аналоги свиты Менихек представлены амфиболитами, карбонатными сланцами, роговообманково-гранатовыми гнейсами и мигматитами.

Выше по разрезу залегают осадки группы Хоувз, сложенной графитовыми пиритсодержащими сланцами с маломощными покровами вулканогенных пород и с большим количеством силлов габбро. В северной части трога аналогичные образования неизвестны, на юге они представлены черными графитовыми кристаллическими сланцами.

Лежащая выше группа Мёрдок состоит из туфов основных эффузивов, граувакк, кварцитов, сланцев и конгломератов с небольшим количеством покровов основных эффузивов. В конгломератах содержится галька подстилающих пород и гнейсов основания. Стратиграфическими аналогами пород группы Мёрдок на севере являются массивные лавы основного состава, с шаровыми текстурами, и разнообразные вулканогенно-обломочные образования, выделенные в свиту Хеленкоурт. В южной части трога разрез заканчивается графитсодержащими кристаллическими сланцами.

На породах группы Мёрдок в центральной части трога залегает толща андезитов и базальтов с хорошо сохранившимися шаровыми текстурами, в лавах содержатся тонкие прослои черных, богатых пиритом сланцев и тонкозернистых туфов. В качестве маркирующих горизонтов прослеживаются пачки массивных кварцитов и серых сланцев. Эти породы выделяются под названием группы Доублет-Лапорте. В северной части трога с ними сопоставляются глинистые сланцы и аргиллиты свиты Севенет.

Все рассматриваемые отложения прорваны силлами и штоками диабазов, габбро и перидотитов, участвующих в складчатости вместе со стратифицированными образованиями. Структуры, созданные в результате лабрадорского орогенеза (1350 млн. лет), простираются с северо-запада на юго-восток параллельно общему простиранию трога. Осевые плоскости складок, как правило, наклонены на восток. Наиболее просто построены складки, расположенные у западного края трога. По мере продвижения на восток морфология складок заметно усложняется.

На их крыльях образуются крутые надвиги со смещениями до сотни метров. Заметно растет степень метаморфизма пород и появляются пластические деформации. Степень метаморфизма пород становится столь высокой, что они практически неотличимы от гнейсов основания, в результате чего восточную границу трога можно установить лишь с большим трудом.

Резко несогласно на рассматриваемых образованиях залегают кварцевые песчаники и красноцветные породы свиты Сандгирт, прорванные диабазами, габбро и пегматитами, абсолютный возраст которых равен 1000 млн. лет.

Нетрудно видеть, что состав отложений и структуры лабрадорского трога напоминают более поздние геосинклинальные образования с характерными вулканогенными и вулканогенно-кремнистыми формациями и с четко выраженной линейностью структур. Однако и здесь мы наблюдаем большие различия. Прежде всего, как уже отмечалось и ранее (Марков, 1962; Павловский, 1962), протерозойские геосинклинальные прогибы не имеют сопряженных и соизмеримых с ними геоантиклинальных поднятий. Они возникают после нуклеарной стадии развития земной коры, на консолидированном гранито-гнейсовом основании, в результате заложения и развития зон крупных разрывных нарушений и не имеют смежных линейных поднятий, а разделяются более или менее изометричными крупными блоками фундамента. Именно в этом отношении они весьма сходны с авлакогенами платформ неогея.

Кроме того, поражает крайне малая скорость осадконакопления. В самом деле, за время, равное 600—650 млн. лет, в троге накопилось всего лишь около 7000 *м* осадков. Необходимо отметить и крайнюю бедность «набора» формаций Лабрадорской геосинклинали, вероятно, связанную с малой скоростью осадконакопления. Здесь развиты граувакковая, доломитово-кремнистая, железо-кремнистая и андезитово-базальтовая формации. При этом последняя характерна для эвгеосинклинальных прогибов, а первые три широко развиты в миогеосинклиналях. О своеобразии формационных рядов докембрийских геосинклиналей писал Е. В. Павловский (1958_2, $1960_{1,2}$), показавший, что в позднекембрийских геосинклинальных прогибах Шотландии и Центрального массива Франции сочетаются в разрезах такие антагонистические формации, как флишевая и спилитово-кератофировая.

Интересна и вертикальная последовательность формаций в Лабрадорской геосинклинали. Разрез ее начинается обломочными породами граувакковой формации (свита Севард и часть свиты Аттикагамен), которая вверх постепенно сменяется доломитово-кремнистой формацией (верхняя часть свиты Аттикагамен, свиты Денаульт и Флеминг). Выше по разрезу вновь залегает граувакковая формация (обломочные породы свиты Уишарт), сменяющаяся железисто-кремнистой формацией (свиты Рус и Сокоман).

Таким образом, формационный ряд отложений группы оз. Ноб типичен для миогеосинклинального прогиба. Выше граувакковой формации вновь залегают доломиты свиты Менихек (доломитово-кремнистая формация), затем — андезитово-базальтовая формация, состоящая из лав, туфогенных пород, отдельных прослоев граувакк и черных пиритсодержащих сланцев. По латерали эта формация частично замещается глинисто-сланцевыми образованиями свиты Севенет. Подобный вертикальный формационный ряд действительно очень специфичен и не похож на формационные ряды палеозойских эв- или миогеосинклиналей.

Своеобразие протерозойской Лабрадорской геосинклинали проявляется также и в очень специфичном магматизме. По существу, развитие геосинклинального прогиба заканчивается проявлениями

основного и ультраосновного магматизма, которые в более поздние периоды геологической истории характерны для начальных этапов развития геосинклинальных прогибов. Кислый синорогенный и посторогенный магматизм, широко развитый в палеозойских и мезо-кайнозойских геосинклинальных областях, здесь отсутствует, ибо вряд ли можно связывать гранитизацию субпровинции Гренвилл, расположенной резко несогласно по отношению к Лабрадорской геосинклинали, в единый цикл развития.

Можно думать, что специфика, присущая Лабрадорской геосинклинали, является в достаточной степени общей чертой протерозойских геосинклинальных прогибов, так как сходные особенности наблюдаются и в протерозойских прогибах Балтийского щита.

Переходя к рассмотрению геосинклиналей протерозоя Балтийского щита, необходимо отметить, что в настоящий момент наиболее сложным является вопрос о возрасте и положении в разрезе комплекса свекофеннид, широко развитых в южных частях Финляндии и в Швеции. Как известно, А. Симонен ($1960_{1,2}$) сопоставляет эти толщи с карелием, причем не просто с карелием, а с верхними частями его разреза — с ятулием и калевием. Подобное сопоставление основано на одинаковом абсолютном возрасте гранитоидов, развитых в зонах свекофеннид и карелид, и на отсутствии четких границ между ними. А. А. Полканов и Э. К. Герлинг (1961), К. О. Кратц (1960, 1961) сопоставляют свекофенниды с ранними, доятулийскими карелидами, отсутствующими в пределах Финляндии и Швеции.

С крайне интересными предположениями выступили в последнее время Н. Х. Магнуссон (Magnusson, 1960_1) и П. Эскола (1961) — старейшие скандинавские геологи. С их точки зрения, гранитизация и метаморфизм свекофеннских образований — сравнительно молодые явления, наложенные на более древние породы.

Для свекофеннид Балтийского щита типичен разрез так называемого пояса сланцев Тампере, где, по данным А. Симонена ($1960_{1,2}$), наблюдается следующая последовательность (снизу вверх):

1. Граувакковые сланцы мощностью свыше 3000 *м*.
2. Кварцево-полевошпатовые породы (аркозы и пирокласты). Мощность их колеблется от 1500 до 2000 *м*.
3. Вулканические породы основного и среднего состава мощностью 800—1500 *м*.
4. Конгломераты с прослоями и пачками граувакковых сланцев и аркозов, мощностью 700—800 *м*.
5. Вулканические породы основного состава мощностью свыше 1000 *м*.

Рассматриваемый комплекс свекофеннских образований Симонен ($1960_{1,2}$) подразделяет на нижний, средний и верхний свекофеннний. Нижний свекофеннний включает граувакковые сланцы и кварцево-полевошпатовые породы (лептиты), средний — вулканогенные образования среднего и основного состава, а верхний — перекрывающие вулканиты обломочные образования.

Как показал Н. Х. Магнуссон (1960_1), разрезы свекофеннских образований, развитых в Швеции, фациально очень изменчивы. Наибольшее распространение имеют обломочные толщи верхнего свекофеннния.

Рассматривая формационный состав свекофеннских толщ сланцевого пояса Тампере, мы видим, что здесь, как и в Лабрадорской геосинклинали, распространены граувакковая и зеленокаменная формации, причем разрез геосинклинали начинается обломочными толщами граувакк формации, а лишь затем следует излияние лав основного состава. Именно в этом, нам кажется, проявляется сходство свекофеннид с протерозойскими наложенными геосинклиналями. Правда, здесь возникает

очень сложный вопрос о фундаменте свекофеннид. До последнего времени в зоне свекофеннид не установлены более древние образования, и можно было предполагать, что основание свекофеннских толщ неизвестно. В настоящий момент появляются отдельные (Полканов и Герлинг, 1961) указания на существование в зоне свекофеннид пород более древнего верхнеархейского возраста.

В отличие от протерозойских наложенных складчатых зон, характеризующихся отчетливо выраженными линейными дислокациями, свекофеннидам свойственны округлые, нелинейные складчатые формы. Такой тип дислокаций, как справедливо отметил П. Эскола (1961), скорее свойствен более древним, архейским структурам.

Большее сходство с протерозойскими геосинклиналями Канадского щита обнаруживают раннекарельские прогибы (1880—1620 млн. лет), развитые, в основном, в восточной части Балтийского щита. Здесь, по данным Л. Я. Харитонова (1960), выделяются три складчатые зоны: Финляндско-Карельская, Кольская и Скандинавская. Породы нижнего карелия во всех этих зонах достаточно близки по составу. Типовой разрез ранних карелид, по К. О. Кратцу (1961), выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Конгломераты.

2. Метаморфизованные основные и кислые вулканиты, пара- и ортосланцы, амфиболиты, частью превращенные в слюдяные, гранатовые и гранато-ставролитовые гнейсы (в Западной Карелии — лептиты и лептитовые гнейсы).

3. Основные и кислые вулканиты (местами с конгломератами). Общая мощность этих трех пачек пород, относимых К. О. Кратцем к раннему карелию, 1750—1850 *м*.

Геосинклинальные прогибы возникают в результате раскалывания более древнего архейского фундамента Балтийского щита, т. е. они не согласуются с более древними структурами и наложены на них. В нижней части разреза этих геосинклинальных трогов также залегают обломочные толщи, перекрытые эффузивными образованиями основного состава.

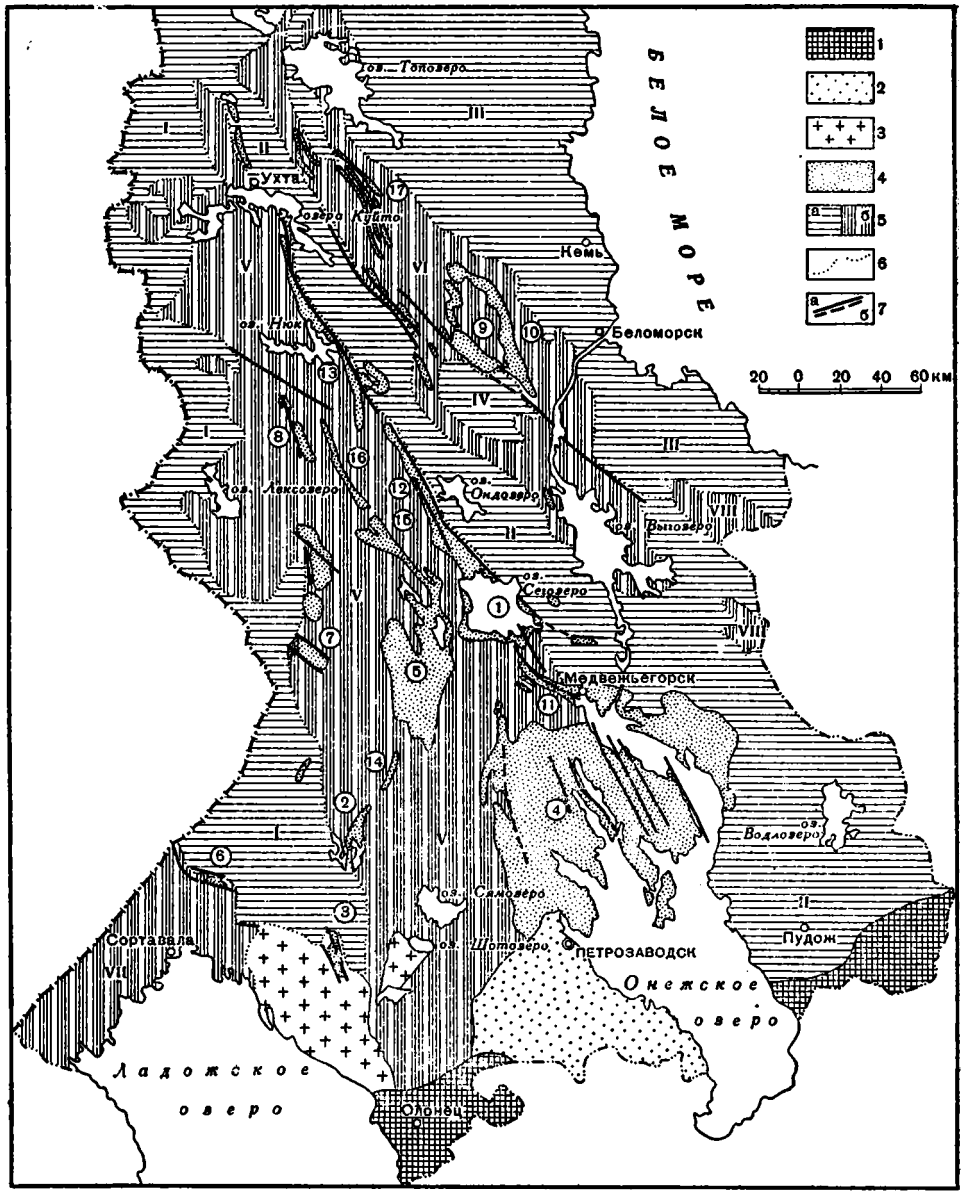
Еще более поразительный пример наложенных геосинклинальных структур наблюдается в более поздние этапы в верхнем карелии. Образовавшиеся в это время геосинклинали (фиг. 14) пространственно тесно связаны с зонами крупных разломов.

Эти прогибы, выполненные обломочными флишевыми и зеленокаменными формациями, сходными с нижнекарельскими образованиями, развивались уже после образования на Балтийском щите платформенного ятулийского чехла, о чем мы упоминали в первой части настоящей работы (см. также Павловский, 1962).

Таким образом, и в карельских геосинклиналях Балтийского щита мы видим ту же последовательность формаций (только с выпадением карбонатных и кремнистых формаций), что и в протерозойских геосинклиналях Канадского щита. Своеобразие отмеченных формационных рядов состоит в том, что эффузивные толщи начального магматизма этих древних геосинклиналей как бы смещаются во времени, уступая свое место обломочным формациям.

Гранитизация и гранитный магматизм, широко развитый в послекарельское время, очень сходен с синорогенным и посторогенным магматизмом более молодых геосинклинальных областей. Однако он не имеет четкой и строгой приуроченности к зонам поднятий, развиваясь и в смежных приподнятых блоках и в узких линейных прогибах карелид.

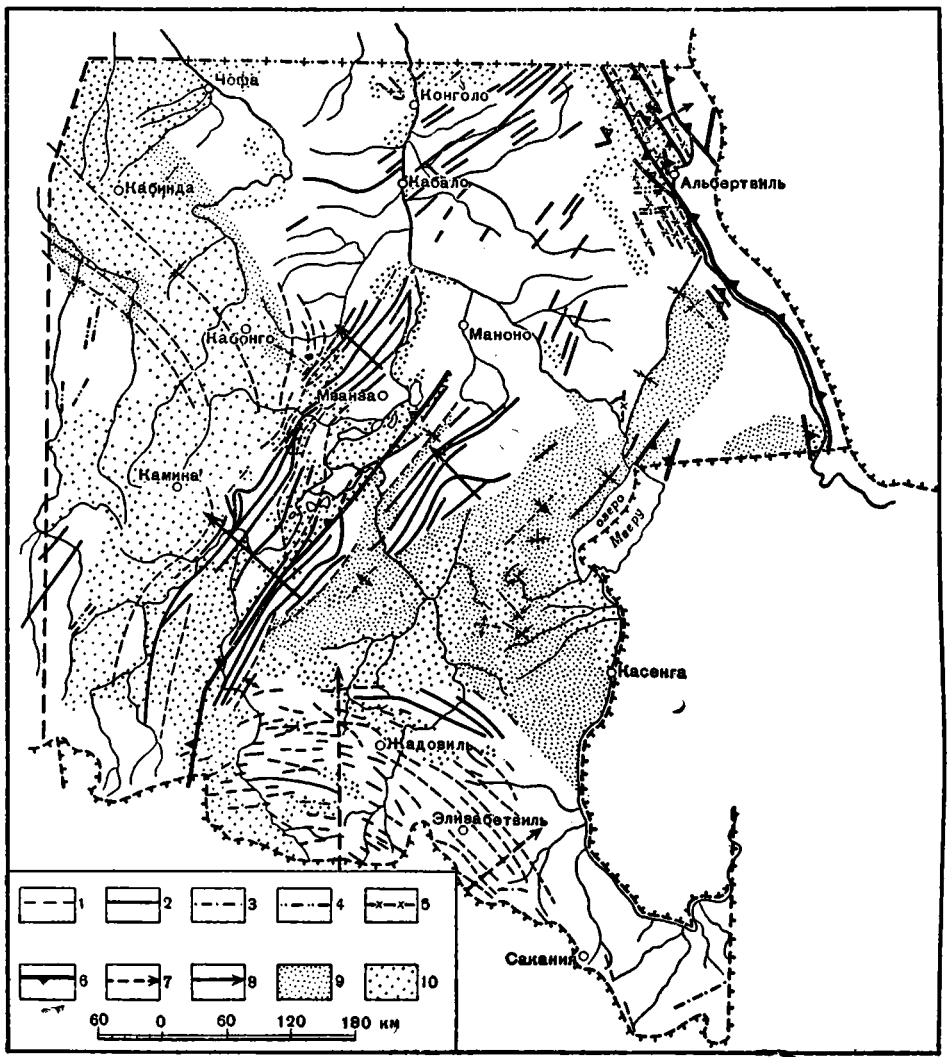
Аналогичные примеры возникновения наложенных геосинклинальных прогибов на гранитизированном основании Африканской протоплатформы описаны Ю. М. Шейнманном (1959). Наиболее характерна в этом



Фиг. 14. Схема расположения ятулийских структур Карелии (по Кратцу, 1961).

1 — палеозойский осадочный чехол; *2* — верхнепротерозойские (иотнийские) отложения Прионежской впадины; *3* — граниты-рапакиви; *4* — среднепротерозойские (ятулийские) структуры; цифры в кружках: 1 — Сегозерская мульда, 2 — Суоярвская мульда, 3 — Туломозерская мульда, 4 — Онежская мульда, 5 — Янгозерская мульда, 6 — Янисъярвская мульда, 7 — Лубосалмская грабен-синклиналь, 8 — Тикшозерская грабен-синклиналь, 9 — Вотулминская грабен-синклиналь, 10 — Лехтинская грабен-синклиналь, 11 — Кумсинская грабен-синклиналь, 12 — Елмозерская грабен-синклиналь, 13 — Чирка-Кемская «приразломная» грабен-синклиналь, 14 — Костомуксинская синклиналь, 15 — Маслозерская синклиналь, 16 — Уносозерская синклиналь, 17 — «приразломные» грабен-синклинали Шомбозерского района; *5* — основные структурные зоны ранних карелид: *а* — антиклинальные поднятия: *I* — Восточно-Финляндский блок, *II* — Центрально-Карельское поднятие, *III* — архейский Беломорский блок, *IV* — Тунгудская гранитная глыба; *б* — синклинорные зоны: *V* — Западно-Карельская, *VI* — Восточно-Карельская, *VII* — Восточно-Финляндская, *VIII* — синклинорий Ветряного пояса, *6* — границы основных структурных зон ранних карелид; *7* — важнейшие разломы

отношении Кибаро-Урундийская геосинклиналь, протягивающаяся от оз. Ньяса на юг к границам Родезии и Конго. Возраст завершающей складчатости в Кибаро-Урундийской геосинклинали определяется в 1200—1400 млн. лет. Следовательно, возраст толщ, развитых в пределах геосинклинального трога, более древний, вероятно, сравнимый с возрастом карелия Балтийского щита и гурона Канадского щита. Группа Кибара в Катанге и группа Урунди в восточном Конго подстилаются древними гранитизированными гнейсами группы Рузизи (Каэн, 1958), возраст которых определяется в 2000—2300 млн. лет. Группа Рузизи сложена гранатово-биотитовыми и дистеновыми гнейсами, гондитами, кварцитами, амфиболитами и кристаллическими известняками. Породы группы Рузизи смяты в складки, оси которых простираются преимущественно в северо-западном направлении.



Фиг 15. Тектоническая схема Катанги (составлено по Л. Каэну).

1 — кунделунгская складчатость; *2* — кибарская складчатость; *3* — Ирумиды; *4* — складчатость в отложениях Калундве и Мухила; *5* — рузизиская складчатость; *6* — разломы и тектонические депрессии; *7* — погружение кунделунгских складок; *8* — погружение кибарских складок; *9* — горизонтально залегающие слои группы Катанга; *10* — комплексы осадочного чехла

Резко несогласно с простиранием осей складок фундамента Рузизи залегает более молодой складчатый комплекс Кибара-Урунди, слагающий широкий «пояс» северо-восточного простирания (фиг. 15). Ширина этого «пояса» местами достигает 150—170 *км* при средней ширине около 100 *км*; длина его свыше 1000 *км*.

Краевые части Кибаро-Урундийской складчатой зоны обнажены плохо. Однако, как отмечает Л. Каэн (1958), складчатый «пояс» ограничен зонами разрывных нарушений, которые, очевидно, являются внешним выражением зон крупных разломов, обусловивших заложение и развитие Кибаро-Урундийской геосинклинали. Геосинклинальный трог, образовавшийся в протерозойское время, был выполнен толщей осадков, общая мощность которых равна 10—12 *км*.

Для характеристики разреза этой зоны рассмотрим строение группы Кибара в провинции Катанге. В основании ее разреза залегают отложения системы Нзило, подразделяющиеся на три серии — нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя серия системы Нзило сложена филлитами с прослоями кварцитов, конгломератов, слюдистых сланцев и известняков. Как отмечает Л. Каэн (1958), эта серия образовалась в спокойной мелководной обстановке.

Средняя серия представлена разнообразными филлитами, кварцевыми песчаниками, конгломератовидными железистыми песчаниками и кварцитами. Местами в разрезе средней серии существенное значение приобретают известняки. Относительно осадков средней серии Л. Каэн пишет: «Это неритовые осадки платформенного типа с хорошо выраженной косой слоистостью; колебания мощности их весьма показательны» (Каэн, 1958, стр. 57).

Верхняя серия системы Нзило сложена лавами и пирокластическими образованиями, развитыми в районе г. Хакансон и в районе Бучама. Мощность их 1200—1400 *м*. Весьма вероятно, что по латерали лавы замещаются различными кварцитами.

Верхние части разреза Кибаро-Урундийской геосинклинали (система Лубуди) сложены филлитами, кварцитами, черными углистыми сланцами, окремненными доломитами и известняками. Опять, как и в рассмотренных ранее примерах, видна та же последовательность формаций: терригенная, зеленокаменная, терригенно-карбонатная.

Внутреннее строение Кибаро-Урундийской складчатой зоны относительно простое. «Взятый в целом Кибарийский комплекс является примером относительно простой складчатости. Крупные зоны антиклинориев и синклинориев вытянуты почти параллельными полосами. Общим правилом является тенденция к опрокидыванию складок к северо-западу» (Каэн, 1958, стр. 63).

Породы Кибаро-Урундийского пояса прорваны разнообразными интрузиями. Общая последовательность магматизма в Кибаро-Урундийской геосинклинали, как указывает Каэн (по данным Бенье), следующая:

1. Роговообманковое габбро	Синтектонические
2. Граниты порфировые	
3. Граниты разгнейсованные, двуслюдяные	
4. Тонкозернистые граниты с мусковитом	Посттектонические
5. Двуслюдяные граниты	
6. Аплиты	
7. Пегматиды	
8. Жильные породы с турмалином	

Эти интрузивные образования широко распространены в пределах собственно геосинклинального трога.

Итак, мы видим, что рассмотренные протерозойские геосинклинали крайне специфичны по своему пространственному положению, по составу формаций, по истории своего развития, по характеру магматизма и времени его проявления. Во всем этом, с нашей точки зрения, проявляется закон необратимости развития земной коры.

Следует отметить, что мы рассматривали протерозойские геосинклинальные прогибы, возникшие в качестве новообразованных, наложенных структур на гранито-гнейсовом основании протоплатформ. Вполне правомерным было бы желание обнаружить не наложенные, а унаследованные от архея протерозойские геосинклинали. Однако таких структур мы пока не знаем. Решать этот вопрос будет особенно сложно, если подтвердятся предположения Н. А. Штрейса (1960) о преимущественном развитии позднего докембрия в осевых зонах палеозойских геосинклинальных областей. При анализе этого представления приходится снова возвращаться ко взглядам А. Д. Архангельского. Он указывал: «Второй, исключительно интересный и важный вывод, который приходится сделать на основе имеющегося материала, заключается в том, что у нас, по существу, нет доказательств того общепринятого положения, по которому примыкающие к докембрийским платформам палеозойские геосинклинали унаследованы от докембрийского времени. Вполне возможно, что они возникли в конце последнего или даже в начале палеозоя в тех местах, которые перед этим носили характер платформ» (1948, стр. 48).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение ранних этапов развития Земли крайне интересно, так как значение их позволяет расшифровать особенности становления континентальных блоков земной коры и отчетливо ощутить необратимый характер процесса ее развития.

Рассмотренный выше материал, как нам кажется, позволяет говорить о существовании в раннем докембрии двух этапов развития земной коры. Наиболее древний из них, нуклеарный (Павловский, 1962), характеризуется следующими особенностями: отсутствием резких дифференцированных движений, развитием изометричных, брахиформных структур, отсутствием линейных структур и зон крупных разрывных нарушений, широким развитием по площади излияний лав базальтово-андезитового состава, исключительным преобладанием в спектре осадочных накоплений толщ граувакового состава и сравнительно маломощных пачек существенно железисто-кремнистых хемогенных пород.

Дальнейшее развитие своеобразной базальтово-андезитовой коры раннего этапа определяется, может быть, степенью ее гранитизации. Этот процесс шел, по всей видимости, двумя путями.

В Канадском щите после широкого проявления процессов гранитизации кора приобрела «жесткость» и начала раскалываться зонами крупных разрывов, к которым приурочены узкие шовные структуры тимискамингского типа, выполненные мощными обломочными накоплениями — продуктами размыва гранитизированного нуклеарного цоколя — и эффузивами основного состава.

Второй путь — сибирский. Базальтово-андезитовая кора еще не стала достаточно жесткой, может быть, в связи с отсутствием (Алданский щит) или относительно слабым проявлением (Балтийский щит) процессов гранитизации. Возникли огромные прогибы (протогеосинклинали), обладавшие рядом признаков, свойственных геосинклинальным структурам неогея. В прогибах развиваются геосинклинального типа формации и наблюдается сходная с геосинклинальной эволюция магма-

тических проявлений: развитие магматизма во времени от основных и ультраосновных магм к кислым, причем внедрение последних часто связано с завершающими этапами развития протогеосинклинали. Характерны процессы анатексиса, палингенеза, мигматизации и высокотемпературного регионального метаморфизма.

Протогеосинклинали обладали очень большими размерами, близкими к размерам геосинклиналей неогея. Протогеосинклиналям — колоссальным бассейнам осадконакопления — были свойственны очень простые формы, отсутствие ясно выраженных внутригеосинклинальных поднятий, фациальная устойчивость осадочных накоплений. Складчатые дислокации относительно просты. Здесь, видимо, впервые в истории земной коры, возникли системы линейных складчатых структур, выдержанных по простиранию на огромных площадях. Отдельные части этих древнейших складчатых зон после складкообразования утратили подвижность и сформировали цоколь протоплатформ.

Таким образом, фундамент протоплатформ может быть в одних случаях сложен складчатым, гранитизированным протогеосинклинальным комплексом, а в других, как мы видели выше,— гранитизированным нуклеарным комплексом.

После появления отдельных жестких участков с континентальным типом строения земной коры возникли условия, приведшие, с одной стороны, к формированию протоплатформенных структур, а с другой — к образованию в результате разломов отдельных линейных геосинклинальных трогов протерозоя.

Первые геологически доказуемые структуры платформенного типа — протоплатформы появились в раннем протерозое, около 2 млрд. лет назад. Они обладали рядом особых свойств, отличающих их от одноименных структур неогея, хотя по размерам иногда и были близки к последним.

Фундаментом протоплатформ в некоторых случаях служат в той или иной степени гранитизированные «зеленокаменные ядра» континентов, созданные в раннюю, нуклеарную, стадию развития земной коры, бесплатформенную и безгеосинклинальную. В других случаях цоколем служат размытые складчатые комплексы пород, сформированные в верхнеархейских прогибах геосинклинального типа — протогеосинклиналях.

Мощный, спокойно лежащий, обычно неметаморфизованный протоплатформенный чехол сохранился в относительно некрупных прогибах типа синеклиз и в зонах перикратонных опусканий. В составе протоплатформенного чехла ведущую роль играют терригенные формации, подчиненное значение имеют вулканогенные, хемогенные и карбонатные формации. Последние обычно появляются в верхних частях разреза чехла. С осадочными породами чехла связаны крупные месторождения урановых, железных руд и золота.

«Жесткость» протоплатформ была заметно слабее, чем у платформ неогея. На протоплатформах местами возникали изолированные гранито-гнейсовые купола, деформировавшие осадочный чехол. В других случаях, сравнительно редких, и фундамент и чехол рассекались длинными глубокими трещинами, по которым проникала ультраосновная, основная и даже кислая магма, сформировавшая лакколиты, лополиты и абиссолиты.

Отдельные участки протоплатформ становились в протерозое ареной развития наложенных геосинклинальных прогибов. Протоплатформенный чехол в зонах перикратонных опусканий местами приобретал сложную складчатую структуру. В зонах гранито-гнейсовых куполов, на контакте с магматическими интрузиями, породы чехла были метаморфизованы.

Протоплатформы не сформировали «жестких ядер», они не обрастали по периферии более молодыми складчатыми зонами. В течение протерозоя протоплатформы распадались на отдельные более или менее крупные фрагменты, разделенные наложенными геосинклинальными трогами, а затем в предрифейское время вновь спаялись в единое целое, образовав гетерогенный фундамент крупных платформ неогея.

Развитие протоплатформ и геосинклинальных прогибов в раннем докембрии подтверждает представления о глыбовой структуре земной коры, о прямой связи и зависимости структур сиалической оболочки от глубинных процессов, происходящих в мантии.

С протоплатформенной стадией развития земной коры связано возникновение наложенных геосинклинальных трогов. Образование этих структур вызвано крупными разломами гранитизированного нуклеарного или протогеосинклинального фундамента, способствовавшими опусканию вытянутых линейных зон. Для этих геосинклинальных трогов характерно отсутствие смежных геоантиклинальных поднятий; они были разделены крупными, более или менее изометричными высокоприподнятыми блоками протоплатформ, служащими поставщиком обломочного материала, сносимого в геосинклинальные прогибы. Заложение и развитие подобных прогибов происходило в разные этапы жизни протоплатформ. Иногда прогибы возникали на обнаженном цоколе, непосредственно после гранитизации нуклеарного фундамента. В других случаях они появлялись уже после накопления протоплатформенного чехла, который также вовлекается в опускания и отложения которого как бы залегали в основании разрезов новообразованных геосинклинальных трогов. Для этих геосинклинальных прогибов характерны очень своеобразные ряды формаций. Несмотря на длительность их развития (350—400 млн. лет), «набор» формаций в них крайне беден. Как правило, их в разрезе насчитывается 3—4. Наиболее распространены граувакковые и другие обломочные породы, вулканиты основного состава и карбонатно-кремнистые и кремнистые формации.

На рубеже раннего и позднего докембрия возникают крупные структуры типичных платформ, характерные для всей последующей истории нашей планеты, для неогея. Вероятно, с этого момента и следует ожидать широкого развития «настоящих» геосинклинальных областей, ибо без существования типичных платформ немыслимо и существование типичных геосинклинальных структур.

В процессе необратимого развития земной коры наблюдается: постепенное возникновение участков с гранитным «слоем» — зон консолидации; увеличение роли разрывных нарушений в формировании основных структурных элементов; переход от изометричных и беспорядочно ориентированных структур нуклеарной стадии развития коры к линейным структурам поздних стадий; уменьшение и, если так можно выразиться, линейная локализация процессов гранитизации земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 1.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, ч. 1. Изд. 3. М.— Л., Гостоптехиздат, 1941.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, ч. 2. Изд. 4. М.— Л., Госгеолиздат, 1948.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы.— Вестник Моск. ун-та, 1961, № 5.

Виноградов А. П. и др. О возрасте горных пород Алданского щита.— Геохимия, 1960, № 7.

Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1959.

Горлов Н. В. 1. К вопросу о структурной локализации пегматитовых узлов северо-западного Беломорья.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.
Горлов Н. В. 2. О поперечной складчатости архея северо-западного Беломорья.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 11.
Другова Г. М. и др. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1959, вып. 8.
Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
Калафати Л. В. Закономерности распределения пегматитов юго-запада Кольского полуострова на основе стратиграфического расчленения беломорской толщи. В кн.: «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960.
Каэн Л. Геология Бельгийского Конго. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1958.
Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1961.
Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон).— Труды Центр. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1936, вып. 86.
Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. В кн.: «Стратиграфия СССР. Т. 1. Докембрий». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1939.
Коржинский Д. С. Закономерности развития минералов в породах архея Восточной Сибири.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1945, вып. 61, петрограф. серия (№ 20).
Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей. Т. I. Общая тектоника. М., Гостоптехиздат, 1958.
Кратц К. О. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. В кн.: «Стратиграфия и корреляция докембрия». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Доклады советских геологов. Проблема 9).
Кратц К. О. Свекофенниды и карелиды. Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961.
Кратц К. О., Лазарева Ю. И. Основные черты тектонических структур ятулия Карелии. Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961.
Кратц К. О., Нумерова В. И. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита. В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада СССР», ч. I. Госгеолтехиздат, 1957.
Кузнецов С. С. О возможном направлении эволюции земной коры.— Ученые записки Ленингр. ун-та, 1940, № 49, серия геол.-почв. наук, вып. 9.
Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1955.
Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
Лазько Е. М., Резвой Д. П. К столетию учения о геосинклиналях и платформах.— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1961, № 7—8.
Любимова Е. А. О нагревании земных недр в процессе образования Земли.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 5.
Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита).— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, серия геол., 1962, вып. 5.
Милановский Е. В. Очерк теории геосинклиналей в ее современном состоянии.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1929, 7, вып. 4.
Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел. геол., 1940, 18, вып. 3—4.
Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Захарченко А. И., Смирнов В. С. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1960, 31.
Мишарев Д. Т., Смирнова В. С., Солодкая Р. И. Геологическое строение и пегматитоносность беломорского комплекса (серии) архея. В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада СССР», ч. I. Госгеолтехиздат, 1957.
Новикова А. С. 1. К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканогенных пород на Русской платформе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.
Новикова А. С. 2. О происхождении Казанско-Сергиевского прогиба.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10.
Новикова А. С. 1. Вулканогенно-осадочная серия рифея Русской платформы. В кн.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». М. Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Доклады советских геологов. Проблема 8).
Новикова А. С. 2. Некоторые особенности тектонического развития Русской платформы на ранних этапах формирования ее чехла.— Докл. АН СССР, 1960, 131, № 2.
Новикова А. С. Особенности тектоники Большого Донбасса.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, № 4.
Ог Э. Геология, т. I. Изд. 3. М., Госиздат, 1924.
Павловский Е. В. Новые данные по геологии и флогопитоносности юга Якутии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 3.
Павловский Е. В. 1. Геологическая история нагорья Шотландии в докембрии и нижнем палеозое и роль глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 7.

Павловский Е. В. 2. Краткий очерк докембрия и нижнего палеозоя шотландских нагорий.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 6.
Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.
Павловский Е. В. 1. Проблема возраста кристаллических сланцев Центрального массива Франции.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 9.
Павловский Е. В. 2. Стадии геосинклинального развития «герцинских массивов» Франции и Южной Германии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 11.
Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, 1962, вып. 5.
Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов,— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
Планета Земля. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1961.
Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1961, вып. 12.
Руженцев С. В., Чжан Бу-чунь. О тектонике северных частей Патомского нагорья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 9.
Синицын В. М. К истории Таримского стабильного массива.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.
Судовиков Н. Г. Обзор стратиграфии, тектоники и магматической деятельности докембрия Карельской АССР. В кн.: «Стратиграфия СССР», т. I. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1939.
Судовиков Н. Г., Дзевановский Ю. К. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. В кн.: «Стратиграфия и корреляция докембрия». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Доклады советских геологов. Проблема 9).
Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Главн. ред. Н. С. Шатский. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли.— Природа, 1950, № 9.
Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Труды Иркутск. ун-та, 1951, 5, серия геол., вып. 2.
Фролова Н. В. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований на примере архея Восточной Сибири. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Фролова Н. В. Стратиграфия архея юго-восточной части Восточной Сибири. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Докембрий». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1958.
Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, серия геол., 1962, вып. 5.
Фролова Н. В., Клековкин Н. Ф. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита.— Труды Алданской геол.-развед. экспед. треста «Сибгеолнеруд», 1945, вып. 2.
Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. В кн.: «Стратиграфия и корреляция докембрия». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Доклады советских геологов. Проблема 9).
Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. В кн.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Доклады советских геологов. Проблема 8).
Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы, масштаб 1 : 2 500 000.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 4.
Шатский Н. С и др. К вопросу о периодичности осадкообразования и методе актуализма в геологии. В кн.: «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах». М., Изд-во АН СССР, 1951.
Шейнманн Ю. М. Послесловие. В кн.: А. Л. Дю-Тойт. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структуры Земли.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та золота и редких элементов, вып. 49. Магадан, 1959.

Штрейс Н. А. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1947, **22**, вып. 5.
Штрейс Н. А. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. В кн.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Доклады советских геологов. Проблема 8).
Шуркин К. А. Главные черты геологического развития архея северо-западного Беломорья.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.
Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. В кн.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Adams F. D., Barlow A. E. Cheddar and Anstruther batholiths, Haliburton, Ontario.— Mem. Canad. Geol. Survey., 1910, № 6.
Beland K., Auger P. E. Structural features of the northern part of the Labrador trough.— Trans. Roy. Soc. Canada, sect. 4, 3 ser., 1958, **52**.
Bubnoff S. Grundprobleme der Geologie. Berlin, 1931.
Cooke H. C. Some stratigraphic and structural features of the Pre-Cambrian of Northern Quebec.— J. Geol., 1919, **27**.
Dacqué E. Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena, 1915.
Dana J. D. On some results of the Earth's contraction from cooling including a discussion of the origin of mountains and the nature of the Earth's interior.— Amer. J. Sci. a. Arts, 1873, **5**.
Derry D. R. Some examples of detailed structure in early Pre-Cambrian rocks of Canada.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1940, **95**.
Derry D. R. Economic aspects of Archaean-Proterozoic boundaries.— Econ. Geol., 1961, **56**, № 4.
Dresser J. A., Denis. Economic geology of Quebec. In: «Geology of Quebec», vol. 3. Montreal, 1949.
Du Toit A. L. The geology of Africa. London, 1954.
Engel A. E. I., Engel C. G. Grenville series in the Northwest mountains, New York.— Bull. Geol. Soc. America, 1953, **64**, N 9.
Escola P. 1. The problem of mantled gneiss domes.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1948, **104**.
Escola P. 2. Uber die Geologie von Ostkarelien.— Geol. Rundschau, 1948. **35**, H. 2.
Farquhar R. M., Russel R. D. Dating the Proterozoic of Canada. In: «The Proterozoic in Canada».— Roy. Soc. Canada, Spec. Publ., 1957, № 2.
Gastil G. a. oth. The Labrador geosyncline. In: «Report of the 21 Sess. Internat. Geol. Congr.», pt. 9. Copenhagen, 1960.
Gill J. E. The Canadian Pre-Cambrian shield. In: «Structural geology of Canadian ore deposits». Montreal, Quebec, 1948.
Gill J. E. Mountain building in the Canadian Pre-Cambrian shield. In: «Report of the 18 sess. Internat. Geol. Congr.», pt. 13. London, 1952.
Gill J. E. Pre-Cambrian nomenclature in Canada.— Trans. Roy. Soc. Canada, sect. 4. 3 ser., 1955, **49**.
Gill J. E. Summary and discussion on Proterozoic of Canada. In: «The Proterozoic in Canada».— Roy. Soc. Canada, Spec. Publ., 1957, № 2.
Hall J. Natural history of New York. Vol. 3. Paleontology. Albany, 1859.
Harrison J. M. Pre-Cambrian correlation and nomenclature and problems of the Kisseynew gneisses in Manitoba.— Bull. Canad., Geol. Survey., 1951, № 20.
Harrison J. M. Prospecting in Quebec — Labrador iron fields.— Canad. Min. J., 1952, **73**, № 10.
Hawkes L. Some aspects of the progress in geology in the last fifty years, pt. 1—2.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1958, **113**; 1959, **114**.
Holmes A., Cahen L. African geochronology results available to September 1954.— Colon. Geol. a. Min. Res., 1955, **5**, № 1.
Jacobs J. A., Russell R. D., Wilson J. T. Physics and geology. New York, 1959.
Karta över Sveriges Berggrund. Skaga 1 : 1 000 000. Sver. geol. Untersökn., Ser. Ba, 1958, № 16.
Kindle E. M. Geography and geology of lake Melville district, Labrador Peninsula.— Mem. Canad. Dep. Min., Geol. Survey, 1924, № 141, Geol. Ser. № 120.
King Ph. The evolution of North America. Princeton. N. Y., 1959.
Knowles D. M. Geology and petrology of the Wabush Lake iron ore formation, Labrador.— Canad. Min. J., 1956, **77**, № 6.
Kober L. Der Bau der Erde. Berlin, 1921.
Kranck E. H. On the folding movements in the zone of the basement.— Geol. Rundschau, 1959, **46**.
Krenkel E. Geologie und Bodenschätze Afrikas. 2 Aufl. Leipzig, 1957.
Macgregor A. M. Some milestones in Pre-Cambrian of Southern Rhodesia.— Trans. Geol. Soc. South Africa, 1951, **54**.
Magnusson N. H. The stratigraphy of the Pre-Cambrian of Sweden outside the Caledonian mountains. In: «Report of the 21 Sess. Internat. Geol. Congr.», pt. 9. Copenhagen, 1960.

Magnusson N. H. a. oth. Description to accompany the map of the Pre-Quaternary rocks of Sweden.— Sver. geol. Undersökn., Ser. Ba, 1960, № 16.
Mair J. A. a. oth. Isotopic evidence on the origin and age of the Blind River uranium deposits.— J. Geophys. Res., 1960, **65**.
Phemister T. C. The nature of the contact between the Grenville and Timiskaming subprovince in the Sudbury district of Ontario, Canada. In: «Report of the 21 sess. Internat. Geol. Congr.», pt. 14. Copenhagen, 1960.
The Proterozoic in Canada.— Roy. Soc. Canada, Spec. Publ., 1957, № 2.
Sauve P. The geology of the eastern border of the «Labrador trough» near Fort Chimo, Northern Quebec.— Canad. Min. J., 1958, **79**, № 4.
Schuchert C. Sites and nature of the North American geosynclines.— Bull. Geol. Soc. America, 1923, **34**.
Sederholm J. J. On the geology of Fennoscandia, with special references to the Pre-Cambrian. Explanatory notes to accompany a general geological map of Fennoscandia.— Bull. Comm. géol. Finlande, 1934, **107**.
Simonen A. 1. Pre-Cambrian stratigraphy of Finland. In: «Report of the 21 sess. Internat. Geol. Congr.», pt. 9. Copenhagen, 1960.
Simonen A. 2. Pre-Quaternary rocks in Finland.— Bull. Comm. géol. Finlande, 1960, **191**.
Stille H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, 1940.
Stockwell C. H. Geology and economic minerals of Canada. 4 ed. Canad. Geol. Survey, Econ.-Geol. Ser., 1957, № 1.
Tectonic map of Canada. Scale 1 : 3 801 600 or 1 inch to 60 miles. Ottawa, 1950.
Termier H. et G. L'évolution de la lithosphère. T. 1. Pétrogénèse. Paris, 1956.
Thomson E. Goudreau gold area, Michipicoten district, Ontario. Canad. Geol. Survey, Summary Rept., 1921, pt. D.
Wegmann E. Über die Tektonik der jungeren Faltung in Ostfinland.— Fennia, 1928, **50**.
Wegmann E. Über Diapirismus.— C. R. Soc. géol. Finlande, 1930, № 92.
Wilson M. E. Early Pre-Cambrian rocks of the Timiskaming region, Quebec and Ontario, Canada.— Bull. Geol. Soc. America, 1956, **67**, № 10.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, выпуск 93, 1963

Отв. редактор *Н. А. Штрейс*

А. С. НОВИКОВА

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Несмотря на то что Восточно-Европейская платформа является одной из наиболее хорошо изученных площадей земного шара, многие страницы истории начальных этапов ее развития остаются нераскрытыми. Вместе с тем необходимо решить вопрос о происхождении структур ранних стадий тектонической эволюции этой платформы, так как оно определяет последующие черты ее развития. Один из способов, при помощи которого можно подойти к выяснению природы ряда платформенных структур, состоит в установлении тектонических закономерностей размещения ее магматических образований.

Исследования, проводившиеся автором в течение последних лет, показали, что структуры Русской плиты, вмещающие магматические породы, образуют самостоятельную группу тектонических форм, названных Н. С. Шатским авлакогенами. К категории авлакогенов Восточно-Европейской платформы принадлежат Пачелмский, Крестцовский и Казанско-Сергиевский прогибы, а также система Большого Донбасса.

Авлакогены выделяются среди других тектонических образований линейной асимметричной формой и большой глубиной. Они представляют собой сложные синклинальные системы, в пределах которых развиты структуры более низкого порядка, различающиеся по времени прогибания, составу и полноте геологических формаций, а также по морфологическим особенностям. Среди них отмечены желобообразные прогибы начального этапа развития, с вулканогенно-осадочными формациями, и впадины унаследованного и наложенного типа с рядами разнообразных геологических формаций. На примере наиболее полно изученного авлакогена Большого Донбасса видно, что длительно прогибавшиеся впадины распадаются на ряд котловин, отделенных одна от другой поднятиями, представляющими пассивные остаточные структуры, возникшие в результате дифференцированного прогибания отдельных участков внутри котловин. Тектонические элементы, составляющие структуру авлакогенов, осложнены разнообразными пликативными и дизъюнктивными деформациями еще более низкого порядка (Новикова, 1961).

Геологическая характеристика этих тектонических форм не соответствовала бы понятию «авлакогены», если бы в них отсутствовали проявления магматизма. И хотя несомненно, что интенсивность магматических процессов в них незначительна по сравнению, например, с проявлениями на Сибирской платформе, изучение магматических и вул-

каногенно-осадочных формаций, пространственно тесно связанных с авлакогенами, позволяет подойти к решению вопроса о их происхождении.

Магматические проявления на Восточно-Европейской платформе, как известно, не ограничиваются рамками ее плиты. Обширные поля гранитов рапакиви, а также щелочные массивы на Балтийском и Украинском щитах давно привлекают внимание геологов, пытающихся разгадать их природу.

Н. С. Шатский определяет щиты как самостоятельные тектонические формы, складчатое основание которых отличается относительно высоким положением, вследствие чего на них часто отсутствует осадочный покров (Шатский, 1947). За этим определением скрывается ряд интересных специфических особенностей тектоники и магматизма положительных элементов структур платформенных областей.

Предлагаемая вниманию читателя статья является сводкой материалов, позволяющих выяснить основные этапы развития магматической деятельности на фоне тектонической эволюции Восточно-Европейской платформы. Этот вопрос до сих пор не изучался; хотя и представляется весьма важным для выяснения природы основных структурных элементов не только Восточно-Европейской платформы, но и других древних платформ.

Прежде чем приступить к описанию истории развития тектоники и магматизма Восточно-Европейской платформы, необходимо напомнить, что тектонические структуры платформенного чехла покоятся на доверхнепротерозойском кристаллическом основании. Вопрос о соотношении их со структурами основания еще далек от решения. До сих пор на эту тему высказываются различные гипотезы, часто совершенно противоположные.

Изучение обнаженных участков фундамента Балтийского и Украинского щитов позволило установить, что к началу верхнепротерозойского времени на месте современных щитов образовались тектонические формы и магматические тела разного порядка. Их морфология, размеры и формационные особенности указывают на сложные преобразования, предшествовавшие наступлению платформенного этапа развития. Структура фундамента внутренних районов Восточно-Европейской платформы, по существу, недоступна для непосредственного изучения. Материалы бурения свидетельствуют о том, что кристаллическое основание сложено разнообразными гнейсами, мигматитами, амфиболитами, а также гранитами, гранито-гнейсами и гранодиоритами. Местами вскрыты сложные гибридные породы типа чарнокитов, габброноритов и др.

Геологическая история Восточно-Европейской платформы рассматривается в настоящей работе с верхнепротерозойского времени. Большинство исследователей полагают, что с этим временем совпадает начало становления платформенного режима (Шатский, 1946_2; Кратц, 1960; Харитонов, 1960). Однако по мере накопления новых данных выясняется, что эта граница разных этапов развития не является одновременной даже для Балтийского щита. В пределах последнего наряду с развитием структур, свойственных платформенным областям, продолжается эволюция тектонических форм, унаследованных от предшествующего геосинклинального этапа. Таким образом, верхнепротерозойское время становления платформенного режима следует понимать весьма условно. Необходимо заметить, что исследования последних лет по стратиграфии верхнего докембрия, а также данные об абсолютном возрасте этих пород свидетельствуют о том, что время образования верхнепротерозойских (рифейских) комплексов выходит за рамки объема системы и даже группы и соответствует интервалу более крупного мегахрона.

К началу верхнего протерозоя (рифея) на месте современной плат-

формы образовалось единое поднятие смежных геосинклинальных прогибов. История развития этого поднятия распадается на два тектонических этапа, или стадии, соответствующие основным этапам развития Восточно-Европейской платформы. В первый, или начальный этап происходило развитие Фенносарматского щита, во второй этап формировалась Русская плита. Каждому этапу свойственны свои тектонические формы, тесно связанные с разными комплексами магматических образований. Перейдем к их описанию.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА ФЕННОСАРМАТСКОГО ЩИТА

Границы Фенносарматского щита, по-видимому, в значительной части совпадали с современными границами Восточно-Европейской платформы. Они состояли из прямолинейных отрезков, оконтуривавших угловатый и изометричный по форме щит (Шатский, 1946_2). Структура и магматизм Восточно-Европейской платформы на этом этапе развития наиболее доступны для изучения в пределах тех частей Фенносарматского щита, которые сохранились в современном срезе в виде остаточных массивов, известных под названием Балтийского и Украинского щитов. Остальные части погребены под покровом осадочных отложений Русской плиты.

Уже отмечалось, что Фенносарматский щит в рифейское время был окружен глубокими прогибами, заполненными мощными сериями терригенных и карбонатных отложений. Из них наиболее полно изучен разрез рифея Урала, который принято считать эталонным. Подробное описание уральского разреза принадлежит М. И. Гараню. Нет надобности снова его повторять. Отметим только, что суммарная сводная мощность рифейских образований в Уральском прогибе превышает 10 *км*. Эта цифра свидетельствует о значительном прогибании области.

В рифее Восточно-Европейская платформа развивалась иначе.

Пластинообразные тела гранитов рапакиви, по-видимому, представляют собой наиболее древние образования Восточно-Европейской платформы. В современной структуре они залегают на поверхности доверхнепротерозойских кристаллических пород и являются резко наложенными по отношению к структуре основания щита. Граниты рапакиви выступают в ряде изолированных массивов Балтийского щита. Это Выборгский и Питкарантский массивы (Салми), рапакиви Лайтила, массив Вехмаа, интрузии Аландских островов, граниты Рэтан и Сильян в Швеции, магматические тела сложного состава Рагунды, Нордингры и др. Наиболее крупный, Выборгский массив гранитов рапакиви занимает площадь около 20 000 $км^2$ (Великославинский, 1953). Остальные массивы значительно меньше. Так, площадь Питкорантского массива около 4000 *м*, а площадь габбро-анортозитов, гранитов рапакиви и диабазов Нордингры немного больше 1000 $км^2$, такого же порядка площадь занимают магматические образования Рагунды.

Согласно определениям абсолютного возраста, пластинообразные интрузии юго-восточной части Балтийского щита образовались 1620—1640 млн. лет назад; возраст гранитов в западной части щита оценивается в 1060 млн. лет. Полагают, что последняя цифра показывает не время образования гранитов, а возраст последующей их регенерации. Сейчас еще нет оснований для однозначной интерпретации этих данных, можно только предполагать, что процесс гранитообразования в начальный этап развития платформы охватывал огромный интервал времени. Весьма интересно, что следы этого процесса распознаются и под осадочным чехлом платформы. Так, микроклиновые граниты, образовавшиеся 1650 млн. лет назад, вскрыты в основании современной

Волго-Уральской антеклизы, в районе пос. Ташлар; гранитоиды примерно такого же возраста отмечены около Минска, в фундаменте Белорусской антеклизы. По-видимому, значительным распространением пользуются гранитоиды возраста 1300—1400 млн. лет. Они залегают в фундаменте разных элементов структуры платформы у Калуги, Котельничей, Волгограда, Муханова, Глазова, Поповки, Невеля. Гранитные тела более молодого возраста, около 1000 млн. лет, обнаружены в районе Советской, Болтаево, Сулеева и в других местах.

Описанию гранитов рапакиви посвящена обширная литература, в которой они рассматриваются преимущественно с точки зрения их петрографического состава и петрологических особенностей.

Как известно, граниты рапакиви представляют собой красные порфировидные породы с хорошо выраженной отдельностью. Они отличаются от более древних гранитов своеобразными особенностями структуры и состава. Калиевый полевой шпат чаще ортоклаз, реже — микроклин, олигоклаз и кварц являются основными компонентами этих пород. Из темноцветных минералов в них обычны биотит и горнбледит. Наиболее типичные разности гранитов рапакиви, известные под названием выборгитов, содержат большие красные овоиды калиевого полевого шпата, окруженные каймами зеленого олигоклаза. Когда овоиды лишены олигоклазовой каймы, граниты называются питерлитовыми. От более древних пород их отличает совместное нахождение ортоклаза и микроклина, а также то, что кварц и другие минералы встречаются в двух самостоятельных генерациях. Наряду с ксеноморфными выделениями кварца поразительно характерны бипирамидальные его формы. Химический состав гранитов рапакиви характеризует высокое содержание калия и силиция, при низком — кальция и магния.

К магматическим образованиям начального этапа развития платформы принадлежат, как известно, и пластинообразные интрузии сложного состава Нордингры и Рагунды (Полканов, 1956). Массив Рагунды составляют главным образом граниты рапакиви, переходящие в сиениты и габбровые кварцевые диабазы. Кислые породы концентрируются преимущественно в кровле массива, а габбро-диабазы — в его основании. Массив Нордингра также образован как гранитами рапакиви, так и габбровыми породами. Некоторые разности гранитов близки к сиенитам, а от габбровых пород имеются все переходы к анортозитам.

Во всех доступных изучению массивах гранитов рапакиви обнаружены сходные условия залегания. Граниты рапакиви образуют плоские пластинообразные тела, залегающие несогласно на выровненной поверхности доверхнепротерозойских кристаллических пород. Мощность пластовых тел гранитов иногда достигает 300—400 *м* (Рагунда), а в ряде мест внутри массивов выступают породы основания (Выборгский, Лайтила). Граниты рапакиви местами несут следы отчетливо выраженного линейного распределения вкрапленников полевых шпатов, создающих впечатление слоистой текстуры породы. Эта линейность подчеркивает пластинообразную форму их залегания. Структура пород многих массивов сходна со структурой небольших магматических тел. В связи с этим предполагают, что подошва пластинообразных тел гранитов находилась не намного ниже современной поверхности.

Подавляющее большинство исследователей считают граниты рапакиви плутоническими образованиями, залегающими в виде лакколитов. Финские геологи (Wahl, 1925; Eskola, 1928; Savolahti, 1956) считают, что гранитные рапакиви магматического происхождения. Резкие интрузивные контакты и постепенный переход эффузивных образований — кварцевых порфиров и гранит-порфиров — в грубозернистые рапакиви является основным доказательством их магматической природы. Однако при этом не получает объяснения тектоническое положение

интрузивных тел, особенности их петрографического состава, а также условия формирования интрузивных залежей.

Х. Баклунд (1949) склонен рассматривать граниты рапакиви как продукт гранитизации осадочных пород.

Выше были рассмотрены магматические образования, обычно относимые к единой генетической группе. Возможно, что в этом же ряду следует рассматривать и граниты юго-восточной Швеции. Это наиболее обширные по площади массивы гранитов Смоланда и Вермланда, именуемые собирательным названием «смоландские граниты». Их общая площадь почти в три раза превышает область распространения выборгских гранитов рапакиви. Наиболее крупный, Смоландский массив образует поверхность юго-восточной Швеции между меридианом оз. Веттерн и побережьем Ботнического залива. Северо-западнее оз. Веттерн он соединяется с массивом Вермланда, протягивающимся в район Трюсиля. Граниты типа смоландских распространены также западнее оз. Венерн.

Смоландские граниты до недавнего времени считали древнее свекофеннид и карелид (Karta över Sveriges Berggrund, 1958). Когда же стали известны данные об их абсолютном возрасте, их отнесли к группе готийских посторогенных гранитов. Абсолютный возраст смоландских гранитов — 1660—1420 млн. лет — свидетельствует о синхронности их образования с массивами рапакиви. Подробное описание смоландских гранитов приведено в объяснительной записке к геологической карте Швеции (Magnusson, 1960). Вкратце оно сводится к следующему.

Смоландские граниты представляют собой сложные дифференцированные магматические тела, начинающиеся обычно габбро и диоритами, за которыми следуют плагиоклазовые серые граниты växo, промежуточные очковые филипстадские граниты и, наконец, богатые микроклином и кварцем красные граниты växo. В габбро часто наблюдаются анортозитовые и монцонитовые дифференциаты, а некоторые массивы содержат заметные концентрации никелистого пирротина и халькопирита, в ассоциациях, сходных с развитыми в Сёдбери, на Канадском щите. Красные граниты växo состоят главным образом из кварца, микроклин-пертита и кислого плагиоклаза. Промежуточные очковые граниты выделяются красными фенокристами микроклин-пертита размером до 2 — 5 *см*, окруженными каймой плагиоклаза. Плагиоклазовые граниты содержат заметное количество основного олигоклаза; разности, бедные кварцем, приобретают состав кварцевых сиенитов.

В готийских гранитных массивах заключены остатки вулканических пород, называемых шведскими геологами смоландскими порфирами, и осадочные отложения преимущественно кварцитового и конгломератового состава. Осадочные породы, по-видимому, древнее вулканических; они объединены в три серии — вестервик, ветланд и вестенд. Среди супракрустальных образований развиты многочисленные дайки и жилы гранитов, количество которых заметно увеличивается по направлению к гранитным массивам. Большинство исследователей полагают, что супракрустальные породы были ассимилированы гранитами, и лишь некоторые геологи считают, что материалом для гранитов послужили супракрустальные породы, образовавшиеся на большой глубине и при высокой температуре. Л. Магнуссон находит возможным объединить эти две точки зрения. Он указывает, что количество полевых шпатов в кварцитах недостаточно для превращения их в гранит in situ. Это недостающее количество восполнялось, по-видимому, за счет привноса.

Смоландские порфиры образуют удлиненные тела неправильной, амебообразной формы, вытянутые преимущественно в широтном направлении. Большая их часть представляет собой красные кварцевые порфиры; подчиненную роль играют туфы. Фенокристаллы кварца и поле-

вых шпатов в кварцевых породах заключены в стекловатой основной массе. Местами сохранились флюидальная структура, сферолиты, перлитовые трещины, а в туфах — пепловые структуры. По направлению к основным гранитам порфиры часто постепенно переходят в гранит-порфиры с относительно большими фенокристами кварца и с гранофировой структурой основной массы; в других случаях образуются аплитовые породы с гранофировой структурой. Смоландские порфиры рассматривают как эффузивные разности смоландских гранитов. Вместе с тем обращают внимание на то, что гранитные интрузии представляют собой относительно тонкие и полого залегающие тела. По условиям залегания они во многом сходны с массивами рапакиви.

Среди магматических образований, возникших в рассматриваемый период развития Фенносарматского щита, следует отметить еще рои даек, пространственно связанных с областью распространения смоландских гранитов.

Л. Магнуссон пишет, что к югу от оз. Веттерн в меридиональном направлении протягивается зона рассланцованных пород шириной около 20 *км*. Эта зона сильно раздробленных пород прослеживается в Сканию. От оз. Веттерн до оз. Рускенд зона проходит в готских гранитах, которые на этом участке рассечены многочисленными почти вертикальными плоскостями сланцеватости. Вдоль поверхностей сланцеватости породы метаморфизованы и содержат новообразованные выделения серицита, биотита и эпидота. Зерна кварца и полевого шпата рассечены многочисленными трещинами. Отдельные участки зоны сложены милонитами. Рассланцованные граниты вмещают тела титаномагнетитовых оливинитов (гиперитов), являющихся источником титана и ванадия Швеции. Гиперитовые диабазы широко развиты южнее оз. Рускенд, где зона рассланцевания проходит через доготские гнейсы. В этой части зоны гиперитовые диабазы образуют значительной протяженности рои даек, согласных с простиранием сланцеватости вмещающих пород. Гиперитовые диабазы состоят главным образом из лабрадора, гиперстен-авгита, титаномагнетита и роговой обманки. Сходные по составу образования слагают дайки, пересекающие смоландские граниты к западу от оз. Веттерн.

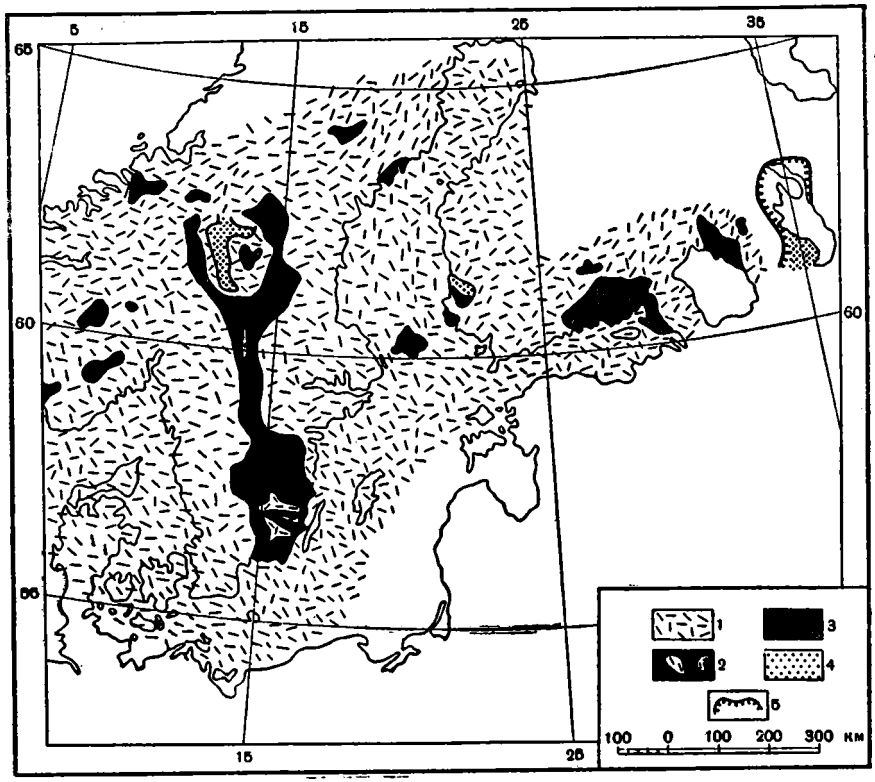
Возраст пород рассланцованной зоны южнее оз. Веттерн определяется в 1380—1240 млн. лет, а возраст сильно рассланцованных гранитов Вермланда оценивается в 1060 млн. лет. Л. Магнуссон склонен считать, что движения в зоне сланцеватости южнее оз. Веттерн и на ее продолжении к северу, в Вестерготланд и Вермланд, начались еще 1380—1240 млн. лет назад и продолжались во время дальсландской регенерации. В результате этих движений вдоль контакта гранитов с доготскими гнейсами образовалась зона надвига, заполненная милонитами.

В последние годы выяснилось, что дифференцированные массивы ультраосновных и щелочных пород типа Ельтозерского (Северная Карелия) также принадлежат к верхнепротерозойским образованиям.

Ельтозерский массив залегает среди гранито-гнейсов, абсолютный возраст которых оценивается приблизительно в 2000 млн. лет. Он представляет неправильный эллипс, вытянутый в северо-западном направлении. Его периферическая часть сложена преимущественно габброидами, а центральная — щелочными и нефелиновыми сиенитами. Общая площадь массива достигает 100 *км*^{2} (Богачев, 1959).

Итак, наиболее примечательной особенностью протерозойского времени является образование пластинообразных тел гранитов на обширной площади щита (фиг. 1).

Какие же причины лежат в основе столь широкого распространения пластовых тел гранитов? Чтобы получить ответ на этот вопрос,



Фиг. 1. Карта распространения верхнепротерозойских магматических пород на Фенносарматском щите (фрагмент).

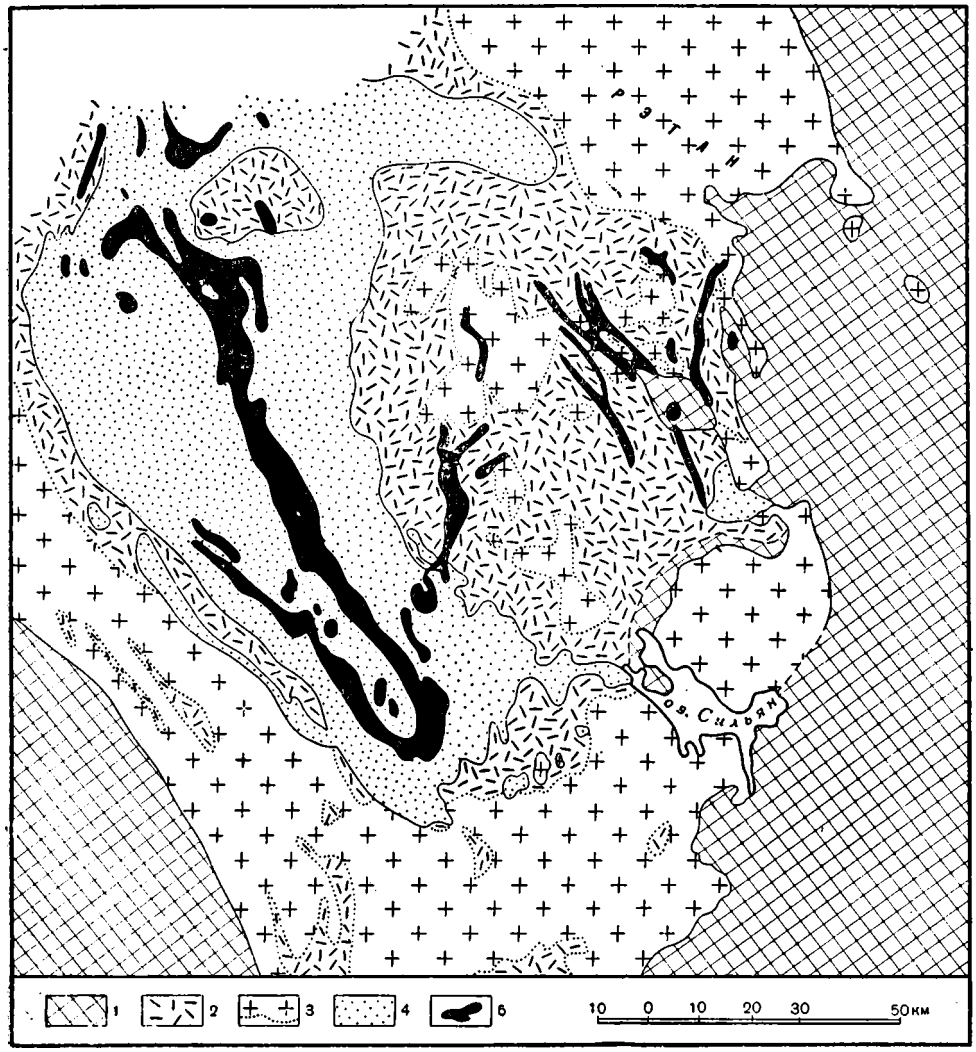
1 — область предполагаемого распространения потоков кислых лав; *2* — реликты потоков лав порфиров (субиотний); *3* — пластовые тела гранитов; *4* — песчаники: Далекарлии, в основании — конгломераты с галькой порфиров (иотний), Сатакунты с продуктами размыва гранитов рапакиви и песчаники Прионежья (постсуисарские); *5* — контуры Онежской впадины

рассмотрим геологические соотношения между гранитами и порфирами верхнепротерозойского возраста. Наиболее полно они раскрываются в юго-восточной Швеции, в районе Даларны (Далекарлия).

Магматические породы Далекарлии детально изучал Г. Экерман (Eckerman, 1936). В последние годы эта область была снова закартирована в масштабе 1 : 1 000 000, в связи с составлением геологической карты Швеции (Katra över Sweriges Berggrund, 1958).

Согласно современным представлениям, магматогенные и осадочные породы Даларны принадлежат к образованиям субиотнийской и иотнийской серий.

Нижнюю часть разреза составляют порфиры дала. Выше залегает серия иотнийских песчаников. Порфиры дала занимают площадь примерно 150×130 $км^2$ (фиг. 2); они почти со всех сторон окружены гранитами и местами перекрыты песчаниками иотния. Среди порфиров дала различают несколько типов лав, перемежающихся с пластами из пирокластического и терригенного материала, под собирательным названием «дигерберские песчаники». В области Эльвдаля в основании серии залегают нижние порфириты, затем следуют дигербергские песчаники, над ними расположены верхние порфириты, сменяющиеся вверх по разрезу кварцевыми порфирами с микросферолитовой и флюидальной структурой. В верхней части серии залегают кирпично-красные пор-



Фиг. 2. Геологическая карта Даларны к концу иотнийского времени (составлена на основе геологических карт Швеции и Норвегии — Karta över Sveriges Berggrund, 1958; геологическая карта Норвегии, Хольтедаль, 1957).

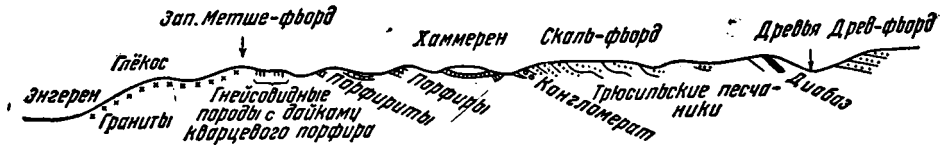
1 — доверхнепротерозойские кристаллические породы нерасчлененные; *2* — порфиры дала; *3* — граниты дала; *4* — песчаники иотния; *5* — силлы и дайки диабазов

фиры. Кварцевые порфиры состоят из ортоклаза, реже из микроклина, альбита, кварца. Среди второстепенных минералов отмечают хлорит, мусковит, эпидот, диопсид, рудный минерал, апатит. Основная масса пород стекловатая. Собственно порфиры состоят из тех же минералов, что и кварцевые порфиры, только кварца в них значительно меньше. Порфириты содержат до 40—50% андезина, около 10% ортоклаза, от 0 до 15% кварца, 15—35% диопсид-авгита (Magnusson, 1960).

На площади распространения лав порфиров развиты массивы красных гранитов рапакиви (фиг. 2). Они представляют собой порфировые рапакиви — гранофиры красного или серого цвета и связаны с потоками порфиров дала постепенными переходами — от фельзитовых порфиров до грубозернистых гранитов. Аналогичные переходные зоны

прослеживаются и по периферии поля распространения порфиров, вдоль границ с гранитными массивами Рэтана и Сильяна (граниты дала).

Юго-западнее области порфиров дала, в районе Трюсиля, залегают крупнозернистые биотитовые граниты красного цвета с ярко-синими выделениями кварца. Северо-восточнее трюсильских гранитов протягивается полоса гнейсовидных пород, пронизанных дайками кварцевых порфиров, а еще далее на северо-восток она сменяется зоной распространения порфиров, состоящих из крупных порфировых выделений полевых шпатов и кварца, заключенных в фельзитовой основной массе. Среди образований этой зоны встречаются также агломераты, а в западной ее части залегают пористые породы зеленокаменного типа. Этот комплекс пород по составу близок к порфирам дала, широко развитым северо-восточнее, и представляет эффузивную серию.



Фиг. 3. Профиль юго-западного борта Даларнской впадины (по Хельтедалю, 1957)

На тектонической карте Европы трюсильские граниты помещены среди образований готского времени. Однако по составу они гораздо ближе к гранитам серии дала, нежели к более древним образованиям. Подтверждением этому являются порфировидные породы района Трюсиля, занимающие промежуточное положение между трюсильскими гранитами и эффузивными образованиями и представляющие переходную фацию от трюсильских гранитов к лавам порфиров. Таким образом, трюсильские граниты мы, вслед за У. Хольтедалем и Г. Рейшем (Reusch, 1914; Хольтедаль, 1957), склонны рассматривать как аналоги лав порфиров дала (фиг. 3).

Тесные петрологические, химические и минералогические связи обнаруживаются и между гранитами рапакиви массивов Рэтан и Сильян и эффузивными образованиями серии дала.

Приведенные данные о соотношениях верхнепротерозойских гранитов с порфирами дала позволяют сделать вывод о том, что порфиры дала представляет собой реликтовое образование среди огромного поля распространения гранитов (фиг. 2). Сходное положение занимают порфиры в гранитных массивах Вермланда и Смоланда, что прекрасно видно на геологической карте Швеции (Karta över Sweriges Berggrund, 1958) и, возможно, кварцевые порфиры о-ва Хогланд к югу от Выборгского массива рапакиви. Они покоятся здесь на доверхнепротерозойских гнейсах, амфиболитах и лептитах, обнажающихся в западной части острова. На неровной поверхности этих древнейших пород несогласно залегают кварцитовые конгломераты мощностью до 5 *м*, состоящие из хорошо окатанных и вместе с тем неотсортированных галек и валунов кварцитов, заключенных в кварцитовом же цементе. Размеры валунов иногда достигают 25 *см* в поперечнике. Выше следуют кварцевые порфиры, составляющие существенную часть поверхности о-ва Хогланд. Они содержат кристаллы ортоклаза и кварца, размером 1—2 *см*, в темно-зеленой афанитовой основной массе. В ряде мест видны постепенные переходы к более основным разностям. Е. Кранк (Krank, 1928) отмечает, что состав первых порций лавы варьировал от андезитов до базальтов, как это видно в западной части острова, где в основании потока кварцевых порфиров залегают черные порфириты мощностью 1—5 *м*. Мощность потоков кварцевых порфиров достигает 100 *м*.

Из сказанного относительно взаимоотношений лав порфиров и гранитов следует, что место современных пластинообразных тел гранитов первоначально было занято обширными потоками кислых лав. Они были распространены на огромной площади, размеры которой, по далеко не полным данным, достигали 1000×1500 *км* (фиг. 1). Эти цифры свидетельствуют о том, что история развития Фенносарматского щита ознаменовалась обширными излияниями кислых лав, покрывавших значительную часть его поверхности. Порфиры дала, смоланда, вермланда и хогланда дают представление о составе излившихся потоков лав.

Не менее важным моментом истории развития Фенносарматского щита является процесс последующей гранитизации кислых лав, что привело к образованию пластинообразных тел гранитов на широкой площади щита. Весьма вероятно, что процесс этот происходил не только в пределах современной окраины Балтийского щита, но распространялся и в породах основания Русской плиты. Об этом явлении пока еще нет прямых данных, однако материалы определений абсолютного возраста пород основания Русской плиты свидетельствуют о том, что среди кристаллических пород Волго-Уральской антеклизы залегают гранитоиды возраста 1650 (Ташляр), 1250 (Ульяновск), 1150 (Болтаево), 900 млн. лет (Сулеево). Возраст гранито-гнейсов в основании Пачелмского прогиба, у Зубовой Поляны, определен в 1200 млн. лет, а в районе Серпухова — в 1460 млн. лет. В фундаменте Воронежской антеклизы в районе Плавска залегают гранито-гнейсы возраста 1150 млн. лет, а под северным крылом Московской синеклизы (Поповка, Ленинград) возраст гранитоидов оценивается в 1080—1420 млн. лет (Виноградов, Тугаринов, 1960). Дальнейшие исследования покажут, образовались ли эти гранитоиды в результате регенерации более древних пород или являются новообразованиями рифейского времени. Сейчас важно еще раз подчеркнуть, что в верхнепротерозойское время процесс гранитообразования охватил значительную площадь Фенносарматского щита.

Каковы же были особенности развития щита в дальнейшем?

В иотнийское время началось накопление континентальных осадочных образований. В Далекарлии на размытой и выветрелой поверхности порфиров дала, покрытых аркозами и латеритными глинами, залегают иотнийские отложения мощностью до 800 *м*. Они представлены довольно однообразными песчаниками, конгломератами и туффитовыми сланцами. Песчаники ярко-красные и желтые, тонкозернистые, существенно кварцевые. На поверхностях их напластования наблюдаются волноприбойные знаки, а среди прослоев сланцев нередко встречаются трещины усыхания. Любопытно, что цемент песчаников иногда состоит из туфового и пеплового материала.

Порфиритовые ойе-диабазы с миндалинами агата, хлорита и антигорита — наиболее молодые эффузивы Далекарлии. Мощность их не превышает 75—90 *м*. В отличие от наземных излияний предшествовавшего субиотнийского этапа, порфиритовые ойе-диабазы принадлежат, по-видимому, к подводным образованиям. На размытой поверхности ойе-диабазов местами залегают туфы, песчаники и своеобразные агатовые конгломераты, гальки которых, может быть, возникли за счет размыва амигдалоидов ойе-диабазов.

Экструзивные и осадочные образования субиотния и иотния Далекарлии пронизаны многочисленными жилами, дайками и силлами диабазов мощностью от долей метра до 50 *м* и более. Г. Экерман выделил среди них группу грубозернистых оливиновых диабазов типа эшби, которые пространственно связаны не только с областью распространения иотнийских песчаников и порфиров дала, но широко известны и за ее пределами, особенно на участке между оз. Сильян и оз. Хальмарен.

Здесь кроме диабазов обычного состава встречаются альбитовые диабазы с нефелином, с низким кварцевым числом и высоким содержанием щелочей, а также монцонитовые диабазы с ортоклазом (до 15%). В ряде мест жилы и дайки состоят из кварцевых диабазов и монцонитов. Внедрение диабазов типа эшби относится к позднему иотнию. Ойе-диабазы считают раннеиотнийскими образованиями. Среди позднеиотнийских интрузивных тел особенно интересны по составу дайки широтного направления в районе Хеллефорс и Бревен юго-восточнее Далекарлии. Они прослеживаются на протяжении нескольких десятков километров, при ширине не больше 1 *км*. Дайка Хеллефорс сложена двумя типами долеритов; более древнюю генерацию образует богатый оливином долерит, более молодую — бедный им долерит. В дайке Бревен эти два типа долеритов встречаются вместе с гранофировыми гранитами, причем удается наблюдать все разности — от оливиновых диабазов до гранофировых гранитов.

Г. Экермен пишет, что иотнийские осадочные породы лежат in situ, часто совсем горизонтально, иногда полого склоняются на юго-восток или юго-запад. Максимальные углы падения слоев не превышают 10—15°. Наблюдаемые деформации могут быть связаны частично с первичным наклоном поверхности седиментации, частично — с погружением горных пород в направлении к центральным частям большой Даларнской площади порфиров. Во всяком случае, они не несут следов какой-либо складчатости, а те нарушения в залегании слоев, которые вызваны действием локальных стрессов, пространственно тесно связаны с интрузиями и экструзиями плутонических и вулканических пород.

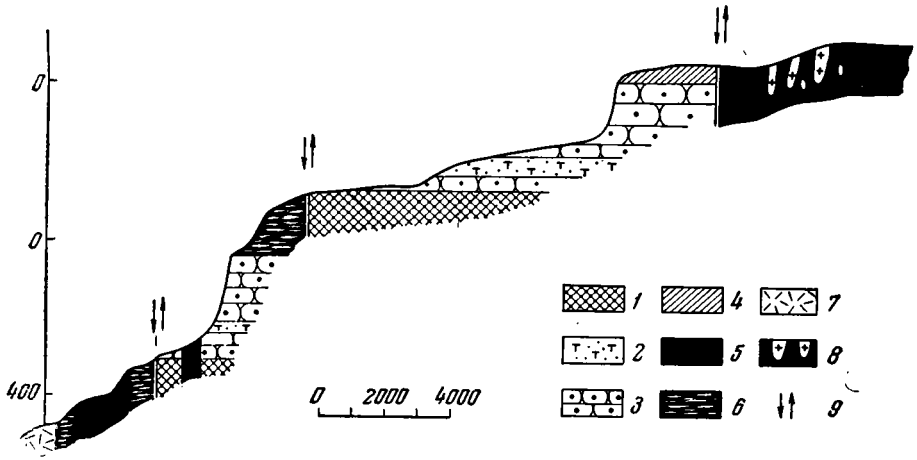
В районе Даларны, особенно в северо-восточной его части, развиты многочисленные дизъюнктивные нарушения типа сбросов (фиг. 4). Они расчленяют область на крупные блоки. Некоторые из сбросов прослежены на протяжении многих десятков километров. При этом зоны нарушений иногда представляют собой полосы интенсивно брекчированных и милонитизированных пород, пронизанных жилами кварца и дайками диабазов и монцонитов. Их ширина местами достигает 1 *км*. Амплитуда вертикальных смещений в большинстве случаев остается неясной. Смещение вдоль поверхности одного из сбросов в северо-западной части района (оз. Тандсьон) не менее 200 *м*. Начало сбрасообразования относится к субиотнийскому или к более раннему времени. Многие из этих нарушений, несомненно, продолжали развиваться в иотнийское и послеиотнийское время.

Континентальные отложения Альмасакры покоятся на гранитных аркозах массива Смоланда. В основании разреза залегают белые и красные кварциты, выше развиты песчаники, сменяющиеся кверху красными сланцами с прослоями красных и белых песчаников и аркозов, затем снова следуют белые и красные кварциты и, наконец, верхнюю часть разреза составляют кварцитовые конгломераты. Дайки и силлы диабазов — наиболее молодые члены серии Альмасакра. Они образуют полосу параллельно вытянутых даек простирания ССВ. Среди них привлекают внимание так называемые «гальковые диабазы», в которых диабазовое вещество цементирует гальки из кварцитовых конгломератов серии альмасакра (Magnusson, 1960). Форма эрозионного останца Альмасакры отчетливо видна на геологической карте Швеции (Karta över Sweriges Berggrund, 1958).

Область распространения континентальных образований Сатакунты в юго-западной Финляндии занимает значительно меньшую площадь по сравнению с Даларной. В этом районе выделяется крупный массив гранитов рапакиви и смежная с ним плоская впадина, заполненная кластическими породами неизвестной мощности (фиг. 5). В современном срезе контуры этой впадины вырисовывают небольшие изолированные

выходы пород, скрытых на большей части площади под покровом ледниковых отложений.

Исследования А. Лайтакари (Laitakari, 1925), посвященные иотнийским образованиям Сатакунты, до сих пор остаются почти единственным источником наших знаний о геологии этого района.

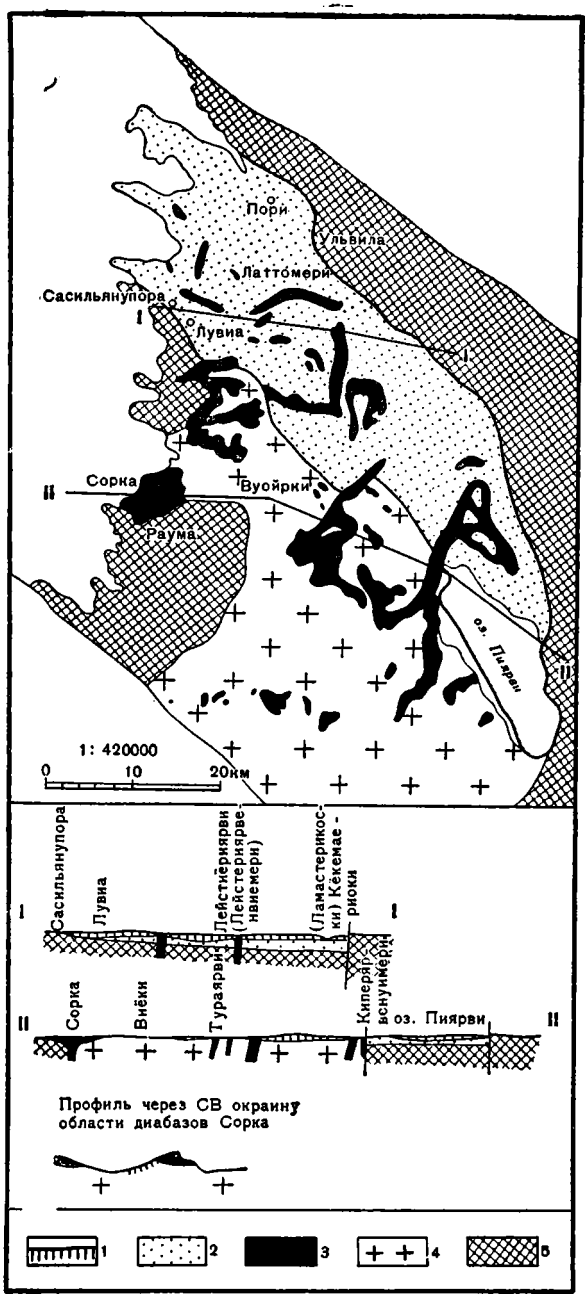


Фиг. 4. Условия залегания пород в юго-западной части Далекарлии (по Eckerman, 1936)

1 — порфиры древние; *2* — туфы порфиров; *3* — песчаники; *4* — порфиры молодые; *5* — диабазы; *6* — порфириты; *7* — монцониты; *8* — ксенолиты гранита Рэтан в диабазах; *9* — сбросы

Верхний протерозой Сатакунты составляют три группы пород: граниты рапакиви, песчаники и конгломераты и диабазы типа эшби, сходные с аналогичными породами Даларны. Граниты рапакиви образуют большой массив Лайтила в юго-западной части района, расположенный на неровной поверхности архейских мигматитов и гнейсов. Возрастные соотношения рапакиви в районе Сатакунты с песчаниками и конгломератами, развитыми севернее массива Лайтила, точно не выяснены. Косвенные данные свидетельствуют о том, что эти кластические отложения образовались за счет разрушения рапакиви и являются, таким образом, более молодыми по отношению к гранитам рапакиви. Основанием для такого заключения может служить то, что древние красные песчаники содержат, кроме кварца, микроклина и плагиоклаза, весьма характерные зерна ржаво-бурых пигментированных полевых шпатов, сходных с аналогичными полевыми шпатами гранитов рапакиви.

Среди осадочных пород Сатакунты наиболее древними являются конгломераты и аркозовые песчаники близ Сесильянупора. В этом месте — единственном коренном выходе наиболее древних пород — обнажаются среднезернистые красноцветные аркозовые песчаники, чередующиеся со слоями, в которых содержатся многочисленные округлые гальки кварца величиной от долей сантиметра до 10—15 *см*. Аналогичные породы встречены в многочисленных глыбах, оторванных от коренного залегания и расположенных вдоль юго-западной окраины поля распространения осадочных пород. Наряду с гальками кварца в конгломератах встречаются гальки гранитов рапакиви. В центральной части площади, близ Лотомери, прослеживаются кварцевые песчаники, значительно более бедные полевыми шпатами, тонкозернистые, красноватые, фиолетовые и белые. Эти породы образовались за счет материала, чуждого гранитам рапакиви.



Фиг. 5. Геологическая карта и профили впадины Сатакунта. (Laitakari, 1952).

1 — наносы; *2* — песчаники; *3* — диабазы; *4* — рапакиви; *5* — кристаллические породы (доиотнийские).

Лайтакари сопровождает профили примечанием о том, что граница между песчаниками и кристаллическим основанием неизвестна

А. Симонен (Simonen, 1960), изучавший петрографический состав песчаников Сатакунты, отмечает, что иотнийские осадочные породы представляют типичные аркозовые песчаники, в составе которых отношение кварца к полевым шпатам сильно варьирует и обычно составляет 20—40% общего количества песчаных частиц. Полевые шпаты песчаников преимущественно калиевые. Обломочный материал, как правило, неокатанный и неотсортированный. Эти признаки свидетельствуют об образовании иотнийских осадков района Сатакунты в условиях быстрой эрозии областей сноса, а структурные особенности пластов — горизонтальная и косая слоистость, отпечатки дождевых капель, трещины усыхания указывают на отложения осадка в наземных условиях в среде быстро движущихся водных потоков.

Мощность осадочных образований Сатакунты остается пока неизвестной. А. Лайтакари полагал, что она колеблется в пределах нескольких десятков метров (фиг. 5).

Абсолютный возраст прослоев красных сланцев, залегающих среди иотнийских песчаников у Харьявалата, определенный калий-аргоновым методом, оказался равным 1300 млн. лет. Эта цифра, по мнению А. Симонена (1960), указывает на возраст диагенеза осадочных пород.

В районе Сатакунты довольно широко распространены оливиновые диабазы, содержащие до 30—50% железистого оливина (см. фиг. 5). Эти породы залегают в виде даек, жил и пластовых тел (район Соркка) и оказывают, как правило, слабое воздействие на вмещающие их рапакиви и песчаники,

выражающиеся чаще всего в уплотнении пород. В ряде мест на контактах диабазов с рапакиви в зоне шириной 2—3 *м* А. Кахма (Kahma, 1951) наблюдал своеобразные породы гранитного состава, пронизывающие диабазы. Это явление он объясняет процессами переплавления во вмещающих диабазы породах в связи с их внедрением в граниты рапакиви.

Осадочные образования Сатакунты в современном срезе представляют собой опущенный плоский блок, геометрически четко отграниченный от смежных с ним поднятий, сложенных доверхнепротерозойскими кристаллическими породами на северо-востоке и гранитами рапакиви на юго-западе. На восточном берегу оз. Пиярви, совпадающем с северо-восточной границей впадины, при низком стоянии воды видно, что береговые скалы представляют зону брекчий трения, пронизанную жилами пегматитов. В составе раздробленных и перетертых обломков заметную роль играют обломки аркозовых песчаников; это дает основание предполагать, что зона брекчии возникла в связи с опусканием впадины, уже заполненной осадочными породами. Граница с массивом рапакиви имеет вид ломаной линии, состоящей из прямолинейных отрезков, сочленяющихся под углами, близкими к прямому. К зонам сочленения в ряде мест приурочены дайки диабазов (фиг. 5). Как уже указывалось, современная поверхность песчаников находится на более низком уровне по сравнению с поверхностью гранитов рапакиви. Скалы рапакиви образуют крутые обрывы над ровным пенепленом песчаников.

* * *

Все изложенное позволяет сделать вывод, что развитие Фенносарматского щита началось при высоком стоянии цоколя платформы, когда значительная его часть была поверхностью денудации. Этот этап эволюции Восточно-Европейской платформы сопровождался мощными излияниями кислых лав, позднее преобразованных в породы гранитоидного ряда. Доказательство тому — многочисленные пластинообразные тела верхнепротерозойских гранитов — Выборгского, Смоландского, Вермландского, Дала и других массивов Фенносарматского щита. Закономерности размещения этих магматических образований в основании плиты еще не выяснены.

Излияния кислых лав и их гранитизация — это весьма важные, ранее не отмечавшиеся особенности истории развития Восточно-Европейской платформы в верхнем протерозое. В истории ее развития такие мощные проявления вулканизма с последующим образованием гранитных тел больше не проявлялись. Магматическая деятельность послеиотнийского времени оставила следы лишь в виде силлов, даек и жил, петрологически связанных с магматическими образованиями субиотнийского времени.

Иотнийское время отмечено накоплением континентальных формаций. Они сохранились во впадинах Далекарлии, Альмасакры и Сатакунты. Плоское залегание слоев осложнено местами более поздними дизъюнктивными нарушениями. Континентальные образования Прионежья, на наш взгляд, составляют верхнюю часть разреза отложений Онежской впадины. Остановимся на этом вопросе несколько подробнее.

ЗАПАДНО-ОНЕЖСКАЯ ВПАДИНА

Многие исследователи полагают, что Западно-Онежская впадина является новообразованной структурой иотнийского времени. Границы ее проводят по контурам распространения кварцито-песчаников на перешейке между Онежским и Ладожским озерами. Северо-западнее

впадины развиты древние онежские граниты доверхнепротерозойского возраста, на севере она открывается в сторону Онежской впадины, заполненной среднепротерозойскими породами, а северо-восточная и южная ее границы скрыты под покровом более молодых — палеозойских и четвертичных образований.

Западно-Онежская впадина заполнена песчаниками, кварцитами и конгломератами иотнийского возраста. Большая часть области их распространения скрыта под покровом четвертичных отложений. Иотнийские породы прослеживаются почти непрерывной полосой лишь вдоль берега Онежского озера, на протяжении около 150 *км*; изолированные выходы их на поверхность встречены также западнее Онежского озера, близ с. Кашкан, в верховьях р. Важинки.

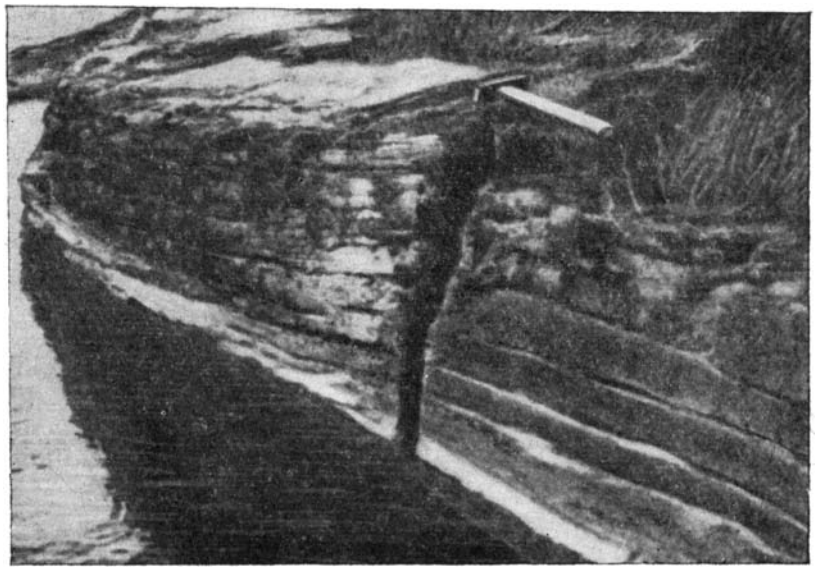
Среди кварцитово-песчаных отложений Прионежья В. М. Тимофеев (1935), а вслед за ним Л. П. Галдобина (1958) и Е. М. Михайлюк выделяют две толщи: каменноборскую и шокшинскую. Каменноборская толща сложена песчаниками различной зернистости и различного цвета — от серых, зеленоватых, почти черных до розоватых; песчаники содержат линзы и прослои конгломератов и брекчий, а также прослои песчано-глинистых сланцев, алевролитов и алевропелитов. Мощность каменноборской толщи 400—500 *м*. Шокшинская толща состоит почти исключительно из розовых, красных и малиновых кварцито-песчаников, косослоистых, однородного, мономинерального кварцевого состава. Мощность этой толщи 100—300 *м*.

Среди кварцито-песчаников иотния залегает пластовая интрузия мощностью около 60—90 *м*. Она прослеживается вдоль побережья озера на протяжении около 100 *км*, между р. Свирь и г. Петрозаводском, и сложена кварцевыми габбро-диабазами с габбро-офитовой структурой. Зелено-черные габбро-диабазы состоят из зональных плагиоклазов, от лабрадора до андезина, диопсид-авгита, пижонита, и титаномагнетита. В интерстициях в микропегматитовом срастании всегда присутствуют кварц и зональный калиевый полевой шпат с ортоклазом в ядре, окруженном оболочкой псевдомоноклинного анортоклаза. Из второстепенных минералов спорадически встречаются гиперстен в пертитовом срастании с авгитом, псевдоморфозы иддингсита по оливину, роговая обманка, биотит, пирит и апатит (Кратц, 1960_2). Согласно радиологическим данным, габбро-диабазы, прорывающие иотнийские песчаники, близки по возрасту к гранитам рапакиви. Результаты определения абсолютного возраста последних дают цифру 1620—1640 млн. лет.

Иотнийские отложения вдоль западного берега озера выведены из своего первоначального залегания и наклонены под углом 5—10 и до 25°. Интенсивные деформации наблюдаются также в крайнем западном обнажении шокшинских песчаников. Причины нарушенного залегания слоев не выяснены.

Природа Западно-Онежской впадины во многом остается неясной, так как неизвестны ее соотношения со структурой основания. В связи с этим весьма интересны данные о соотношении каменноборских песчаников с породами суисарской серии. В основании каменноборской толщи у Укшозера залегают песчаники с линзами конгломератов, покоящиеся на размытой поверхности темно-серых и черных туфопесчаников суисарской серии. Галька конгломератов состоит из туфосланцев, диабазов и черных доломитизированных известняков.

Вааль (1908), Седерхольм (1932), Мармо (Marmo, 1949), а из более поздних исследователей — М. А. Гилярова полагают, что иотнийские и суисарские породы принадлежат к одновозрастным образованиям. В свое время Седерхольм объединил их под названием иотния, расчленив на две толщи. Вулканические породы суисарского комплекса и песчаники Петрозаводска, Укшозера и Кулмусклы он отнес к хогландию



Фиг. 6. Обнажение песчаников и глинистых сланцев на правом берегу р. Шуи, у южной окраины дер. Верхний Бесовец (Кайряк, 1960)

или нижнему иотнию, а песчаники западного побережья Онежского озера и сопровождающие их пластовые интрузии габбро-диабазов — к верхнему иотнию. М. А. Гилярова отмечает, что основанием для отнесения этих толщ к верхнему протерозою служит то, что «эффузивные породы хогландия вообще и суисарского комплекса в особенности отличаются от других зеленокаменных пород своей относительной свежестью, отсутствием сланцеватости и, в некоторых местах, сохранностью пироксена и вулканического стекла, всегда и полностью замещенных другими вторичными минералами в нижележащих карельских породах» (Гилярова, 1956).

Привлекает к себе внимание также то обстоятельство, что интервал времени, разделяющий суисарскую и иотнийскую серии, не выходит за рамки перерывов, наблюдающихся внутри единого тектонического этапа развития. Радиологические данные, полученные для нижнепротерозойских гранитоидов и осадочно-метаморфических пород, колеблются в пределах 1770—1860 млн. лет, а возраст иотнийских кварцит-песчаников близок к 1600 млн. лет. Если учесть, что между нижнепротерозойскими и иотнийскими образованиями залегают сегозерская, онежская и суисарская серии, то невольно напрашивается вывод о том, что иотнийские образования относятся к Онежской впадине, интенсивно прогибавшейся в среднем протерозое и продолжавшей прогибаться в иотнийское время. Это подтверждают недавно полученные данные о залегании между суйсарскими иотнийскими образованиями своеобразной толщи чередующихся мелкозернистых кварцито-песчаников, песчаников, алевролитов и сланцев (фиг. 6). Песчаники и алевролиты — серые, чаще темно-серые, почти черные, с обильным количеством мелкообломочной слюды, с глинисто-серицитовым и хлоритовым (туфогенным) цементом. Сланцы состоят главным образом из тонкочешуйчатого хлорита и серицита. Мощность этих пород, выделенных А. И. Кайряком (1960) в самостоятельную бесовецкую свиту, достигает 400—900 *м*.

Кварцито-песчаники и сланцы бесовецкой свиты залегают согласно с суисарскими вулканогенно-осадочными породами. Объем бесовецкой

свиты исследователи оценивают по-разному. Е. М. Михайлюк (устное сообщение) и другие выделяют в падосскую свиту только нижнюю часть бесовецкой свиты А. И. Кайряка, а верхнюю относят к каменноборской свите иотния, полагая, что между каменноборской и падосской свитами существуют постепенный переход и согласное залегание.

Различные представления о возрасте пород нижней и верхней части бесовецкой свиты свидетельствуют об известной условности проведения границ между свитами и склоняют к заключению, что Западно-Онежская впадина не является новообразованной структурой иотнийского времени и что каменноборские и шокшинские песчаники составляют наиболее молодые члены разреза Онежской впадины.

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ РУССКОЙ ПЛИТЫ

В предыдущем разделе рассмотрены некоторые особенности магматизма Фенносарматского щита — структуры, возникшей на начальном этапе развития Восточно-Европейской платформы.

В среднем и особенно в верхнем рифее Фенносарматский щит расчленился на ряд остаточных структур. Этот процесс расчленения щита совпадает во времени с процессом заложения Русской плиты. По-видимому, он начался раньше в восточной и юго-восточной, краевой части платформы и протекал неравномерно в разных ее участках. К началу среднего девона от Фенносарматского щита сохранились Балтийский, Белорусский, Украинский, Воронежский, Волго-Уральский остаточные щиты, разделенные линейно вытянутыми синклинальными системами — авлакогенами. Расчленение Фенносарматского щита на структуры более низкого порядка привело к интенсивному прогибанию сначала зон, разделяющих остаточные щиты, а затем и площади самих щитов. В современной структуре платформы от Фенносарматского щита остались только Балтийский и Украинский щиты, сохранившие свойственные этим структурам черты развития.

История формирования Русской плиты тесно связана с эволюцией авлакогенов, которые в значительной мере контролировали области погружения и осадконакопления. Авлакогены — погребенные структуры, поэтому естественно, что их строение не отражено на геологических картах. Напротив, на тектонических схемах авлакогены отчетливо выделяются своей линейной формой и относительно большой глубиной залегания фундамента (Тектоническая карта СССР... 1958; Тектоническая карта Европы, 1962). Наиболее полно изучена система Большого Донбасса. Пачелмский, Крестцовский и Казанско-Сергиевский прогибы описаны сравнительно недавно. Пачелмский, Крестцовский прогибы и юго-восточная часть Казанско-Сергиевского заметно развивались в рифейское время, а формирование Большого Донбасса приходится в значительной мере на верхний палеозой и мезозой. Современную структуру авлакогенов составляют цепочки впадин, разобщенных относительно поднятыми участками. Развитие отдельных впадин, так же как и прогибов в целом, протекало неравномерно.

Пачелмский авлакоген, расположенный между Воронежским и Волго-Уральским кристаллическими массивами, заполнен отложениями рифея — нижнего палеозоя. В разных частях прогиба наблюдаются отложения, существенно различные по составу и мощности. Их формирование охватило огромный интервал времени, неодинаковый для разных участков структуры. На юго-востоке Пачелмского прогиба, в районе Сердобска, снизу вверх вскрыты следующие породы.

1. Песчаники красноцветные, грубозернистые, кварцевые, с прослоями гравелитов и конгломератов в верхней части толщи. Вскрытая

мощность этих песчаников, выделяемых в каверинскую серию, равна 400 *м*. Севернее, в районе Каверино, она превышает 800 *м*.

2. Песчаники зелено-бурые, глауконитовые, кварцево-полевошпатовые. Мощность около 50 *м*.

3. Доломиты светло-серые, микрокристаллические. Мощность 80 *м*.

4. Мергели красные, доломитовые, песчаники мелкозернистые и аргиллиты красно-бурые. Общая мощность 100 *м*. По кровле этого слоя проводят границу сердобского комплекса (И. Е. Постникова).

5. Песчаники красноцветные, полимиктовые, аргиллиты черные. Мощность около 75 *м*.

6. Тонкое чередование зеленовато-серых кварцево-полевошпатовых, иногда глауконитовых песчаников, темно-серых мергелей, алевролитов и черных аргиллитов; цемент песчаников и алевролитов глауконитовый и доломитовый. Мощность 150 *м*.

Красноцветные и темноцветные породы слоев 5 и 6 Н. С. Шатский выделил под названием пачелмской серии, синхронной отложениям нижней части валдайского комплекса. Осадки нижней пачелмской серии несогласно перекрыты песчаниками верхней пачелмской серии, мощностью до 30 *м*. На песчаниках развита кора выветривания. Выше залегают среднедевонские образования. Общая мощность древних отложений в разрезе превышает 885 *м*.

В районе Пачелмы, примерно в 70 *км* северо-западнее Сердобского разреза, мощность нижней и верхней пачелмских серий равна 755 *м*, тогда как в Сердобске она оценивается в 225 *м*, а породы каверинской серии совсем отсутствуют.

Среди древних осадков северо-западной части Пачелмского прогиба обнаружены туфовые и туфогенно-осадочные образования (Мосолово, Морсово, Зубова Поляна). По данным З. П. Ивановой, наибольшее количество туфогенного и эффузивного материала обнаружено в породах разреза скважины Мосолово, где эти образования встречены в интервале 1425—1575 *м*. Мосоловский разрез расположен на склоне между Воронежским массивом и Пачелмским прогибом. Нижнюю его часть составляют главным образом песчаные отложения, верхнюю — преимущественно глинистые (Толстихина, 1956). Приведем сокращенное описание этого разреза (снизу).

1. Песчаники неравномерно- и крупнозернистые, иногда гравийные, по составу полевошпатовые и кварцево-полевошпатовые, с большим количеством слюд, рудных минералов, с опаловым, кремнистым, хлоритовым и железистым цементом. В этой толще обнаружены прослои туфогенного песчаника и алевролитов. Песчаник мощностью 6 *м* сложен угловато окатанными обломками стекла и сильно разрушенных эффузивных пород, связанных хлоритовым цементом. Туфогенные алевролиты содержат сильно разрушенные обломки эффузивов. Мощность пачки 140 *м*.

2. Аргиллиты и глины с редкими прослоями туфогенных алевролитов и песчаников. Глинистые породы — красновато-коричневые или зеленовато-серые, слюдистые, в отдельных прослоях микрослоистые, с тонкими линзами алевролитов, состоящих из кварца, полевых шпатов и слюды, сцементированных хлоритовым или кремнисто-глинистым веществом. Песчаники средне- и мелкозернистые, хорошо отсортированные, по составу кварцевые или кварцево-полевошпатовые. Туфогенные разности пород состоят на 70—80% из изотропных зерен вулканического стекла и разрушенных обломков эффузивов, сцементированных хлоритовым веществом. Мощность пачки 60 *м*.

3. Туфы или туффиты, сложенные обломками эффузивных пород хлорита, хлоритизированных слюд с небольшой примесью кварца и полевого шпата. Все эти обломки цементируются хлоритовым или

кремнисто-глинистым веществом, реже — доломитом. В некоторых разностях вулканических пород наблюдается порфировая структура, причем вкрапленники представлены полевыми шпатами. Порфировая структура дает основание предполагать наличие в разрезе эффузивов, которые подверглись сильным вторичным изменениям. Мощность пачки 21 *м*.

4. Чередование тонкозернистых пород — сланцеватых глин, аргиллитов, алевролитов. Все породы буровато-красные или коричневые, лишь в средней части толщи выделяется пачка (20 *м*) сланцеватых голубовато-серых глин, чередующихся с тонкослоистыми сланцами гумусо-сапропелевого состава. В этой же пачке обнаружено два тонких прослоя доломитово-сидеритовых пород. В сланцеватых глинах верхней части рассматриваемых отложений наблюдаются плойчатые текстуры. Мощность пачки 194 *м*.

Соотношение разрезов Мосолова и Сердобска пока остается неясным. Согласно данным С. Н. Наумовой, толщи, вскрытые в Мосолове, принадлежат к более молодым образованиям по сравнению с пачелмскими, сердобскими и каверинскими отложениями и, таким образом, не являются фациальными аналогами сердобского комплекса, как это считали раньше [1]. Данные определений абсолютного возраста подтверждают, что отложения каверинского комплекса образовались 730—750 млн. лет назад, а породы валдайского комплекса формировались значительно позднее — около 590—600 млн. лет назад (Полевая и др., 1960) [2].

Особенности тектоники и истории развития Пачелмского прогиба подробно освещены в работе Н. С. Шатского 1955 г. Он показал, что к концу рифейского времени Пачелмский прогиб представлял грабенообразную депрессию, 150—200 *км* шириной и 400—500 *км* длиной, ограниченную с востока и запада кристаллическими массивами. Различные его участки прогибались неравномерно и разновременно.

Формирование Пачелмского прогиба закончилось, по-видимому, в рифее или начале нижнего кембрия. Живетские отложения залегают резко несогласно на размытой поверхности нижнепалеозойских осадков. В среднем девоне и в начале верхнего на месте узкого прогиба образовалась широкая синеклиза, захватившая своими крыльями западную окраину Волго-Уральского остаточного щита. Наиболее прогнутая часть синеклизы унаследовала свое положение от прогиба рифейского времени. В конце верхнего девона и в карбоне рассматриваемая структура теряет черты обособленной тектонической формы и сливается со склонами Воронежской антеклизы, направленными в сторону Московской и Прикаспийской синеклиз.

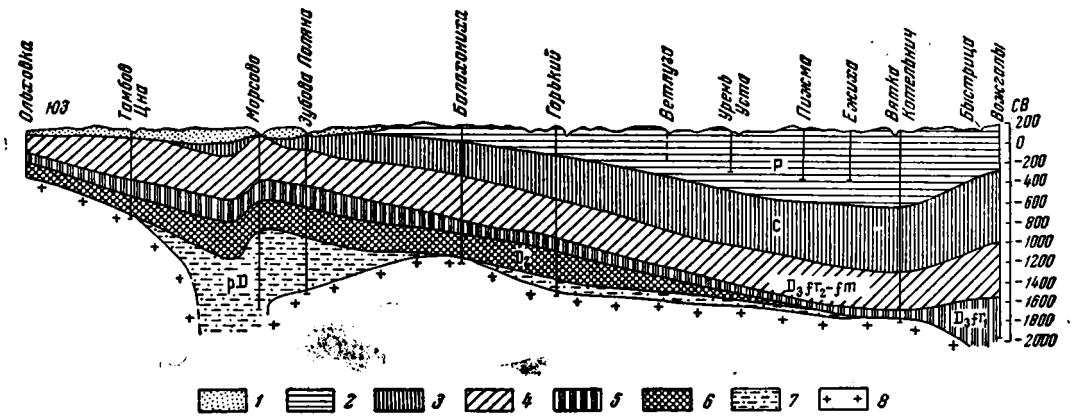
На фоне пологого склона в карбоне и особенно в мезо-кайнозое образуются плакантиклинали Окско-Цнинского вала и керенско-чембарские дислокации. Керенско-Чембарская полоса поднятий, отчетливо вырисовывающаяся по относительно высокому залеганию сеноманских пород, протягивается над наиболее прогнутой частью древнего Пачелмского прогиба согласно с его северо-западным простиранием. Плакантиклинали и флексуры, создавшие эту систему дислокаций, имеют крутые северо-восточные крылья и очень пологие юго-западные. Керенско-Чембарская полоса дислокаций после некоторого перерыва сменяется системой деформаций Окско-Цнинского вала, сложенных девонскими, каменноугольными и мезозойскими осадками. Дислокации расположены кулисообразно расходящимся пучком; на юге вала они вытянуты в северо-западном направлении, а на севере их простирание становится постепенно северо-восточным. Как и Керенско-Чембарская полоса,

[1] Из выступления на Совещании по стратиграфии Пачелмского прогиба в апреле 1962 г. в Москве.

[2] Приведенные цифры абсолютного возраста округлены автором до 10.

южная половина Окско-Цнинского вала располагается над Пачелмским прогибом, что отчетливо видно на профиле (фиг. 7). Названные новообразованные структуры возрождают простирания древних дислокаций (Шатский, 1955).

Итак, Пачелмский прогиб принадлежит к ряду структур начальной стадии развития Русской плиты Восточно-Европейской платформы.



Фиг. 7. Профиль через западный край Воронежской антеклизы, Окско-Цнинский вал и Волго-Уральскую антеклизу по линии Ольховка — Вожгалы (по Нечитайло и др., 1957). Схематизировано автором.

1 — мезо-кайнозой; *2* — пермь; *3* — карбон; *4* — верхний девон — фамен — средний фран; *5* — верхний девон — нижний фран; *6* — средний девон; *7* — додевон; *8* — архей

К сожалению, из-за неполноты материала остаются нераскрытыми особенности внутреннего строения Пачелмского прогиба и соотношение элементов его структуры с породами кристаллического основания. Эти недостающие страницы истории развития Пачелмского прогиба в известной мере дополняют данные изучения Казанско-Сергиевского прогиба, а также прогиба Большого Донбасса.

Казанско-Сергиевский авлакоген — погребенный коленообразный прогиб — пересекал центральную часть Волго-Уральского остаточного щита (Новикова, 1959$_2$). Он заполнен терригенными песчано-глинистыми и, в меньшей мере, карбонатными отложениями додевонского и девонского возраста. Среди них привлекает к себе внимание комплекс пород, заключающий осадки от основания среднего девона (такатинские слои) до кыновских слоев нижнефранского яруса. Этот комплекс, известный под названием терригенного девона, содержит многочисленные, но сравнительно незначительные по мощности, оригинальные по составу образования: бокситовые и шамозитовые железистые глины, оолитовые шамозитовые руды, лавы и туфы андезито-базальтов, битуминозные известняки и аргиллиты. Эти породы встречаются на разных стратиграфических уровнях и в разных частях прогиба.

Казанско-Сергиевский прогиб — новообразованная структура на гранито-гнейсовом основании восточной части Волго-Уральского остаточного щита. Привлекает внимание заметное развитие габбро-диабазов среди пород основания в этой части щита. Известно, что габбро-диабазы, как правило, лишены признаков огнейсования, широко распространенного во вмещающих их кристаллических породах. Это дало М. А. Гаррис (1955) основание предположить, что габбро-диабазы принадлежат к образованиям, значительно более молодым по сравне-

нию с породами гранито-гнейсовой серии. Об их относительно более молодом возрасте свидетельствует также то, что в краевой части Волго-Уральского свода в ряде мест породы с габбровой структурой, залегающие под девонскими осадочными образованиями, обнаружены вблизи от их эффузивных аналогов — диабазов и спилитов, распространенных в различных горизонтах нижнебавлинской свиты. Эти пока косвенные данные о рифейском возрасте габбро-диабазов подтверждаются также определениями абсолютного возраста.

О форме залегания габбро-диабазов трудно судить, так как эти тела скрыты под мощным чехлом осадочных образований. Они, очевидно, не занимают больших площадей и, скорее всего, образуют дайки, жилы штоки и силлы сравнительно небольших размеров.

Итак, заложение Казанско-Сергиевского прогиба и других подобных прогибов произошло в зоне заметного распространения даек и жил габбро-диабазов. Прогибы расчленили основание восточной части Волго-Уральского остаточного щита на Ульяновско-Чувашский, Татарский северный, Татарский южный и Бузулукский блоки. Развитие Казанско-Сергиевского прогиба началось в южной части щита, где образовалось широтное его колено, заполнившееся терригенными осадками нижней и верхней бавлинских свит. На остальной поверхности щита рифейские отложения либо совсем не откладывались, либо их мощность была незначительной.

В среднедевонское время западная часть Волго-Уральского массива (Токмовский блок) была погребена под отложениями смежных синеклиз, а восточная продолжала оставаться относительно приподнятой. Границы Казанско-Сергиевского прогиба значительно расширились в девонский период. В нижнеживетское время в прогибание была втянута узкая меридиональная зона, границы которой, по-видимому, были предопределены расположением додевонских зон проницаемости магматических пород Мариинского Посада и Казаклара. В верхнеживетское время обособленные ранее впадины Казанско-Сергиевского прогиба создали единую синклинальную систему; при этом новообразованный меридиональный прогиб соединился с широтным, уже существовавшим в додевонское, эйфельское и нижнеживетское время. Общая протяженность прогиба превышает 800 *км* при ширине 90—200 *км*. В пашийское и кыновское время Казанско-Сергиевский прогиб продолжал заполняться осадками. Как и в предыдущие этапы, области наиболее мощного накопления осадков не оставались неизменными. После отложения кыновских слоев и до конца девонского времени на всей поверхности Волго-Уральской антеклизы происходило преимущественно карбонатное осадконакопление. Четкие границы Казанско-Сергиевского прогиба в саргаевское время стали терять очертания, и к концу девона он оказался погребенным под чехлом верхнефранских и фаменских отложений. Любопытно, что время прекращения существования Казанско-Сергиевского прогиба совпадает с исчезновением из разреза вулканогенных, а также терригенных образований с их железисто-шамозитовыми прослоями.

На тектонической карте Европы (1963) показаны глубины залегания пород кристаллического фундамента под чехлом осадков Волго-Уральской антеклизы. Наиболее погруженные участки фундамента, более 3000 *м*, находятся внутри контуров погребенного Казанско-Сергиевского прогиба. К этим же зонам пространственно тяготеют полосы кулисообразно расположенных плакантиклиналей и валов современной структуры антеклизы. Так, Вятский вал расположен над меридиональным коленом Казанско-Сергиевского погребенного прогиба. Он прослежен в долготном направлении на протяжении около 300—350 *км* от г. Кирова до р. Илети, впадающей в Волгу выше Казани.

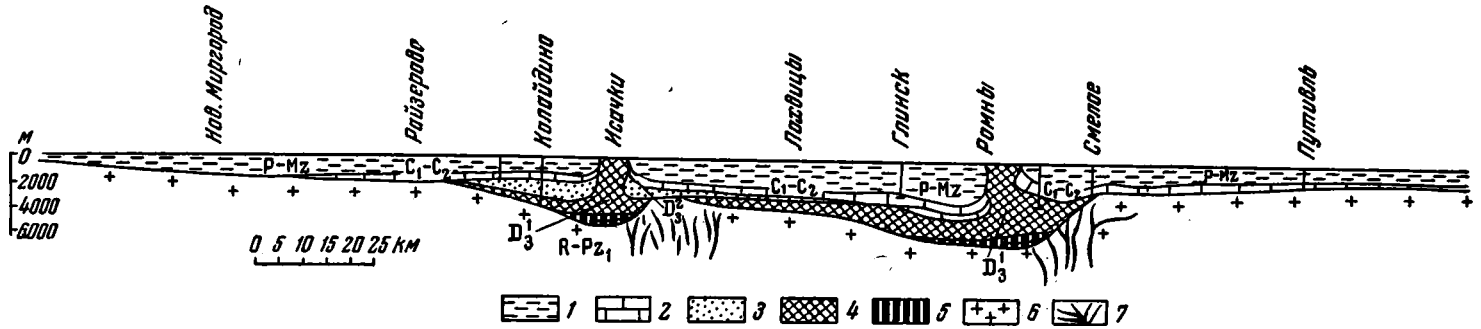
Среди сплошного поля отложений татарского яруса в ядрах плакантиклиналей здесь появляются казанские слои. Структуру Вятского вала образует несколько пологих флексур, среди которых наиболее отчетливо выражена Уржумская. Падения слоев на ее крыльях не превышают 1—2°.

Над широтным коленом Казанско-Сергиевского прогиба находится серия плакантиклиналей, состоящих из ряда кулисообразно расположенных флексур, обращенных крутыми крыльями на юго-восток и сопровождаемых нефтеносными куполами. Среди них выделяются дислокации Сокско-Шешминского и Туймазинского валов. На поверхности они сложены отложениями пермской системы; при этом в ядрах куполов обнажаются уфимские и казанские отложения, а на опущенных крыльях флексур — породы татарского яруса. Углы наклонов крыльев некоторых флексур достигают 20—25° (Байтуган). Купола обычно цепочками вытянуты согласно с простиранием флексур. Размеры наиболее крупных куполов по длинной оси достигают нескольких десятков километров (Туймазы — 30 *км*, Байтуган — 20 *км*). Купольная форма структур прослеживается и под пермскими отложениями, в каменноугольных и верхнедевонских образованиях. Амплитуда Туймазинского купола по карбоновым слоям достигает 50 *м*, по кровле пашийских пород она увеличивается до 65 *м* (Розанов, 1957).

Возникновение тектонических форм типа валов над погребенными древними прогибами по-видимому «представляет собой лишь следствие движений, более интенсивных в данных местах, чем в соседних, где плакантиклиналей либо нет, либо они хуже выражены и где не было мощного складкообразования» (Шатский, 1955, стр. 19). Механизм происхождения систем плакантиклиналей и плакосинклиналей еще не раскрыт. Однако есть основания предполагать, что, подобно антеклизам, они являют собой пример «остаточных» структур (Оффман, 1961; Шатский, 1947).

Авлакоген Большого Донбасса — сложная синклинальная систёма, прослеживающаяся на протяжении около 1500 *км*, при ширине, не превышающей 250 *км*. Большой Донбасс интенсивно развивался в среднем — верхнем палеозое и мезозое. Основные черты его тектоники изложены нами в специальной статье (Новикова, 1961). Напомним, что Большой Донбасс составляют структуры, различающиеся по времени развития, составу и полноте рядов геологических формаций, а также по морфологическим особенностям. Эти элементы изображены на тектонической карте, где показаны Припятская, Полтавско-Славянская и Восточно-Донбасская впадины унаследованного типа развития, Волновахский и Южно-Донбасский желоба, Центральная и Павлоградская впадины. Из перечисленных тектонических форм для данной работы особенно интересны, те, которые раскрывают положение магматических образований. Это, в первую очередь, структуры, характеризующие начальный этап развития авлакогена Большого Донбасса — Волновахский и Южно-Донбасский желобообразные прогибы.

Волновахский и Южно-Донбасский желоба заложились на относительно поднятом участке структуры Большого Донбасса. К северо-западу от него была расположена Полтавско-Славянская впадина, развитие которой прослежено с начала верхнего девона, а время заложения относится к более раннему этапу, возможно, к нижнему палеозою или даже рифею. Полтавско-Славянская впадина в течение франского времени испытывала заметное погружение, компенсируемое осадками галогенной формации. Одновременно с развитием Полтавско-Славянской впадины на смежном поднятии, сложенном кристаллическими породами основания, возникли Волновахский и Южно-Донбасский желоба, заполнившиеся осадками существенно иных формаций (фиг. 8, 9).



Фиг. 8. Профиль через северо-западную часть Полтавско-Славянской впадины Большого Донбасса.

1 — мезозой — пермь; *2* — карбон средний и нижний; верхний девон; *3* — фаменский ярус, *4* — франский ярус; *5* — нижний палеозой — рифей (?) (предполагаемый); *6* — кристаллические породы фундамента; *7* — зоны проницаемости магматических пород

Фиг. 9. Профиль через юго-восточную часть Полтавско-Славянской впадины Южно-Донбасской и Волновахский желоба авлакогена Большого Донбасса.

1 — пермь — верхний карбон, пестроцветная свита медистых песчаников, галогенная формация; *2* — средний и нижний карбон, угленосная формация; *3* — средний и нижний карбон, формации: *а*) карбонатная, *б*) тонкотерригенная и терригенно-карбонатная; *4* — верхний девон, галогенная формация (предполагаемая); *5* — верхний девон, вулканогенно-осадочная формация; *6* — нижний палеозой — рифей, вулканогенно-осадочная формация (предполагаемая); *7* — кристаллические породы фундамента; *8* — дизъюнктивные нарушения; *9* — зоны проницаемости магматических пород

Согласно данным А. П. Ротая (1934), Ю. М. Пущаровского (1947), А. П. Скляра (1953), С. В. Нечаева (1961), в пределах Волновахской структуры на гранитах кристаллического основания залегают аркозовые песчаники и кварциты мощностью 20—25 *м*. Выше следуют известняки и сланцы с прослоями алевролитов и песчаников, с фауной, типичной для низов франского яруса. Мощность известняково-сланцевой пачки 140 *м*. Терригенно-карбонатные отложения перекрывают лавы, туфы, туфобрекчии базальтового состава. В нижней части толщи эффузивов встречаются прослои известняков и сланцев, по составу сходных с отложениями, подстилающими вулканогенные породы. Помимо анамезитовых базальтов заметным развитием пользуются их дифференциаты — пикрито-базальты, андезито-базальты и трахито-базальты (Усенко, 1958). Мощность эффузивной толщи достигает местами 280 *м*. Вулканогенно-осадочные породы нижнего франа А. П. Ротай объединил под названием «белый девон».

Выше прослеживаются фаменские отложения «бурого девона», среди которых широко распространены пирокластические накопления ортофирового состава. В нижней части этого комплекса залегают бурые галечники и гравийные конгломераты с галькой лежащих ниже эффузивных пород, с обломками кварца, полевых шпатов, гранита. Верхняя половина толщи «бурого девона» сложена туфами, туфобрекчиями андезито-трахитов и трахитов, бурыми алевролитами. Мощность «бурого девона» 110 *м*.

Пирокластические образования ортофиров играют существенную роль в составе лежащих выше отложений «серого девона», где они залегают среди зеленовато-серых полимиктовых и аркозовых песчаников, конгломератов, алевролитов и аргиллитов. В цементе песчаников много хлорита. Глинистые породы содержат комплекс гидрослюдистых монтмориллонитовых минералов. В верхней части толщи туфов залегают прослои кремнистых яшмовидных пород (Логвиненко, 1956). Кроме туфов ортофиров в толще «серого девона» содержатся прослои туфов кварцевых порфиров. Мощность «серого девона» 200 *м*.

В верхнедевонских эффузивных образованиях отмечается повышенное содержание титана, калия и железа, что, как известно, выделяет их среди других магматических образований Большого Донбасса.

Вулканогенно-осадочные породы фаменского яруса трансгрессивно перекрываются комплексом карбонатных пород с фауной турнейского и нижневизейского возраста. Представлен он почти исключительно известняками и доломитизированными известняками с малым содержанием SiO_2. Карбонатные породы местами сильно пиритизированы, хлоритизированы и несут следы окремнения. В верхней части серии залегает пачка тонкоплитчатых кремнистых мергелей мощностью 40—50 *м*. Общая мощность карбонатного комплекса турнейско-нижневизейского возраста в западной части Волновахского желоба достигает 450 *м*.

Лежащие выше отложения, состоящие в значительной мере из терригенных пород, наиболее полно развиты в пределах Южно-Донбасского желоба, отделенного от Волновахского Стыльским поднятием (фиг. 9). На карбонатных образованиях турне и нижнего визе в пределах Южно-Донбасского прогиба залегает мощная толща алевролитов, аргиллитов и песчаников с прослоями известняков и углей нерабочей мощности. Для нижней части толщи характерно ритмичное строение флишевого типа с флишевыми текстурами (гиероглифами), отмечаемыми на нижних поверхностях алевролитов (Логвиненко, 1956). Н. В. Логвиненко объединяет верхневизейские осадки кальмиусского разреза в своеобразную терригенную формацию, переходную между

угленосной и флишевой. Мощность терригенной флишоидной формации оценивается в 1700 *м*.

Отложения намюрского яруса в бассейне р. Кальмиус начинаются толщей грубозернистых, местами конгломератовидных аркозовых песчаников; выше залегают аргиллиты и алевролиты с многочисленными пластами известняков, среди которых коралловые и оолитовые известняки характерны для нижней половины яруса (свита C_1^4), а водорослевые развиты преимущественно среди пород амвросиевской свиты (C_1^5). В отложениях намюра содержится около полутора десятков прослоев углей: из них единичные местами достигают рабочей мощности. Мощность намюрского терригенно-карбонатного комплекса в бассейне р. Кальмиус около 1100 *м*.

В верхней части разреза Южно-Донбасской структуры развиты породы мандрыкинской свиты башкирского яруса (C_2^1). По литологическому составу они сходны с лежащими ниже намюрскими образованиями и представлены чередующимися аргиллитами, алевролитами и тонкозернистыми песчаниками с многочисленными прослоями известняков и редкими прослоями углей.

Волновахский желоб расположен в южной части Открытого Донбасса. К северу от него находится Стыльское поднятие, а южнее обнажаются кристаллические породы Украинского массива. Протяженность Волновахского желоба около 60 *км*, ширина не более 10 *км*. Наиболее глубокая часть прогиба приближена к Стыльскому поднятию. В этом месте отложения нижнего карбона заполняют небольшие мульды, вытянутые вдоль борта прогиба. Их размеры не превышают в поперечнике 2—3 *км*; они разделены узкими перемычками. В пределах указанных мульд слои наклонены сравнительно полого, углы падения их обычно 5—10°, лишь в зонах сочленения увеличиваются до 15—20° и более. На остальной части Волновахского желоба породы образуют моноклиналь, в пределах которой девонские и каменноугольные породы наклонены к северо-востоку под углом 5—15°. Современную его структуру осложняют многочисленные сбросы. Одни из них не влияли на развитие желоба, так как образовались позже, другие, напротив, тесно связаны с его развитием. Длительно развивавшиеся нарушения, по-видимому, предопределили форму и направление Волновахского желоба.

Начало формирования этой структуры совпало с интенсивным накоплением вулканогенно-осадочной серии и сопровождалось излияниями потоков основных лав и выбросами пирокластического материала ортофирового состава. Наиболее интенсивные излияния, очевидно, были приурочены к северному борту прогиба. Вдоль южного борта различные серии пород верхнего девона трансгрессивно перекрывали кристаллические образования Украинского массива. В нижнекаменноугольное время продолжалось прогибание Волновахского желоба и накопление мощной толщи карбонатных осадков; формирование мелких брахисинклиналей вдоль осевой части прогиба сопровождалось внедрением жил и даек трахиандезитов вдоль зон, поперечных основному простиранию структуры, преимущественно в перемычки между мульдами (Бутурлинов, Попов, 1959).

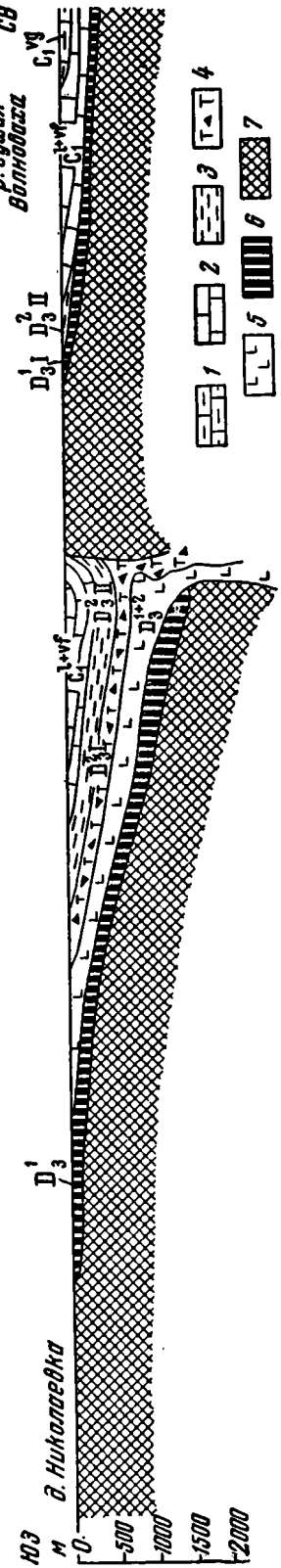
В современном срезе Волновахский желоб представляет резко асимметричный прогиб с крутым северным и пологим южным крылом. В зоне сочленения со Стыльским поднятием каменноугольные породы стоят на головах, а вдоль границы прогиба с Украинским кристаллическим массивом углы наклона девонских отложений равны 5—10°.

Как уже было отмечено, Волновахский желоб на севере граничит со Стыльским поднятием, которое узкой полосой в несколько километров отделяет Волновахский желоб от Южно-Донбасского. В восточ-

ной части Стыльского поднятия на поверхности развиты кристаллические породы основания, остальная его часть покрыта осадочными образованиями девонского и нижнекаменноугольного возраста. А. П. Скляр (1953) выяснил, что в пределах Стыльского выступа кристаллического фундамента девонские образования либо совсем отсутствуют, либо представлены неполными разрезами. Так, свита «бурого девона» фаменского яруса полностью отсутствует, а «белый девон» характеризуется сокращенным объемом; турнейские отложения трансгрессивно залегают на верхнедевонских образованиях, перекрывая местами кристаллический фундамент.

Южно-Донбасский желоб прослеживается вдоль южной окраины Открытого Донбасса на протяжении около 150 *км*. Вскрытый разрез пород, заполняющих желоб, составляют карбонатная и тонкотерригенная формации флишоидного облика. Так же как и в Волновахском желобе, слои образуют огромную моноклиналь шириной около 30 *км*, в пределах которой древние отложения последовательно сменяются с юга на север более молодыми осадками. Наклоны слоев местами достигают 10—15—20°. Подобно тому как и в Волновахском прогибе, здесь в бассейне р. Крынки близ северного борта желоба развиты маленькие мульды, заполненные терригенными отложениями мандрыкинской свиты башкирского яруса. Голодаевская, Успенская и Амвросиевская мульды цепочкой вытянуты вдоль борта с востока на запад. Эти формы отчетливо вырисовываются на крупномасштабных картах. С зоной распространения указанных мульд тесно связаны интенсивные дизъюнктивные нарушения. Здесь также широко развиты жильные образования, секущие породы нижнего и среднего карбона по периферии названных мульд (Бутурлинов, 1960).

Итак, Волновахский и Южно-Донбасский желоба принадлежат к типу тектонических форм, характерных для начальной стадии эволюции Большого Донбасса. Они возникли на положительных элементах структуры Большого Донбасса. Весьма интересно, что заполнение Волновахского желоба



Фиг. 10. Профиль Волновахского желоба конца нижнекаменноугольного времени.
1 — верхневизейские отложения C_1^{vg}; *2* — нижний визе — турне C_1^{1-fv}; *3* — «серый девон» D_3^2 II; *4* — «бурый девон» D_3^1; *5* — покровы базальтов D_3^{1+2}; *6* — отложения «белого девона» D_3^1; *7* — кристаллические породы фундамента

началось с образования вулканогенно-осадочной формации (фиг. 10). Сходное тектоническое положение занимал и Черниговский выступ фундамента, разделявший Припятскую и Полтавско-Славянскую глубокие впадины. Здесь в основании разреза залегает мощный вулканогенно-осадочный комплекс, во многом сходный с волновахским.

Данные сравнительного изучения тектоники и истории развития желобообразных прогибов и других элементов структуры Большого Донбасса, изложенные в нашей работе 1961 г., позволяют предполагать, что заложение авлакогена Большого Донбасса произошло в доверхнедевонское время и началось с возникновения желобообразных прогибов типа Волновахского и Южно-Донбасского вдоль зон проницаемости магматических пород. При дальнейшем развитии прогибы-желоба трансформировались в Полтавско-Славянскую впадину — одну из основных структур Большого Донбасса. Полтавско-Славянская впадина интенсивно развивалась в течение длительного времени.

Одновременно с оформлением структуры авлакогена Большого Донбасса уже в визейское время началось погружение обширных площадей сопредельных с ним склонов Украинского и Воронежского остаточных щитов. Погружение сопровождалось формированием северного и южного крыльев Украинской синеклизы, продолжавшимся до конца палеогена. Распределение мощностей отложений в синеклизе и внутри впадин Большого Донбасса свидетельствует о том, что образование Украинской синеклизы сопряжено с формированием авлакогена, а сравнительное изучение истории их развития приводит к выводу о том, что Украинская синеклиза представляет собой более позднее тектоническое образование по сравнению со структурой Большого Донбасса (фиг. 8). Этот вывод, впервые сформулированный Н. С. Шатским для Пачелмского прогиба, по-видимому, отражает одну из основных закономерностей развития Восточно-Европейской платформы (Шатский, 1955). В связи с этим особый интерес представляет история развития Московской синеклизы — одной из наиболее крупных тектонических форм современной структуры платформы.

Московская синеклиза, как известно, расположена между Балтийским щитом, Воронежской и Волго-Уральской антеклизами и поднятием Тимана, ограничивающим эту структуру с северо-востока. Ее западное центриклинальное окончание четко прослеживается по распространению отложений нижнего и среднего карбона, а также по границе между карбоном и девоном. На востоке Московская синеклиза открывается в Предуральский краевой прогиб.

Верхнепалеозойские и мезозойские слои, выполняющие названную структуру, на огромных пространствах залегают горизонтально. Только по смене пород угадывается ее синклинальное строение. Центральная часть синеклизы и ее склоны осложнены валами — Сухонским, Окско-Цнинским, Вятским, а также пологими флексурами. Последние распознаются в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях южного крыла и представляют уступы 5—10 *км* шириной с более крутым падением верхнепалеозойских слоев к северу. Региональные наклоны палеозойских отложений на южном крыле синеклизы обычно не превышают 1,5—2 *м* на 1 *км*; наклоны пород на флексурах значительно круче, 4—8 *м* на 1 *км*, а местами достигают нескольких градусов. Система пологих флексур прослеживается на расстояние во много десятков километров, то согласно, то косо относительно простирания границ южного крыла синеклизы (Жуков, 1940).

Юго-восточную окраину Московской синеклизы осложняют пологие дислокации северного окончания Вятского вала, о которых упоминалось при описании Казанско-Сергиевского прогиба. Они отделяют центральную часть синеклизы от восточной ее окраины. Вкрест прости-

рания южного крыла Московской синеклизы протягиваются плакантиклинали северной части Окско-Цнинского вала. Наконец, вдоль триасово-юрской полосы центральной ее части отмечены деформации верхнепермских пород Сухонского вала.

Таковы самые общие данные о строении Московской синеклизы, выявленные при изучении современного среза. На более древних срезах черты единой структуры она теряет. Исследования Н. С. Шатского показали, что на месте северного крыла и осевой зоны верхнепалеозойской Московской синеклизы существовала глубокая древнепалеозойская синеклиза, а ее южное крыло представляло относительно поднятую область (Шатский, 1946_2). Н. С. Шатский выяснил, что юго-восточная часть Московской синеклизы в мезозое занимала как бы более повышенное положение относительно ее остальной площади, что послужило основанием выделить ее в самостоятельную Глазовскую синеклизу (Тектоническая карта СССР, 1956). Заметное прогибание Глазовской синеклизы закончилось к началу мезозоя, тогда как Московская синеклиза продолжала формироваться в нижнетриасовую эпоху и в юрский и меловой периоды (Шатский, 1948). Эти весьма неполные данные о разновременном прогибании различных участков Московской синеклизы свидетельствуют о гетерогенности ее структуры на глубине.

Привлекает внимание тот факт, что границы разновременно прогибавшихся участков синеклизы совпадают с зонами распространения валов или систем плакантиклиналей современной ее структуры. Так, Вятский вал отшнуровывает Глазовскую синеклизу от Московской, а дислокации Сухонского вала совпадают с краевой частью мощных нижнепалеозойских пород. Уже отмечалось выше, что плакантиклинали Вятского вала и южная часть Окско-Цнинского вала расположены над наиболее мобильными участками земной коры, с которыми связаны зоны проницаемости магматических пород и структуры типа авлакогенов. Весьма вероятно, что осевой части Московской синеклизы также соответствует на глубине погребенный желобообразный прогиб. Об этом косвенно свидетельствуют относительно мощные и стратиграфически более полные разрезы нижнего палеозоя, а также базальты, вскрытые в районе Солигалича. Есть основание предполагать, что Московская синеклиза, подобно Украинской, представляет структуру постумную по отношению к авлакогенам и характеризует зрелую стадию развития Русской плиты.

Изложенные данные не оставляют сомнений в том, что формирование структуры Русской плиты сопровождалось примечательной эволюцией тектонических форм. В начальный этап ее развития образовались линейные желобообразные прогибы с проявлениями базальтоидного вулканизма. Эти линейные формы являются наиболее ранними тектоническими элементами сложных синклинальных систем — авлакогенов. Авлакогены расчленили Фенносарматский щит на ряд остаточных щитов. Заложение авлакогенов протекало не одновременно; одни из них, как, например, Пачелмский, Крестцовский, юго-восточная часть Казанско-Сергиевского, наиболее интенсивно прогибались в рифее, тогда как основное развитие других (Большой Донбасс, северное колено Казанско-Сергиевского прогиба) приходится на разные отрезки палеозоя.

Синеклизы и антеклизы — формы более позднего этапа структурного развития Русской плиты. Они возникают на месте остаточных щитов. По сравнению с авлакогенами развитие этих тектонических форм охватывает относительно меньший интервал времени. Н. С. Шатский определяет антеклизы как положительные структуры, которые выделяются, по сравнению с синеклизами, «малыми мощностями, выпадением горизонтов, присутствующих в синеклизах, более частыми

размывами, фациальными особенностями развитых на них отложений и т. д. Они погружались вместе со всей плитой и покрывались осадками, но не испытывали, по-видимому, крупных самостоятельных поднятий и обосабливались как структуры лишь в результате интенсивного прогибания соседних синеклиз» (Шатский, 1947, стр. 42—44).

Синеклизы и антеклизы представляют собой первую стадию постумных структурных изменений линейных желобообразных прогибов, а валы, или системы плакантиклиналей и плакосинклиналей, отражают еще более поздний этап тектонического развития Русской плиты. Они то расположены спорадически, в виде отдельных поднятий, то образуют линейно вытянутые зоны. Хотя тектоническое положение этих форм еще не вполне ясно, можно, на основании имеющихся данных, считать их приуроченными к наиболее мобильным участкам земной коры плиты. Они чаще всего возникают над погребенными авлакогенами, наследуя их простирания.

Таковы основные черты второй стадии развития Восточно-Европейской платформы, стадии становления Русской плиты. Перейдем теперь к некоторым общим выводам.

НЕКОТОРЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Как известно, щиты и плиты составляют элементы первого порядка современной структуры Восточно-Европейской платформы. Эти тектонические формы представляют разные стадии ее развития, охватывающие около 1,5 млрд. лет в абсолютном летоисчислении.

В первую половину времени развивался Фенносарматский щит, на вторую половину приходится становление Русской плиты. Необходимо еще раз подчеркнуть, что граница между временем образования щита и плиты, так же как и между платформенным и геосинклинальным этапами развития рассматриваемой области, весьма условна.

Современные Балтийский и Украинский щиты являются остаточными структурами древнего Фенносарматского щита. Их изучение позволяет раскрыть особенности тектоники и магматизма начального этапа развития Восточно-Европейской платформы.

Фенносарматский щит занимал высокое тектоническое положение относительно смежных геосинклинальных областей. Наиболее древние сохранившиеся образования щита — пластинообразные тела гранитов рапакиви и смоландских гранитов, возраст которых колеблется от 1600 до 900 млн. лет. Граниты занимают обширные площади и образуют массивы в десятки и сотни квадратных километров в юго-западной части Балтийского щита.

Положение пластинообразных тел гранитов в пределах остаточных щитов аналогично положению наложенных структур относительно более древних тектонических форм. Гранитные тела перекрывают структуры основания разного возраста, простирающиеся в разных направлениях.

Среди гранитов дала залегают порфиры дала, в смоландских гранитах — смоландские порфиры; к югу от Выборгского массива развиты кварцевые порфиры о-ва Хогланд. Предполагают, что лавы кварцевых порфиров широко распространены также под водами Балтийского моря и связанных с ним заливов (Eskola, 1928).

Природа пластинообразных тел гранитов раскрывается при изучении их взаимоотношений с субиотнийскими эффузивными образованиями. Массивы гранитов рапакиви Далекарлии, залегающие среди порфиров, а также развитые по их периферии (граниты дала), пред-

ставляют собой порфировые рапакиви — гранофиры и связаны постепенными переходами с потоками порфиров дала, от фельзитовых порфиров до грубозернистых гранитов.

Указанные соотношения свидетельствуют о том, что на месте современных пластинообразных тел Далекарлии и других мест Балтийского щита были обширные излияния кислых лав. По далеко неполным данным, площадь их распространения достигала по крайней мере 1000×1500 *км*^{2}. В последующем кислые лавы преобразовались в породы гранитоидного ряда.

Таким образом, излияния кислых лав и их гранитизация представляют весьма важные, ранее не отмечавшиеся особенности истории развития Восточно-Европейской платформы в верхнем протерозое. Кислый вулканизм с последующим развитием процессов гранитизации составляет характерное явление не только для Восточно-Европейской платформы, но также и для других древних платформ, в частности для Северо-Американской. После верхнего протерозоя в истории развития этих платформ такие мощные проявления магматической деятельности неизвестны.

Следующий этап тектонического развития и магматической деятельности Восточно-Европейской платформы связан с формированием Русской плиты. История ее развития началась с заложения новых зон проницаемости, вдоль которых излились на поверхность магматические породы. Этот процесс протекал, по-видимому, разновременно в разных частях платформы и распространялся вдоль Пачелмского, Казанско-Сергиевского и Крестцовского прогибов, а также вдоль системы Большого Донбасса. Зоны проницаемости предопределили местоположение авлакогенов Восточно-Европейской платформы и контуры областей опускания.

Сравнительное изучение истории формирования Пачелмского, Казанско-Сергиевского и Крестцовского прогибов, а также синклинальной системы Большого Донбасса показывает, что эти тектонические формы представляют структуры начальной стадии тектонической эволюции Русской плиты Восточно-Европейской платформы. Во время их образования Фенносарматский щит расчленился на серию остаточных щитов, между которыми заложились авлакогены. Процесс расчленения щита отчетливо проявился в верхнерифейское время, хотя заложение некоторых авлакогенов произошло, по-видимому, еще в среднем рифее. Одни из них, например Пачелмский, окончательно оформились до отложения девонских осадков, в других структурные формы, характерные для начального этапа развития авлакогенов, образовались в девонское время, как это имело место в Большом Донбассе и частично в Казанско-Сергиевском прогибе.

Осадконакопление в тектонических прогибах типа авлакогенов протекало в условиях быстрого, интенсивного и локального прогибания и сопровождалось вулканической деятельностью. В результате последней образовались дайки и силлы диабазов в толще рифейских отложений, потоки лав андезито-базальтов и их туфы среди рифейских и девонских пород, потоки лав и туфы спилито-кератофирового ряда девонского времени, а также серии даек и жил щелочных пород типа камптонитов и мончикитов каменноугольного времени. Вулканическая деятельность на Русской плите проявляется локально вдоль линейно вытянутых зон, в пределах которых она приурочивается прежде всего к желобам, возникающим в самом начале становления авлакогенов. Это отчетливо видно на примере Волновахского желобообразного прогиба. Локальное размещение вулканогенных формаций в пространстве и во времени — характерная особенность развития плиты.

Синеклизы и антеклизы — более поздние структурные образования Русской плиты. Их формирование сопровождалось накоплением осадков не только в авлакогенах, но и на огромной площади остаточных массивов Фенносарматского щита, в тесной связи с тектоническим развитием авлакогенов. Другими словами, синеклизы представляют собой постумное структурное изменение авлакогенов. Структуры типа плакантиклиналей и плакосинклиналей отражают еще более поздний этап тектонической эволюции Русской плиты.

Таким образом, ведущим процессом формирования Русской плиты было прогрессивное прогибание, которое сопровождалось развитием авлакогенов.

В заключение необходимо отметить, что Восточно-Европейская платформа относится к ряду древних платформ с проявлением гранитного магматизма в начальную стадию ее развития. Происхождение щитов и плит зависит от процессов, развивавшихся в подкоровом веществе Земли. При дальнейших исследованиях интересно будет сравнить выявленные особенности тектоники и магматизма плиты с основными типами структур и магматическими образованиями других древних платформ.

ЛИТЕРАТУРА

Баклунд Х. Г. Проблема гранитизации. В кн.: «Проблемы образования гранитов». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1949.

Богачев А. И. Некоторые особенности дифференциации рудных титансодержащих магм основного состава.— Труды Карельск. филиала АН СССР, 1959, вып. 11.

Бутурлинов Н. В. Дайковые образования Амвросиевского района.— Труды Донецк. политехн. ин-та, 1960, **50**.

Бутурлинов Н. В., Попов В. С. Об изверженных породах и рудной минерализации Донецкого бассейна.— Записки Всес. минер. об-ва, 1959, **33**, вып. 4.

Великославинский Д. А. Петрология Выборгского массива рапакиви.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1953, вып. 3.

Виноградов А. П., Тугаринов А. И. О возрасте кристаллического основания Русской платформы. В кн.: «Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций». М., Изд-во АН СССР, 1960.

Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. Пер. с финск. под ред Л. Я. Харитонова. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1959.

Галдобина Л. П. Иотнийские образования района Прионежья Карельской АССР.— Изв. Кольск. и Карельск. филиалов АН СССР, 1958, № 5.

Гаррис М. А. О габбро-диабазах кристаллического фундамента в Западной Башкирии.— Докл. АН СССР, 1955, **103**, № 1.

Гиляров а М. А. Стратиграфическое положение суисарского вулканического комплекса.— Ученые записки Ленингр. ун-та, 1956, № 209, серия геол. наук, вып. 7.

Жуков В. А. Некоторые структурные особенности юго-западной части Московской палеозойской котловины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 6.

Кайряк А. И. Бесовецкая свита — новая осадочная толща в составе протерозоя Южной Карелии.— Труды Карельск. филиала АН СССР, 1960, вып. 26.

Кратц К. О. 1. Главные черты дочетвертичной геологии восточной части Балтийского щита.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.

Кратц К. О. 2. Комплекс диабазов и габбро-диабазов. Южная Карелия. В кн.: «Геология СССР. Т. 37. Карельская АССР. Ч. I. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Логвиненко Н. В. История осадконакопления в Донецкой геосинклинали.— Записки Харьк. ун-та, 1956, **73**, записки геол. фак-та, вып. 13.

Нечаев С. В. Гидротермальная минерализация Волновахской зоны разломов. Автореферат диссерт. Киев, 1961.

Нечитайло С. К., Хохлов П. С. Геологическое строение центральных областей Русской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. Л., Гостоптехиздат, 1957.

Новикова А. С. 1. К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканогенных пород на Русской платформе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.

Новикова А. С. 2. О происхождении Казанско-Сергиевского прогиба.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10.

Новикова А. С. Некоторые особенности тектонического развития Русской платформы на ранних этапах формирования ее чехла.— Докл. АН СССР, 1960, **131**, № 2.

Новикова А. С. Особенности тектоники Большого Донбасса.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, **36**, вып. 4.
Оффман П. Е. Происхождение Тимана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 58.
Полевая Н. И. и др. Определение абсолютного возраста осадочных и вулканогенных формаций. В кн.: «Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Доклады советских геологов. Проблема 3).
Полканов А. А. Геология хогландия — иотния Балтийского щита.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1956, вып. 6.
Пущаровский Ю. М. Девонские отложения южной окраины Донецкого бассейна. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1947. (Материалы к познанию геологического строения СССР, вып. 9/13).
Розанов Л. Н. История формирования тектонических структур Башкирии и прилежащих областей.— Труды Уфимск. Нефт. научно-исслед. ин-та, 1957, вып. 1.
Ротай А. П. Геологические работы в Донецком бассейне летом 1928/29 г.— Труды Всес. геол.-развед. объед., 1934, вып. 356.
Скляр А. П. К геологии девонских отложений юго-западной окраины Донецкого каменноугольного бассейна.— Докл. АН СССР, **91**, № 3.
Тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 2 500 000. 1963.
Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Сост. Н. С. Шатский и А. А. Богданов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Тимофеев В. М. Петрография Карелии. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1935. (Петрография СССР, серия 1. Региональная петрография, вып. 5).
Толстихина М. М. К познанию древнейших осадочных отложений центральных районов Русской платформы.— Материалы Всес. научно-исслед. ин-та, 1956, вып. 14.
Усенко И. С. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: «Геология СССР. Т. 5. Молдавская ССР и Украинская ССР. Ч. I». М., Госгеолтехиздат, 1958.
Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. В кн.: «Стратиграфия и корреляция докембрия». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Доклады советских геологов. Проблема 9).
Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. I. Пер. с норвежск. В. А. Хинкса. М., Изд-во иностр лит-ры, 1957
Шатский Н. С. 1. Большой Донбасс и система Вичита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 6.
Шатский Н. С. 2. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ).— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, **30**, вып. 5.
Eckerman H. The Loos — Hamra region.— Geol. För. i Förh. Stockholm, 1936, **58**.
Eskola P. On rapakivi rocks from the bottom of the Golf of Bothnia.—Fennia, 1928, **50**.
Kahma A. On contact phenomena of the Satakunta diabase.— Bull. Comm. géol. Finlande, 1951, N 152.
Karta över Sveriges Berggrund. Skala 1 : 1 000 000. Mellersta bladet. Stockholm, 1958.
Kranck E. H. A stereogram of Suur saari (Hogland).— Fennia, 1928, **50**.
Laitakari A. Über das jotnische Gebiet von Satakunta.— Fennia, 1925, **45**.
Magnusson H. The schwedisch Pre-Cambrian outside the Caledonian mountain chain. Description to accompany the map of the Pre-Quarternary rocks of Sweden. Stockholm, 1960.
Marmo V. Ein vulkanischer komplex der früh yotnischen Zeit bei Shoju in Ost Karelien.— Ann. Akad. Sci. Fennia, 1949.
Reusch H. Fra Tryssil.— Norg. geol. undersök, 1914, **68**.
Savolahti A. The Ahvenisto massif in Finland.— Bull. Common. géol. Finlande, 1956, № 174.
Sederholm J. On the geology of Fennoscandia.— Full. Comm. géol. Finlande, 1932, № 98.
Simonen A. Pre-Cambrian stratigraphy of Finland.— Bull. Comm. géol. Finlande, 1960, № 191.
Wahl W. Beitrage zur Geologie der präcambrischen Bildungen in government Olonetz.— Fennia, 1908, **24**.
Wahl W. Die Gesteine des Wiborger Rapakivi-gebites.— Fennia, 1925, **45**

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, выпуск 93, 1963

Отв. редактор *Н. А. Штрейс*

Н. Б. ЗАБОРОВСКАЯ, М. С. МАРКОВ

О МЕЛКИХ ДИСЛОКАЦИЯХ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩАХ И ИХ СООТНОШЕНИИ С КРУПНЫМИ СТРУКТУРАМИ

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие значительно расширились представления геологов о тектоническом строении докембрийских метаморфических толщ. Это объясняется в значительной мере тем, что старый, петрографический метод картирования метаморфических пород теперь заменяется обычным геологическим картированием, основанным на прослеживании определенных стратиграфических горизонтов. При петрографическом методе картирования метаморфических толщ выделялись площади развития горных пород определенного состава и одинаковой степени метаморфизма, что нередко приводило к искусственному объединению комплексов совершенно разновозрастных пород. В результате такого картирования часто оставалась нерасшифрованной стратиграфическая последовательность отложений. В основе нового метода картирования метаморфических пород лежит представление о том, что бóльшая часть метаморфических докембрийских толщ образовалась в результате метаморфизма древних вулканогенно-осадочных пород, последовательность в напластовании которых не изменилась. Так, например, Н. В. Фролова (1953) на основании данных опыта картирования пришла к выводу, что «метаморфические породы восточно-сибирского архейского комплекса в главной своей массе ведут себя так же, как и смятые в складки пласты осадочных пород».

Новый подход к картированию метаморфических образований дает возможность расшифровать стратиграфию и структуру докембрийских толщ. Такие работы проводятся сейчас в Сибири, на Кольском полуострове, на Украинском кристаллическом массиве и в других районах. Старые широко распространенные представления об очень сложной тектонике докембрийских образований в самое последнее время заменяются новыми. Исследователи (Марков, 1962$_1$; Павловский, 1962) все чаще приходят к выводу, что крупные складчатые структуры докембрия, обладающие целым рядом специфических особенностей, в целом имеют довольно простое строение.

Происхождение прежних представлений о сложном характере докембрийской тектоники, сильно отличающейся от складчатости более поздних эпох, объясняется просто. Как уже говорилось выше, в результате применения петрографического метода оставались невыясненными крупные структуры докембрийских толщ. Не имея возможности

наблюдать в поле крупные складки, которые даже в стратифицированных толщах обнаруживаются лишь при мелкомасштабном картировании больших территорий или при интерполяции имеющихся данных, и постоянно сталкиваясь в обнажениях с небольшими выходами метаморфических пород, обычно сильно перемятых сложной мелкой складчатостью (амплитуда складок от нескольких миллиметров до 10—15 *м*), прежние исследователи, естественно, представляли себе сложными и крупные структуры в целом. Так сложилось и постепенно укрепилось мнение о сложной тектонике докембрия.

Проводя в последние годы работу по теме «Особенности тектоники докембрия», мы на основании личных наблюдений и литературных материалов ознакомились с геологическим строением докембрия двух районов: Криворожского железорудного бассейна и юго-западной части Кольского полуострова, где развит беломорский гнейсовый комплекс.

На примере этих двух районов мы попытаемся показать, что для докембрийских толщ в общем характерны довольно простые складчатые структуры, закономерно осложненные мелкой складчатостью различного происхождения.

КРИВОРОЖСКИЙ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ БАССЕЙН

Криворожский железорудный бассейн сложен породами криворожской серии, которая, по современным представлениям криворожских геологов (Геологическое строение и железные руды..., 1957), подразделяется на четыре свиты: нулевую — K_0, нижнюю — K_1, среднюю — K_2 и верхнюю — K_3.

Нулевая свита состоит из различных по внешнему виду пород, образовавшихся при метаморфизме основных эффузивов и их туфов. Мощность их колеблется от 0 до 1200 *м*.

Выше с перерывом залегают отложения нижней свиты, представленные метаморфизованными кварцевыми и аркозовыми песчаниками и филлитами. Местами в составе свиты появляются пачки и прослои конгломератов. Мощность нижней свиты изменяется от 100 до 250 *м*.

Средняя свита, согласно лежащая на нижней, представлена переслаиванием семи железистых и семи сланцевых горизонтов. Железистые горизонты сложены железистыми кварцитами и джеспилитами, а сланцевые — хлоритовыми и хлорито-куммингтонитовыми сланцами. В основании свиты залегает горизонт тальковых сланцев мощностью от нескольких метров до 120 *м*, который некоторые геологи относят к верхам нижней свиты. Наибольшая известная мощность средней свиты 1200—1300 *м*.

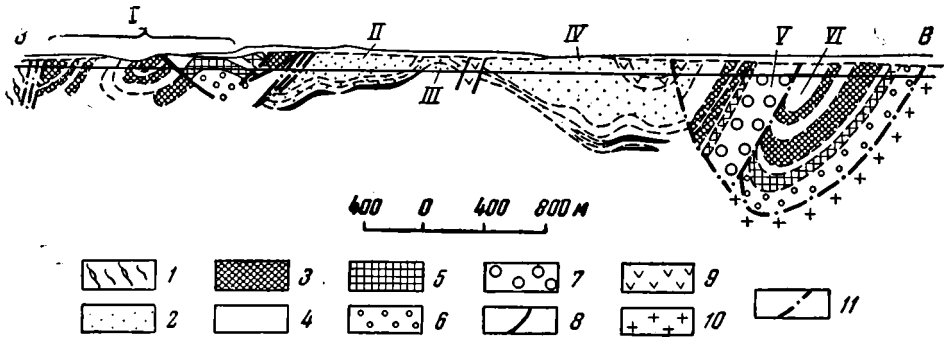
Верхняя свита, перекрывающая с размывом среднюю, сложена доломитами, песчаниками, конгломератами и различными сланцами (углисто-серицитовыми, слюдистыми, амфиболовыми и др.). В конгломератах встречены гальки пород нижней и средней свит, а также гранитов. Мощность свиты не более 2,5 *км*.

Породы криворожской серии слагают Криворожский синклинорий, который представляет собой линейно вытянутую, относительно узкую синклинальную структуру, протягивающуюся в северо-северо-восточном направлении, от ст. Николо-Козельска на юге до с. Желтого на севере, на расстояние около 100 *км*. Средняя ширина синклинория 2—3 *км*, а в районе Кривого Рога — 6—7 *км*.

Криворожский синклинорий осложнен синклинальными и антиклинальными складками, нарушенными тектоническими разломами, а местами прорванными гранитными интрузиями, вследствие чего в ряде участков сохранились лишь их отдельные фрагменты.

В центральной части синклинория расположена Основная, или Криворожская, синклиналь, разделенная Ингулецкой, или Советской, антиклиналью на Западно-Ингулецкую и Восточно-Ингулецкую синклинали (фиг. 1).

Западное крыло Криворожского синклинория сложено Лихмановской синклиналью и Тарапако-Лихмановской антиклиналью, а восточное — Саксаганской антиклиналью и Саксаганской синклиналью, смежное крыло которых почти полностью уничтожено продольным Саксаганским надвигом.



Фиг. 1. Схематический поперечный профиль через южный район Криворожского синклинория. (Геологическое строение..., 1957).

1 — мигматиты; *2* — породы верхней свиты ($К_3$); *3* — железистые кварциты и джеспилиты средней свиты ($К_2^ж$); *4* — сланцы средней свиты ($К_2^с$); *5* — породы талькового горизонта ($К_{1-2}$); *6* — филлиты нижней свиты ($К\ ^2_1$); *7* — аркозовые песчаники нижней свиты ($К_1^1$); *8* — руды; *9* — диабазы; *10* — саксаганские граниты; *11* — линии тектонических нарушений; *I* — Тарапако-Лихмановская антиклиналь; *II* — Западно-Ингулецкая синклиналь; *III* — Ингулецкая антиклиналь; *IV* — Восточно-Ингулецкая синклиналь; *V* — Саксаганская антиклиналь; *VI* — Саксаганская синклиналь

Все складки Криворожского синклинория погружаются в северном направлении под углом 18—20°.

Лихмановская синклиналь, сложенная породами всех трех свит криворожской серии, представляет собой очень узкую и сильно сжатую синклинальную складку, протягивающуюся более чем на 30 *км* — от ст. Николо-Козельск на юге до Кривого Рога на севере. Ширина ее изменяется от 2 *км* на юге, в районе центриклинального замыкания, до 100—150 *м* на севере, около Александрова-Дара. Простирание синклинали субмеридиональное, изменяющееся от северо-северо-восточного, характерного для северной части складки, до северо-западного в южной ее части. Таким образом, по простиранию складка образует дугу с углом поворота около 45—50°.

В результате детальных работ криворожских геологов установлено, что шарнир складки погружается на север в среднем под углом 12—18, иногда 35—38°. Но встречаются также участки и с южным направлением погружения шарнира под углом 10—12, иногда 22°.

Замыкание Лихмановской синклинали происходит в районе ст. Николо-Козельск, где центриклиналь складки в плане имеет широкую, лапчатую форму. Углы наклона слоев превышают 20°.

Крылья Лихмановской синклинали построены по-разному. Восточное ее крыло, сохранившееся на всем протяжении складки, сложено породами всех трех свит криворожской серии, залегающими в нормальной стратиграфической последовательности. Западное крыло синклинали имеет значительно более сложное строение. Мощность образующих его стратиграфических толщ криворожской серии резко уменьшается, а часто они и полностью выклиниваются. В северной части

синклинали в западном крыле местами наблюдается повторение пород одного и того же горизонта, что объясняется сложной складчатостью и многочисленными разрывами, а в южной части нижняя свита и частично средняя полностью отсутствуют. В результате мощность пород западного крыла в несколько раз меньше, чем мощность пород восточного крыла.

Разница в строении крыльев Лихмановской синклинали объясняется тем, что с запада на слагающие ее породы надвинуты сильно метаморфизованные и мигматизированные более древние образования. Так как плоскость надвига не параллельна оси Лихмановской синклинали, то по мере продвижения к северу линия надвигов срезает более молодые горизонты. В результате бóльшая часть западного крыла складки уничтожена. Амплитуда надвига, по подсчетам криворожских геологов, составляет несколько сотен метров.

Для крыльев южной части Лихмановской синклинали характерны восточные падения под углом 45—53°; при этом в отдельных местах углы падения обоих крыльев одинаковы, так что вся синклиналь имеет вид изоклинальной складки. Там же, где падение западного крыла круче, чем падение восточного, синклиналь превращается в открытую складку. Для участков со встречным падением крыльев характерно более пологое падение пород у поверхности и крутое, близкое к вертикальному,— на глубинах 260—350 *м*. При движении по простиранию синклинали к северу сначала появляются участки с вертикальным падением крыльев, а затем складка опрокидывается на восток с падением восточного крыла и фрагментов западного на запад под углом 45—70°.

Восточное крыло Лихмановской синклинали постепенно переходит в западное крыло следующей к востоку складки — Тарапако-Лихмановской антиклинали, которая протягивается на 15 *км* — от балки Ионовой на севере до устья балки Тимашевой на юге. Ширина ее изменяется от 2,5 *км* на юге до нескольких сотен метров на севере, где складка срезается уже отмеченным ранее надвигом мигматитов. Шарнир антиклинали погружается на север под углом в среднем 10—15, иногда 40°. Западное крыло ее падает на запад под углом 70—80°, восточное — на восток под углом 60—75°.

В плане Тарапако-Лихмановская антиклиналь, как и Лихмановская синклиналь, имеет вид узкой линейно вытянутой складки. В строении ее участвуют породы нижней, средней и верхней свит криворожской серии.

Наиболее просто Тарапако-Лихмановская антиклиналь построена на севере, к северу от шахты имени Калинина. Здесь это — открытая прямая складка шириной 300—500 *м*, с вертикальной осевой поверхностью и крыльями, падающими навстречу друг другу под углом 35—40°. К югу от шахты имени Калинина структура Тарапако-Лихмановской антиклинали существенно осложняется. Она значительно расширяется (до 1,8—2 *км* и более) и дополняется более мелкой складчатостью. Так, на широте Орлиного Гнезда Тарапако-Лихмановская антиклиналь, по данным М. И. Черновского (1959), состоит из следующих складок (с востока на запад): «1) крупной открытой антиклинальной складки шириной до 100 *м* и с амплитудой до 300 *м*; 2) сжатой синклинальной складки, опрокинутой на восток. Ширина складки 250—800 *м*, амплитуда до 250 *м*. Посредством продольного надвига синклиналь сопрягается с антиклиналью, расположенной восточнее. Этим надвигом восточное крыло синклинали в разрезе по р. Ингулец частично срезается, а к северу надвиг срезает синклиналь полностью; 3) сжатой антиклинальной складки, опрокинутой на восток. Ширина и высота складки достигают 150 *м*; 4) открытой синкли-

нальной складки — так называемой Учительской. По данным Я. М. Белевцева (Геологическое строение..., 1959), Учительская, или Кандыбинская, синклиналь представляет собой опрокинутую на восток изоклинальную складку с осевой поверхностью, падающей на запад под углом 55°. Западное крыло складки падает на запад под углом 40—60°, восточное на запад под углом 45—50°. Ширина синклинали 400 *м*. Шарнир ее погружается к северу под углом 15°. 5) К западу от Учительской синклинали устанавливается незначительная по амплитуде открытая антиклинальная складка, и затем породы приобретают пологое западное падение; 6) наконец, в районе бывшего рудника им. МОПР устанавливается крупная синклинальная складка, ядро которой выполнено породами верхней свиты» (Черновский, 1959).

Южнее, вплоть до балки Тимашевой, строение Тарапако-Лихмановской антиклинали существенно не изменяется. Кроме продольных складок, Тарапако-Лихмановская антиклиналь осложняется рядом широтных складок различных размеров и повсеместно развитыми продольными, поперечными и диагональными зонами разломов. Самые крупные из них — продольные Западный и Тарапаковский надвиги с амплитудой в несколько сотен метров. Западный надвиг — это северное продолжение надвига, ограничивающего с запада Лихмановскую синклиналь. Тарапаковский надвиг — состоящая из ряда чешуй крупная тектоническая зона, которая срезает часть восточного крыла Тарапако-Лихмановской антиклинали. По этому надвигу антиклиналь надвинута на Западно-Ингулецкую синклиналь.

К востоку от Тарапако-Лихмановской антиклинали расположена Основная, или Криворожская, синклиналь, занимающая центральную часть Криворожского бассейна. В строении синклинали принимают участие породы всех трех свит криворожской серии. Длина Основной синклинали составляет около 10 *км*, ширина ее 4,5—5,5 *км*. Это открытая широкая складка с крыльями, падающими навстречу друг другу под углом от 50 до 80°. Западное крыло ее несколько круче восточного. Центриклинальное замыкание синклинали наблюдается в районе широтной излучины р. Ингулец, где ее ширина составляет 4 *км*. Шарнир синклинали от района центриклинального замыкания постепенно погружается на север под углом от 10 до 30°. От смежных Тарапако-Лихмановской антиклинали и Саксаганской антиклинали Основная синклиналь местáми отделена крупными надвигами.

Как уже упоминалось выше, Основная синклиналь разделяется Ингулецкой, или Советской антиклиналью на две синклинали: Западно-Ингулецкую и Восточно-Ингулецкую.

Западно-Ингулецкая синклиналь протягивается на 9 *км* — от Кривого Рога на севере до с. Скелеватки на юге. Ширина ее около 3,5 *км* в южной части; в районе широтной излучины р. Ингулец, где находится центриклинальное замыкание синклинали, она образует широкую открытую складку, погружающуюся на север под углом 15—20°. Восточное ее крыло падает на запад под углом 40°, а западное — на восток под углом 60°. Синклиналь разорвана здесь продольным надвигом с западным падением под углом от 40 до 80° и простиранием по азимуту СВ 18°—43°. Амплитуда перемещения по надвигу 260—280 *м*.

Севернее строение Западно-Ингулецкой синклинали осложняется тремя продольными складками: Валявкинской и Екатерининской синклиналями, разделенными Валявкинской антиклиналью. Самая западная из них — Валявкинская синклиналь, имеющая длину около 1 *км* и ширину 250—400 *м*, сложена железистыми кварцитами пятого железистого горизонта и сланцами верхней свиты криворожской серии. Она представляет собой вытянутую, опрокинутую на восток складку с осевой плоскостью, падающей на запад под углом 60—65°. Западное

ее крыло срезано продольным Тарапаковским надвигом, а восточное падает на запад под углом 30—35°. Синклиналь погружается на север под углом 10—12°.

Расположенная восточнее Валявкинская антиклиналь, одинакового размера с одноименной синклиналью и также опрокинутая на восток, сложена железистыми кварцитами пятого железистого горизонта и хлорито-магнетитовыми роговиками, стратиграфическое положение которых пока еще не определено. Осевая плоскость складки падает на запад под углом 55—60°.

Восточнее расположена Екатерининская синклиналь — очень узкая, линейно вытянутая складка длиной несколько более 2 *км* и шириной 250—400 *м*. В строении ее принимают участие четвертый железистый горизонт и пятые сланцевый и железистый горизонты средней свиты криворожской серии, а также сланцы и кварциты верхней свиты. Складка опрокинута на восток. Шарнир ее полого погружается на север под углом 5—10°. Западное крыло синклинали осложнено продольным разломом, плоскость которого падает на запад под углом 75°.

К востоку от Западно-Ингулецкой синклинали расположена Ингулецкая антиклиналь, длина которой составляет 6—6,5 *км*, а ширина 500—600 *м*. Складка полого погружается на север под углом 10—25, в среднем 15—17°. В плане актиклиналь имеет вид довольно сильно вытянутой узкой линейной складки, осложненной многочисленной мелкой складчатостью. Западное крыло ее падает на запад под углом 30°, восточное — на восток под углом 25°, так что складка почти прямая. В строении синклинали принимают участие железистые кварциты пятого железистого горизонта средней свиты и сланцы верхней свиты криворожской серии.

Самой восточной из трех складок, осложняющих Основную синклиналь, является Восточно-Ингулецкая синклиналь, вытягивающаяся к северу от Нового Кривого Рога на 5,5—6 *км*. Ширина ее в среднем составляет 2 *км*. В строении складки принимают участие породы всех трех свит криворожской серии. Восточно-Ингулецкая синклиналь представляет собой широкую открытую складку, погружающуюся в северном направлении под углом 10—20°. Крутое, восточное крыло ее падает на запад под углом 60—70°, а пологое, западное — на восток под углом 20—30°. Восточное крыло синклинали срезано продольным надвигом, сочленяющим Восточно-Ингулецкую синклиналь с Саксаганской антиклиналью. Плоскость надвига падает на восток под углом от 70° в верхней части до 55—60° на глубине.

Таково в общих чертах строение Основной (Криворожской) синклинали.

Восточное крыло Криворожского синклинория, отделенное от Основной синклинали зоной надвигов, образовано Саксаганскими антиклиналью и синклиналью, оси которых простираются в северо-северо-восточном направлении. Это чрезвычайно узкие, сильно вытянутые линейные складки, общее крыло которых почти полностью уничтожено продольным Саксаганским надвигом, с надвиганием пород антиклинали на синклиналь. Длина Саксаганской антиклинали около 20 *км*, ширина 500—600 *м*. Длина Саксаганской синклинали составляет около 30 *км*, ширина ее, увеличиваясь с юга на север, достигает у рудника имени Артема 500—550 *м*, а далее к северу 1600—1800 *м*.

Породы, слагающие Саксаганские складки, падают на запад под углом от 30 до 80°. Наиболее пологое залегание наблюдается в восточном крыле синклинали, в районе рудников имени Дзержинского и имени Артема, где углы падения составляют 30—55°, а далее к северу постепенно увеличиваются.

В результате работ криворожских геологов установлено, что Саксаганские складки погружаются в северном направлении в среднем под углом 20—25°.

В строении Саксаганской синклинали, которая представлена на большем своем протяжении восточным крылом, за исключением крайних северного и южного участков Саксаганской полосы, принимают участие породы нижней свиты и первого сланцевого — шестого железистого горизонтов средней свиты на юге и первого сланцевого — седьмого железистого горизонтов — на севере Саксаганского района.

Саксаганская антиклиналь сложена породами нижней свиты, образующими ее ядро, и железистыми кварцитами и сланцами первого сланцевого — пятого железистого горизонтов средней свиты, перекрытыми верхней сланцевой свитой.

Самым крупным разрывным нарушением Саксаганской полосы является Саксаганский надвиг с двумя зонами разрывов — Основной и Западной. Основная зона разрывов уничтожила смежное крыло Саксаганских складок, а по Западной зоне происходили подвижки западного крыла антиклинали вверх по восстанию, по плоскости «аркозового» ядра. Основная зона надвига имеет средний азимут простирания 20—30° и падение на запад под углом 75—85°. С глубиной поверхность надвига значительно выполаживается. Горными работами установлено, что надвиг имеет сложное чешуйчатое строение. Обычно наблюдаются две-три зоны разломов, пересекающиеся под острыми углами. Вопрос о направлении и амплитуде перемещения пород, вызванного Саксаганским надвигом, еще не решен.

Кроме отмеченных выше надвигов, к крупным субмеридиональным тектоническим смещениям района относится Восточный надвиг, проходящий по контакту пород нижней свиты и карбонатно-талькового горизонта и последнего — с породами средней свиты. Простирание зоны надвига северо-восточное 18—20°, падение западное под углом 45—55°. Особенно хорошо Восточный надвиг выражен на севере Саксаганской полосы.

К числу крупных разрывных нарушений Саксаганского района относится также Диагональный сдвиг, линия которого отходит на руднике «Большевик» от Саксаганского надвига, образуя с ним в плане угол около 20°. Плоскость Диагонального сдвига падает на северо-запад под различными углами на разных участках Амплитуда перемещения по сдвигу составляет 400—500 *м*.

Заканчивая рассмотрение крупных структур Криворожского синклинория, следует отметить, что в целом они построены просто. Наиболее простые структуры наблюдаются в центральной части синклинория (Основная синклиналь). Существенное осложнение структур — сжатость, запрокидывание осевых плоскостей, появление дополнительных сложных складок — происходит в зонах развития надвигов. При этом сохранение отдельных просто построенных участков позволяет предположить, что эти осложнения являются следствием проявления более поздних тангенциальных напряжений по надвигам.

Авторам настоящей работы удалось в 1959—1960 гг. ознакомиться с геологическим строением южной и средней частей Криворожского синклинория, от района замыкания Лихмановской синклинали на юге до карьера рудоуправления имени Ленина на севере. В результате полевых исследований установлено, что описанные выше крупные тектонические структуры осложняются мелкими дислокациями, общей особенностью которых является приуроченность к средней свите криворожской серии, а в ней — почти исключительно к железистым горизонтам и полное отсутствие их в нижних и верхних свитах. По-видимому, это

следует объяснять значительно меньшей пластичностью пород нижней и верхней свит по сравнению с породами средней свиты.

Ниже приводится характеристика четырех наиболее распространенных типов мелких складок: плойчатости, складок «скольжения», поперечных и рудных.

Плойчатость

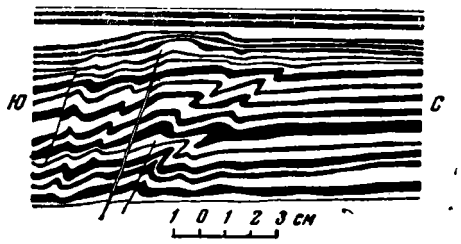
Самыми распространенными в Криворожье являются мелкие дислокации, известные обычно под названием плойчатости и микроплойчатости, которые мы наблюдали в отдельных частях разрезов всех железистых и некоторых сланцевых горизонтов средней свиты криворожской серии в западном крыле Саксаганской антиклинали и восточном крыле Саксаганской синклинали, а также в районе центриклинального замыкания Западно-Ингулецкой синклинали.

Морфологически эти дислокации представляют собой небольшие складки, с амплитудой и размахом крыльев от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров. Форма их весьма разнообразна. В некоторых случаях на протяжении одного и того же смятого участка длиной в несколько десятков сантиметров удается наблюдать, как плойчатость начинается с небольшого вздутия внутри пласта, сменяющегося вверх или вниз по падению толщи складочкой уже большей амплитуды, с осевой плоскостью, нормальной или слегка наклоненной к напластованию. Далее следуют опрокинутые или даже лежачие складочки, осевые плоскости которых параллельны напластованию, а амплитуды — наибольшие для всех складок смятого участка. Лежачие складочки сменяются пологой волнистостью, параллельной напластованию, и, наконец, плойчатость полностью исчезает. Однако чаще всего приходится наблюдать лишь отдельные складочки из этого ряда, например только небольшие вздутия или лежачие складочки, тогда как другие его члены выражены слабо или почти не выражены.

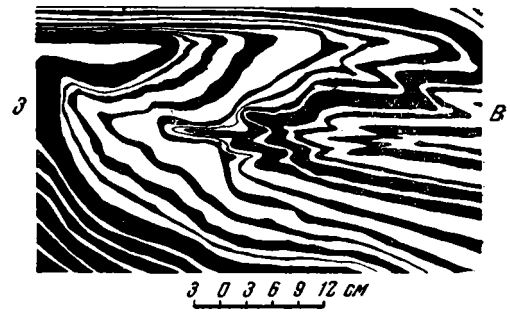
Замки плоек чаще всего острые, но встречаются складочки и с округлыми замками. Осевые плоскости их имеют субмеридиональное простирание с некоторыми отклонениями к западу или востоку, в связи с чем криворожские геологи называют складочки данного типа продольными. Одной из наиболее характерных особенностей, которые бросаются в глаза при макроскопическом изучении плоек, является увеличение мощности рудных и иногда кварцитовых прослоев в их замках в 1,5—5 раз по сравнению с мощностью тех же экспрослоев на крыльях складок. Вторая важная особенность данного типа мелких дислокаций — локальный характер проявления: во-первых, плойчатостью захвачены лишь отдельные прослои железистых кварцитов мощностью от 4—5 *см* до 2 *м*, в которых наблюдается постепенное затухание складок вверх и вниз по разрезу смятого пласта; во-вторых, в самих смятых прослоях чередуются смятые участки, длиной от нескольких сантиметров, реже до 1,5—2 *м*, с несмятыми участками, протяженностью от нескольких десятков сантиметров до многих метров. Литологически, а также по структурным и текстурным особенностям те и другие сходны между собой.

В качестве иллюстрации приведем фиг. 2, на которой изображены складочки-плойки. Ими захвачен прослой железистого кварцита мощностью около 10 *см*, относящийся к верхам разреза первого железистого горизонта, слагающего западное крыло Саксаганской антиклинали в районе карьера рудоуправления имени Дзержинского на правобережье р. Саксагани. Вся толща пород имеет моноклинальное падение на северо-северо-запад под углом 40—50°. Амплитуда складок составляет от нескольких миллиметров до 1 *см*. Это складочки в основном

открытого типа, наклонные или опрокинутые на северо-северо-восток и вытянутые в субмеридиональном направлении. На рисунке хорошо видно их постепенное затухание вверх по разрезу и в северном направлении, т. е. по простиранию толщи. В связи с этим при прослеживании

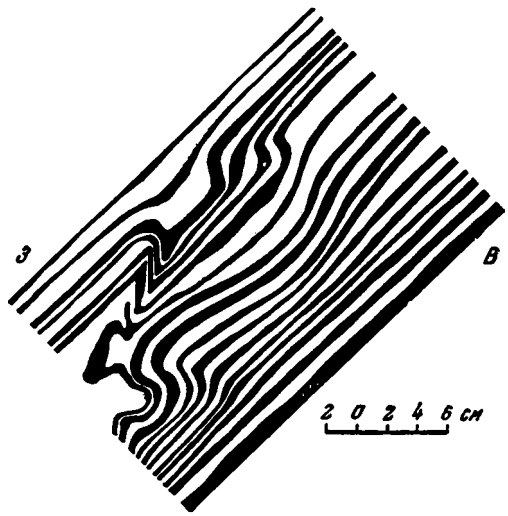


Фиг. 2. Плойчатость в железистых кварцитах 1-го железистого горизонта. Западное крыло Саксаганской антиклинали



Фиг. 3. Плойчатость в железистых кварцитах 4-го железистого горизонта. Западное крыло Саксаганской антиклинали

какой-нибудь складочки вкрест простирания смятого прослоя наблюдается постепенное изменение ее амплитуды и формы вверх и вниз по разрезу, а также изменение формы ее замка, который постепенно из острого становится округлым, и в конце концов складочка затухает.



Фиг. 4. Плойчатость в железистых кварцитах 2-го железистого горизонта. Западное крыло Саксаганской антиклинали

Как и для всех складок описываемого типа, для изображенных на рисунке плоек характерен раздув мощности рудных и некоторых кварцитовых прослоев в замках складок по сравнению с их мощностью на крыльях.

Характерные морфологические особенности плойчатости отражены на фиг. 3 и 4.

Мы провели микроскопическое изучение складок-плоек в больших ориентированных прозрачных шлифах, изготовленных перпендикулярно простиранию плоек, т. е. перпендикулярно оси В, согласно общепринятой системе координат (фиг. 5).

Фиг. 5. Микроплойчатость в железистых кварцитах 5-го железистого горизонта. Саксаганская синклиналь.

Черное — рудные прослои, белое — кварцитовые прослои. Николи параллельны. Увел. 2

Известно, что железистые кварциты представляют собой породу, состоящую из переслаивания рудных (магнетитовых, мартитовых и гематитовых) и существенно кварцевых белых и красных яшмовидных прослоев мощностью от сотых долей миллиметра до 6—8 *см*. Микроскопические исследования показывают, что белые и красные кварцитовые прослои отличаются, соответственно, отсутствием или наличием дисперсного гематита в зернах кварца. Рудные прослои, содержащие большее или меньшее количество кварцевых зерен, мы подразделяем на разности с крупнозернистой и мелкозернистой структурой.

Наблюдениями установлено, что плойчатость встречается только в тонко- и среднеполосчатых железистых кварцитах с мощностью прослоев от сотых долей миллиметра до 1 *см*.

Не вдаваясь в детальное рассмотрение этого вопроса, отметим, что кварцитовые и рудные прослои в железистых кварцитах, по-видимому, в значительной степени отражают первичную полосчатость и первичное различие в составе прослоев осадка, за счет которого в результате процессов метаморфизма образовались железистые кварциты.

Микроскопическое изучение плоек показало, что образование их началось уже после превращения первичного осадка в железистый кварцит. На это указывают, во-первых, отчетливый изгиб магнетитовых и некоторых кварцевых зерен в замках складок, сопровождающийся нередко их растрескиванием (фиг. 6), и, во-вторых, то обстоятельство, что структура большей части кварцитовых и некоторых рудных прослоев на крыльях складок и в их замках одинакова.

В результате микроскопических исследований установлено, что ведущим механизмом образования складок-плоек был изгиб железистых кварцитов; при этом рудные и кварцитовые прослои вели себя по-разному.

Изгиб крупнозернистого рудного прослоя, мощностью от 0,5 *мм* и выше, очень часто сопровождается расщеплением его в замках складок

на отдельные тонкие (доли миллиметра) рудные прослоечки. Они, изгибаясь, расходятся, и между ними образуются седлообразные пустоты (фиг. 6). Мощность этих пустот в центральной части в 2—10 раз превышает мощность каждого из ограничивающих их рудных прослоечков Таков механизм увеличения мощности рудных прослоев в замках складок-плоек.

При образовании складок-плоек тонкие рудные прослоечки в замках складок часто не только изгибаются, но и осложняются микроскладчатостью, с амплитудой складочек от долей миллиметра до 3 *мм* (фиг. 7).

Фиг. 6. Микроплойка в железистых кварцитах 5-го железистого горизонта. Деталь фиг. 5.

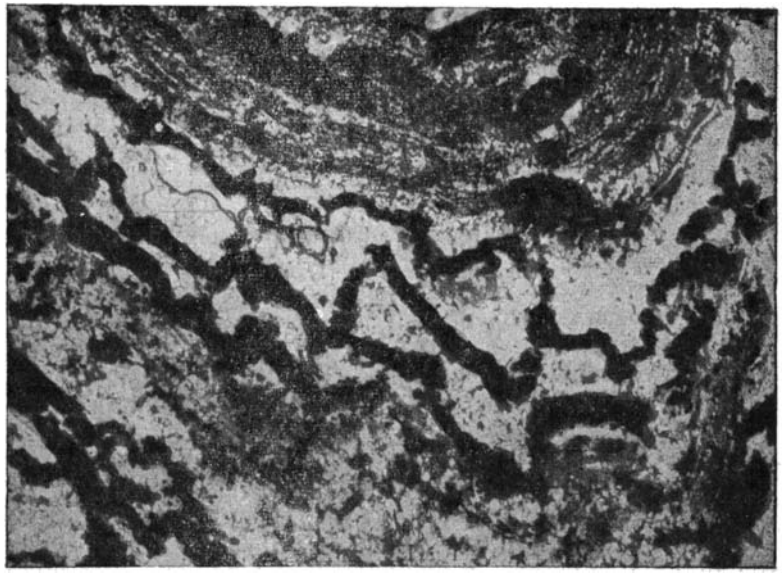
Черное — магнетит; белое — кварцевые зерна. Николи параллельны. Увел. 28

Седлообразные пустоты, возникшие в замках складок-плоек при изгибании тонких рудных прослоев, выполнены линзами чистого, хорошо раскристаллизованного кварца. Структура этих кварцевых линз различна. Нередки случаи, когда пустоты выполнены очень крупными, сильно удлиненными зернами кварца прямоугольной формы, величина которых часто в сотни раз превосходит размеры кварцевых зерен в тех же прослоях на крыльях складки (см. фиг. 6). Зерна расположены параллельно одно другому, а их длинные оси — параллельно осевой поверхности складки. Контакты зерен зигзагообразны, зерна как бы вдавлены одно в другое. Нередко близ контакта с рудными прослойками концы кварцевых зерен оказываются слегка изогнутыми (фиг. 8). Значительно чаще пустоты в замках складок выполнены кварцевыми зернами, имеющими менее удлиненную форму и менее ориентированными по форме, чем в описанном выше случае. И, наконец, в замках складок встречаются кварцевые линзы, сложенные обычно крупными, иногда более мелкими зернами кварца изометричной формы, лишенными какой бы то ни было ориентировки.

Возникшие в замках складок пустоты были, по-видимому, выполнены кварцем как рудных, так и кварцитовых прослоев. Вероятно, под влиянием давления, направленного нормально по отношению к слоистости, происходило растворение кварца в крыльях складок и перетекание его в область замков, где в седлообразных пустотах вновь поступивший раствор раскристаллизовывался с образованием кварцевых линз.

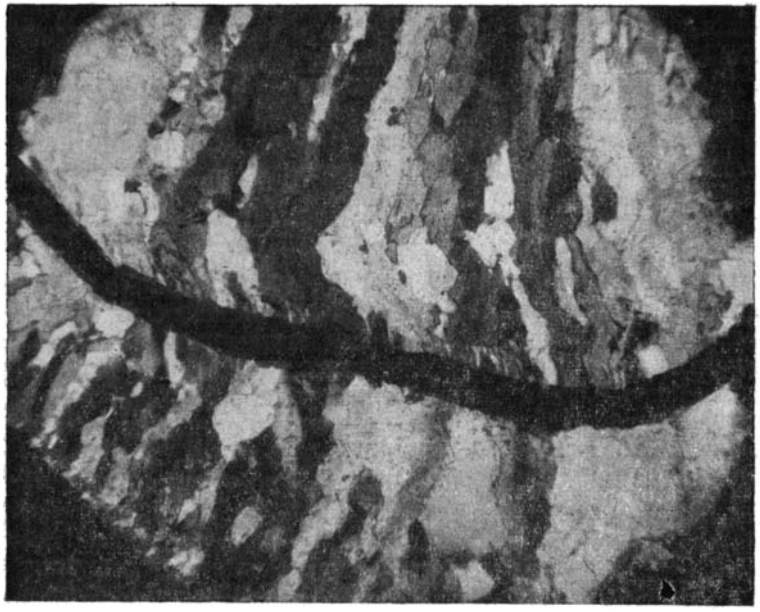
Отмеченные выше различия в структуре кварцевых линз, а также в степени ориентированности по форме слагающих их зерен кварца можно, вероятно, объяснить следующим образом. Бóльшая удлиненность зерен кварца, вдавленность одного в другое, параллельное расположение их длинных осей относительно друг друга и оси складки указывают, что, по-видимому, рост кварцевых зерен происходил здесь в обстановке однонаправленного бокового давления, оказавшего на растущие зерна сильное ориентирующее влияние. Нередко наблюдающаяся изогнутость концов кварцевых зерен близ их контактов с рудными прослойками свидетельствует о том, что раскристаллизация кварца в замках началась еще до того, как полностью закончился процесс образования складок.

Структура линз второго типа, где зерна имеют менее удлиненную форму и довольно слабо ориентированы по форме, указывает, очевидно,



Фиг. 7. Микроплойка в железистых кварцитах 5-го железистого горизонта. Деталь фиг. 5. Видна микроскладчатость, осложняющая замковую часть микроплойки.

Черное — магнетит; белое — кварцевые зерна. Николи параллельны. Увел. 20



Фиг. 8. Микроплойка в железистых кварцитах 5-го железистого горизонта. Деталь фиг. 5. Видна изогнутость больших кварцевых зерен у контакта с рудными прослоями в замке микроплойки

Черное — магнетит, белое — кварцевые зерна. Николи скрещены. Увел. 30

что в данном случае раскристаллизация кварцевого раствора происходила в обстановке, где ориентирующее влияние бокового давления было не таким сильным, как в описанном выше случае.

И, наконец, в случае образования линз третьего типа, сложенных изометричными зернами кварца, влияние бокового давления на раскристаллизовывавшийся кварцевый раствор было, очевидно, минимальным, и поэтому пустоты выполнялись изометричными неориентированными зернами кварца.

Таково поведение крупнозернистых рудных прослоев в области замков при образовании складок-плоек.

На крыльях тех же складок крупнозернистые рудные прослои нередко оказываются разорванными (см. фиг. 5), вероятно, под влиянием бокового давления, нормального по отношению к слоистости, а образовавшиеся трещины выполнены кварцем, перетекшим из соседних кварцевых прослоев. Кварцевые зерна в этих трещинах нередко имеют удлиненную форму и расположены так, что их длинные оси параллельны полосчатости в железистых кварцитах и, по-видимому, перпендикулярны боковому давлению, т. е. зерна ориентированы по форме.

Следует отметить, что далеко не всегда рудные прослои на крыльях складок разрываются под влиянием бокового давления. Часто никаких разрывов не наблюдается, а промежутки между зернами рудного минерала выполнены зернами кварца изометричной, реже — слегка удлиненной формы, длинные оси которых параллельны полосчатости в железистых кварцитах.

Поведение чистых кварцитовых и мелкозернистых рудных прослоев, содержащих большее или меньшее количество кварцевых зерен, при образовании складок-плоек отличается от поведения крупнозернистых рудных прослоев. В замках складок происходит их простой изгиб без изменения мощности и структуры. Если же мощности прослоев в замках оказываются несколько увеличенными, то это объясняется, по-видимому, тем, что при изгибе прослоя железистого кварцита в замке складок между соседними рудным и кварцевым прослоями возникла пустота, заполняющаяся затем кварцем, перетекшим из крыльев.

Кварцевые зерна в мелкозернистых рудных и кварцитовых прослоях на крыльях складок-плоек обычно имеют изометричную форму и лишены какой бы то ни было ориентировки. Однако иногда под влиянием бокового давления они приобретают слегка удлиненную форму и вытягиваются по полосчатости в железистых кварцитах.

Таковы макро- и микрообособенности плойчатости. По-видимому, образование ее можно объяснить следующим образом. В процессе формирования Криворожского синклинория метаморфизм пород криворожской серии мог привести к повышению пластичных свойств отдельных прослоев, которые под влиянием неравномерного бокового давления начали перемещаться из областей высокого давления в области более низкого давления, где и сминались в мелкие складочки. Механизм образования каждой отдельной плойки рассмотрен нами выше.

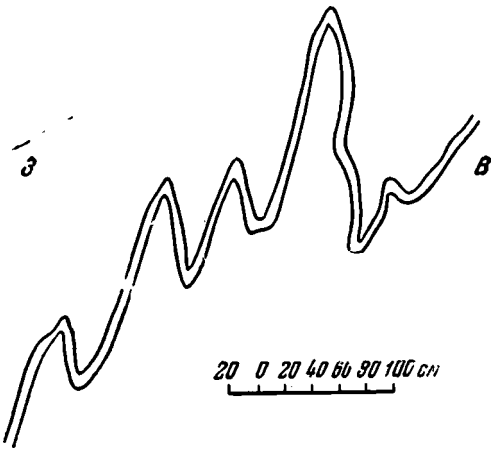
Складки «скольжения»[1]

Складки скольжения — второй тип мелких дислокаций, довольно широко развитый в Криворожье. Как и плойчатость, он проявляется не повсеместно, а приурочен только к тем частям разреза средней свиты, в которых происходит переслаивание пород различной компетентности, характеризующихся достаточно крутым залеганием.

Мы наблюдали эти дислокации в основании разрезов первого —

[1] Название складчатости поставлено в кавычки в связи с тем, что оно не совпадает с классическим определением складчатости скольжения.

пятого железистых горизонтов в крыльях Саксаганских антиклинал синклинали в пределах карьера рудоуправления имени Дзержинск Особенно хорошо они выражены в основании пятого железистого го зонта, где приурочены к 10-метровой пачке чередования прослоев хло товых сланцев, мощностью от 1 до 10 *см*, с прослоями железис

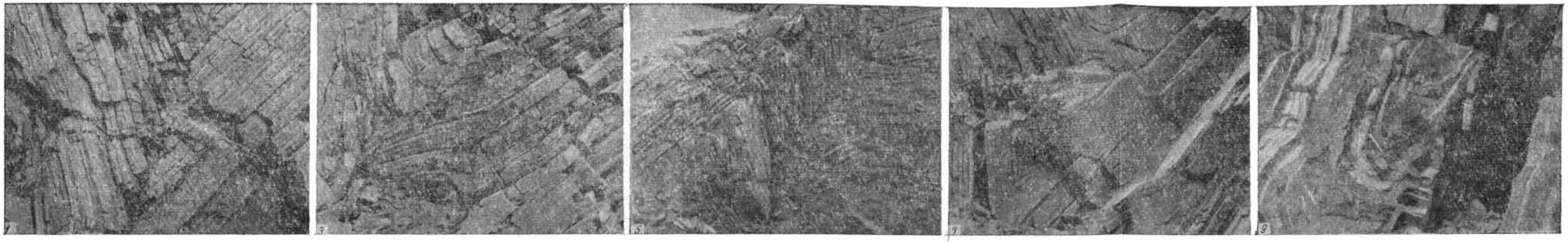


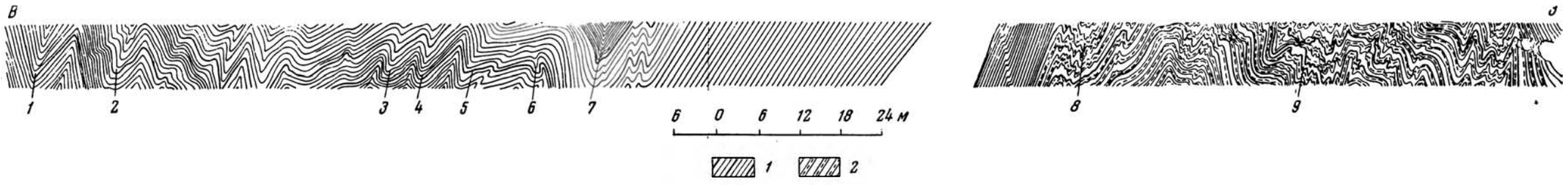
Фиг. 9. Складки скольжения в основании 5-го железистого горизонта. Саксаганская синклиналь. Карьер рудоуправления им. Дзержинского

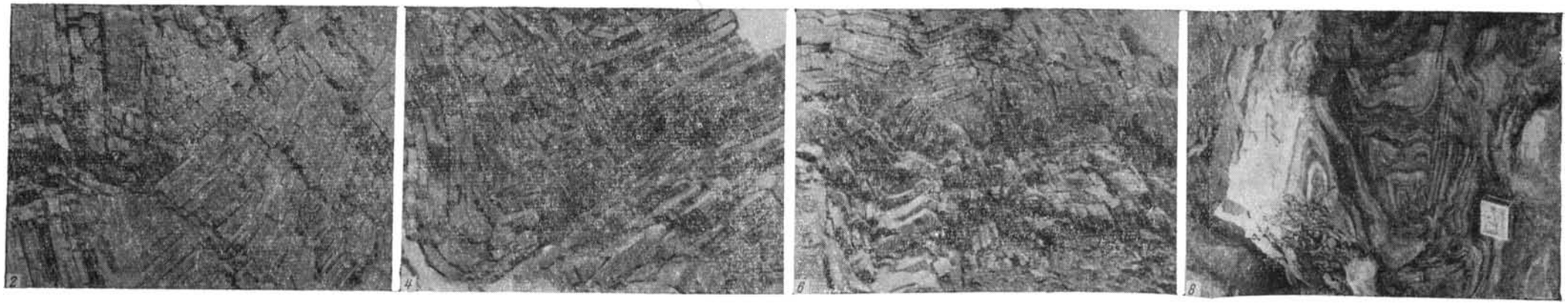
кварцитов мощностью от 5 до 40 *см* (фиг. 9). Толща падает на зап северо-запад под углом 45—70°. Для развитых здесь складок, имею амплитуду 0,5—1 *м* и размах крыльев от 0,3 до 1 *м*, характерна сил сжатая, почти изоклинальная форма, острые замки и оси, вытянутые простиранию толщи. Их западные крылья обычно параллельны пластованию, а восточные стоят почти вертикально или несколько оп кинуты на восток, поэтому осевые поверхности складок наклон параллельно падению, но под несколько бо́льшими углами. При прос живании отдельных прослоев железистых кварцитов и сланцев от кры ев складок к замкам наблюдается незначительное увеличение их м ности (раза в 1,5). В замках складок часто происходит как бы вд ливание некоторых рудных и сланцевых прослоев в кварцитовые, по-видимому, свидетельствует о некоторой пластичности рудных и сл цевых прослоев в момент складкообразования. Интересной особ ностью описываемых складок является наличие прекрасных зер скольжения, со штрихами, ориентированными по падению толщи, ко рые наблюдаются на плоскостях напластования сланцев в крыл складок и в их замках. Кроме того, следует отметить, что в описывае 10-метровой пачке складки постепенно затухают вверх и вниз по р резу.

Исходя из всех перечисленных особенностей этих дислокаций, считаем возможным объяснить их образование скольжением ниж частей разрезов железистых горизонтов по сланцевым горизонта направлении падения слоев в участках наиболее крутого залега пород. Внутри самой скользящей пачки происходило скольжение г слоев железистых кварцитов по сланцам в том же направлении. По димому, процесс образования складок скольжения по времени совпа с формированием структуры самого Криворожского синклинория, ко возникали участки толщи с крутыми падениями.

В областях центриклинального замыкания Лихмановской, Запад Ингулецкой и Восточно-Ингулецкой синклиналей, с характерным по







Фиг. 10. Поперечный профиль через Западно-Ингулецкую синклиналь в районе ее центрального замыкания. Южный борт карьера ЮГОК

1 — железистые кварциты 4-го железистого горизонта; *2* — сланцы и железистые кварциты 4-го сланцевого горизонта. Цифры на профиле — номера отдельных участков, изображенных на фотографиях

Поперечные складки

Поперечные складки — третий тип мелких дислокаций Криворожья — приурочены исключительно к средней свите. В отличие от плойчатости и складок скольжения, поперечные складки имеют субширотное простирание и шарниры, падающие параллельно падению толщи.

Мы наблюдали эти дислокации в карьерах рудоуправлений имени Кирова, имени XX партсъезда и имени К. Либкнехта в восточном крыле Саксаганской синклинали.

В карьере рудоуправления имени Кирова поперечные складки приурочены к пачке железистых кварцитов четвертого железистого горизонта, видимой мощностью около 5 *м*. Развитые здесь дислокации морфологически просты. Это складки открытого типа, с амплитудой от 20 *см* до 4 *м* и размахом крыльев от 20 *см* до 3 *м*; среди них встречаются наклонные, опрокинутые и лежачие разности, с острыми, округлыми и коробчатыми замками, форма которых у одной и той же складки при движении вверх и вниз по разрезу изменяется. В складках с замками острой и округлой формы мощности отдельных прослоев железистых кварцитов при переходе от крыльев складки к ее замку постепенно увеличиваются.

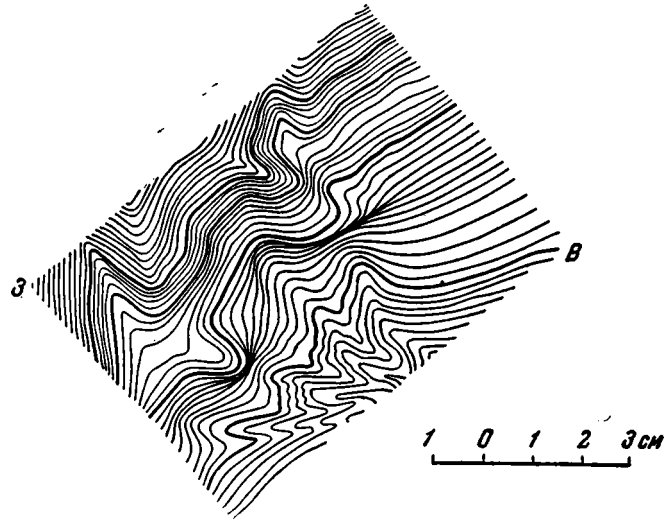
В некоторых случаях дислокации рассматриваемого типа проявляются в виде простых флексурообразных изгибов.

В отдельных складках удается проследить постепенное затухание их вверх и вниз по разрезу смятой толщи. По простиранию смятый участок вытягивается на 12—15 *м*, сменяясь в обе стороны несмятыми, но будинированными участками той же самой пачки железистых кварцитов. По-видимому, связь по простиранию смятого участка с будинированными свидетельствует о том, что, во-первых, вся толща подвергалась давлению, нормальному к напластованию и неравномерному; во-вторых, железистые кварциты были достаточно пластичными для того, чтобы перетекать из областей большего давления в области меньшего давления, где они сминались в складки, и, наконец, в-третьих, действие давления было длительным и привело в областях большего давления к разрыву сплошности пород после потери ими пластичных свойств и к образованию будин.

Имеющийся у нас материал о поперечных складках крайне мал, но нам кажется, что их генезис очень напоминает генезис плойчатости, от которой они отличаются масштабом проявления и ориентировкой отдельных складок в пространстве. По-видимому, поперечная «складчатость» могла возникнуть одновременно с формированием основных структур Криворожского синклинория, когда под влиянием неравномерного сильного бокового давления появлялись участки скопления пластического вещества, в которых и образовывались поперечные складки.

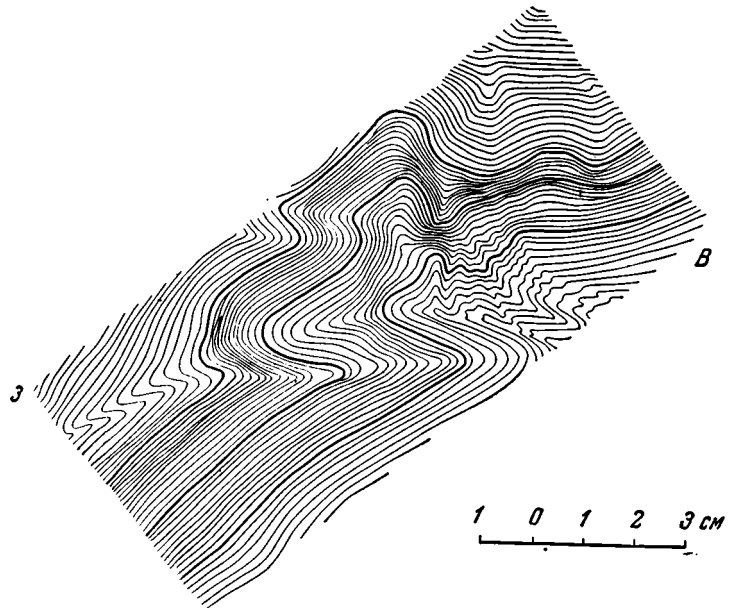
«Рудная» складчатость

Как показывает название, мелкие дислокации данного типа проявляются исключительно в рудных телах. Они были изучены нами в рудах карьеров рудоуправления имени Дзержинского (в пятом железистом горизонте) и имени XX партсъезда (в том же горизонте). Рудные складки морфологически очень разнообразны — это и сильно сжатые изоклинальные складки с острыми замка́ми, прямые, наклонные, опрокинутые и лежачие, и коробчатые складки, и разности, переходные между ними (фиг. 11 и 12). Амплитуда рудных складок изменяется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Шарниры их ориентированы косо по отношению к простиранию и к падению смятой толщи, но вытянуты субмеридионально. Осевые поверхности рудных



Фиг. 11. «Рудная складчатость», 6-й железистый горизонт. Саксаганская синклиналь. Карьер рудоуправления им. Дзержинского

складок могут быть и вертикальными и наклонными в разных направлениях и под разными углами. «Рудная» складчатость отчетливо дисгармонична, что проявляется в изменении формы одной и той же



Фиг. 12. «Рудная складчатость», 6-й железистый горизонт. Саксаганская синклиналь. Карьер рудоуправления им. Дзержинского

складки при движении вверх и вниз по разрезу. Полевые исследования показали, что в вертикальном разрезе на контакте смятого в складки рудного тела с железистыми кварцитами — в последних складок нет.

Совокупность всех этих особенностей рудной складчатости позволяет предполагать следующий механизм ее образования. В процессе выщелачивания кварца, сопровождающего образование рудного тела, про-

странство, прежде занятое кварцитом, освобождается, и начинается сползание рудных прослоев по падению толщи. При этом они сминаются в складки и заполняют освободившееся пространство. Образование рудных тел и складчатости в этих прослоях происходило по времени позже формирования структуры Криворожского синклинория и, следовательно, позже описанных выше трех типов мелкой «складчатости».

Подводя итог описанию мелких дислокаций Криворожья, необходимо еще раз подчеркнуть следующее.

1. Все рассмотренные выше типы мелких складок распространены локально в пределах относительно просто построенного Криворожского синклинория. Их распространение объясняется, во-первых, особенностями строения крупной структуры Криворожского синклинория и, во-вторых, литологическими особенностями различных частей криворожской серии.

2. Морфология мелких складок, часто изоклинальных, лежачих, никак не может быть сопоставлена с простой структурой Криворожского синклинория.

3. Образование мелких дислокаций, кроме рудной складчатости, обусловлено пластичными свойствами пород в участках проявления наибольших стрессовых напряжений и по времени синхронно с образованием крупных структур Криворожья и с проявлением процессов метаморфизма.

Очевидно, в дальнейшем при тщательном нанесении на карту Криворожского бассейна участков проявления максимальных стрессовых напряжений можно будет выяснить и историю формирования крупных структур.

БЕЛОМОРСКИЙ КОМПЛЕКС КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Летом 1961 г. авторы провели исследования в северо-западной части области развития архейского беломорского метаморфического комплекса гнейсов на юго-западе Кольского полуострова (Енский слюдоносный район). Задача наших работ сводилась к изучению общей структуры района и осложняющих ее мелких дислокаций.

Систематическое изучение геологии Беломорья началось в послереволюционное время и связано с именами следующих ученых: Н. Г. Судовикова и Ю. С. Неуструева, впервые попытавшихся стратифицировать беломорский комплекс; В. М. Тимофеева, который в 1935 г. выделил этот комплекс под названием «беломорской формации» и отнес его к верхам архея; П. К. Григорьева, относившего беломорский комплекс к нижнему архею. В 1939 г. Н. Г. Судовиков дал общую схему стратиграфии метаморфических и интрузивных пород Беломорья, которая была лишь несколько дополнена в 1955 г.

В результате больших работ по детальному картированию, развернувшихся в Беломорье в послевоенные годы, к настоящему времени беломорский метаморфический комплекс неплохо изучен, но вопрос о его расчленении и структуре все еще является дискуссионным. По мнению одной группы геологов (Е. П. Чуйкина, Л. В. Калафати и других), толща пород беломорского комплекса подразделяется на пять свит в Чупино-Лоухском районе и на семь свит в Енском районе, залегающих моноклинально, с падением на северо-восток. Общую структуру архея северо-западного Беломорья они представляют в виде юго-западного крыла огромного синклинория северо-западного простирания, ось которого проходит по Кандалакшской губе Белого моря.

По представлениям второй группы геологов (Д. Т. Мишарев и другие, 1960), беломорский комплекс расчленяется на три литолого-страти-

графические толщи, слагающие Енско-Лоухский синклинорий, опрокинутый на юго-запад и обрамленный с юго-запада и северо-востока антиклинориями.

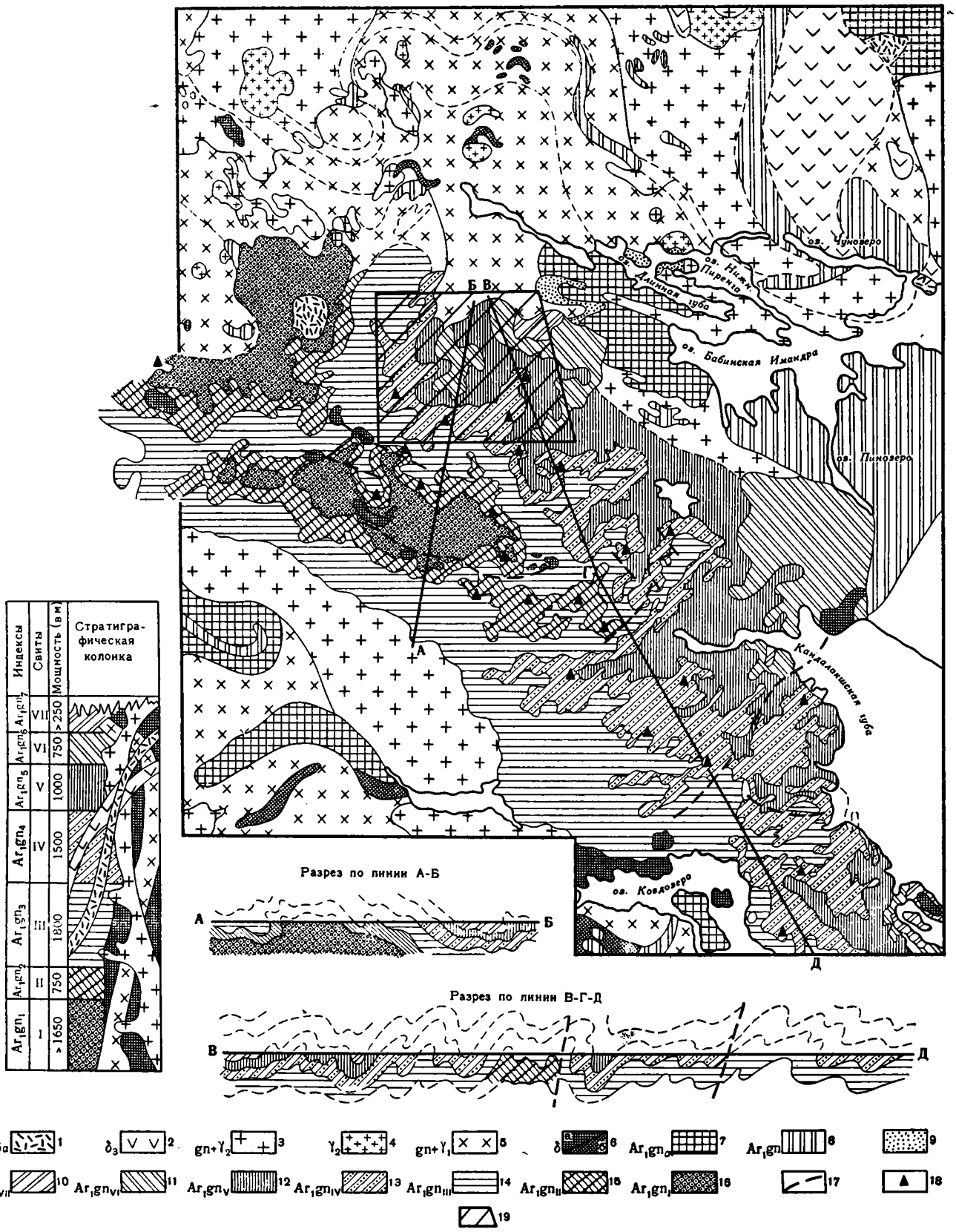
Одной из характернейших особенностей тектоники Беломорья являются два направления складчатости: северо-западное и северо-восточное, генетическое взаимоотношение которых вызывает споры. До начала 50-х годов господствовало представление о двух эпохах складкообразования в архее Беломорья. Так, Н. Г. Судовиков считал складчатость северо-восточного направления более древней, постсвионийской, а северо-западную складчатость — более молодой, постботнийской. Д. Т. Мишарев (Мишарев и др., 1957, 1960), тоже являющийся сторонником двух эпох складкообразования в архее, в отличие от Н. Г. Судовикова, принимает за более древнюю складчатость северо-западного направления. Однако в последние годы все большее число исследователей приходит к выводу о том, что складчатость обоих направлений в Беломорье является одновозрастной, сформировавшейся в течение одного этапа архейского складкообразования. Этой точки зрения придерживаются в настоящее время К. А. Шуркин, Е. П. Чуйкина, Л. В. Калафати, Н. В. Горлов и другие.

В течение нескольких последних лет изучением беломорского комплекса на некоторых площадях северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова занимается сотрудник Лаборатории геологии докембрия Н. В. Горлов (1956, $1960_{1,2}$). В результате своих исследований он пришел к выводу, что гнейсовый комплекс северо-западного Беломорья образует нормальное северо-восточное крыло региональной антиклинальной структуры северо-западного простирания, осложненное мелкой складчатостью двух взаимно-перпендикулярных направлений, одно из которых параллельно простиранию оси региональной антиклинали, а второе — перпендикулярно ему. Мелкие складки северо-западного направления «наиболее интенсивно развиты в горизонтах пород, прилегающих к контактовой поверхности физически разнородных в период складкообразования пластов пород, и относятся, бесспорно, к складкам волочения... Места сопряжения второ- и третьестепенных антиклинальных складок двух взаимно-перпендикулярных направлений имеют, как правило, куполовидное, простое и сложное строение и очень часто являются местами сосредоточения пегматитовых жил» (Горлов, 1960_2).

Таково, в общих чертах, состояние изученности северо-западного Беломорья к настоящему времени.

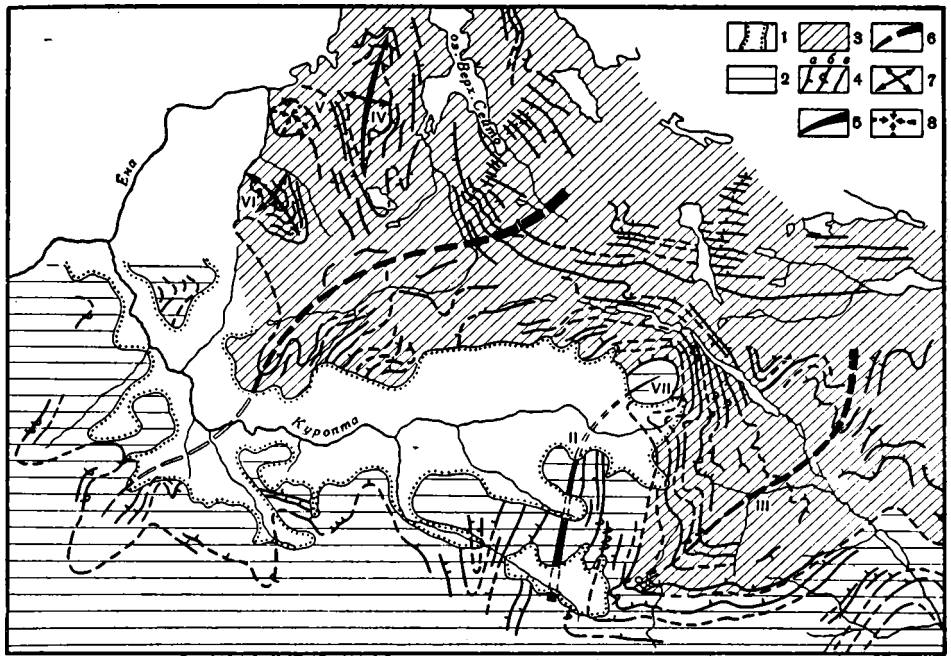
Исследованный нами Рекалатвинский участок Енского слюдоносного района расположен в центральной части области развития архейского беломорского метаморфического комплекса гнейсов. Здесь, по данным Л. В. Калафати, занимавшейся геологической съемкой северо-западного Беломорья, гнейсы сохранили облик типичных парапород, «поддающихся расчленению на стратиграфические свиты с морфологическими чертами осадочных образований» (Калафати, 1960, стр. 39). С юго-запада и северо-востока центральная зона окаймляется зонами гнейсов, подвергшихся интенсивной мигматизации и гранитизации и поэтому не расчленяющихся. В центральной зоне Л. В. Калафати выделила 7 разновозрастных стратиграфических свит, а внутри них — 14 горизонтов, объединяющих 50 пачек пород. Рекалатвинский участок сложен породами четвертой, пятой, шестой и седьмой свит.

Разрез беломорского комплекса в целом на изученной нами территории представляет толщу переслаивания пачек гнейсов различного петрографического состава, в разной степени мигматизированных и гранитизированных, с пластами гранатовых амфиболитов и амфиболитов, которые, по данным химических анализов, образовались в основном при



Фиг. 13. Геологическая карта юго-запада Кольского полуострова. Составили Л. В. Калафати и Г. Ф. Симонова по материалам геологических съемок трестов «Ленгеолслюда», «Ленгеолнеруд» и Северо-Западного геологического управления, 1955.

1 — габбро-пироксениты, нефелиновые сиениты, ийолит-уртиты; *2* — габбро, габбро-нориты, габбро-анортозиты; *3* — мигматиты микроклиновых гранитов с участками нерасчлененных гнейсов; *4* — в основном микроклиновые граниты, гранодиориты, диориты, граносиениты; *5* — олигоклазовые гнейсо-граниты и гранодиориты и их мигматиты; *6а* — основные породы неопределенного возраста; *6б* — ортоамфиболиты неопределенного возраста; *7* — амфиболиты, амфиболо-биотитовые и биотитовые гнейсы нерасчлененные; *8* — гранато-биотитовые и кианито-гранато-биотитовые гнейсы нерасчлененные; *9* — зоны брекчированных гнейсов; *10* — VII свита, светло-серые амфиболо-биотитовые и биотитовые гнейсы с прослоями темно-серых амфиболовых и бурых биотитовых гнейсов; *11* — VI свита, светло-серые плагиоклазовые и плагиомикроклиновые амфиболо-биотитовые гнейсы с прослоями темно-серых амфиболовых, биотитовых и ржаво-желтых гранато-биотитовых гнейсов; *12* — V свита, темно-зеленые амфиболовые, гранато-амфиболовые гнейсы, перемежающиеся со светло-серыми амфиболо-биотитовыми и биотитовыми гнейсами; *13* — IV свита, ржаво-желтые гранато-биотитовые двуслюдяные, кианито-гранато-биотитовые плагиогнейсы с прослоями серых мелкозернистых амфиболо-биотитовых, биотитовых и гранато-амфиболовых гнейсов; *14* — III свита, серые, участками розовато-серые среднезернистые амфиболо-биотитовые, амфиболовые плагиомикроклиновые гнейсы со слоями мелкозернистых серых биотитовых и темно-зеленых гранато-амфиболовых гнейсов; *15* — II свита ржаво-желтые средне- и крупнозернистые кианито-гранато-биотитовые, гранато-биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые гнейсы с прослоями и линзами гранато-амфиболовых гнейсов; *16* — I свита, серые мелкозернистые биотитовые, плагиоклазовые и плагиомикроклиновые гнейсы, участками гранито-гнейсы с редкими прослоями амфиболсодержащих пород; *17* — тектонические нарушения, зоны дробления; *18* — концентрация пегматитовых жил; *19* — район, описываемый в статье



Фиг. 14. Структурная схема Рекалатвинского района.
Составили М. С. Марков и Н. Б. Заборовская.

1 — четвертичные отложения; *2* — чередование кианито-гранато-биотитовых, гранато-биотитовых, двуслюдяных, кианитовых, гранато-графито-биотитовых и биотито-амфиболовых гнейсов; *3* — биотитовые и амфиболо-биотитовые гнейсы; *4* — элементы залегания (сплошная линия — прослеженные простирания, пунктирная — предполагаемые; *а* — наклонное залегание; *б* — опрокинутое, *в* — вертикальное); *5* — оси антиклиналей; *6* — оси синклиналей; *7* — оси брахиантиклиналей; *8* — оси брахисинклиналей; *I* — Верхнесейтовская синклиналь; *II* — Высокогорская антиклиналь; *III* — Круглогорская синклиналь; *IV* — Енская брахиантиклиналь; *V* — Шуми-Городокская брахисинклиналь; *VI* — Рогомская брахиантиклиналь; *VII* — Рекалатвинская брахиантиклиналь

метаморфизме вулканогенных образований (Мишарев и др., 1960). В низах изученного разреза преобладают высокоглиноземистые разности гнейсов, содержащие гранат и кианит. Выше по разрезу появляются амфиболовые и амфиболо-биотитовые серые гнейсы с прослоями амфиболитов, а над ними — розовато-серые биотитовые гнейсы, местами сильно гранитизированные и мигматизированные.

Общая мощность изученной нами части разреза беломорского комплекса составляет 3200—3500 *м* (по Калафати, 1960).

Абсолютный возраст беломорского гнейсового комплекса, определенный калий-аргоновым методом сотрудниками Лаборатории геологии докембрия под руководством Э. К. Герлинга, составляет 1880—1980 млн. лет, что дало основание А. А. Полканову и Э. К. Герлингу (1961) отнести беломориды к верхнему архею.

Ниже мы даем характеристику четвертой — седьмой свит беломорского комплекса, слагающих изученный нами Рекалатвинский участок Енского слюдоносного района, используя данные Л. В. Калафати (1960) и собственные наблюдения (фиг. 13, 14).

Четвертая свита (рекалатвинская продуктивная) образует южную и юго-западную части Рекалатвинского участка, прослеживаясь (с северо-запада на юго-восток) в районе гор Куропта, Мавковиты, Высокая, Пик, Рекалатва и др. Свита очень пестра по литолого-петрографическому составу, быстро изменяющемуся как по простиранию,

так и по падению толщи. Контакт с третьей свитой согласный. Разрез свиты представлен часто чередующимися ржаво-желтыми биотитовыми, гранато-биотитовыми, кианито-гранито-биотитовыми и двуслюдяными средне- и крупнозернистыми плагиогнейсами с темно- и светло-серыми биотитовыми и, реже, амфиболо-биотитовыми плагиомикроклиновыми гнейсами и прослоями гранатовых амфиболитов. В составе свиты выделяются два горизонта, богатых слюдоносными пегматитами, сложенных кианит- и гранатсодержащими биотитовыми и двуслюдяными гнейсами. Местами свита состоит из интенсивно гранитизированных гнейсов, аплитовидных пород и гранито-гнейсов, резко выделяющихся светлыми тонами окраски, наличием крупночешуйчатого мусковита и большим содержанием кварца.

Пестрый состав свиты по простиранию и падению объясняется, повидимому, разнообразием первичного состава осадочной толщи, за счет которой возникли метаморфические породы.

Мощность пород четвертой свиты, по данным Л. В. Калафати (1960), составляет 1300—1500 *м*.

Пятая свита расположена в центральной части Рекалатвинского участка. Ею сложены горы Каменистая и Овражная и их окрестности, а также район к юго-западу от оз. Сейто. Она залегает согласно на четвертой свите. В отличие от нее пятая свита имеет однородный и почти постоянный состав. Контакты этих двух свит на большей части территории прослеживаются по зоне чередования пластов гранато-амфиболовых и гранато-биотитовых гнейсов в верхах четвертой свиты. Свита сложена преимущественно среднезернистыми серыми амфиболовыми, амфиболо-биотитовыми плагиомикроклиновыми гнейсами с телами и пластами темно-зеленых гранатовых ортоамфиболитов. Подчиненную роль играют светло- и розовато-серые мелкозернистые биотитовые гнейсы.

Мощность пород пятой свиты составляет около 1000 *м*.

Шестая свита, залегающая согласно на пятой, образует северо-восточную часть изученного района, протягиваясь 1,5—4-километровой полосой от юго-восточного окончания оз. Сейто на юго-восток до оз. Хангас и далее до оз. Медвежьего. Этой же свитой сложены горы Кюме-Тундра, Круглая и их окрестности, а, возможно, и гора Верхняя Сейто. Контакт с пятой свитой четко прослеживается по смене литологического состава слагающих эти свиты пород. Шестая свита сложена средне- и мелкозернистыми светло-серыми и розовыми биотитовыми плагиомикроклиновыми гнейсами с резко подчиненными им по мощности прослоями амфиболитов и гранатовых амфиболитов.

По данным Л. В. Калафати, нижняя часть шестой свиты представлена светло-серыми, местами розоватыми мелко- и среднезернистыми плагиоклазовыми биотитовыми гнейсами. В средней части свиты намечается маломощный прослой темно-зеленого мелкозернистого амфиболита. В верхах шестой свиты на отдельных участках наблюдается чередование пластов биотитового и амфиболового гнейсов.

Мощность пород шестой свиты 650—750 *м*.

Седьмая свита занимает небольшую площадь к юго-западу и северо-западу от Юлдо-озера. Контакт ее с шестой свитой согласный и прослеживается по резкой литологической смене слагающих свиты пород.

На изученной территории седьмая свита состоит из чередующихся средне- и мелкозернистых серых и зеленовато-серых амфиболовых, амфиболо-биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов.

Вскрытая мощность свиты более 250 *м*. Л. В. Калафати пишет: «Большая мощность беломорской толщи, наличие следов слоистости в

гнейсах, тонкая, частая перемежаемость литологических разностей пород, закономерное сочетание этих разностей в вертикальном разрезе позволили предположить происхождение гнейсов за счет осадочных пород... сходство химического состава пород различных гнейсов беломорского комплекса с химическим составом отдельных типов осадочных пород, наличие слоев кварцитов и графитсодержащих гнейсов указывают на возможность образования гнейсов за счет глинисто-песчанистых и мергелистых осадков» (1960, стр. 42).

Изверженные породы района представлены, по данным Л. В. Калафати (1960), архейскими основными и ультраосновными породами и образовавшимися из них ортоамфиболитами. Граниты распространены незначительно и образовались в результате явлений гранитизации.

Основные породы встречаются обычно в виде небольших (не более 2 *км*^{2}), согласных с вмещающими породами тел, распространенных неравномерно. На изученной территории они вскрываются к югу от оз. Сейто, в районе горы Кюме-Тундра и на левобережье р. Куропты в ее среднем течении. По составу среди них выделяются оливиновые габбро-нориты и габбро-нориты.

Ультраосновные породы развиты менее широко по сравнению с основными породами и представлены пироксенитами и перидотитами. В Рекалатвинском районе они встречены на горе Рогому и на левобережье р. Куропты в ее среднем течении.

Отдельные небольшие массивы изометричной формы и мелкие линзовидные тела, залегающие всегда согласно с вмещающими породами, сложены ортоамфиболитами, образовавшимися при метаморфизме основных и ультраосновных пород. В Рекалатвинском районе они широко распространены в районе Шуми-Городка, уроч. Рекалатва-Тундра, между верховьями р. Куропты и горой Каменистой.

Наконец, самыми молодыми образованиями беломорского комплекса являются гранито-аплитовые и пегматитовые жилы.

Возраст интрузивных образований беломорского комплекса все исследователи определяют как архейский.

По тектонической схеме Л. В. Калафати (1960), толща гнейсов беломорского комплекса Рекалатвинского района слагает часть юго-западного крыла огромного синклинория северо-западного простирания, ось которого проходит по Кандалакшскому заливу Белого моря. Простое, моноклинальное строение крыла осложняется складчатостью двух направлений — северо-восточного и северо-западного, часто близкого к меридиональному. На изученной нами территории Рекалатвинского района лучше выражена складчатость первого направления, представленная тремя крупными складками (амплитуда около 10 *км*) — Верхнесейтовской синклиналью, Высокогорской антиклиналью и Круглогорской синклиналью (см. фиг. 1), а также рядом мелких складок, осложняющих их замки, крылья и ядра. Складчатость северо-западного направления прослеживается значительно хуже. К ней относятся, во-первых, куполовидные брахискладки северной и центральной частей района, а, во-вторых, трудно прослеживаемые небольшие (амплитуда не более 4 *км*) складки, осложняющие крылья больших складок северо-восточного простирания.

Занимаясь картированием Рекалатвинского района, мы изучили названные выше крупные складки и осложняющую их мелкую складчатость. Ниже дается их краткое описание.

Верхнесейтовская синклиналь

Верхнесейтовская синклиналь — самая крупная складка северо-восточного простирания в Рекалатвинском районе — занимает всю его северную половину (см. фиг. 14). Длина складки по оси составляет приблизительно 22 *км*, ширина 13—15 *км*. Крылья ее сложены ржаво-бурыми гнейсами четвертой свиты и серыми гнейсами и амфиболитами пятой свиты, а ядро — гнейсами и амфиболитами пятой, шестой и седьмой свит. Из всех складок северо-восточного простирания Рекалатвинского района Верхнесейтовская синклиналь имеет наиболее сложное строение. Крылья и замок ее осложнены мелкими складками, в основном северо-западного простирания, расположенными нормально к простиранию главной складки. Кроме того, одной из характерных особенностей Верхнесейтовской синклинали является то, что ее северо-западное крыло осложнено несколькими небольшими брахискладками.

Верхнесейтовская синклиналь является резко выраженной асимметричной дисгармоничной складкой. Это видно из того, что крылья ее имеют неоднородное строение, а сама она довольно сильно сжата в той части, где сложена гнейсами и амфиболитами четвертой и пятой свит, и расширяется и выполаживается в районе развития пород шестой и седьмой свит. Синклиналь, по-видимому, слегка опрокинута на юго-восток, но точно это не установлено, так как строение ее крыльев очень сложно и маскируется мелкой складчатостью.

Шарнир Верхнесейтовской синклинали погружается в северо-восточном направлении и сильно ундулирует.

Северо-западное крыло Верхнесейтовской синклинали, протягивающееся от района г. Куропты на северо-восток до Длинной губы Кох-озера, сложно построено. Бóльшая его часть сложена ржаво-желтыми, серыми и розовато-серыми гнейсами и темно-зелеными амфиболитами четвертой и пятой свит беломорского комплекса, и лишь на крайнем северо-востоке района в строении крыла участвуют серые и розовые гнейсы и амфиболиты шестой и седьмой свит. Интересной особенностью северо-западного крыла Верхнесейтовской синклинали являетя то, что в строении его юго-западной и центральной частей принимают участие Рогомская, Шуми-Городокская и Енская брахискладки, маскирующие простое, моноклинальное падение пород крыла (см. фиг. 14).

Самая крупная брахискладка — Енская брахиантиклиналь (купол) — находится к западу от оз. Сейто и вытянута в меридиональном направлении. Размер складки по длинной оси — 6 *км*, по короткой — 2,5 *км*. Западное крыло брахиантиклинали, сложенное серыми гнейсами с прослоями амфиболитов с гранатом и без граната, падает на запад в среднем под углом 50—60° (от 25 до 90°). Восточное крыло довольно полого падает на восток, но его моноклинальное строение маскируется несколькими небольшими (амплитуда не более 100 *м*) и сильно сжатыми изоклинальными складками, протягивающимися по простиранию толщи и погружающимися как на юг, так и на север. Углы падения пород на крыльях этих складок близки к вертикальным.

В районе южного центриклинального замыкания брахиантиклиналь раздваивается на довольно узкие антиклинали, разделенные узкой синклиналью. Эти складки погружаются на юг, а в сторону ядра постепенно затухают. Они имеют округлые замки и нормально падающие крутые крылья.

Северное замыкание Енской брахиантиклинали тоже осложнено небольшими складочками, с амплитудой 200—500 *м*, погружающимися на север и затухающими в сторону ядра.

Следующая к западу брахисинклиналь Шуми-Городка сопряжена с Енским куполом и сложена серыми гнейсами и амфиболитами пятой

свиты. Складка вытянута в северо-западном направлении. Размер ее по длинной оси 1,5 *км*, по короткой 1—1,2 *км*. Брахисинклиналь опрокинута на северо-восток, а породы, слагающие ее восточное и западное крылья, падают на юго-запад. Истинное направление падения западного крыла маскируется мелкой изоклинальной складчатостью с амплитудой отдельных складок от нескольких метров до 100—150 *м*. На севере и на юге в центриклинальных замыканиях породы, слагающие брахисинклиналь, падают на север под углом 50—70°.

С брахисинклиналью Шуми-Городка сопряжена с юго-запада брахисинклиналь (купол) горы Рогому, протягивающаяся в северо-западном направлении. Длина складки по северо-западной оси 2,5 *км*, по северо-восточной — 1,5 *км*. Ядро купола сложено массивом ультраосновной породы, а крылья — серыми и розовато-серыми биотитовыми гнейсами и амфиболитами пятой свиты. Породы, которыми сложены западное и восточное крылья купола, падают на юго-запад под углом 30—50°. Следовательно, брахиантиклиналь горы Рогому опрокинута на северо-восток. В области южного центриклинального замыкания складки наблюдаются как южные, так и северные направления падений. Вероятно, это объясняется развитием здесь мелких складок с шарнирами, вытянутыми по простиранию толщи гнейсов. Углы падения пород на крыльях этих складок составляют 45—50°. В районе северного замыкания брахиантиклинали отмечаются в основном северные падения под углом 25—80°.

Так построено северо-западное крыло Верхнесейтовской синклинали в его центральной части, сложенной гнейсами и амфиболитами пятой свиты.

Северо-восточная часть этого крыла в области развития розовато-серых и серых гнейсов и темно-зеленых амфиболитов шестой и седьмой свит построена значительно проще. Для нее характерно субмеридиональное простирание и моноклинальное, очень пологое падение в восток-северо-восточном направлении, которое в районе южного окончания оз. Сейто осложняется появлением ряда узких небольших (амплитуда несколько сотен метров — 1 *км*) изоклинальных складок с очень крутыми крыльями и острыми замками.

Южное крыло Верхнесейтовской синклинали, протягивающееся в субширотном направлении от истоков р. Верхняя Сейто на западе до оз. Медвежьего на востоке, сложено ржаво-бурыми и серыми гнейсами и амфиболитами четвертой и пятой свит. Оно является общим для Верхнесейтовской синклинали и Высокогорской антиклинали. Южная его часть, образованная гнейсами четвертой свиты, будет более подробно описана при характеристике Высокогорской антиклинали.

В целом породы крыла отличаются моноклинальным залеганием с падением на север и северо-запад под углом от 30 до 80°, в среднем 50—60°. Моноклиналь осложнена рядом мелких складок с амплитудой от нескольких сотен метров до 1 *км*, вытянутых и погружающихся в северо-западном направлении. Эти складки имеют в плане асимметричное строение крыльев и округлые замки. Они дисгармоничны и постепенно затухают вверх и вниз по разрезу.

В районе озер Хангас и Медвежье, где развиты гнейсы и амфиболиты шестой свиты, простирание южного крыла Верхнесейтовской синклинали становится восток-юго-восточным, падение — очень пологим северным и северо-восточным. Но пологое падение крыла маскируется здесь развитием серии очень узких изоклинальных складок, протягивающихся по простиранию толщи гнейсов, с почти параллельными круто падающими крыльями, создающими ложное впечатление об очень крутом падении пород южного крыла Верхнесейтовской синклинали.

В 2,5 *км* к юго-западу от оз. Хангас крыло синклинали осложнено небольшой (амплитуда 400 *м*) лежачей складочкой, шарнир которой падает в том же направлении, что и толща гнейсов.

Так построено южное крыло Верхнесейтовской синклинали в различных ее частях.

Замок этой складки имеет резко выраженное дисгармоничное строение. Он очень плоский и широкий между озерами Сейто и Хангас, где сложен розовато-серыми гнейсами и амфиболитами шестой свиты, а в районе горы Верхняя Сейто (район развития пород пятой свиты) становится узким и сильно сжатым. Здесь он осложняется двумя небольшими (1,5—2 *км*) синклинальными складками, разделенными соизмеримой с ними антиклиналью, которые вытянуты в северо-восточном направлении, параллельно простиранию главной складки, и погружаются на северо-восток. Крылья этих складок довольно сильно сжаты, замки округлые. Антиклиналь и восточная синклиналь отличаются нормальным строением, со встречным падением крыльев под углом 50—75°, а западная синклиналь несколько опрокинута на юго-восток.

Так же построен замок Верхнесейтовской синклинали и в области развития ржаво-бурых гнейсов и амфиболитов четвертой свиты, между горой Куропта и уроч. Мавковиты, где он осложнен двумя синклиналями с разделяющей их антиклиналью, вытянутыми в северо-восточном направлении и погружающимися на северо-восток. Все три складки опрокинуты на юго-восток, крылья их падают на северо-запад под углом 50—60°. Замки складок в плане округлые. Таковы характерные черты строения Верхнесейтовской синклинали.

Высокогорская антиклиналь

Следующей по величине складкой северо-восточного простирания является расположенная к югу от Верхнесейтовской синклинали Высокогорскую антиклиналь, занимающая центральную и юго-западную части Рекалатвинского района (см. фиг. 14). Складка сложена в основном различными гнейсами четвертой свиты и частично — гнейсами и амфиболитами пятой свиты. Длина ее по простиранию составляет 12—15 *км*, размах крыльев — 15—20 *км*. Шарнир Высокогорской антиклинали очень полого погружается на северо-восток. Складка опрокинута на юго-восток, а оба ее крыла падают на северо-запад. В плане антиклиналь имеет резко асимметричное строение крыльев и округлый замок. Одной из интереснейших особенностей строения Высокогорской антиклинали является то, что в ее замковой части расположена Рекалатвинская брахиантиклиналь.

Северо-западное крыло Высокогорской антиклинали, общее для нее и Верхнесейтовской синклинали, протягивается от уроч. Рекалатва-Тундра на юго-запад через горы Высокую, Лесистую, уроч. Мавковиты и довольно полого погружается на северо-запад. Несмотря на плохую обнаженность, установлено, что его простое моноклинальное строение осложнено складками меридионального и северо-западного простирания, полого падающими на северо-запад, с амплитудой 2—4 *км*. Крылья этих складок обычно направлены навстречу друг другу под крутым углом; лишь в отдельных случаях складки опрокинуты на восток.

Юго-восточное (или восточное) крыло Высокогорской антиклинали имеет северо-северо-восточное простирание и крутое падение на запад-юго-запад и запад-северо-запад. Более подробно оно описано ниже, при характеристике Круглогорской синклинали.

Наибольший интерес представляет замковая часть Высокогорской антиклинали. Здесь расположена Рекалатвинская брахиантиклиналь.

(см. фиг. 14), занимающая уроч. Рекалатва-Тундра и его окрестности, детально изученная геологами Рекалатвинской партии Енской экспедиции. Ими составлена детальная геологическая карта этой структуры. При описании Рекалатвинской складки мы использовали эту карту и данные своих наблюдений.

Рекалатвинская брахиантиклиналь (купол), имеющая запад-северо-западное простирание, вытянута на 4,5 *км* по длинной северо-западной оси и на 3,5 *км* — по короткой северо-восточной. Она сложена переслаивающимися темно-серыми биотитовыми и гранато-биотитовыми плагиогнейсами с пластами двуслюдяных гнейсов, светлых роговообманковых гнейсов и амфиболитов четвертой свиты. К северному крылу складки приурочено несколько согласных основных интрузивных тел. Брахиантиклиналь опрокинута на юго-запад, ее северное и южное крылья падают на север.

Породы, слагающие северное крыло брахиантиклинали, падают на север под углом 30—60, в среднем 45—55°. Южное опрокинутое крыло складки тоже падает на север, но более круто, под углом 45—70, в среднем 60°, поэтому в плане оно раза в два уже пологого северного крыла. Последнее разбито большим количеством трещин и небольших разломов, полости которых нередко выполнены пегматитовыми жилами. Гнейсы близ зон разломов и жил часто смяты в беспорядочно ориентированные складки с амплитудой не более 2—3 *м*.

Крылья Рекалатвинской брахиантиклинали осложняются большим количеством мелких складок с амплитудой от нескольких метров до 100 *м*, в среднем 10—15 *м*. Они будут охарактеризованы ниже, при описании мелких дислокаций района.

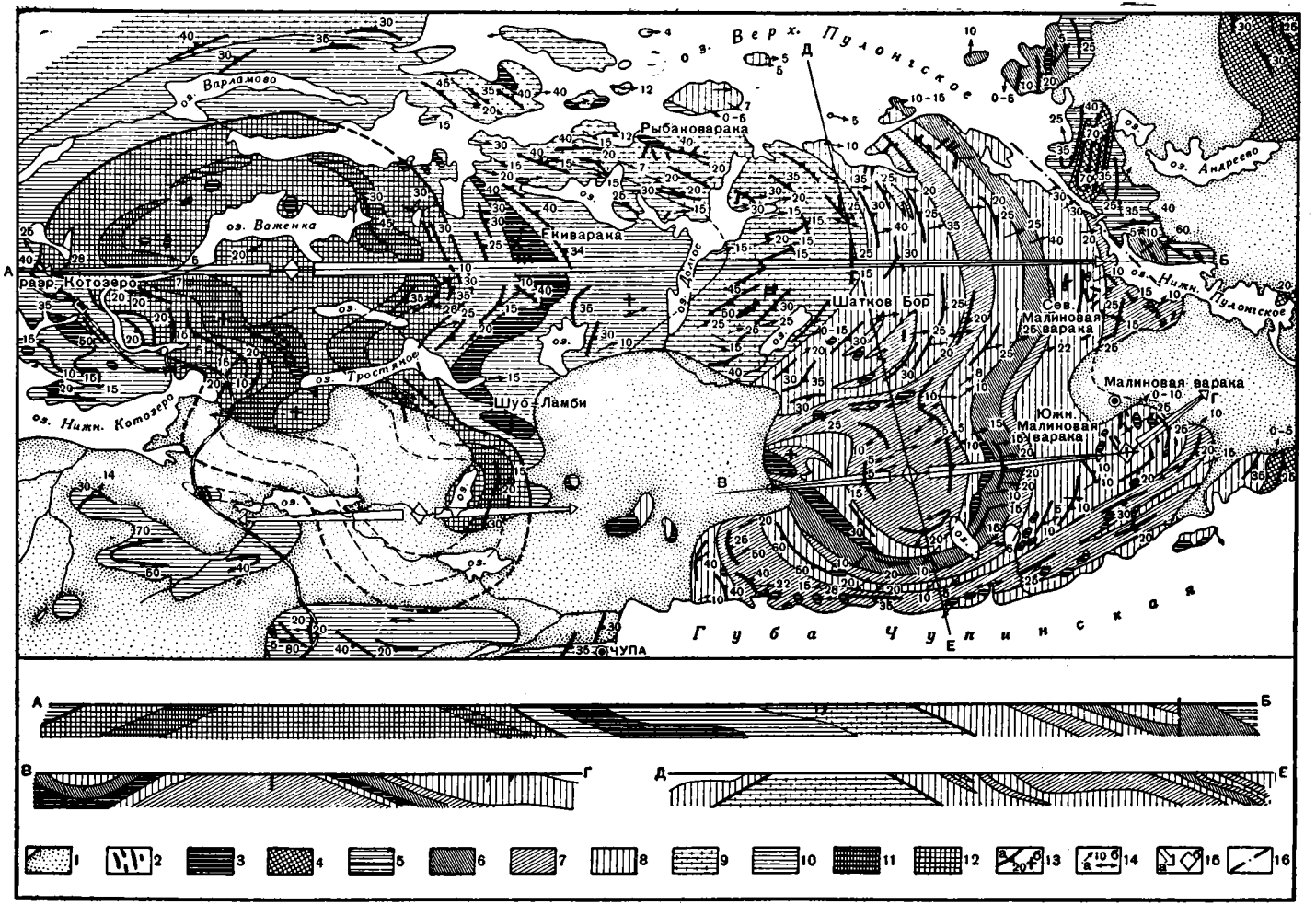
В целом Рекалатвинская брахиантиклиналь — простая куполовидная складка.

Н. В. Горлов, занимавшийся в последние годы детальным структурным картированием отдельных районов развития пород беломорского комплекса, отмечает, что для него вообще характерны подобные куполовидные складки, и объясняет их образование сопряжением антиклиналей двух взаимно перпендикулярных направлений — северо-восточного и северо-западного. На фиг. 15 изображена структурная схема центральной части Чупинского пегматитоносного района, составленная Н. В. Горловым (1960_1). Основной структурой изображенного участка является Чупинская антиклиналь северо-северо-восточного направления, осложненная двумя антиклиналями того же простирания — Малинововаракской и Важенской.

Н. В. Горлов пишет, что в месте сопряжения этих складок со складками северо-северо-западного направления «наблюдается крупное сводовое поднятие, имеющее в плане вид купола, сдвоенного за счет «смятия» сводных перегибов шарниров Важенской и Малинововаракской антиклиналей» (Горлов, 1960_2, стр. 58). Эти куполовидные структуры — простые брахиантиклинали, на крыльях которых углы падения пород составляют 25—35°, а в области замков 0—15°, что хорошо иллюстрируется приложенными к схеме профилями.

Круглогорская синклиналь

Третья крупная складка северо-восточного простирания — Круглогорская синклиналь — занимает юго-восточную часть Рекалатвинского района (см. фиг. 14). Длина ее в плане составляет 13 *км*, размах крыльев — 11 *км*. Крылья синклинали сложены гнейсами и амфиболитами четвертой и пятой свит беломорского комплекса, а ядро — розовато-серыми гнейсами шестой свиты. Шарнир складки, слабо погружающийся на северо-восток, от горы Поворотной II до р. Кюме, простирается



Фиг. 15. Структурная схема центральной части Чупинского пегматитоносного района. Составил Н. В. Горлов, 1960.

1 — четвертичные отложения; *2* — пегматитовые жилы; *3* — ультраосновные и основные породы; *4* — гранатовые амфиболиты; *5* — биотитовые гнейсы и гранитогнейсы; *6* — горизочты переслаивания гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов с амфиболитами и амфиболовыми гнейсами; *7* — апливидные гранат- и кианитсодержащие гнейсы; *8* — гранато-кианито-биотитовый и гранато-биотитовый гнейсы; *9* — перемежаемость гранато-кианито-биотитового и гранато-биотитового гнейсов с амфиболитами; *10* — перемежаемость биотитовых, реже гранато-биотитовых гнейсов с амфиболовым гнейсом и амфиболитом; *11* — амфиболиты брекчированные (агматиты); *12* — амфиболо-биотитовый и биотитовый гнейсы; *13* — залегание сланцеватости (*а* — наклонное, *в* — горизонтальное); *14* — залегание линейности и шарниров мелких складок (*а* — наклонное, *б* — горизонтальное); *15* — залегание шарниров складок (для региона) третьего порядка (*а* — наклонное, *б* — горизонтальное); *16* — разлом. Пунктирные линии — условные границы под четвертичными отложениями

по азимуту СВ 65—70°, а от р. Кюме далее на северо-восток — по азимуту СВ 35—40°.

В плане Круглогорская синклиналь — открытая складка с асимметрично построенными крыльями, опрокинутая на юго-восток так как ее южное крыло падает на север и северо-северо-запад, а северное крыло — на запад и запад-северо-запад. Как и Верхнесейтовская синклиналь, Круглогорская складка сильнее сжата в области развития гнейсов и амфиболитов четвертой и пятой свит, где имеет острый замок, и постепенно выполаживается в северо-восточном направлении по мере появления в разрезе розовато-серых и розовых гнейсов шестой свиты.

Северо-западное крыло Круглогорской синклинали, протягивающееся от горы Поворотной II на северо-северо-восток, через гору Каменистую до оз. Кюме, падает на запад-северо-запад и запад-юго-запад под углом от 50 до 70, а иногда и до 90°. Оно сложено в основном амфиболитами с гранатом и без граната, с подчиненными им по мощности прослоями темно- и розовато-серых биотитовых гнейсов. Между горами Каменистой и Поворотной I крыло осложнено двумя сопряженными складочками северо-восточного простирания, т. е. параллельными основной структуре, с амплитудой около 400 *м*. Складки имеют в плане округлые замки, где слагающие их породы падают в северном направлении под углом 15—30, в среднем 20°, и крутые крылья, опрокинутые на восток-юго-восток. Шарниры этих складок погружаются на северо-восток, как и шарнир главной синклинали.

На этом же участке северо-западное крыло Круглогорской синклинали и крылья описанных складок осложнены рядом небольших (с размахом крыльев в несколько метров), очень сильно сжатых изоклинальных складок с крутыми, почти вертикальными крыльями. Шарниры их вытянуты по простиранию толщи гнейсов. Изоклинальные складки создают впечатление более крутого падения северо-западного крыла Круглогорской синклинали, чем существующее на самом деле.

Южное крыло Круглогорской синклинали, протягивающееся от горы Поворотной II через гору Круглую в сторону горы Кюме (403,5 *м*) в юго-юго-восточном направлении, сложено ржаво-желтыми гнейсами четвертой свиты и серыми биотитовыми гнейсами и амфиболитами пятой свиты, падающими на северо-запад под углом в среднем 40—50°. По направлению к замку складки углы падения постепенно возрастают до 60—70, а иногда и до 90°. Несмотря на плохую обнаженность, удалось установить, что моноклинальное строение крыла в районе горы Круглой осложнено рядом складок с амплитудой от 260 до 500 *м*, шарниры которых падают по падению толщи гнейсов.

В районе гор. Поворотной I и Поворотной II, сложенных толщей переслаивающихся пачек темно-серых биотитовых гнейсов и темно-зеленых амфиболитов пятой свиты, замок Круглогорской синклинали имеет в плане довольно острую форму. Южное крыло складки близ замка падает на север и северо-восток под углом 30—40°; в точке перегиба наблюдаются крутые падения на запад; после перегиба близ замка северо-западное крыло падает на запад-северо-запад под крутыми и средними углами. Перегиб замка довольно резкий и выявляется при прослеживании одного и того же пласта гранатовых амфиболитов по простиранию на расстояние 150—300 *м*.

Близ замка складки на ее крыльях развиты две системы вертикальных трещин; первая имеет азимуты простирания 350°, вторая — 25°. Расстояние между соседними параллельными трещинами — от 30 до 70 *см*.

К северо-востоку от горы Поворотной I, по мере появления в разрезе прослоев розовато-серых и розовых биотитовых гнейсов, замок Круглогорской синклинали постепенно становится все более широким

и округлым. В районе горы Кюме-Тундра он осложняется рядом складок северо-восточного простирания, с амплитудой 1,5—2 *км*. Эти складки имеют в плане округлые замки и крылья, обычно падающие навстречу друг другу под очень крутым (60—85°) углом, иногда достигающим 90°. Исключение составляет синклиналь горы Кюме-Тундра, опрокинутая на юго-восток. В области южного замыкания этой складки развита серия узких изоклинальных складок, вытянутых в северо-западном направлении по простиранию толщи и имеющих очень крутые, почти параллельные крылья. Такие же изоклинальные складки, с амплитудой от нескольких сантиметров до нескольких метров, осложняют строение западного крыла безымянной синклинали, расположенной к северо-востоку от оз. Кюме.

Основные структуры беломорского комплекса Рекалатвинского района в общем имеют простое строение. Однако установить это нелегко, так как крылья и замковые части крупных складок осложнены большим количеством складок более высоких порядков. В результате создается представление об очень сложной тектонике района.

Весь комплекс описанных выше складок, по-видимому, образовался одновременно с формированием главных северо-западных структур Беломорья. Сложный рисунок складчатости района объясняется большой пластичностью гнейсовых толщ в период складкообразования, а резко выраженная дисгармоничность отдельных складок — неоднородностью разреза беломорского комплекса, для которого типично переслаивание более пластичных гнейсовых пачек с менее пластичными амфиболитами.

Занимаясь структурным картированием Рекалатвинского района, мы установили, что и здесь, как в Криворожском синклинории, крупные, сравнительно просто построенные складки осложняются мелкими дислокациями, которые развиты преимущественно в наиболее пластичных толщах гнейсов и почти не затрагивают менее пластичных амфиболитов. В отличие от криворожской серии, мелкие дислокации беломорского комплекса проявляются значительно интенсивнее и еще более затрудняют расшифровку основных структур.

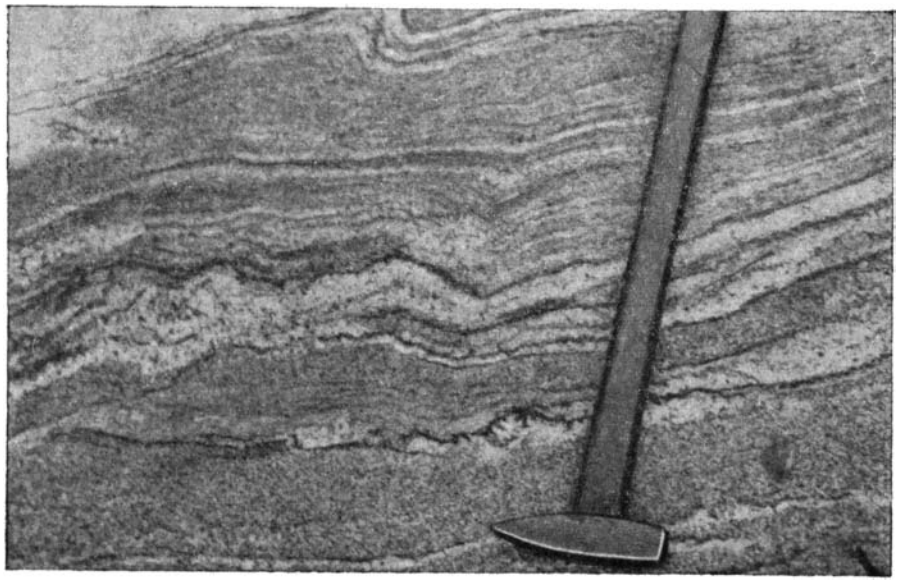
Ниже описываем наиболее характерные типы мелких складок, выделенных нами в Рекалатвинском районе. Это плойчатость, поперечная и продольная складчатость. Следует сразу же отметить, что такими данными далеко не ограничивается все многообразие мелких дислокаций, осложняющих основные структуры беломорского комплекса (см., например, статьи Н. В. Горлова, 1956, 1957, 1960$_{1, 2}$).

Плойчатость

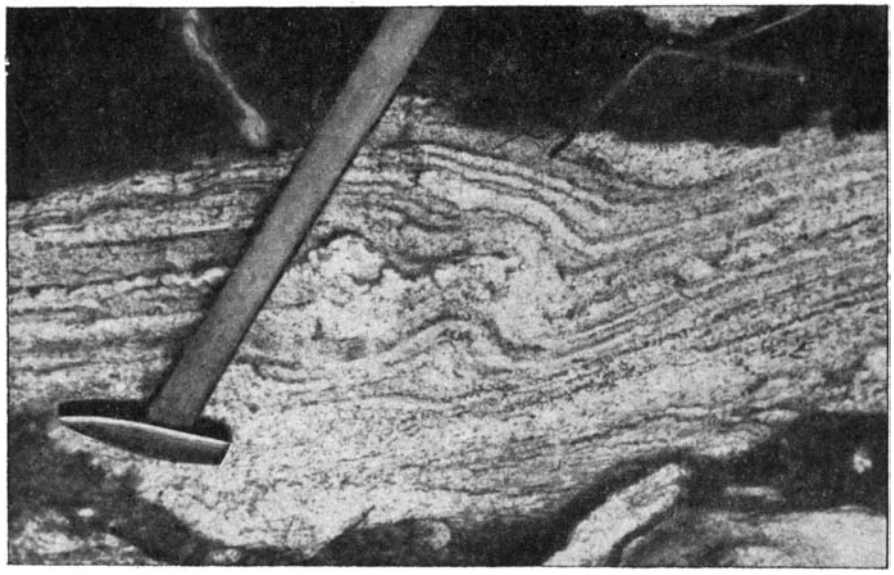
Самым распространенным типом мелких дислокаций беломорского комплекса, как и криворожской серии, является плойчатость, которая проявляется в гнейсах значительно сильнее, чем в железистых кварцитах, и захватывает прослои большей мощности.

В Рекалатвинском районе плойчатость осложняет ядра крупных синклиналей северо-восточного простирания и их крылья, а также крылья брахискладок.

По своим морфологическим особенностям плойки беломорского комплекса ничем не отличаются от плоек железистых кварцитов криворожской серии. Это мелкие складки с амплитудой от нескольких миллиметров до 30—40 *см*, чаще всего опрокинутые и лежачие, значительно реже — прямые, с острыми или округлыми замками. Шарниры плоек обычно ориентированы косо по отношению как к простиранию, так и к падению смятой толщи. Одна из главных особенностей данного типа мелких дислокаций заключается в том, что мощность биотитовых и



Фиг. 16. Плойчатость в биотитовых гнейсах шестой свиты в районе юго-западного замыкания Кюме-Тундровской синклинали.



Фиг. 17. Плойчатость в биотитовых гнейсах шестой свиты в районе юго-западного замыкания Кюме-Тундровой синклинали.

кварцево-полевошпатовых прослоев, слагающих гнейс, увеличивается в 1,5—10 раз при переходе от крыльев складок к их замкам и от длинных крыльев к коротким. Вторая их особенность — локальный характер проявления. Как и в железистых кварцитах, плойчатостью захвачены лишь отдельные прослои гнейсов, мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, внутри которых наблюдается постепенное затухание складок вверх и вниз по разрезу. Кроме того, смятые участки пласта, длиной по простиранию и падению от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, реже — до 10—20 *м*, чередуются с несмятыми участками, протяженностью от десятков сантиметров до многих метров. Литологически, а также по структурным и текстурным особенностям смятые участки не отличимы от несмятых.

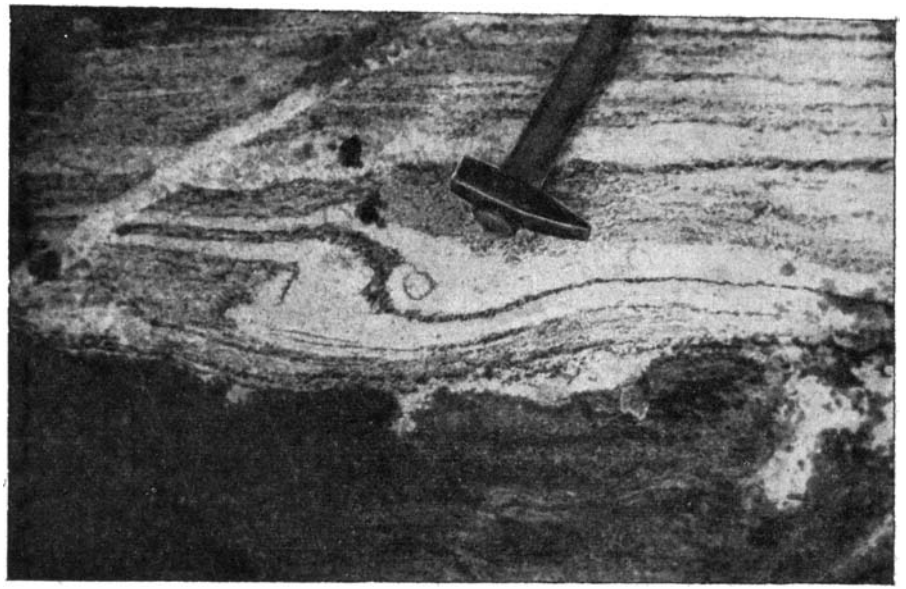
Рассмотрим особенности плойчатости Рекалатвинского района на нескольких примерах.

В районе ядра Круглогорской синклинали плойчатостью осложнено юго-западное замыкание Кюме-Тундровской синклинали. Здесь развита толща пород шестой свиты беломорского комплекса, представленная переслаивающимися розовыми и розовато-серыми биотитовыми гнейсами с подчиненными им по мощности прослоями амфиболитов с гранатом и без граната. В гнейсах содержится большое количество белых и розовых согласных пегматоидных прослоев, благодаря присутствию которых мелкие складки легко прослеживаются. Простирание гнейсов в основном северо-западное, падения юго-западные и северо-восточные, очень крутые, указывающие на наличие большого количества узких, сильно сжатых, вытянутых по простиранию толщи гнейсов изоклинальных складок. Нередко гнейсы залегают почти вертикально.

На фоне общей структуры наблюдается интенсивное развитие плойчатости. На фиг. 16 изображен смятый прослой биотитового гнейса мощностью около 30 *см*. Хорошо видно постепенное затухание плойчатости вверх и вниз по разрезу и смена по простиранию смятого участка несмятым.

Такой же переход по простиранию плойчатого участка гнейсового прослоя в неплойчатый изображен на фиг. 17. Мощность смятой зоны приблизительно в 2,5 раза превышает мощность несмятой. Это свидетельствует, по-видимому, о том, что во-первых, в период образования плоек вещество было пластичным и текучим; во-вторых, что вся толща подвергалась давлению, нормальному к слоистости и неравномерному, под влиянием которого происходило перетекание пластичного вещества из областей большего давления, с уменьшением их мощности, в области меньшего давления, где и образовывались складки. На приведенной фотографии хорошо виден раздув мощности светлых кварцево-полевошпатовых прослоев в замках и коротких крыльях складок, по сравнению с мощностью тех же прослоев на их длинных крыльях. Механизм раздува мощности, возможно, таков же, как и описанный выше для микроплоек Криворожья.

В Рекалатвинском районе плойчатость наблюдалась нами также на западном крыле Круглогорской синклинали, в районе юго-западного склона горы Каменистой, в толще серых и розовато-серых биотитовых гнейсов, переслаивающихся с гранатовыми и безгранатовыми амфиболитами; та же складчатость обнаружена на северовосточном крыле Рекалатвинской брахиантиклинали и на юго-восточном борту Енского купола, где развита толща полосчатых слабо-буроватых крупнозернистых биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов пятой свиты, простирающихся по азимуту СЗ 345° и падающих почти вертикально. Типичным примером плойчатости последнего района являются складки, изображенные на фиг. 18. Их амплитуда 7 *см*. Мощность смятого прослоя



Фиг. 18. Плойчатость в амфиболово-биотитовых гнейсах пятой свиты на юго-восточном борту Енского купола.

15 *см*. На фотографии прекрасно виден переход смятого прослоя вверх по разрезу в несмятую пачку гнейсов, а вниз — в нескладчатый прослой темно-зеленого амфиболита. Для изображенных на фотографии складок характерно резкое увеличение мощности (в 5—10 раз) кварцево-полевошпатового прослоя в замке и коротком крыле по сравнению с мощностью тех же прослоев на длинном крыле складки.

Наконец, та же мелкая складчатость осложняет южное крыло Верхнесейтовской синклинали на правобережье р. Верхняя Сейто, в восточной части субширотного отрезка этой реки. Здесь развита толща амфиболо-биотитовых гнейсов пятой свиты, с азимутом падения СЗ 340°, с углом падения 60—70°. Один из смятых прослоев данного района изображен на фиг. 19. Плойчатостью захвачен прослой амфиболо-биотитовых гнейсов мощностью около 60 *см*. Длина смятого участка по простиранию составляет 3—3,5 *м*. В отличие от приведенных выше примеров, почти все плойки, изображенные на фиг. 19, относятся к опрокинутым и лежачим складкам с острыми замками. Рисунок дает наглядное представление об очень сложном характере мелкой складчатости, осложняющей различные части крупных структур беломорского комплекса.

Образование плойчатости в гнейсах беломорского комплекса объясняется, по-видимому, так же, как и образование плойчатости в железистых кварцитах криворожской серии: в процессе формирования основных структур северо-западного простирания под влиянием регионального метаморфизма гнейсовые прослои могли стать достаточно пластичными и способными течь из областей большего давления в области пониженного давления, где они и сминались в складки.

Поперечные складки

В процессе полевых работ мы провели детальное структурное изучение Рекалатвинской брахиантиклинали, осложняющей замковую часть Высокогорной антиклинали. Морфологические особенности этой складки

Фиг. 19. Плойчатость в амфиболо-биотитовых гнейсах пятой свиты на южном крыле Верхнесейтовской синклинали.

описаны выше. Составление по штольням через брахиантиклиналь поперечных и продольных профилей масштаба 1 : 100 и 1 : 200, а также последующая обработка собранного материала и составление сводных профилей масштаба 1 : 1000 показали, что борта Рекалатвинского купола осложнены сравнительно мелкими дислокациями, выделенными нами под названием поперечных и продольных складок.

Поперечные складки смина-ют пласты по простиранию и характеризуются шарнирами падающими согласно падению толщи гнейсов и амфиболитов. По отношению осевых плоскостей к напластованию эти складки следует считать наклонными или опрокинутыми; они имеют асимметрично построенные крылья и чаще всего округлые замки. Амплитуда их колеблется от нескольких метров до 100 *м*, составляя в среднем 10—15 *м*. Вследствие ограниченной возможности наблюдения не удалось проследить поведение поперечных складок при переходе от наиболее смятых участков вверх и вниз по разрезу. По аналогии с поперечными складками Криворожья, по-видимому, следует ожидать, что данные складки дисгармоничны и постепенно затухают вверх и вниз по разрезу.

Морфологические особенности поперечных складок и характер их проявления, по нашим представлениям, свидетельствуют о том, что они близки по генезису к плойчатости и отличаются от последней лишь размерами. Вероятно, поперечные складки могли возникнуть одновременно с формированием основных структур беломорского комплекса, в участках скопления пластичного вещества, перетекшего из областей повышенного давления в области низкого давления.

Продольные складки

Продольные складки — довольно распространенный тип мелких дислокаций Рекалатвинского района. Они осложняют северо-западное крыло Верхнесейтовской синклинали, крылья всех брахискладок, замковую часть Кюме-Тундровской синклинали, западное крыло Круглогорской синклинали. В перечисленных районах мелкие дислокации данного типа представлены чаще всего узкими изоклинальными складками с размахом крыльев от нескольких метров до десятков метров и с шарнирами, вытянутыми по простиранию смятой толщи. Крылья этих складок обычно имеют очень крутое, почти вертикальное падение; осевые плоскости их вертикальны.

Детальное изучение Рекалатвинской брахиантиклинали показало, что моноклинальное строение ее бортов осложнено мелкими продольными складками, изоклинальными и открытыми.

О типе продольной складчатости, осложняющей северный борт Рекалатвинской брахиантиклинали, можно судить по фиг. 20, на которой изображен профиль масштаба 1 : 1000, пересекающий часть северного борта купола вкрест его простирания. Профиль составлен на основании материалов, полученных при описании стенок трех штолен, проведенном нами в процессе полевых работ. Длина профиля 1310 *м*; вертикальный и горизонтальный масштабы его одинаковы.

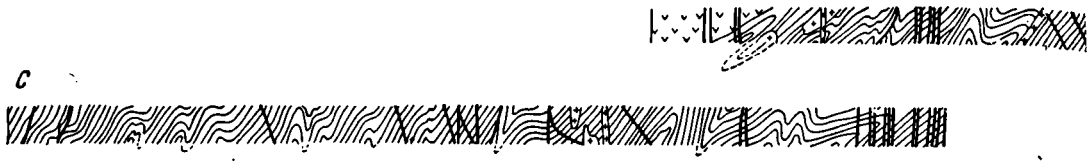
Рассматриваемый участок северного борта Рекалатвинского купола сложен толщей темно-серых гранито-биотитовых гнейсов и плагиогнейсов, переслаивающихся с пластами двуслюдяных гнейсов и светлых роговообманковых гнейсов, падающими на север, северо-восток и северо-запад под углом от 30 до 70°, причем преобладают крутые углы падения. Толща содержит большое количество согласных и секущих пегматитовых жил и пересекается множеством трещин, обычно вертикальных, субширотного простирания, реже — наклоненных к югу и еще реже — круто падающих на север.

Изображенный на профиле участок северного крыла Рекалатвинского купола делится на две части: северную, с общим крутым залеганием пород, и южную — с пологими залеганиями.

В пределах северной зоны, пересеченной штольнями № 25 и 3, наблюдается чередование с севера на юг участков крутого моноклинального залегания пород, длиной 10—200 *м*, с зонами той же протяженности, в пределах которых развита сравнительно мелкая продольная складчатость. Прослеживание зеркала складок показывает, что складчатые зоны являются участками выполаживания в залегании пород, и, таким образом, получается, что на рассматриваемой части профиля чередуются участки с крутым и пологим моноклинальным залеганием.

Продольная складчатость в пределах смятых зон предстаглена чаще всего узкими, сильно сжатыми изоклинальными складками, прямыми, наклонными и опрокинутыми, с амплитудой от 2—3 до 50—60 *м*, и, значительно реже,— открытыми опрокинутыми или наклонными складками той же амплитуды. О поведении этих складок при движении вверх и вниз по разрезу, от участков наибольшего смятия, судить нельзя из-за ограниченных возможностей наблюдения. Вероятнее всего, эта складчатость дисгармонична и затухает вверх и вниз по разрезу.

Южный участок профиля, по которому проходит штольня № 14-бис, протягивающийся на 370 *м*, характеризуется общим пологим, почти горизонтальным залеганием гнейсов, что объясняется близостью его к замковой части Рекалатвинской брахиантиклинали. Он осложнен пологими, очень широкими продольными складками, наклонными и опрокинутыми, с округлыми замками, с амплитудой 20—100 *м* и размахом крыльев от нескольких десятков метров до 100—150 *м*.



Фиг. 20. Поперечный профиль через северо-восточный борт

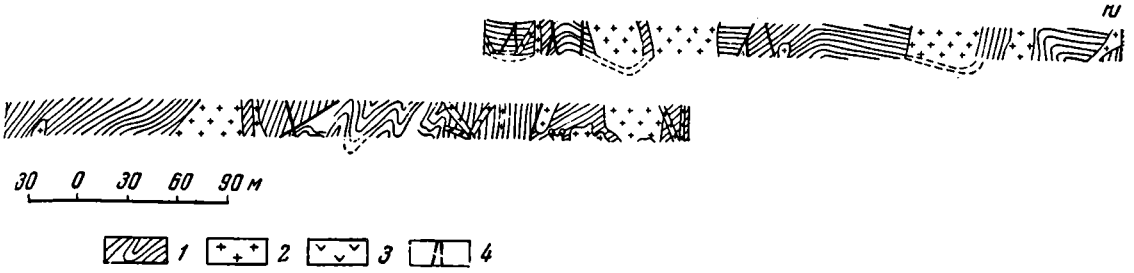
1 — темно-серые биотитовые плагиогнейсы с пластами двуслюдяных гнейсов, светлых роговообман-

Приведенный выше анализ профиля, пересекающего крыло складки, моноклинальное строение которого осложнено продольной складчатостью, а также анализ других подобных профилей показывает, что в участках развития продольной складчатости происходит выполаживание в залегании пород. Таким образом, по падению какой-то толщи чередуются участки более крутого и более пологого залегания, образующие в совокупности структуру, названную нами условно складками-ступеньками. Происхождение таких структур нам кажется возможным объяснить возникновением крутых разломов, не доходящих до поверхности осадочной толщи, в период формирования главных северо-западных структур Беломорья. По этим разломам произошли подвижки, приведшие к ступенчатому проседанию отдельных глубоких участков, а вслед за тем — и верхних частей осадочной толщи, которая растягиваясь на крутых бортах ступеней, сминалась в складки на пологих бортах.

Таким образом, в Беломорье, как и в Криворожье, наблюдается широкое развитие сложной мелкой складчатости различных типов, осложняющей простые крупные складки и мешающей их расшифровке. Формирование мелких дислокаций происходит на фоне развития крупных структур и связано с повышением пластичности пород в процессе регионального метаморфизма. Избирательное развитие мелкой складчатости вызвано, по-видимому, особенностями литологического состава отдельных пачек и прослоев и неравномерным распределением давления в толще пород. Мелкие дислокации резко отличны по своей морфологии от крупных структур, всегда построенных значительно проще.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей статье кратко рассмотрены мелкие дислокации нижнепротерозойских толщ Кривого Рога и архейских образований Кольского полуострова. Развитие аналогичных структур в верхнепротерозойских толщах Карсакпайского синклинория было ранее рассмотрено одним из авторов статьи (Марков, 1962_2). Все приведенные примеры показывают, что среди метаморфических толщ широко развиты чрезвычайно сложные по форме мелкие дислокации, появление которых обусловлено пластичностью вещества горных пород, возникшей в процессе их метаморфизма. Очевидно, что для возникновения пликативных дислокаций в горных породах необходимы определенные литологические условия, заключающиеся в чередовании прослоев с различной степенью текучести. В однородных прослоях, как правило, мелкая складчатость не наблюдается. Становится также ясным, что для возникновения мелких дислокаций необходимо существование определенного давления, неравномерно распределенного в толще пород, ибо только в этих случаях ве-



Рекалатвинской брахиантиклинали.

ковых гнейсов и амфиболитов; *2* — пегматиты; *3* — основные породы; *4* — разломы и трещины

щество будет перетекать из мест наибольшего давления в зоны с меньшим давлением.

Очень важно отметить, что мелкие дислокации не подобны крупным структурам. Следовательно, изучение крупных структур нельзя основывать только на детальном исследовании мелких форм и распространять данные об их морфологии на крупные структуры. Морфология крупных структур прежде всего должна устанавливаться путем детального анализа геологической карты и расшифровываться теми же самыми приемами, как и при изучении обычных, неметаморфизованных образований.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. и др. Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование.— Сов. геология, 1949, сб. 39.

Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Под ред. Я. Н. Белевцева. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Горлов Н. В. Закономерности размещения архейских пегматитов в связи со структурами вмещающих пород.— Докл. АН СССР, 1956, **107**, № 4.

Горлов Н. В. 1. К вопросу о структурной локализации пегматитовых узлов северо-западного Беломорья.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.

Горлов Н. В. 2. О поперечной складчатости архея северо-западного Беломорья.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 11.

Горлов Н. В., Симонова Г. Ф. Закономерности размещения мусковита в пегматитах северо-западного Беломорья.— Докл. АН СССР, 1957, **117**, № 5.

Горшков Г. П., Точилин М. С. О пликативных микродислокациях в магнетитовых кварцитах протерозоя района Курской магнитной аномалии.— Ученые записки Моск. ун-та, 1949, вып. 136, геология, т. 3.

Калафати Л. В. Закономерности распределения пегматитов юго-запада Кольского полуострова на основе стратиграфического расчленения беломорской толщи. В кн.: «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960.

Кратц К. О. Главные черты дочетвертичной геологии восточной части Балтийского щита.— Труды Лабор. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.

Макиевский С. И. К вопросу о тектонике и стратиграфии Беломорья.— Изв. Карельск. и Кольск. филиалов АН СССР, 1959, № 4.

Марков М. С. 1. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита).— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, серия геол., 1962, вып. 5.

Марков М. С. 2. Тектоника южной части Карсакпайского синклинория.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 72.

Мишарев Д. Т., Смирнова В. С., Солодкая Р. И. Геологическое строение и пегматитоносность Беломорского комплекса (серии) архея. В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада СССР», ч. 1. Л., Госгеолтехиздат, 1957.

Мишарев Д. Т. и др. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1960, **31**.

Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, серия геол., 1962, вып. 5.

Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология докембрия Балтийского щита.—

Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., 1961, 72, вып. 1.
Семененко Н. П. Структура рудных полей криворожских железорудных месторождений, т. I. Киев, Изд-во АН УССР, 1946.
Семененко Н. П. Структура кристаллического массива среднего Приднепровья. Киев, Изд-во АН УССР, 1949.
Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфологических толщах архея.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1952, № 18 (145).
Фролова Н. В. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1.
Хорев Н. А. Особенности дорифейского складкообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 2.
Черновский М. И. Основные черты геологической структуры Тарапако-Лихмановской антиклинали.— Сборник научных трудов Научно-исслед. горно-рудн. ин-та, № 2. Кривой Рог, 1959.
Шуркин К. А. 1. Главные черты геологического развития архея северо-западного Беломорья.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.
Шуркин К. А. 2. Обсуждение результатов определения абсолютного возраста пород беломорского комплекса.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, выпуск 93, 1963

Отв. редактор *Н. А. Штрейс*

Г. И. МАКАРЫЧЕВ, В. И. ПАЗИЛОВА

СВЯЗЬ МАГМАТИЗМА С ТЕКТОНИКОЙ НА ПРИМЕРЕ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ КАРАТАУ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

ВВЕДЕНИЕ

Закономерности связей магматизма с тектоникой — одна из наиболее сложных и важных проблем современной теоретической геологии. Она охватывает большой круг вопросов, каждый из которых заслуживает самостоятельного рассмотрения. К их числу относятся: тектонические условия проникновения магматических расплавов в основные структурные элементы земной коры; формы проницаемости (вулканизм и плутонизм) и их последовательность во времени; пространственные и временные закономерности в расположении зон проницаемости; изменение химизма магматических образований в связи с длительным развитием тектонических структур и приуроченных к ним магматических очагов; значение глубинных разломов как подводящих каналов магматического расплава и др. Все эти вопросы не могут рассматриваться в отрыве от тектонических движений, поскольку они находятся в причинной зависимости.

Интрузивные и эффузивные образования на территории хр. Каратау занимают небольшие площади по сравнению с осадочными толщами, однако они более разнообразны по составу и возрасту. Наиболее интенсивно магматизм проявился в позднем докембрии, а затем, в значительно ослабленном виде и с перерывами, прослеживается на протяжении всего палеозоя.

Первые упоминания о присутствии в Каратау изверженных пород относятся к 90-м годам прошлого столетия (Мушкетов, 1877). С тех пор и до настоящего времени в работах многочисленных исследователей с различной степенью детальности излагаются сведения о магматических образованиях хр. Каратау. Подавляющее большинство сведений описательного характера об эффузивных и интрузивных образованиях мы находим в исследованиях, связанных с геологосъемочными работами. Необходимо отметить работы В. Н. Вебера (1905, 1941$_{1, 2}$), П. Л. Безрукова (1941), В. Ф. Беспалова (1940), И. И. Машкары (1938, 1939), Г. С. Лабазина (1935), С. Г. Анкиновича (1961) и других. Этим же вопросом занимались Н. М. Салов, Н. А. Худяков, Ю. П. Ивенсон.

Наиболее ценны исследования В. С. Малявкина (1933) и М. В. Тащининой (1951), специально изучавших изверженные породы хр. Каратау. Каждую из этих работ можно рассматривать как сводку состояния изученности магматических проявлений в районе в определенный период. В этих работах дается петрографическая характеристика разно-

образных эффузивных и интрузивных пород, приводятся химические анализы, описываются петрохимические особенности, устанавливается возраст интрузий в соответствии с принятой для данного момента стратиграфической схемой и т. д. Однако процессы магматизма в связи с тектоническими движениями не анализируются. В этом отношении большое значение имеют исследования В. В. Галицкого (1936, 1940), который считает, что проявление магматизма в среднем палеозое обусловлено герцинской складчатостью в определенный период ее развития.

В настоящей статье сделана попытка проанализировать проявления магматизма в связи с тектоническим развитием структур хр. Каратау от протерозоя до среднего палеозоя включительно.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ПОЛОЖЕНИЕ ИНТРУЗИЙ В СТРУКТУРАХ ХРЕБТА КАРАТАУ

Хребет Каратау представляет собой сложное складчатое сооружение, являющееся северо-западным окончанием Тянь-Шаня.

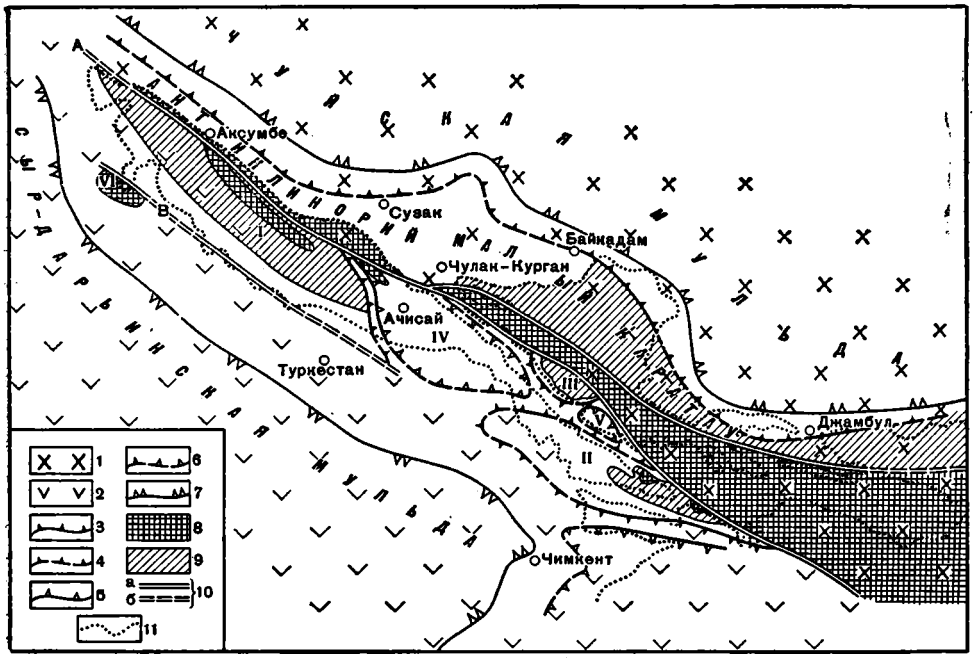
Формирование палеозойской складчатой структуры Каратау большинство прежних исследователей связывали с горизонтальными движениями в период каледонской, а затем и герцинской складчатости. На этой основе возникло представление о покровном строении Каратау, длительное время господствовавшее в литературе. В виде законченной концепции оно было изложено В. В. Галицким (1940). В своих построениях этот исследователь большую роль отводил горизонтальным движениям по Главному Каратаускому разлому, который он рассматривал как гигантскую зону левых сдвигов.

За последнее десятилетие благодаря работам большого коллектива геологов научно-исследовательского сектора Московского геологоразведочного института и Южно-Казахстанского геологического управления получены новые материалы, позволившие отклонить концепцию покровного строения Каратау. В составе указанного коллектива геологов длительное время работали и авторы данной статьи.

Критический разбор концепции покровного строения Каратау на основе новых данных сделан в статьях и монографиях М. И. Арсовски (1957), В. В. Бронгулеева (1957, 1961), М. В. Гзовского (1959), Г. И. Макарычева (1961), Н. И. Николаева (1961), В. В. Эза (1954) и других. В указанных работах приведены убедительные доказательства длительного развития крупных тектонических структур Каратау, отмечено исключительно большое значение Главного Каратауского разлома в истории формирования структур. Наиболее полно новые представления о тектонике Каратау изложены в работе Н. И. Николаева (1961). В соответствии с новыми данными палеозойская структура Каратау рассматривается как крупный мегантиклинорий, длительное развитие которого завершилось в период герцинского тектогенеза.

В строении мегантиклинория участвуют протерозойский, каледонский и герцинский комплексы пород, разделенные угловыми несогласиями. Каждый из выделенных комплексов отличается не только по составу слагающих их пород, но и по характеру дислоцированности.

Мегантиклинорий Каратау обладает сложной внутренней структурой. В его состав входят: антиклинории — Малого Каратау, Северо-Западного Каратау, Боролдайский и Байджансайский; синклинории — Центрального Каратау и Бугуньский (фиг. 1). Все перечисленные элементы мегантиклинория — структуры первого порядка. В пределах антиклинориев и синклинориев выделяются антиклинальные и синклинальные зоны, в свою очередь состоящие из антиклиналей и синклиналей, осложненных мелкими складками, вплоть до плойчатости. Все эти складча-



Фиг. 1. Схема палеозойской структуры Каратау (по Н. И. Николаеву, 1961).

1 — область докембрийско-каледонской складчатости; *2* — область каледонско-герцинской складчатости; *3* — границы крупных антиклинориев в пределах естественных выходов; *4* — границы антиклинориев по данным геофизики и предполагаемые; *5* — границы синклинориев в пределах естественных выходов; *6* — границы синклинориев предполагаемые; *7* — границы плоских палеозойских мульд, испытавших глубокое прогибание в мезозое и кайнозое; *8* — наиболее поднятые участки антиклинориев с обнажением протерозойских пород; *9* — среднеподнятые участки антиклинориев с выходами пород нижнего палеозоя; *10* — глубинные разломы: *А* — Главный Каратауский, *В* — Сыр-Дарьинский, *а* — прослеженные, *б* — предполагаемые; *11* — границы современных выходов домезозойских отложений. Главные структурные элементы: *I* — антиклинорий Северо-Западного Каратау; *II* — Боролдайский антиклинорий; *III* — Байджансайский антиклинорий; *IV* — синклинорий Центрального Каратау; *V* — Бугуньский синклинорий; *VI* — Сыр-Дарьинская глыба

тые формы, так же как и многочисленные разрывные нарушения, осложняют главные структурные элементы мегантиклинория. Их происхождение авторы связывают с предкембрийским, каледонским и герцинским этапами развития.

Важными элементами палеозойской структуры Каратау являются Главный Каратауский и Сыр-Дарьинский глубинные разломы. Они оказывали большое влияние на состав и размещение осадочных и магматических образований во все периоды геологической истории, начиная с момента своего заложения в верхнем протерозое. Эти разломы также относятся к категории глубинных структур первого порядка. Длительность их развития доказана многими исследователями (Пейве, 1945; Николаев, 1961; Макарычев, 1961). В палеозойской структуре Каратау эти разломы представлены не одиночными разрывами, а целыми зонами разрывов различного возраста и генезиса. Зона Главного Каратауского разлома на ряде участков достигает ширины 6—8 *км*.

Главный Каратауский разлом разделяет хр. Каратау на две области с резко различной историей развития. К северо-востоку от разлома расположен Малый Каратау, геосинклинальное развитие которого закончилось в среднем ордовике. Эта область испытала наиболее интенсивные движения в протерозое и нижнем палеозое. Герцинские движения, так

же как и магматизм этого времени, здесь проявились слабо. Мы рассматриваем Малый Каратау как район каледонской складчатости. В этом отношении, как будет показано ниже, наши представления совпадают с общепринятыми, нашедшими свое отражение на тектонической карте СССР и сопредельных территорий (1957).

К юго-западу от разлома находится область, охватывающая горную часть Большого Каратау. В ее пределах имеются крупные участки, сохранявшие геосинклинальный режим развития до среднего карбона. В этой области кроме докембрийских и каледонских движений имела место интенсивная герцинская складчатость, которая была для нее завершающей. Здесь широко развиты интрузии герцинского возраста [1]. Ниже приводится краткая характеристика главных структур названных областей.

Область докембрийско-каледонской складчатости

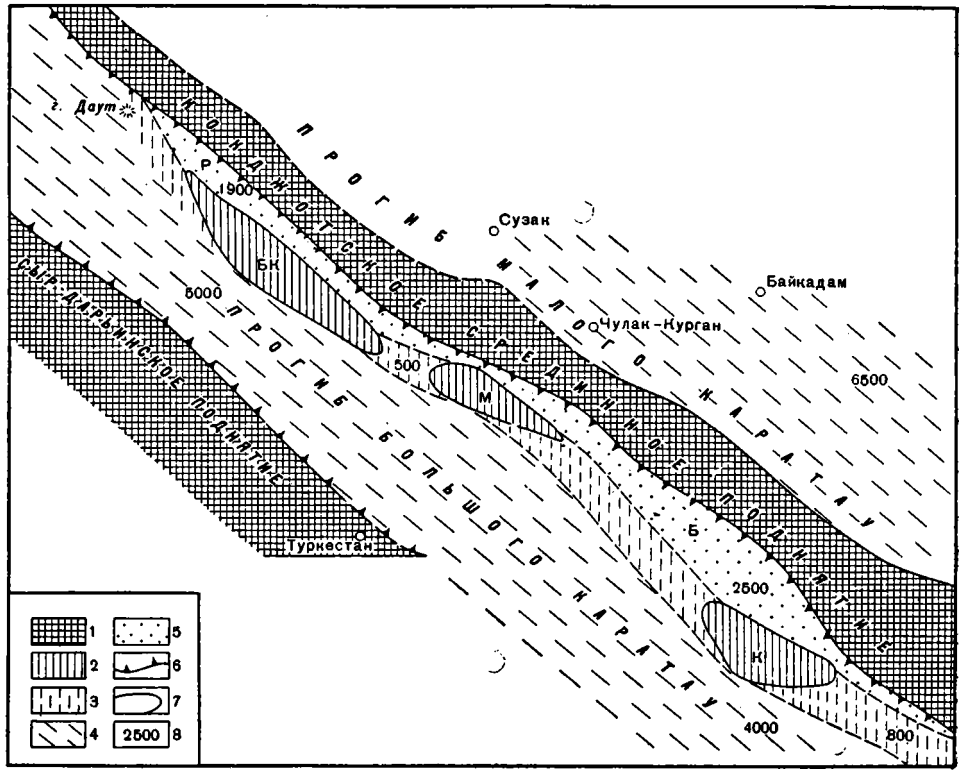
Антиклинорий Малого Каратау

Антиклинорий Малого Каратау морфологически не совпадает с хребтом одноименного названия, а прослеживается дальше к северо-западу, захватывая северо-восточную часть склона Большого Каратау (см. фиг. 1). С юго-запада антиклинорий ограничен Главным Каратауским разломом на протяжении почти 400 *км*. Северо-восточная и северо-западная границы антиклинория скрыты под мезо-кайнозойскими осадками Чуйской мульды. В юго-восточном направлении антиклинорий сопрягается с одновозрастными структурами Киргизского хребта. Общее северо-западное простирание антиклинория находится в соответствии с простиранием хребта.

Антиклинорий Малого Каратау сложен породами протерозоя и нижнего палеозоя. Строение антиклинория резко асимметрично. Наиболее поднятая часть его, с выходами метаморфических пород нижнего (?) и верхнего протерозоя, смещена к юго-западу и в виде полосы шириной до 15 *км* прослеживается вдоль Главного Каратауского разлома. В структурном отношении эта полоса выходов докембрийских образований представляет горст-антиклиналь (Кокджотская), так как и с северо-востока она оборвана Каройским надвигом большой протяженности. Эта горст-антиклиналь возникла в период верхнепротерозойского осадконакопления и как область устойчивого поднятия развивалась до среднекаменноугольного времени, разделяя прогибы Большого и Малого Каратау (фиг. 2, 3).

Строение Кокджотской горст-антиклинали различно в разных ее участках. На северо-западе (северо-восточный склон Большого Каратау), от Сузакского тракта до горы Даут, эта структура имеет четко выраженное антиклинальное строение. Центральная часть выходов полосы докембрия сложена самыми древними породами Каратау — бессазской и кайнарской свитами, отвечающими по возрасту, соответственно, нижнему (?) протерозою и низам верхнего. К северо-востоку и юго-западу обнажены породы бакырлинской свиты верхов верхнего протерозоя (Макарычев, 1957; Николаев и др., 1961). В ряде мест наблюдаются сравнительно простые антиклинальные и синклинальные складки более высокого порядка. Простирание осей этих складок строго подчинено северо-западному простиранию оси главной структуры. Ис-

[1] Надо иметь в виду, что в Каратау отсутствуют крупные массивы батолитового типа, подобные интрузиям Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Здесь развиты штокообразные тела небольшого размера и интрузии, связанные с разломами.



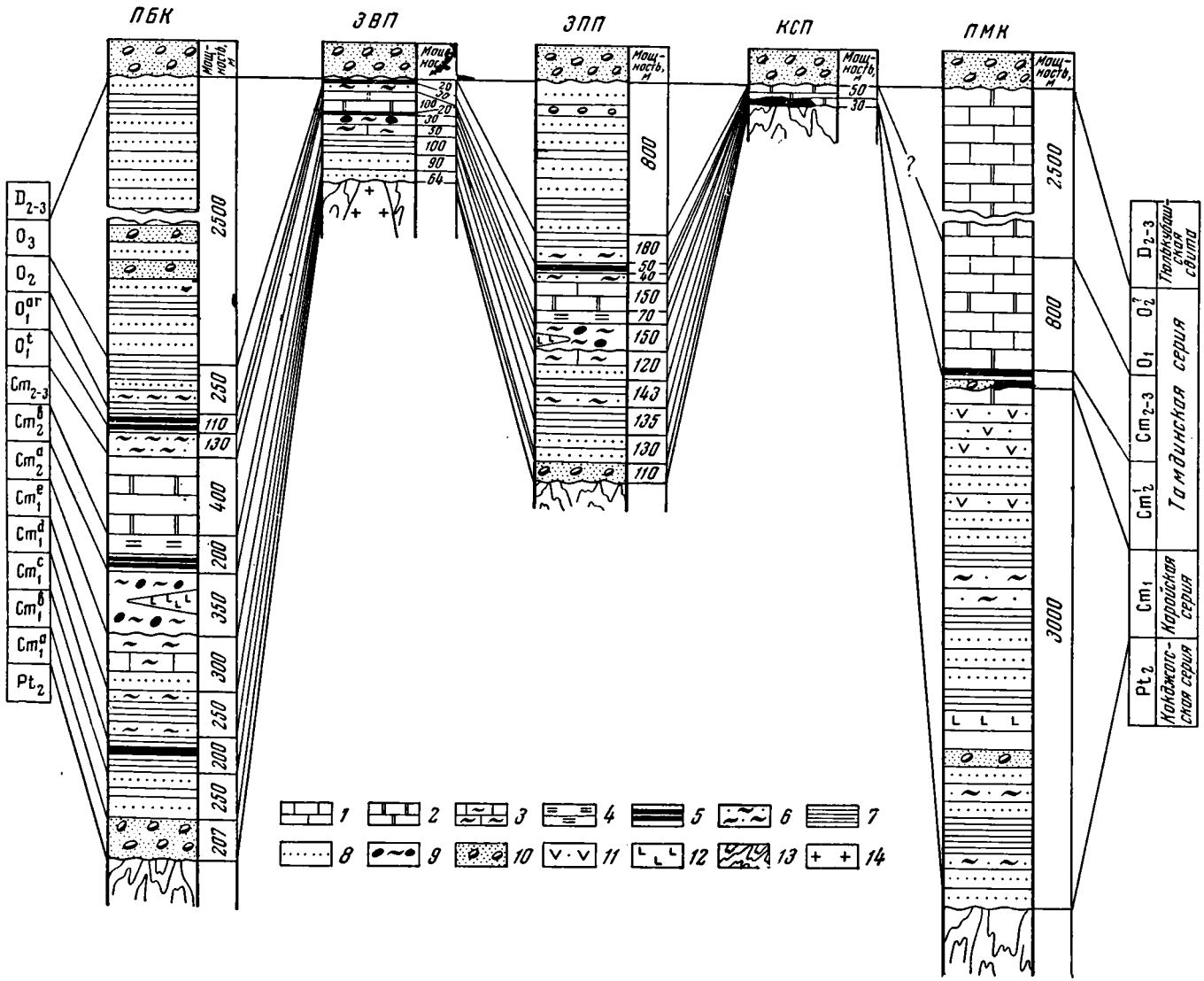
Фиг. 2. Схема расположения прогибов и поднятий в Каратау в нижнем палеозое.

1 — срединные поднятия; *2* — зона внутренних поднятий: Бакырлы-Кумыстинское (БК), Мынжилкинское (М), Кулантауское (К); *3* — предполагаемое продолжение зоны внутренних поднятий; *4* — синклинальные прогибы; *5* — зона приразломных прогибов: Рангский (Р), Байджансайский (Б); *6* — глубинные разломы: Главный Каратауский, Сыр-Дарьинский (см. рис. 1); *7* — границы между поднятиями и прогибами; *8* — мощности нижнепалеозойских отложений

ключение составляет участок уроч. Бессаз, где толща нижнего (?) протерозоя смята в изоклинальные складки субширотного простирания.

В юго-западной части антиклинория, в пределах собственно Малого Каратау, строение Кокджотской горст-антиклинали достоверно не расшифровано. Здесь можно наблюдать отчетливо выраженную и достаточно сложную систему изоклинальных складок северо-западного простирания. Складки имеют преимущественно северо-восточные падения осевых поверхностей, под углом, близким к 90°.

Комплекс нижнепалеозойских пород, участвующий в строении антиклинория, обнажается только в пределах Малого Каратау, непосредственно к северо-востоку от Кокджотской горст-антиклинали. Дислоцированность пород нижнего палеозоя более слабая по сравнению с породами докембрия. Породы каройской и тамдинской серий в большинстве случаев смяты в спокойные складки, с углами падения крыльев не более 50—60°. Внутренняя структура антиклинория в участках развития отложений нижнего палеозоя, осложнена разрывными нарушениями — крутыми надвигами и взбросами. Здесь, в сущности, нет крупных сопряженных антиклиналей и синклиналей. Разрывы ориентированы преимущественно согласно с простиранием слоев, что привело к чередованию блоков пород каройской и тамдинской серий, а в структурном отношении — к чередованию горст-антиклиналей и грабен-синклиналей.



Фиг. 3. Схема сопоставления разрезов нижнего палеозоя для различных зон Каратау.

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* —известково-глинистые сланцы; *4* — углисто-глинистые, углисто-кремнистые сланцы; *5* — яшмовидные кремнистые сланцы; *6* — глинистые сланцы (филлитовидные); *7* — кварцево-хлоритово-серицитовые сланцы; *8* — песчаники; *9* — тиллитоподобные породы (конгломераты свала); *10* — конгломераты; *11* — окремнешвие туфы кислого состава; *12* — порфириты; *13* — дислоцированные породы фундамента; *14* — докембрийские гранитоиды; ПБК — синклинальный прогиб Большого Каратау; ЗВП — зона внутренних поднятий; ЗПП — зона приразломных прогибов; КСП Кокджотское срединное поднятие; ПМК — синклинальный прогиб Малого Каратау

Эти структурные формы по отношению к антиклинорию Малого Каратау принадлежат к категории структур второго порядка. Общей закономерностью для них является линейность, обусловленная разрывами, и опрокидывание к юго-западу. Образование этих структур, несомненно, происходило при тангенциальном сжатии в период каледонской складчатости. Разрывы не секут породы среднего палеозоя, а перекрываются ими.

Среднепалеозойские отложения, обрамляющие антиклинорий с северо-востока, в его строении не участвуют. Они залегают с резким угловым несогласием на дислоцированных породах нижнего палеозоя, слагая юго-восточное крыло наложенной Чуйской мульды.

Интрузивные образования антиклинория Малого Каратау отличаются большим разнообразием как по структурному положению и составу, так и по возрасту. Подавляющее большинство интрузивных тел приурочено к северо-западной части Кокджотской горст-антиклинали, причем интрузивные массивы нередко как бы «залечивают» крупные разрывные нарушения в зоне Главного Каратауского разлома (см. фиг. 6). Здесь выделены ультраосновные, основные и кислые интрузивные массивы. Преобладают интрузии докембрийского и каледонского возраста. Массивы герцинского возраста расположены на стыке Кокджотской горст-антиклинали с различными структурами Большого Каратау и имеют активные контакты с протерозойскими и палеозойскими отложениями. Несколько обособленно, вне связи с Кокджотской горст-антиклиналью и Главным Каратауским разломом, находятся интрузии каледонских гранитов Малого Каратау. Здесь известен ряд небольших массивов изометричной формы, структурно приуроченных к участкам сочленения горст-антиклиналей и грабен-синклиналей.

Область каледонско-герцинской складчатости

Как уже отмечалось выше, в пределах этой области отчетливо выделяются три крупных антиклинория и два синклинория, отличающиеся как по внутреннему строению, так и по длительности развития (см. фиг. 1).

Антиклинорий Северо-Западного Каратау

Эта структура, наиболее крупная по размерам, расположена на крайнем северо-западе хр. Большой Каратау. Северо-восточная и юго-западная границы антиклинория совпадают с Главным Каратауским и Сыр-Дарьинским глубинными разломами. С юго-востока антиклинорий ограничен синклинорием Центрального Каратау. Северо-западное окончание антиклинория скрыто под песками пустыни Муюнкум.

В строении антиклинория участвуют верхнепротерозойские и палеозойские отложения, причем главнейшая роль принадлежит породам нижнего палеозоя. Породы среднего палеозоя залегают с резким угловым несогласием, слагая юго-западное крыло и периклинальные окончания антиклинория. Ось антиклинория ориентирована в северо-западном направлении, в соответствии с простиранием хребта (315—320°). Наблюдается несоответствие в простираниях оси антиклинория и Главного Каратауского разлома. Разлом как бы срезает структуры второго порядка (антиклинальные и синклинальные зоны) под очень острым углом (до 10°). Шарнир антиклинория испытывает пологие погружения к северо-западу и юго-востоку, причем в последнем случае происходит естественное замыкание антиклинория.

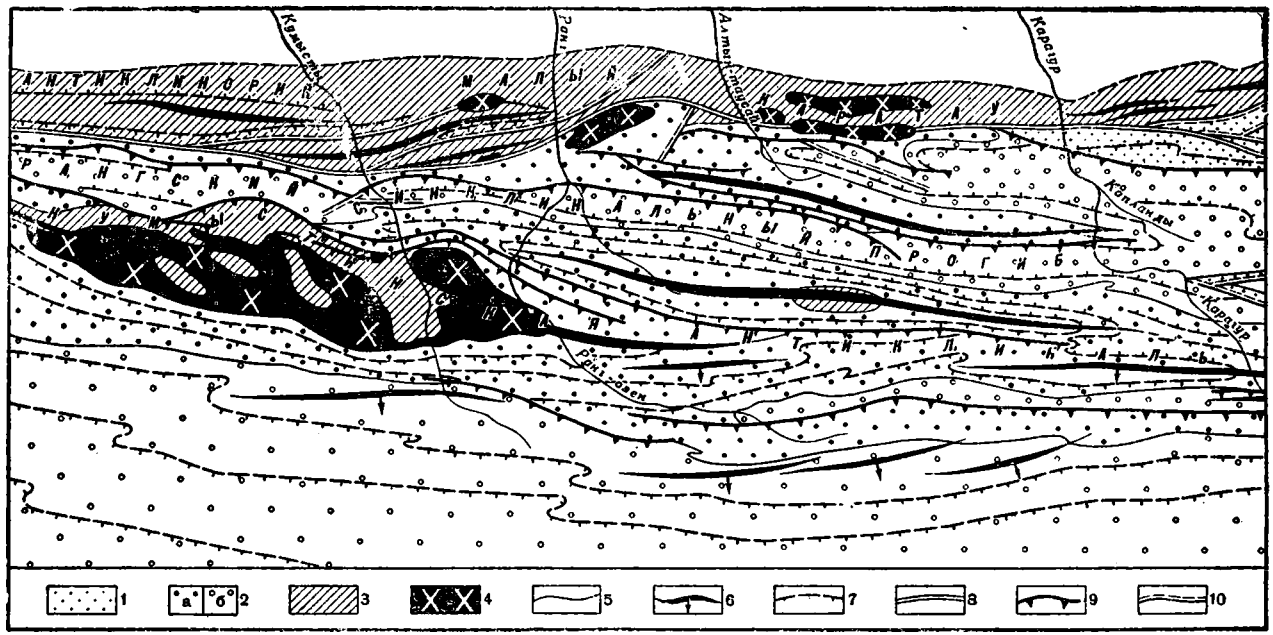
Внутреннее строение антиклинория сложное. В его пределах выделяются три линейные зоны: одна с антиклинальным и две с синклинальным строением. Ориентированы они параллельно простиранию оси

основной структуры. Эти зоны возникли в начале нижнепалеозойского осадконакопления. Это положение мы уже рассматривали (Макарычев, 1961), и здесь мы его проиллюстрируем только схемами (см. фиг. 2, 3), на которых отчетливо видна различная направленность в их развитии. Крайняя юго-западная зона (собственно прогиб Большого Каратау) характеризуется наиболее полным разрезом нижнего палеозоя, отсутствием перерывов и большими мощностями осадков (до 5 *км*). Ширина этой зоны около 20 *км*. К северо-востоку от нее расположена зона неустойчивых внутренних поднятий с сокращенным разрезом нижнего палеозоя и с выпадением на ряде участков свит нижнего кембрия. Ширина зоны 8—10 *км*. Между этой зоной и Кокджотским поднятием был расположен прогиб шириной не более 8 *км*. Мощность отложений нижнего палеозоя составляет здесь около 2 *км*. В результате каледонских движений на месте длительно развивавшихся поднятий и прогибов возникла сложная складчатая структура антиклинория Северо-Западного Каратау. Каждой из выделенных тектонических зон свойственны определенный тип складчатых форм и интенсивность складчатых дислокаций (фиг. 4).

Сравнительно простое строение имеет синклинальная зона, сформировавшаяся на месте собственно прогиба Большого Каратау. Породы верхнего ордовика, исключительно широко здесь развитые, смятые в крупные простые складки северо-западного простирания. Падение крыльев складок обычно не превышает 30°, в редких случаях (вблизи разрывных нарушений) достигает 60°. Расстояния между осями соседних складок измеряются несколькими километрами. Среди разрывов широко представлены сбросы с поднятыми юго-западными крыльями. Плоскости нарушений наклонены к юго-западу.

Осевая часть антиклинория сформировалась на месте зоны внутренних поднятий. Строение ее более сложное. Центральное положение в ней занимает Кумыстинская антиклиналь, в ядре которой выступают осадочные и интрузивные образования верхнего протерозоя. Крылья антиклинали сложены породами кембрия. Свод антиклинали и особенно ее периклинальное окончание усложнены узкими линейными складками более высоких порядков. Складки в разрезе имеют килеватую форму с падением крыльев под углом 80°. Осевая поверхность складок наклонена в юго-западном направлении. Многочисленные разрывные нарушения типа крутых надвигов и взбросов осложняют строение антиклинальной зоны, создавая сложную мозаику блоков. Плоскости разрывов также падают к юго-западу. Антиклинальная зона прослеживается от р. Сауындыксай на юго-востоке до р. Аксумбе на северо-западе, где она срезается Главным Каратауским разломом. Общая ее протяженность превышает 80 *км* при ширине 10—12 *км*. Не менее сложно построена синклинальная зона, сформировавшаяся на месте Рангского приразломного прогиба. Здесь распространены линейно вытянутые складки. Расстояния между осями соседних складок не превышают первых сотен метров, нередко уменьшаясь до десятков метров. По форме сечения преобладают прямые складки с крутым падением крыльев. Вблизи Кокджотской горст-антиклинали развиты асимметричные складки с подвернутыми северо-восточными крыльями. В этой зоне исключительно широко развиты разрывные нарушения. Преобладающими типами разрывов являются круто падающие надвиги и взбросы. Обычно подняты и надвинуты юго-западные крылья. Все разрывные нарушения под острыми углами сочленены с Главным Каратауским разломом и за него не переходят. Синклинальная зона в целом также срезается этим разломом.

Морфологические особенности складчатых зон свидетельствуют об интенсивном горизонтальном сжатии в период каледонской складчато-



Фиг. 4. Схема тектонического строения центральной части антиклинория Северо-Западного Каратау.

1 — герцинский структурный этаж; *2* — каледонский структурный этаж: *а* — смятая в крупные линейные складки песчано-сланцевая толща кембрия; *б* — линейные и глыбовые структуры в сланцево-песчаниковой толще ордовика; *3* — докембрийский структурный этаж; *4* — интрузивные образования; *5* — границы структурных этажей и литологически различных толщ. *6* — вытянутые антиклинальные складки (стрелки в сторону падения осевых поверхностей); *7* — условные изостраты; *8* — длительно живущие разломы; *9* — взбросы и крутые надвиги (штрихи в висячем крыле); *10* — сбросы (штрихи в опущенном крыле)

сти. Дислоцированность пород возрастает с приближением к Кокджотской горст-антиклинали, что позволяет предполагать направление сжатия с юго-запада, со стороны Сыр-Дарьинского поднятия.

Породы среднего палеозоя, как мы уже отмечали, развиты на юго-западном крыле и на периклинальных окончаниях антиклинория. Залегают они резко несогласно. Особенно отчетливо это несогласие можно видеть в долине р. Сауындыксай, где эти породы лежат на «головах» складок в сланцах среднего ордовика. Дислокации пород среднего палеозоя отличаются от дислокаций отложений нижнего палеозоя. Породы среднего палеозоя смяты в простые складки. В ядрах антиклиналей обнажается конгломератово-песчаниковая толща среднего — верхнего девона (Тюлькубашская свита), наиболее прогнутые синклинали выполнены карбонатными осадками фамена и нижнего карбона. Среднепалеозойский комплекс пород образует верхний структурный этаж, сформированный в герцинский этап развития. В этот период геологической истории антиклинорий Северо-Западного Каратау представлял собой область денудации. Указанное обстоятельство позволяет рассматривать этот участок Большого Каратау как район ранней палеозойской (каледонской) консолидации в герцинской складчатой зоне.

Интрузивная деятельность в пределах антиклинория проявлена слабо. Здесь известны небольшие массивы гранитоидов, приуроченные к осевой антиклинальной зоне. Самым крупным является массив интрузивных пород, расположенный в междуречье р. Ранг на юго-востоке и р. Шован на северо-западе. Возраст массива верхнепротерозойский, строение его сложное. Второе небольшое интрузивное тело, площадью около 1 *км*^{2}, расположено в северо-западной части антиклинальной зоны, в непосредственной близости от места срезания ее Главным Каратауским разломом (см. фиг. 6). Представлено оно фельдшпатизированными породами верхнего протерозоя. Третий участок проявления интрузивного магматизма приурочен к одной из ветвей Главного Каратауского разлома в районе горы Даут. Здесь установлены три дайкообразных тела сиенит-порфиров. Вмещающие породы — песчаники верхнего ордовика и среднего — верхнего девона, что позволяет считать их герцинскими. Четвертый, и последний, участок проявления интрузивного магматизма находится на юго-западном крыле антклинория, в долине р. Акуюк. Здесь Л. И. Клаповской в 1957 г. обнаружены небольшое тело гранит-порфиров и дайки керсантитов. Вмещающими породами являются известняки среднего палеозоя. Структурное положение интрузий определяется их нахождением в зоне нарушений Сыр-Дарьинского разлома. Это типичные трещинные интрузии. Интрузии каледонского возраста в пределах этой структуры не установлены.

Синклинорий Центрального Каратау

В центре Большого Каратау расположен крупный и очень сложно построенный синклинорий Центрального Каратау. На северо-западе он ограничен антиклинорием Северо-Западного Каратау, с юга как бы охватывается Боролдайским антиклинорием, а с юго-востока к нему примыкает Байджансайский антиклинорий. Северная граница синклинория совпадает с Главным Каратауским разломом, по которому он граничит с антиклинорием Малого Каратау. Этот синклинорий относится к категории структур, возникших на месте участков с длительно сохранявшимся геосинклинальным режимом развития. В его строении участвуют преимущественно карбонатные, терригенные и вулканогенные породы среднего палеозоя. Нижнепалеозойские отложения играют незначительную роль. Большой интерес представляет распределение мощностей среднепалеозойских отложений по площади.

На севере района, в области Кокджотской горст-антиклинали, на толще метаморфических пород бессазской свиты с резким угловым несогласием залегает тюлькубашская свита конгломератов и песчаников, мощность ее 350 *м*. Двигаясь в южном направлении, мы попадаем в зону Рангского приразломного прогиба. В северо-западной его части (горы Айртау) мощность тюлькубашской свиты, по нашим данным, составляет 500 *м*. Стратиграфически выше согласно залегают карбонатные породы фаменского яруса; мощность их 200 *м*. Северо-западнее гор Айртау осадки среднего палеозоя не отлагались. В юго-восточной части прогиба, на меридиане горы Мынжилки, мощность тюлькубашской свиты и фаменского яруса, по данным Л. В. Белякова, составляет 2200 *м* (верховья р. Балаузень). Если принять во внимание, что в основании тюлькубашской свиты здесь прослеживается вулканогенная толща нижнего (?) — среднего девона мощностью не менее 1500 *м*, то суммарная мощность всех развитых отложений девона должна составить 3700 *м*. Еще южнее находится зона внутренних поднятий нижнепалеозойского времени. Здесь, по данным Л. В. Белякова, в верховьях р. Боялдыр тюлькубашская свита залегает на песчаниках верхнего ордовика и согласно перекрывается известняками фаменского яруса. Суммарная мощность отложений среднего и верхнего девона составляет 1600 *м*. В южной зоне мощность снова резко возрастает. По данным В. В. Галицкого, О. С. Грум-Гржимайло и В. В. Эза, мощность тюлькубашской свиты и фаменского яруса на широте пос. Хантаги достигает 3000 *м*. Если же принять стратиграфическую схему В. В. Бронгулеева (1961) [1], то мощность этих отложений составит 5500 *м*. Аналогичная картина распределения мощностей наблюдается и для отложений нижнего карбона. В области Кокджотской горст-антиклинали нижнекаменноугольные осадки развиты спорадически, залегая на размытой поверхности протерозойских складок. Мощность их не превышает 150 *м*. По данным С. Е. Колотухиной (1958), мощность пород нижнего карбона в Тегистыкской синклинали составляет 1700 *м*. Эта синклинальная структура возникла на месте юго-восточного окончания Рангского прогиба. Мощность осадков нижнего карбона несколько уменьшается на широте пос. Ачисай (реки Аккалпын, Кошкарата), где она равна 1500 *м*. Этот участок соответствует зоне внутренних поднятий нижнепалеозойского времени. В самой южной зоне (собственно прогиб Большого Каратау), на широте пос. Хантаги (реки Кызылата, Кокия, Актобе), мощность осадков нижнего карбона возрастает до 2400 *м*.

Произведенный анализ мощностей среднепалеозойских отложений, как нам кажется, свидетельствует о неравномерности прогибания отдельных участков Центрального Каратау в период осадконакопления. Легко заметить, что областям больших мощностей осадков нижнего палеозоя соответствуют и большие мощности отложений среднего палеозоя. В Центральном Каратау, в отличие от области антиклинория Малого Каратау, наблюдается несомненная преемственность герцинского этапа развития, в какой-то мере унаследованная от нижнепалеозойского времени. Приведенные данные выявляют, разумеется, только самые общие закономерности в ходе герцинского этапа осадконакопления. Действительная картина, как показали исследования Л. В. Белякова, В. В. Бронгулеева, О. С. Грум-Гржимайло, неизмеримо сложнее. На фоне общего прогибания Центрального Каратау происходил рост отдельных крупных структур. Этот процесс отличался большой неравномерностью дифференцированных движений по площади.

[1] В отличие от других исследователей этого района, допускающих тектоническое сдваивание фаменского разреза, В. В. Бронгулеев считает разрез фамена непрерывным.

Внутреннее строение синклинория Центрального Каратау сложное. В его пределах В. В. Эз (1954) выделил две антиклинальные и три синклинальные зоны северо-западного простирания. В северо-восточной части синклинория по контакту с антиклинорием Малого Каратау расположена Караадырская синклинальная зона, сложенная породами карбона. Северное крыло ее сильно нарушено разрывами. Южное крыло имеет простое строение с падением слоев под углом 50—75°. На юге Караадырская синклинальная зона граничит с Мынжилкинской антиклинальной зоной. В состав последней входят: Мынжилкинская антиклиналь, в ядре которой выходят породы верхнего ордовика, Учайрыкская и Карабулакская антиклинали. Ядра их сложены породами тюлькубашской свиты. Каждая из этих антиклиналей имеет брахиформное строение. Крылья и периклинальные окончания брахиантиклиналей образованы интенсивно дислоцированными породами фаменского яруса, осложнены крутыми надвигами и взбросами. Плоскости разрывов падают на юго-запад. Центральное положение в синклинории занимает Баялдырская синклинальная зона. В ее состав входят Тегистыкская, Джилаганатинская, Оргайлысайская, Бересек-Баялдырская, Акчечикская и Бельмазарская брахисинклинали. В ядрах этих складок сохранились турнейские, а в наиболее прогнутых из них — и визейские отложения. На крыльях и центриклиналях обнажаются отложения фаменского яруса. Общим в их строении является более крутое падение слоев на северо-восточных крыльях по сравнению с юго-западными. Последние нередко оборваны крутыми взбросами. В. В. Бронгулеев (1961) в составе Баялдырской зоны выделил две синклинальные и одну антиклинальную зону и детализировал тем самым тектоническую схему, предложенную В. В. Эзом. К югу от описанной синклинальной зоны находится Миргалимсайская антиклинальная зона. В ее западной части расположена крупная Жамантасская антиклиналь, сложенная породами верхнего ордовика и являющаяся продолжением к юго-востоку антиклинория Северо-Западного Каратау. В районе пос. Ачисай Миргалимсайская антиклинальная зона смыкается с Мынжилкинской. В строении этой зоны ведущая роль принадлежит фаменским отложениям, которые смяты в брахиформные и линейные складки более высокого порядка. Здесь широко распространены надвиги, осложняющие северо-восточные крылья складок. Крайнее южное положение в синклинории занимает Майдантальская синклинальная зона, сложенная породами турнейского яруса. Южная граница этой зоны скрыта под новейшими образованиями. Вдоль северной границы отмечается моноклинальное падение слоев в южном направлении.

Выше мы кратко охарактеризовали крупные структуры синклинория. Многие из них (Мынжилкинская, Карабулакская, Уиайрыкская антиклинали) возникли и развивались в процессе осадконакопления. Вместе с тем каждая усложнена мелкими складками и разрывными нарушениями, формирование которых было, несомненно, достаточно кратковременным. Особенно многочисленны такие складки (сопряженные антиклинали и синклинали) в карбонатных породах фаменского яруса. Форма сечения и наклон складок весьма разнообразны, хотя чаще преобладают складки, наклоненные к северо-востоку. Многочисленные разрывы тесно связаны со складками. Поверхности нарушений в подавляющем большинстве случаев наклонены на юго-запад. Все эти факты свидетельствуют об интенсивных движениях в период герцинской складчатости.

Интрузивный магматизм в пределах синклинория проявлен слабо. Здесь имеются три небольших массива гранитоидов герцинского возраста, приуроченные к сводовой части Мынжилкинской антиклинали, осложненной многочисленными сбросами.

Боролдайский антиклинорий

Боролдайский антиклинорий расположен на стыке складчатых сооружений хребтов Каратау и Таласского Алатау. На северо-западе антиклинорий граничит с синклинорием Центрального Каратау. Северо-восточная граница антиклинория скрыта под наложенной на палеозойскую структуру Леонтьевской депрессией, выполненной мощной толщей юры. В юго-восточном направлении наблюдается постепенное срезание антиклинория Главным Каратауским разломом. Южная граница антиклинория скрыта под новейшими отложениями Арысской депрессии, которая отделяет Боролдайский антиклинорий от структур Таласского Алатау. Ось антиклинория вытянута в северо-западном направлении и лишь незначительно отклоняется к юго-западу в районе естественного замыкания структуры. В этом же направлении наблюдается пологое погружение шарнира.

В строении антиклинория участвуют верхнепротерозойский, нижне- и среднепалеозойский комплексы пород. Ведущая роль принадлежит породам среднего палеозоя. Боролдайский антиклинорий, подобно описанным выше структурам первого порядка, расчленяется на ряд антиклинальных и синклинальных зон — структур второго порядка. Первые являются относительно приподнятыми участками антиклинория, с выходами докембрийских и нижнепалеозойских отложений. Вторые, более погруженные, сложены девонскими и каменноугольными отложениями. Следует отметить, что в зависимости от величины погружения выделяется промежуточный тип антиклинальных зон, центральные части которых образованы породами нижнего и среднего девона.

Для каледонского времени в этом районе Большого Каратау отчетливо выделяются две зоны, характеризующиеся различной направленностью развития (см. фиг. 2, 3). Не имея возможности подробно разбирать здесь характер изменения фаций и мощностей отложений нижнего палеозоя, мы сошлемся на прекрасную работу М. И. Арсовски (1957), посвященную анализу структуры Боролдайского антиклинория и истории ее формирования. По данным М. И. Арсовски, в северной части современного антиклинория на протяжении всего палеозоя была расположена зона с отчетливой тенденцией к воздыманию. Разрез нижнего палеозоя начинается конгломератами среднего кембрия и заканчивается известняками верхнего кембрия. Эта толща, внутри которой отмечаются перерывы, залегает на дислоцированных породах верхнего протерозоя. Суммарная мощность средне- и верхнекембрийских осадков не превышает 500 *м*. Ширина зоны 10—12 *км*. К югу от нее находится другая зона, где мощность отложений нижнего палеозоя составляет 4000 *м*. В пределах этой зоны имеется непрерывный разрез нижнего палеозоя, начиная с нижнего кембрия и кончая верхним ордовиком. Современная граница между этими зонами выражена чрезвычайно сложной системой разрывов, что позволяет предполагать существование крупного разлома в фундаменте в период осадконакопления. Тектонические движения в конце верхнего ордовика более интенсивно проявились в северной зоне, нежели в южной, и привели к общему поднятию района и к смятию в складки пород нижнего палеозоя. На месте северной зоны сформировалась сложная антиклинальная структура (Кулантауская антиклинальная зона), на месте южной — синклинальная структура.

В среднем палеозое происходило дальнейшее обособление участков более интенсивного и более медленного погружения. Подтверждение этому мы находим в различиях фаций и величин мощностей осадков среднего палеозоя. Так, в южной зоне в начале среднего палеозоя накапливалась мощная (2000 *м*) терригенная толща (каштогайская

свита» нижнего (?) — среднего девона. Эта толща залегает с параллельным несогласием на породах верхнего ордовика. Перекрывается она также трансгрессивно залегающей тюлькубашской свитой большой мощности (800—1200 *м*). Угловое несогласие между ними отсутствует. Обломочный материал в составе обеих свит представлен продуктами размыва нижнепалеозойских пород, сносившимися с Кулантауской антиклинальной зоны. Не менее мощным разрезом в южной зоне представлен фаменский ярус; изменение мощности здесь происходит в пределах 300—1200 *м*.

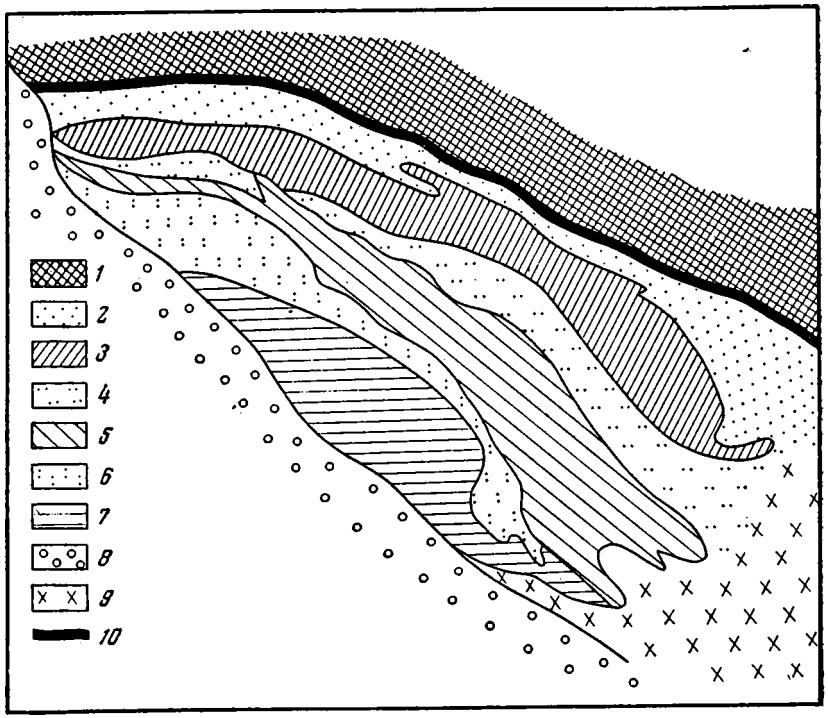
В северной зоне полностью отсутствуют осадки девонского возраста и на размытую поверхность дислоцированных пород нижнего палеозоя налегают турнейские отложения. Помимо отмеченных выше различий в развитии северной и южной зон, внутри них в результате дифференцированных движений фаменского и нижнекаменноугольного времени возникли обособленные поднятия и прогибы. По сути дела, они предопределили положение антиклинальных и синклинальных зон будущей герцинской структуры антиклинория. К этому времени относится возникновение Абаильского поднятия и заложение Талапского прогиба в южной зоне. В северо-западной части Кулантауской антиклинальной зоны заложился Боролдайский синклинальный прогиб, выполненный осадками нижнего карбона мощностью свыше 3000 *м*. Для нижнего карбона в целом характерно дальнейшее развитие тех основных структурных элементов Боролдайского антиклинория, которые заложились еще в нижнем палеозое и в фаменском веке. Они развивались неравномерно на фоне общего погружения района. Этот процесс роста основных структур антиклинория, происходивший одновременно с осадконакоплением, был прерван в конце визейского века общими для всего района Большого Каратау восходящими движениями. В результате этих движений произошло усложнение структур второго порядка, возникших в разное время, мелкими складками и разрывными нарушениями. Особенно интенсивно дислоцированными оказались карбонатные толщи фаменского яруса и нижнего карбона. В толще пород этого возраста наряду с брахиформными складками широко представлены линейные, узко сжатые складки, осложненные чешуйчатыми надвигами, которые генетически тесно связаны со складками. Ориентировка осевых поверхностей линейных складок и плоскостей разрывных нарушений указывает на интенсивные горизонтальные движения, направленные, как и в синклинории Центрального Каратау, с юго-запада на северо-восток.

Интрузивные образования в Боролдайском антиклинории распространены более широко, чем в других структурах Каратау. Это небольшие штоки и мелкие дайкообразные тела гранитов, граносиенитов и сиенитов. Широко развиты также дайки габбро-диабазов, гранит-порфиров и сиенит-порфиров.

Структурное положение интрузивных проявлений очень четкое; штоки и мелкие массивы приурочены к системе разрывных нарушений, которая отграничивает с юга Кулантаускую антиклинальную зону.

Байджансайский антиклинорий

Третьим крупным антиклинорием в герцинской зоне Большого Каратау является Байджансайский. Он резко асимметричен. Северо-восточная граница антиклинория совпадает с Главным Каратауским разломом, который отделяет его от наиболее поднятой части антиклинория Малого Каратау. Юго-западная граница антиклинория скрыта под наложенной Леонтьевской депрессией, косо ориентированной по отношению к антиклинорию. В северо-западном направлении эта ме-



Фиг 5. Схема расположения основных структурных элементов Байджансайского антиклинория (по М. В. Гзовскому, 1959). Названия структурных форм сняты.

1 — Кокджотская горст-антиклиналь; Байджансайская антиклинальная зона (*2—7*): *2* — Аксуранская синклинальная зона; *3* — Кокпатасско-Мынчабырская антиклинальная зона; *4* — Дегризско-Коксайская синклинальная зона; *5* — Кокбастау-Булакбетская антиклинальная зона; *6* — Кызылсанско-Бозбутакская синклинальная зона; *7* — Акбетская антиклинальная зона; *8* - депрессия Леонтьевского грабена; *9* — Бугуньская синклинальная зона; *10* — Главная Каратауская зона разрывов

зозойская структура накладывается на каледонский антиклинорий Малого Каратау. В юго-восточном направлении антиклинорий замыкается. В этом же направлении происходит погружение шарнира. На продолжении антиклинория к юго-востоку расположен широкий Бугуньский синклинорий, выполненный отложениями визе и среднего карбона.

Байджансайский антиклинорий сложен породами нижне- и среднепалеозойского комплексов, разделенными повсеместно перерывом, а в ряде участков и угловым несогласием.

Байджансайский антиклинорий в целом, как структура герцинского возраста, возник на месте крупного каледонского синклинального прогиба. Внутри антиклинория М. В. Гзовский (1959) выделяет три антиклинальные и три синклинальные зоны (фиг. 5). Простирание осевых поверхностей структурных зон северо-западное, что соответствует простиранию антиклинория. Крайнее северо-восточное положение в антиклинории занимает Аксуранская синклинальная зона, состоящая из ряда синклиналей, разделенных структурными перемычками. На северо-востоке эта зона граничит с Кокджотской горст-антиклиналью Малого Каратау. К юго-западу от нее расположена Мынчабырско-Кокпатасская антиклинальная зона, входящая в состав Мынчабырской и Кокпатасской антиклиналей. Следующая синклинальная зона — Коксайская — включает Коксайскую и Дегризскую синклинали. Центральное положение в антиклинории занимает Булакбетская антиклинальная зо-

на, состоящая из Симбайсайской, Булакбетской и Бозбутакской антиклиналей, разделенных по простиранию зоны структурными седловинами. Крайнее юго-западное положение в антиклинории занимает Акбетская антиклинальная зона, отделенная от Булакбетской антиклинали Кызылсанской синклинальной зоной. Как антиклинальные, так и синклинальные зоны имеют четкую линейную ориентировку. В ядрах антиклиналей обнажаются породы кембрия и ордовика. Крылья антиклиналей и синклиналей сложены породами девона и карбона. Большое значение в строении антиклинория имеют круто падающие взбросы и сбросы, по которым антиклинальные зоны подняты в виде горстов, а синклинальные зоны опущены наподобие грабенов. Наиболее высоко подняты Булакбетская и Бозбулатская антиклинали, в ядрах которых прослеживаются породы нижнего кембрия.

Внутреннее строение зон достаточно сложно. Кембрийские отложения, слагающие ядра антиклиналей, смяты в узкие линейные складки. Для синклинальных зон с преобладающим развитием карбонатных пород фаменского яруса и нижнего карбона характерны брахиформные складки, часто с коробчатой формой сечения. Сложность внутреннего строения линейных зон заметно возрастает по направлению с юго-запада на северо-восток, где мелкие складки в фаменских отложениях становятся асимметричными, а северо-восточные крылья подвернуты. Это свидетельствует о тангенциальном сжатии, ориентированном вкрест простирания линейных зон.

Сложная внутренняя структура Байджансайского антиклинория оформилась, по-видимому, не за один этап складчатости, а представляет результат развития на протяжении всего палеозоя. В качестве примера можно проследить историю развития Булакбетской и Бозбутакской антиклиналей, занимающих центральное положение в структуре антиклинория. Мы уже отмечали выше, что на месте Байджансайского антиклинория в нижнем палеозое существовал крупный синклинальный прогиб, ограниченный с севера срединным Кокджотским поднятием, а с юга — зоной внутренних поднятий (Кулантауское поднятие Боролдайского антиклинория).

Анализ фаций и мощностей кембрийских отложений, из-за ограниченности их распространения в современной структуре, не позволяет сделать вывод о возникновении в это время поднятий внутри прогиба. Однако характер изменения разреза отложений ордовика уже свидетельствует о зарождении зоны антиклинальных поднятий в его центральной части. Мощность отложений верхнего ордовика к северо-востоку от Булакбетской и Бозбутакской антиклиналей превышает 1500 *м*, в то время как к юго-востоку от них она составляет 600 *м*, а на периклинальных окончаниях — всего 200 *м*. На всех трех участках тюлькубашская свита трансгрессивно перекрывает породы ордовика. Если учесть ограниченные размеры структуры, то едва ли можно предположить неравномерность размыва ордовикских отложений после каледонской складчатости (на протяжении силура). Скорее всего, интенсивность размыва была более или менее одинаковой. Более отчетливо рост Булакбетской и Бозбутакской антиклиналей наблюдался в среднем палеозое. Мощность тюлькубашской свиты здесь заметно сокращена, а местами эта свита вовсе отсутствует, и тогда на верхнеордовикских отложениях непосредственно залегают осадки фаменского яруса или нижнего карбона, мощность которых гораздо меньше, чем мощность этих же отложений в соседних синклинальных зонах. Аналогичный характер изменения мощностей среднепалеозойских отложений установлен для Мынчабырской, Ашасайской и других антиклиналей. Рост антиклинальных поднятий в герцинское время устанавливается не только по характеру изменения мощности осадков, но и по присутст-

вию в них местного обломочного материала, снесенного с развивавшихся поднятий. Геосинклинальный режим развития этого района, так же как Южного и Центрального Каратау, завершился герцинской складчатостью.

Интрузивные магматические проявления в пределах антиклинория представлены многочисленными интрузивными телами основного, среднего и кислого состава. Здесь насчитывается свыше 30 интрузий, протяженность которых варьирует от десятков метров до первых сотен. По форме это или штоки, или удлиненные трещинные интрузии. Пространственно они группируются на отдельных участках, как правило, интенсивно нарушенных разрывами, создавая целые зоны. Одна из таких зон, протяженностью свыше 7 *км* при ширине 1 *км*, приурочена к центральной части Мынчабырско-Кокпатасской антиклинальной зоны. Несколько мелких интрузий расположено в Ашасайской синклинальной зоне, примыкающей к Главному Каратаускому разлому. Герцинский возраст интрузий устанавливается по их соотношению с одновозрастными складчатыми и разрывными дислокациями.

Сыр-Дарьинская глыба

К юго-западу от антиклинория Северо-Западного Каратау, в сопках Чаулинчи, известны выходы метаморфических пород нижнего (?) протерозоя. Данных о строении этого участка очень немного. Здесь на площади около 17 *км*^{2} обнажаются слюдяные и кварцево-полевошпатовые сланцы. В виде отдельных пачек присутствуют метаморфизованные песчаники, алевролиты и вулканогенные образования. Эта толща пород пересечена многочисленными кварцевыми жилами, сильно дислоцирована и имеет простирание, близкое к широтному. Состав толщи и ее простирание, резко отличное от северо-западных простираний верхнего протерозоя и палеозоя, позволяют сопоставлять ее с бессазской свитой антиклинория Малого Каратау. В структурном отношении эти древнейшие образования представляют крупный тектонический блок, выведенный на поверхность по разломам. Один разлом, названный нами Сыр-Дарьинским, прослеживается вдоль подножий южного склона хр. Большого Каратау, на участке от гор Карамурун до меридиана г. Туркестан.

В горах Карамурун разлом выражен зоной дробления на контакте метаморфической толщи с тюлькубашской свитой. Несколько юго-восточнее, в долине реки Акуюк, в толще карбонатных пород среднего палеозоя, нарушенной разрывами, имеются небольшие тела интрузивных пород. Далее к юго-востоку, у пос. Котурбулак, по материалам бурения выявлено резкое ступенчатое погружение пород карбона под третичные отложения. Юго-восточное окончание разлома неизвестно. Возможно, что он прослеживается в западной части Таласского Алатау в виде зоны разрывов, отделяющей Кураминскую подзону от Чаткальской. На основании сказанного можно сделать предположение, что к юго-западу от Большого Каратау на небольшой глубине расположена крупная глыба древнейших образований. Ее положение в общей структуре в настоящее время не может быть установлено. Возможно, что эта глыба представляет реликт нижнепротерозойской складчатой структуры Северного Тянь-Шаня, подобной той, какая имеется в антиклинории Малого Каратау (Бессазский блок) и в Киргизском хребте (Макбальский блок).

Приведенные выше данные свидетельствуют о неоднородности складчатой структуры хр. Каратау, обусловленной неравномерностью развития основных структурных элементов во времени. Одни из них, например срединное Кокджотское поднятие, возникли еще в докем-

брии и развивались на протяжении всего палеозоя, проявляя тенденцию к воздыманию. Другие — Бакырлы-Кумыстинское, Мынжилкинское и Кулантауское поднятия — возникли в начале нижнего палеозоя. Третьи, например Карабулакская антиклиналь, образовались в фаменский век, а Боролдайский синклинальный прогиб заложился только в нижнем карбоне. Внутреннее строение этих крупных структур, как мы уже отмечали, довольно сложно. Гравитационный механизм образования складок и разрывов, усложняющих длительно развивавшиеся структуры, прекрасно описанный Н. С. Шатским (1951) для Кавказа, для Каратау не приемлем. Этому противречит строгая ориентировка в пространстве осевых поверхностей складок и плоскостей разрывов. И, наоборот, эти противоречия легко объяснимы, если допустить, что в определенный этап развития структур начинает преобладать тангенциальное сжатие. Таким образом, на основании изложенного можно сделать вывод о том, что складчатая структура Каратау возникла в результате сочетания длительного и неравномерного развития крупных структур в период осадконакопления и относительно кратких по времени проявления складкообразовательных движений.

СООТНОШЕНИЕ ВУЛКАНИЗМА И ПЛУТОНИЗМА С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ДВИЖЕНИЯМИ ОТ ПРОТЕРОЗОЯ ДО СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

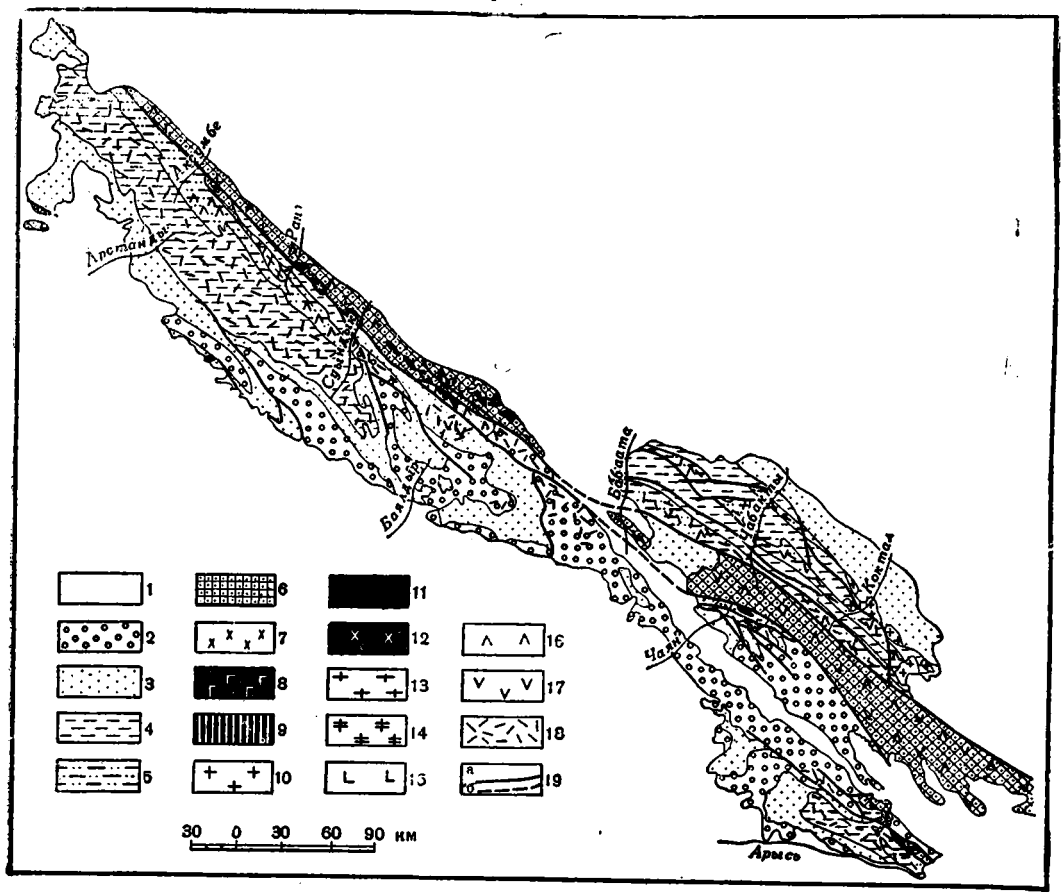
В интервале времени от верхнего протерозоя до конца среднего карбона в Каратау отчетливо выделяются три тектонических цикла развития: протерозойский, каледонский и герцинский. Представление о цикличности имеет важное значение для выяснения закономерностей тектонического развития Земли, на что неоднократно обращали внимание Н. С. Шатский, В. В. Белоусов, А. В. Пейве, Ю. М. Шейнманн, Н. А. Штрейс, В. Е. Хаин и другие тектонисты как в нашей стране, так и за рубежом. Каждый последующий тектонический цикл не есть простое повторение предшествующего, а явление качественно новое, отличающееся специфическими проявлениями магматизма и тектонических движений. Однако было бы неправильным считать, что новый цикл не связан с предшествующим. Напротив, каждый новый этап развития в той или иной мере наследует от предшествующего различные особенности (структурный план, движения, магматизм), и в то же время в недрах нового цикла зарождаются и развиваются совершенно иные процессы. Ярким подтверждением этого служит изложенный выше материал о развитии поднятий и прогибов Каратау, глубинных разломов, а также особенности проявления магматизма, на которых мы остановимся ниже. Размещение магматических образований в хр. Каратау показано на фиг. 6.

Докембрийский тектонический цикл

Осадконакопление и вулканизм

Воссоздание тектонических условий вулканизма и осадконакопления в докембрии всегда сопряжено с большими трудностями. Во-первых, исследователю, как правило, приходится иметь дело с высокометаморфизованными породами, первоначальный состав которых устанавливается только благодаря тщательному микроскопическому изучению; во-вторых, в геосинклинальных областях (например, в Каратау) осадки докембрия в большинстве случаев перекрыты более поздними отложениями.

Докембрийскому этапу в геологической жизни хр. Каратау присущ геосинклинальный тип развития. Для него характерна широко проявв-



Фиг. 6. Схема размещения магматических образований в хр. Каратау.

1 — мезо-кайнозойские отложения; *2* — каменноугольные отложения; *3* — девонские отложения; *4* — ордовикские отложения (для Малого Каратау и средне-верхнекембрийские); *5* — кембрийские отложения (для Малого Каратау только нижний кембрий); *6* — протерозойские отложения

Магматические образования: докембрийские интрузии: *7* — граносиениты, *8* — габбро; *каледонские интрузии: 9* — серпентиниты; *10* — граниты *герцинские интрузии*; *11* — граниты, *12* — диориты, *13* — сиениты, *14* — проявления фельдшпатизации.

Эффузивные образования: *15* — лавы основного состава; *16* — лавы и туфы среднего состава; *17* — лавы и туфы кислого состава; *18* — первичный пирокластический материал; *19* — главнейшие разломы: *а*) прослеженные, *б*) предполагаемые

ленная по площади бурная вулканическая деятельность. В состав вулканогенных толщ докембрия входят лавы, туфы, пирокластические брекчии, пепловые образования, отлагавшиеся в подводных условиях. Суммарная мощность вулканогенных толщ — свыше 5 *км*.

Докембрийский этап развития в Каратау подразделяется на два периода.

Ранний период докембрия охватывает время формирования бессазской свиты, условно отнесенной к нижнему протерозою (Николаев и др., 1961). Бессазская свита обнажается на двух участках, где она выходит на поверхность по разломам. Первый участок расположен в северо-западной части антиклинория Малого Каратау (Бессазский блок), второй — юго-западнее антиклинория Северо-Западного Каратау (Сырь-Дарьинская глыба). В пределах первого участка бессазская свита представлена метаморфическими породами, среди которых выделяются амфиболиты, гнейсы, кристаллические сланцы и большая группа

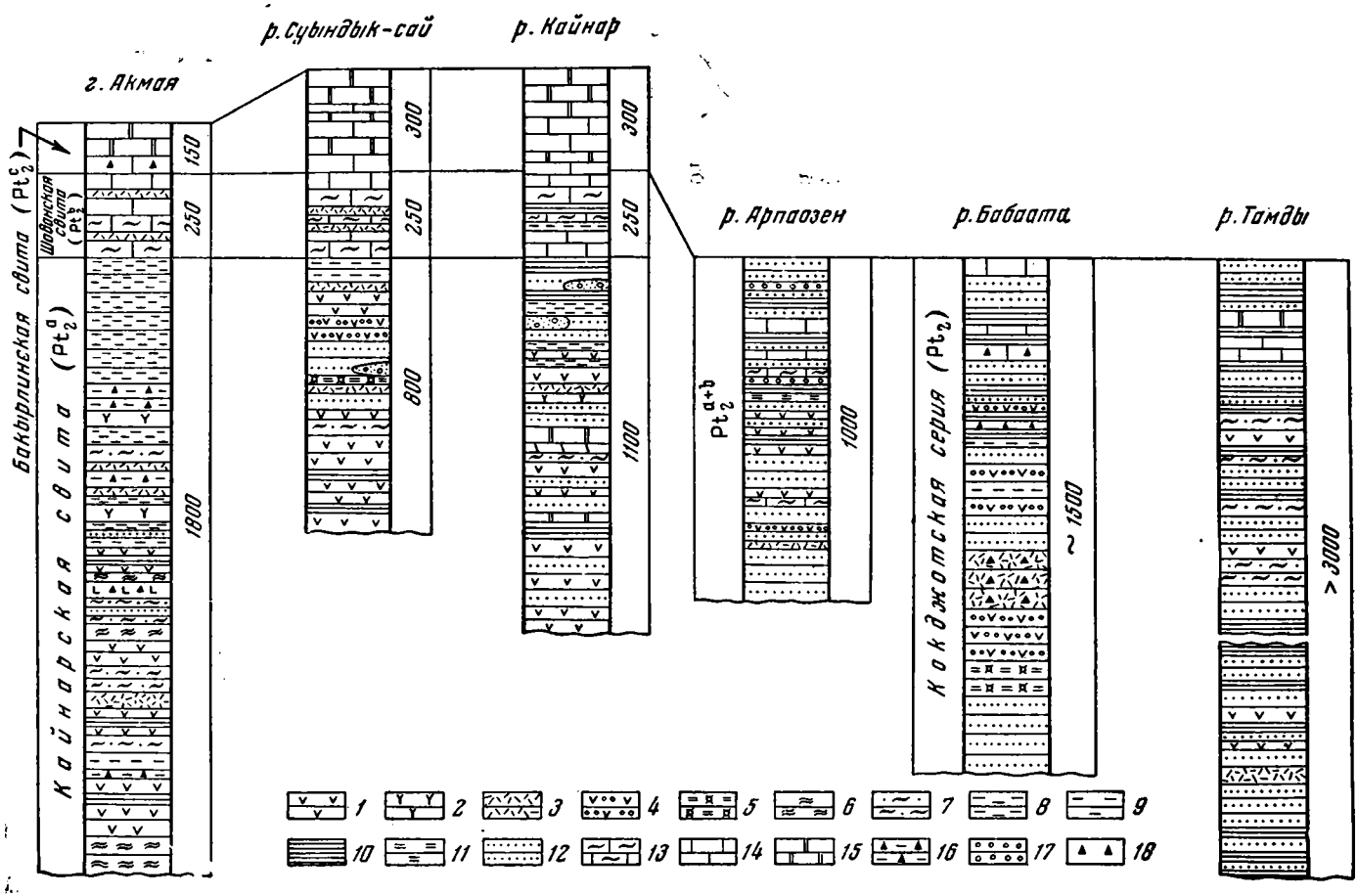
роговиков. Состав бессазской свиты на разных участках этого блока меняется. Крайняя северо-западная часть блока сложена мусковитово-гранатовыми и, в меньшей степени, амфиболовыми сланцами. Эти разности сланцев постепенно переходят одна в другую. Здесь же присутствуют гнейсы мусковито-биотито-кварцевого состава, чередующиеся с альбит-амфиболовыми и слюдяными сланцами.

Центральный участок построен более сложно. Здесь наряду с амфиболитами, гнейсами и роговиками присутствуют амфиболо-цоизитовые сланцы. В ряде случаев удается наблюдать постепенный переход по простиранию амфиболитов в амфиболо-цоизитовые сланцы. Юго-восточный участок сложен биотито-амфиболовыми, плагиоклаз-амфиболовыми сланцами и биотито-плагиоклазовыми роговиками. Вся эта толща метаморфических пород интенсивно дислоцирована в изоклинальные складки субширотного простирания. При тщательном микроскопическом изучении пород иногда (в сланцах и амфиболитах) наблюдались реликты структур изверженных пород. Весьма вероятно, что первоначально это была толща вулканогенных образований основного и среднего состава, заключающая в себе тела габбро и диоритов и, в небольшом количестве, породы осадочного комплекса. Различная степень метаморфизма пород свидетельствует о том, что процессы, которые обусловили метаморфизм, по-видимому, не были однотипными по природе и происходили не одновременно. Приведенных данных недостаточно для того, чтобы восстановить палеотектоническую обстановку осадконакопления и вулканизма в раннем протерозое. Изоклинальный характер складок, субширотное их простирание и метаморфизм пород резко отличают эту толщу от лежащей выше толщи верхнего протерозоя. Верхнепротерозойские и палеозойские структуры имеют северо-западные простирания. Это позволяет предположить, что в данном месте, так же как и в сопках Чаулинчи, имеются остатки древних складчатых структур раннепротерозойской эпохи складчатости. Эти структуры были переработаны в последующие этапы развития земной коры.

Второй период докембрия соответствует времени накопления осадков верхнего протерозоя. Общее поднятие района и последовавший перерыв в седиментации, обусловленные раннедокембрийской складчатостью, в начале верхнего протерозоя сменились интенсивным прогибанием и бурной вулканической деятельностью. Прогибание захватило не только территорию современного хребта Каратау, но и огромные пространства Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Это, по-видимому, была обширная эвгеосинклинальная область, внутри которой располагались крупные геосинклинали и геоантиклинали. Строение разреза верхнепротерозойских отложений в Большом и Малом Каратау (т. е. по обе стороны от Главного Каратауского разлома) указывает на существование в это время на территории современного хребта Каратау единой геосинклинали.

Верхний протерозой Каратау — почти единственный комплекс отложений, в составе которого преобладают вулканогенные образования. Кайнарская свита, залегающая в основании разреза верхнего протерозоя, представлена преимущественно продуктами вулканической деятельности. По составу она отвечает спилито-кератофировой формации.

Кайнарская свита условно подразделяется на три части. В нижней части широко распространены эффузивы и туфы основного и среднего состава, кислых пород незначительное количество. Эффузивы представлены метаморфизованными базальтовыми и андезитовыми порфиритами, спилитами и кератофирами, с характерными миндалекаменными текстурами. Здесь же отмечены метаморфические сланцы — амфиболовые, эпидото-серицито-хлоритовые, актинолитовые, образовавшиеся за счет эффузивов, на что указывают реликтовые структуры последних.



Фиг. 7. Схема сопоставления разрезов верхнепротерозойских отложений Каратау.

1 — спилиты, диабазовые и андезитовые порфириты; *2* — ортофиры; *3* — кератофиры, кварцевые порфиры, фельзиты; *4* — туфы порфиритов; *5* — туфы кислых эффузивов; *6* — сланцы по габбро-диабазам (амфиболовые, актинолитовые); *7* — сланцы по порфиритам (эпидотово-серицито-хлоритовые, серицито-хлоритовые); *8* — сланцы по ортофирам (альбито-кварце-калишпатовые); *9* — сланцы по кислым эффузивам (серицитовые, альбито-кварцевые); *10* — хлорито-серицитовые, углисто-серицитовые сланцы; *11* — кремнистые сланцы и кварцитовидные алевролиты; *12* — песчаники и алевролиты (метаморфизованные); *13* — известково-хлоритовые сланцы; *14* — доломиты; *15* — известняки; *16* — брекчии пород различного состава; *17* — конгломераты; *18* — брекчированные породы любого состава

Обломочные породы, главным образом туфогенные песчаники, имеют подчиненное значение.

В средней части свиты преобладают ортофиры, которые ассоциируют с агломератами и лаво-брекчиями. Здесь же присутствуют чередующиеся пачки хлорит-серицитовых и углисто-серицитовых сланцев. В отдельных разрезах эта часть свиты целиком сложена агломератами и вулканическими брекчиями.

Состав верхней части свиты более однообразен. Здесь преобладают кислые эффузивы, среди которых иногда встречаются туфы среднего состава и изредка лавы и совершенно отсутствуют туфы и лавы основного состава. Из осадочных пород обычны песчаники, конгломераты и особенно серицитовые сланцы с реликтовыми структурами туфов. В целом кайнарская свита фациально меняется. В общем виде эти изменения выражаются в постепенном замещении эффузивов осадочными породами, что наблюдается при прослеживании разрезов с северо-запада на юго-восток в сторону Малого Каратау (фиг. 7).

На отдельных участках вулканогенные образования почти полностью слагают кайнарскую свиту, что наблюдается по рекам Улькен-Саускандык, Улькен-Шага, Тегистык, Бакай, Костобе. М. В. Тащининой (1951) [1] описан аналогичный состав свиты в Боролдайском антиклинории. В других районах, и в частности в антиклинории Северо-Западного Каратау, продукты вулканизма перемежаются с нормально-осадочными породами.

Среди эффузивов кайнарской свиты широко распространены субвулканические тела габбро-диабазов. Пространственно они тяготеют к низам свиты, ассоциируя с базальтовыми порфиритами и спилитами. В ряде мест (Кайнар — Бакай) они образуют линейно вытянутые зоны в соответствии с простиранием свиты.

Габбро-диабазы представлены мелкими пластовыми телами типа силлов и даек. Длина тел варьирует от нескольких до ста метров при ширине от долей метра до первых десятков метров, наиболее обычны размеры 15×60 *м*. Контакты с вмещающими породами резкие; при контактировании с эффузивами наблюдается их осветление. Обычно это темно-зеленые мелкозернистые массивные породы, иногда слабосланцеватые. Для них характерна габбро-офитовая, реже порфировидная структура. В последнем случае вкрапленники полностью замещены темноцветным минералом. Породы сильно автометаморфизованы, плагиоклаз представлен альбитом, темноцветные замещены агрегатом хлорита, эпидота, цоизита, магнетита и кальцита.

Образование пластовых тел габбро-диабазов совпадает с периодом интенсивного прогибания и бурной вулканической деятельности. По форме залегания, химизму и степени метаморфизма они тесно связаны с основными эффузивами, и, как справедливо отмечали Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1940) и Ю. А. Билибин (1955), представляют порции тех же самых основных магм, не достигших поверхности и застывших на небольшой глубине.

Из анализа строения и распространения по площади кайнарской свиты можно сделать ряд выводов о характере проявления вулканизма этого времени.

Прежде всего обращает внимание неравномерность проявления и различная интенсивность вулканизма в пределах хребта. Наиболее интенсивно вулканизм проявился в Большом Каратау, где имеются, по существу, непрерывные разрезы эффузивов мощностью свыше 2 *км*, с полным рядом пород от основных к кислым. Кокджотская серия Ма-

[1] Эффузивно-обломочную толщу в хр. Боролдай М. В. Тащинина относила к нижнему кембрию.

лого Каратау, соответствующая по возрасту кайнарской свите, хотя и содержит эффузивные породы, однако их роль по сравнению с осадочными явно незначительна. Кроме того, в ней наблюдается выпадение отдельных типов пород — отсутствуют ортофиры, крайне слабо представлены кислые эффузивы.

Вулканическая деятельность в позднем протерозое происходила повсеместно в подводных условиях, что подтверждается, с одной стороны, частым чередованием лавовых покровов с осадочными породами и, с другой — наличием миндалекаменных текстур в эффузивах. Условия застывания лав во времени менялись, с чем связано разнообразие микроструктур и внешнего облика эффузивных пород в различных горизонтах разреза.

На ряде участков северо-восточного склона Большого Каратау среди эффузивов имеются прослои и линзы межформационных конгломератов мощностью от 5 до 30 *м*. Наиболее многочисленны они в междуречье Кайнар — Карагуз, вблизи Бессазского блока пород нижнего (?) протерозоя. Галька хорошо окатана, но давлена. В составе отмечены сильно измененные эффузивы типа порфиритоидов, кристаллические сланцы и кварцитовидные песчаники. Источники сноса, очевидно, находились за пределами современного Каратау — в Чу-Илийских горах, Улутау, а также в Чуйской впадине, на что указывал еще Н. Г. Кассин (1947). Однако весьма вероятно, что на месте Бессазского блока и Сыр-Дарьинской глыбы могли быть островные поднятия.

Чередование конгломератов и лавовых покровов свидетельствует о дифференцированном характере движений дна водоема в период осадконакопления. Природа этих движений, пожалуй,— самая большая загадка современной тектоники. Но какова бы ни была причина этих движений в данном районе, изменение их характера (смена знака) немедленно сказывалось на осадконакоплении и проявлении вулканизма. Привлекает внимание изменение состава лав, чередующихся с конгломератами. Каждое последующее излияние после перерыва имеет иной, отличный от предшествующего химический состав. В связи с этим нам представляется, что процесс вулканизма происходил прерывисто, в виде ряда последовательных пульсаций.

Такая постановка вопроса кажется правильной, если допустить смену напряжений растяжения и сжатия в глубинных частях земной коры. В периоды преобладания растягивающих усилий должно происходить раскрытие трещин и поступление на поверхность продуктов вулканизма, а в периоды сжатия — закрытие трещин и прекращение вулканической деятельности. Продолжительность этих периодов в какой-то мере может определяться мощностью покровов.

Вопрос о характере излияний и положения центров вулканической деятельности может быть решен только в общем виде, поскольку древние вулканические аппараты, как правило, не сохраняются. По всей видимости, главную роль в накоплении мощной толщи вулканогенных продуктов играли излияния трещинного типа. Это предположение обосновано выдержанностью состава продуктов вулканических излияний по простиранию кайнарской свиты. Мы уже отмечали, что нижняя часть ее сложена базальтовыми и андезитовыми порфиритами, которые прослеживаются вдоль Главного Каратауского разлома, от Бессазского блока на юго-востоке до р. Улькен-Саускандык на северо-западе.

Линейную ориентировку многочисленных даек габбро-диабазов можно рассматривать как доказательство существования трещин. Однако наряду с трещинными излияниями происходили и вулканические извержения центрального типа. В этой же части антиклинория Малого Каратау привлекают внимание особенности распределения грубых продуктов вулканизма — агломератов, лавобрекчий, грубообломочных туфов.

Эти продукты вулканизма распространены в общем локально, они слагают среднюю часть кайнарской свиты по рекам Улькен-Саускандык, Бакай, Костобе и Итмурун. По-видимому, вблизи этих мест были расположены вулканические аппараты, из которых магматический расплав и пирокласты выбрасывались на поверхность. Мы считаем важным отметить, что места концентрации грубых продуктов вулканизма прослеживаются не беспорядочно, а приурочены к линейно вытянутой зоне. Эта особенность в расположении центров вулканизма в позднем докембрии была первоначально подмечена Н. К. Кассиным (1947). Характерно, что эта линейная зона в каледонской структуре Каратау совпадает с положением Главного Каратауского разлома, структурное оформление которого как системы глубоких расколов произошло в заключительный период предкембрийской складчатости. Это обстоятельство позволяет предположить, что уже в ходе протерозойского осадконакопления эта зона отличалась большой подвижностью и высокой проницаемостью магматическими расплавами. По существу, это зона проницаемости земной коры, аналогичная зонам, которые установил Н. А. Штрейс (1951) на Среднем Урале. Очевидно, в позднем докембрии в Каратау преобладали громадные растягивающие усилия, обусловившие прогибание и растрескивание земной коры и сделавшие ее легко проницаемой магматическими расплавами. Учитывая гетерогенность земной коры, нужно допускать, что разрядка напряжений происходила в локальных зонах. Процесс этот протекал длительно и прерывисто, и также длительно и прерывисто развивался вулканизм.

Значение разломов как путей движения магматического расплава из земных недр к поверхности было убедительно показано в работах В. И. Смирнова и В. Н. Козеренко (1940), А. В. Пейве (1956_2, 1960), Н. А. Штрейса (1951) и других авторов. Нам кажется, что глубинные разломы как структурные швы возникают на месте зон проницаемости. Иными словами, зона проницаемости — это первоначальная форма существования глубинных разломов. Глубинные разломы в процессе дальнейшего развития в значительной мере определяли места проявления вулканизма. В этом легко убедиться на примере Урала (Штрейс, 1951), ряда районов Казахстана (Маркова, 1961), Тянь-Шаня (Овчинников, 1959) и Алтая (Хорева, 1954).

Следующий вывод, который можно сделать, касается изменения химизма изливавшейся магмы во времени. Для протерозоя Каратау наблюдались в общем изменения состава магматического расплава в сторону повышения кислотности. Первоначально, в момент интенсивного прогибания, изливались лавы преимущественно основного и среднего состава, причем в ряде случаев они были разобщены. Однако повсеместно среди основных и средних дифференциатов имеются кислые разности, близкие по составу к альбитофирам и кварцевым порфирам. Иногда встречаются породы переходного типа.

В следующий этап вулканизма появляются породы с повышенной щелочностью (ортофиры), однако они не получили повсеместного распространения. Наиболее часто ортофиры встречаются в северо-западной части Большого Каратау и полностью отсутствуют в Боролдайском хребте и Малом Каратау. Для этого же периода характерно обилие обломочных пород, что указывает на возникновение поднятий в непосредственной близости к Каратау.

Присутствие в разрезе кайнарской свиты не насыщенных кремнекислотой пород (ортофиров), их локальное распространение совместно с грубыми продуктами вулканической деятельности, по-видимому, следует рассматривать как свидетельство возникновения новых очагов магматизма. Надо полагать, что существование их было кратковременным, поскольку верхняя часть кайнарской свиты сложена кислыми эффузива-

ми. Подобные примеры возникновения и параллельной деятельности вулканов, извергающих различные по химизму продукты, описаны Н. А. Штрейсом (1951) для силурийского и отчасти для нижнедевонского этапа развития Среднего Урала. Там отмечается приуроченность вулканов к различным структурным зонам. В Каратау же в одной структурной зоне — различный по химизму характер вулканизма и, кроме того, его проявления не одновременны.

Заключительному этапу верхнепротерозойского вулканизма свойственны мощные излияния лав кислого состава. Мощность микроклиновых, кварцевых порфиров и фельзитов местами свыше 800 *м*. Порфириты и обломочные породы играют резко подчиненную роль. Изменение состава лав от основных к кислым (исключая ортофиры, которые мы считаем продуктами другого магматического очага) свидетельствует о дифференциации базальтовой магмы в процессе тектонического развития северо-западной части антиклинория Малого Каратау.

В конце верхнего протерозоя условия накопления осадков изменились. В геосинклинальный прогиб Каратау перестал поступать обломочный материал. Видимо, в это время произошло опускание под уровень моря областей размыва, расположенных в современных Чу-Илийских горах, в Улутау, а также в районе Сыр-Дарьинской глыбы. Очевидно, погрузилось и поднятие в пределах Чуйской впадины. Небольшие поднятия, по-видимому, сохранились в районе Киргизского хребта. Продукты размыва их поступали в Малый Каратау, на что указывает состав пород кокджотской серии.

Изменение условий осадконакопления в конце верхнего протерозоя, вероятно, обусловлено изменением характера тектонических движений: в начале верхнего протерозоя наблюдались преимущественно нисходящие движения, связанные с растяжением земной коры, а в конце этого времени стали преобладать восходящие движения. Постепенное нарастание сжимающих усилий привело к закрытию трещин и прекращению вулканизма. Верхняя часть разреза позднего протерозоя сложена известково-глинистыми сланцами, известняками и доломитами, суммарная мощность которых составляет 700 *м*.

Мы подробно рассмотрели характер проявления вулканизма в северо-западной части антиклинория Малого Каратау. Такой же характер вулканизма, только в ослабленном виде, наблюдается и в Боролдайском антиклинории. Очевидно, в позднепротерозойское время в Каратау существовали два крупных магматических очага.

Складчатость и плутонизм

Общее поднятие Каратау, начавшееся в конце позднего протерозоя, распространилось на смежные территории Северного Тянь-Шаня и завершилось складчатостью.

Предкембрийская складчатость в Большом Каратау устанавливается на основании того, что базальные конгломераты нижнего кембрия, состоящие из продуктов размыва верхнепротерозойских пород, залегают на них с резким угловым несогласием. Предкембрийская складчатость не отличалась большой напряженностью; об этом свидетельствует характер складок в породах верхнего протерозоя, на что мы обращали внимание в первой части работы.

В целом для предкембрийской складчатости характерны глыбовые движения крупных блоков по зонам, земная кора которых отличалась высокой проницаемостью еще в период осадконакопления. На месте этих зон в результате складчатости возникли крупные разломы северо-западного направления. Один из разломов — Главный Каратауский.

К этому же типу разломов относится Большой Каройский надвиг в Малом Каратау и Сыр-Дарьинский разлом, ограничивающий с северо-востока Сыр-Дарьинскую глыбу протерозойских пород (см. фиг. 1). Как будет показано ниже, с этими разломами в последующие этапы развития Каратау совпадали границы различных структурно-фациальных зон; в каледонское и герцинское время по ним происходили излияния лав. С заключительными этапами предкембрийской складчатости связано внедрение небольших по размеру интрузий. В палеозойской структуре Каратау заметна отчетливая приуроченность проявлений верхнепротерозойского плутонизма к ядрам крупных антиклиналей, расположенных в непосредственной близости к Главному Каратаускому разлому (фиг. 4). Учитывая длительное развитие этих структур в палеозойское время, можно предположить, что они заложились в конце верхнего протерозоя, в период накопления карбонатных толщ, хотя прямых доказательств этого мы не имеем. Как мы уже отмечали, верхнепротерозойские отложения в большей своей части перекрыты отложениями палеозоя.

Верхнепротерозойский плутонизм Каратау был менее интенсивным по сравнению с вулканизмом, но очень своеобразным по формам проявления. Здесь уместно отметить, что пространственно интрузии расположены в местах наиболее интенсивного проявления вулканизма. По-видимому, здесь наблюдается смена форм проявления магматизма (того же очага) во времени в связи с изменением характера тектонических движений.

К интрузиям верхнепротерозойского возраста относятся секущие тела габбро, лейкократовые граниты и участки инъецированных и фельдшпатизированных пород. Последние иногда локализованы вдоль тектонических швов Главного Каратауского разлома.

Интрузивные породы основного состава. Габбро

Интрузии габбро не получили широкого распространения в пределах хр. Каратау. В междуречье Карабайбулак — Арпа-Озен в северо-западной части Кокджотской горст-антиклинали расположено несколько разобщенных тел габбро. Самое крупное из них имеет размер около 20 *км*^{2}. Наиболее обстоятельно их изучил И. И. Бок, а в последнее время — В. И. Пазилова и Л. В. Беляков. По данным этих исследователей, габбровые тела размещены в толще метаморфических пород нижнего (?) протерозоя. Соотношения габбро с породами метаморфической толщи весьма своеобразны. Местами они связаны постепенными переходами с вмещающими породами (см. фиг. 9, *II*). Происходит как бы пропитывание магматическим расплавом вмещающих пород. На других участках контакт резкий, с признаками тектонических срывов. Так, на левобережье р. Карабайбулак, где породы среднего и верхнего кембрия надвинуты на интрузии, отмечаются тектонические брекчии. Несколько севернее габбровые тела перекрыты трансгрессивно залегающими осадками среднего девона, причем в конгломератах тюлькубашской свиты в изобилии присутствует галька габбро. Аналогичного состава галька обнаружена Г. И. Макарычевым (1957) в конгломератах среднего кембрия близ габбровых массивов. В обоих случаях вместе с галькой габбро встречаются различные породы метаморфической толщи.

Габбро представляют собой массивные темно- и серо-зеленые породы, средне- и мелкозернистые, сильнотрещиноватые. Главная часть габбро по составу относится к габбро-норитам. Минеральный состав породы — плагиоклаз (андезин-лабрадор), пироксен (моноклинный и ромбический), роговая обманка, титано-магнетит. Структура габбровая, местами гипидиоморфнозернистая. Вторичные изменения габбро-норитов на-

столько велики, что породы под микроскопом распознаются с трудом. Среди габбро можно выделить относительно лейкократовые, меланократовые и промежуточные разности, однако какой-либо закономерности в их распределении нет. Наибольшим распространением пользуется лейкократовый тип габбро-норитов, химический анализ которого, по данным И. И. Бока, свидетельствует о близости к ультраосновному габбро. Кроме того, встречаются разновидности роговообманкового габбро, в которых пироксен или присутствует в виде единичных зерен, или отсутствует.

В конгломератах среднего кембрия наряду с разнообразными продуктами размыва раннего и позднего протерозоя в изобилии встречается галька габбро-норитов. Это обстоятельство позволяет условно отнести интрузии габбро к позднему протерозою, поскольку на границе нижнего и среднего кембрия, хотя и был перерыв в осадконакоплении, однако складчатость проявилась крайне слабо и не повсеместно. Время внедрения интрузий габбро установить трудно. Скорее всего, это произошло после складчатости, в результате которой Кокджотская горст-антиклиналь была осложнена крупными разрывами. Внедрение габбро предшествовало проявлению кислого плутонизма.

Интрузивные породы кислого состава

Структурное положение интрузивных пород кислого состава более сложное. С одной стороны, гранитные интрузии приурочены к центральным частям крупных антиклинальных структур (Кумыстинская антиклиналь, Кокджотская горст-антиклиналь), а с другой — отмечается тесная связь их с зоной Главного Каратауского разлома. Внедрение кислого магматического расплава в конце предкембрийской складчатости привело к образованию мелких гранитных массивов, а также, вследствие пропитывания вмещающих пород, к послойным инъекциям и фельдшпатизации. Следует отметить, что именно участки фельдшпатизации и приурочены к зонам дробления вдоль швов Главного Каратауского разлома. Наиболее обстоятельно фельдшпатизированные породы нами изучены на трех участках: 1) в уроч. Бессаз; 2) в верхнем течении рек Ранг и Кумыста; 3) в горах Бакырлы.

Несколько гранитных интрузий расположено в северо-западной части Кокджотской горст-антиклинали, где они прорывают вулканогенно-осадочную толщу верхнего протерозоя. Одна из таких интрузий обнажается в междуречье Алтынсай — Ранг и сложена белыми и серыми лейкократовыми гранитами. Интрузия вытянута в северо-западном направлении, длина ее около 1 *км*, ширина 0,3—0,4 *км*. Контакты интрузии с вмещающими породами перекрыты трансгрессивно лежащими конгломератами среднекембрийского возраста, содержащими хорошо окатанную гальку гранитов и известняков. Непосредственное налегание конгломератов на граниты наблюдается вдоль юго-восточного окончания массива, причем состав гальки конгломератов резко меняется на коротком расстоянии: вблизи гранитов галька исключительно гранитная, к северо-западу и юго-востоку она сменяется известняковой. Видимо, размеры интрузии в действительности несколько больше, чем это удается наблюдать в современном срезе.

Граниты имеют отчетливое зернистое сложение. Под микроскопом видна массивная текстура и бластогранитовая структура. В состав породы входят микроклин-пертит (около 60%), кварц (25—30%), биотит, серицит, карбонат, магнетит и альбит. Микроклин-пертит образует зерна размером до 3 *мм*, неправильной конфигурации. В них кое-где наблюдается микроклиновая решетка. Пертитовые прорастания развиты очень интенсивно. Отдельные зерна микроклина полностью замещены шахмат-

ным альбитом. Кварц неравномернозернистый; в отдельных участках его зерна почти не затронуты катаклазом, в других — превращены в мелкозернистый милонитизированный агрегат. Мелкочешуйчатый биотит, серицит и карбонат образуют скопления в наиболее раздробленных участках породы. Петрографическое изучение гранитов позволяет установить последующие после внедрения тектонические движения в зоне разлома, выразившиеся в катаклазе и частичном раздроблении гранитов.

Проявления фельдшпатизации

Первый участок развития послойных инъекций расположен в предгорье северо-восточного склона хр. Каратау, в междуречье Алмалы — Карабайбулак (Бессазский блок). Пропитыванию магматическим расплавом здесь подверглись сильно раздробленные породы метаморфической толщи нижнего (?) протерозоя, представленные слюдяными сланцами и амфиболитами.

Фельдшпатизированные породы слагают небольшие по площади участки с неправильными ветвистыми контурами, от которых отходят послойные ответвления во вмещающие образования. Мощность инъекций вначале достигает 1—2 *м*, затем постепенно уменьшается до 1—2 *см*. Представлены они массивными среднезернистыми разностями розового и серого цвета, по составу близкими к лейкократовым гранитам, несколько обогащенным плагиоклазом. Для них типична массивная равнозернистая текстура и гранобластовая структура. В состав породы входят олигоклаз, микроклин, кварц, биотит, рудный минерал. Размеры зерен колеблются от 0,5 до 1,5 *мм*. В тонких инъекциях породы имеют иной облик: это преимущественно тонкополосчатые разности с параллельной текстурой, ориентировка которой совпадает с ориентировкой сланцеватости вмещающих пород. Местами в инъекциях отмечена порфиробластовая структура за счет порфиробластов микроклина. Большинство тонких инъекций представлено аплитовидными породами. В состав их входят кварц, микроклин, олигоклаз, мелкочешуйчатый биотит. Зерна полевых шпатов и кварца имеют изометричную форму и обладают близкой степенью идиоморфизма.

Возникновение порфиробластовой структуры, связанной с более поздним калиевым метасоматозом, свидетельствует о повторных инъекциях гранитной магмы. Это подтверждает и присутствие многочисленных даек гранит-аплитов, секущих инъецированные метаморфические породы.

Второй участок фельдшпатизации находится на северо-западном окончании гор Бакырлытау (антиклинорий Северо-Западного Каратау). Более точно структурное положение этого участка определяется зоной дробления среди метаморфических сланцев и сланцеватых эффузивов, слагающих ядро Бакырлинской антиклинали. Юго-западное крыло ее сложено мраморами и мраморизованными известняками верхнего протерозоя. Северо-восточное крыло оборвано одним из швов Главного Каратауского разлома, который, как мы указывали, срезает здесь целиком Бакырлы-Кумыстинскую антиклинальную зону.

Зона трещиноватости расположена в осевой части антиклинали и достигает в длину 4—5 *км* при ширине до 2 *км* на северо-западе, где она перекрывается конгломератами нижнего кембрия. В юго-восточном направлении наблюдается постепенное затухание зоны по простиранию. В центральной части зоны выделяются две наиболее крупные трещины, идущие в северо-западном направлении почти параллельно одна другой, вдоль подножья склона.

Вкрест простирания трещин облик пород резко меняется на коротком расстоянии, причем с удалением от трещин размеры порфиробластов и густота их уменьшаются до полного исчезновения. По простира-

нию трещин прослеживается та же закономерность, но переходы значительно более постепенные.

Фельдшпатизации подверглись метаморфические сланцы и вулканогенные породы верхнего протерозоя. Сланцеватые породы зеленого и зеленовато-серого цвета содержат различного размера (от 1 до 3 *мм*) порфиробласты розового полевого шпата. Форма порфиробластов округлая и овальная, иногда угловатая или остроугольная. Содержание порфиробластов в породе различно. Скопление крупных порфиробластов, почти вплотную прилегающих друг к другу, создает впечатление массивной интрузивной породы. На этом основании некоторые исследователи считали их граносиенитами (Анкинович, 1961).

Фельдшпатизированные сланцы и эффузивы почти в любой точке исследованного участка имеют определенное залегание, обычно совпадающее с залеганием окружающих сланцев и эффузивов, не подвергшихся фельдшпатизации. Это обстоятельство свидетельствует о послойной фельдшпатизации, наиболее интенсивное проявление которой наблюдается вдоль крупных трещин.

Интенсивно фельшпатизированная порода в образце имеет массивную текстуру; примерно 70—80% породы составляют порфиробласты полевых шпатов розового или серого цвета, местами почти вплотную примыкающие один к другому, окруженные тонкой оболочкой мелкозернистой основной массы.

Под микроскопом видна бластокатакластическая структура с участками микрогранобластовой. Порфиробласты представлены альбитизированным микроклин-пертитом. Микроклин сохранился преимущественно в центральных частях наиболее крупных зерен. Изредка наблюдается микроклиновая решетка. Большую часть плагиоклаза составляет альбит. Кроме альбита в породе присутствуют мелкие корродированные зерна олигоклаза — андезина. Обычно они расположены в поле зерен микроклина и являются реликтами вкрапленников первоначальных эффузивов. Кварц представлен крупными раздробленными зернами, часть которых образует участки с гранобластовой структурой. Мелкозернистый кварц и биотит цементируют раздробленные зерна полевых шпатов.

Наиболее разнообразны по своим структурно-текстурным особенностям породы, промежуточные между фельдшпатизированными и неизмененными. Размеры порфиробластов микроклина, альбита и кварца в них не превышают 1 *см*. Эти породы имеют обычно сланцеватую мелкоочковую текстуру и бластомилонитовую структуру. Порфиробласты составляют не более 50—60% породы и часто не соприкасаются друг с другом, а разобщены и обтекаются тонкочешуйчатой основной массой.

В составе порфиробластов исключительно редко присутствует микроклин-пертит, главным образом это шахматный альбит и кварц. Тонкозернистая основная масса представляет собой перекристаллизованный милонит.

Иногда порода не подвергается такой интенсивной перекристаллизации. В этом случае она напоминает катаклазит. Форма порфиробластов угловатая, основная масса состоит из смеси остроугольных мелких обломков полевых шпатов и кварца, сцементированных зеленой эпидотово-хлоритовой массой.

Наиболее характерные разновидности неизмененных пород представлены тонкосланцеватыми зелеными породами с мелкими вкрапленниками. Под микроскопом в них наблюдается бластопорфировая структура с отчетливыми реликтами первоначальной порфировой структуры. Вкрапленники образованы альбитизированным плагиоклазом и темноцветным минералом, полностью замещенным железисто-карбонатным агрегатом. Размеры вкрапленников не превышают 1—1,5 *мм*. Основная

масса — мелкозернистая тонкосланцеватая. В ее составе преобладают хлорит, серицит и бесформенные зернышки кварца, а также рассеянные мелкие лейсты альбита.

Из приведенного выше описания взаимоотношений разновидностей пород, их состава и структуры можно сделать ряд выводов.

1. Первоначальными породами, подвергшимися фельдшпатизации, были метаморфические сланцы и сланцеватые эффузивы. Они широко распространены среди верхнепротерозойских отложений хр. Каратау.

2. Фельдшпатизация развита неравномерно. Наиболее интенсивное ее проявление приурочено к крупным трещинам, быстро ослабевает вкрест простирания трещин и постепенно — по их простиранию. Направление простирания трещин и сланцеватости пород совпадает.

3. Процесс фельдшпатизации проявлялся неоднократно: вначале это был калиевый метасоматоз, следствием которого явилось образование микроклин-пертита, а затем — натровый метасоматоз, в результате чего произошло замещение микроклин-пертита альбитом. В заключение, видимо, имело место окварцевание, выраженное менее четко, чем предыдущие процессы.

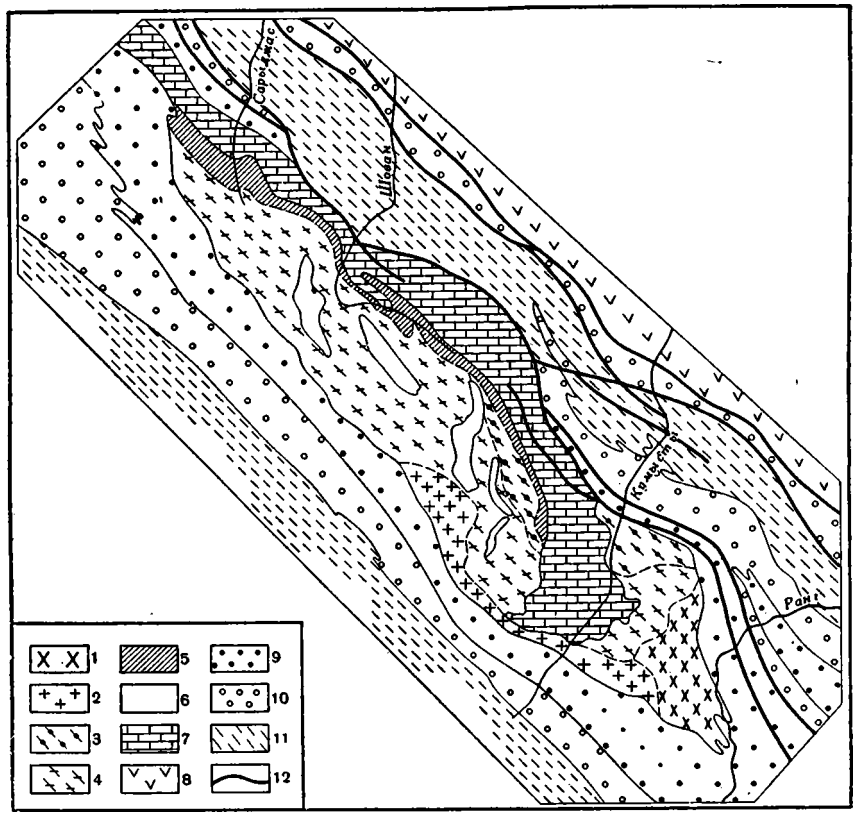
4. Процесс раздробления также проявлялся неоднократно: до метасоматоза, а затем по окончании его, так как порфиробласты полевых шпатов, в свою очередь, раздроблены. Вторичное раздробление пород могло произойти в последующие эпохи тектогенеза.

5. Время фельдшпатизации на этом участке определяется как предкембрийское на том основании, что залегающие в непосредственном соседстве с фельдшпатизированными породами известняковые конгломераты нижнего кембрия не несут следов магматического воздействия, в то время как эффузивы верхнего протерозоя подверглись метасоматозу, а известняки бакырлинской свиты превращены в мраморы.

Третий участок фельдшпатизированных пород расположен на юго-восточном продолжении Бакырлы-Кумыстинской антиклинальной зоны. В литературе он известен под названием Кумыстинского массива грано-сиенитов (Анкинович, 1961). В структурном отношении массив приурочен к ядру Кумыстинской антиклинали. Он имеет овальную форму, вытянут в северо-западном направлении согласно с простиранием складчатой структуры. Площадь массива около 26 *км*^{2}. Длина его 15 *км* при ширине от 1 до 3 *км*. Вмещающие породы — известняки и доломиты бакырлинской свиты, превращенные в мраморы. Юго-восточный и юго-западный контакты массива трансгрессивно перекрыты базальной конгломератово-песчаниковой толщей нижнего кембрия. Вдоль северо-восточного контакта массива с известняками бакырлинской свиты расположены крупные разрывы, отделяющие антиклинальную зону от находящейся севернее зоны синклинальных прогибов, заполненных отложениями ордовика (фиг. 8).

По составу массив не однороден, он отчетливо подразделяется на две части. Юго-восточная часть, небольшая по площади, сложена интрузивными кварцевыми диоритами и плагиогранитами. Северо-западная, большая по площади часть массива, сложена фельдшпатизированными породами спилито-кератофировой и карбонатной формаций верхнего протерозоя и представляет собой зону обширного контактового ореола. По составу фельдшпатизированные породы близки к граносиенитам, но резко от них отличаются структурно-текстурными особенностями.

Бо́льшая часть гранитоидов имеет гнейсовидную и сланцеватую текстуру. Породы с массивной текстурой развиты лишь в юго-восточной части антиклинали и образуют с гнейсовидными разностями постепенные переходы. Характерной особенностью массива является большое количество ксенолитов и сохранившихся на его поверхности останцов кровли, что свидетельствует о неглубоком эрозионном срезе.



Фиг. 8. Схема строения Кумыстинского массива.

1 — массивные катаклазированные граносиениты; *2* — массивные катаклазированные плагиограниты и кварцевые диориты; *3* — гнейсовидные граносиениты; *4* — очковые граносиениты; *5* — контактовые роговики; *6* — останцы кровли; *7* — известняки верхнего протерозоя (бакырлинская свита); *8* — эффузивно-обломочная толща верхнего протерозоя (кайнарская свита); *9* — нижнекембрийские отложения; *10* — среднекембрийские отложения; *11* — ордовикские отложения; *12* — главнейшие разрывы

Ксенолиты и останцы кровли распределены на площади массива неравномерно. Ксенолиты приурочены к биотитовым граносиенитам юго-восточной и центральной части массива и отсутствуют в северо-западной его половине, где развиты преимущественно лейкократовые породы. Останцы кровли широко представлены в центральной части массива и, в виде единичных разобщенных участков, в его северо-западной половине. Как останцы кровли, так и ксенолиты расположены на возвышенных водораздельных участках. Ниже по склону размеры ксенолитов уменьшаются до небольших скоплений роговой обманки, хлорита и биотита. Контакты ксенолитов с вмещающими породами хорошо обнажены и всегда резкие. Форма их настолько разнообразна, что ксенолиты крупных размеров нередко можно принять за секущие дайки.

Состав ксенолитов разнообразный: менее измененные напоминают диабазы и туфы, другие, значительно переработанные, представляют собой породы интрузивного облика, состоящие из роговой обманки и плагиоклаза, и соответствуют диоритам, габбро и амфиболитам.

Останцы кровли залегают в виде плоских «нашлепок» на граносиенитах. В более крупных останцах можно замерить элементы залегания, которые обычно близки к залеганию вмещающих пород. В останцах

иногда различаются отдельные слои, смятые в складки. Линия контакта их с фельдшпатизированными породами неровная. Мощность останцов обычно невелика — от нескольких метров до первых десятков метров, кроме одного участка, где мощность известняков достигает 250—300 *м*.

Состав пород, слагающих останцы кровли, более разнообразен, чем состав ксенолитов, и очень изменчив. Иногда в них на контакте с фельдшпатизированными породами образуются мелкозернистые массивные роговики, которые с удалением от контакта постепенно переходят в средне- и крупнозернистые кристаллические породы типа габбро и диоритов.

Текстура этих пород массивная или полосчатая, когда порода состоит из чередующихся тонких темных (роговая обманка, биотит) и светлых прослоек (полевые шпаты).

Переход от известняков к фельдшпатизированным породам почти везде осуществляется через роговики, представленные тонкозернистыми, нередко скрытокристаллическими породами различной окраски — от белых и светло-серых до темно-зеленых. Линия контакта известняков с роговиками везде резкая. Эндоконтактовые изменения в известняках развиты почти повсеместно, новообразования представлены актинолитом и тремолитом, иногда встречаются тонкие линзовидные прослои обыкновенной роговой обманки. Величина контактовых ореолов не превышает 25 *м*.

Петрографическое описание пород

По петрографическому составу в массиве выделяются следующие группы пород:

1) интрузивные гибридные породы, образованные кварцевыми диоритами и плагиогранитами;

2) фельдшпатизированные вмещающие породы контактового ореола, превращенные в гнейсовидные граносиениты;

3) породы ксенолитов и останцов кровли.

Вследствие неоднократных тектонических подвижек породы одинакового состава нередко имеют различные структурно-текстурные особенности.

1. Интрузивные породы Кумыстинского массива представлены кварцевыми диоритами и плагиогранитами.

Кварцевые диориты — это массивные, иногда катаклазированные породы серого цвета. Структура их гипидиоморфнозернистая. В состав породы входят олигоклаз, кварц, роговая обманка, биотит, апатит, циркон, рудный минерал. Зерна плагиоклаза и роговой обманки имеют идиоморфные очертания; кварц выполняет промежутки.

Кое-где в кварцевых диоритах появляется микроклин. Мелкозернистый микроклин встречается совместно с кварцем. Крупнозернистый микроклин образует порфиробласты, возникшие вторично. Часто процессы фельдшпатизации сопровождаются альбитизацией плагиоклаза, в результате чего породы становятся близкими по составу к плагиогранитам и граносиенитам.

Все перечисленные образования несут признаки гибридных пород, как, например, изменчивый состав, неравномерное распределение темноцветных компонентов.

2. Фельдшпатизированные контактовые породы, составляющие бо́льшую часть Кумыстинского массива, представлены породами, наиболее близкими по составу к граносиенитам.

а) Гнейсовидные граносиениты развиты в центральной части массива. Это крупно- и среднезернистые лейкократовые, иногда с биотитом породы с характерным розовато-фиолетовым полевым шпа-

том, образующим овальные «очки», обтекаемые мелкозернистой кварцево-полевошпатовой массой, мелкочешуйчатым хлоритом и биотитом, что придает породе сходство с очковыми гнейсами. Для этого типа породы характерна очковая текстура и порфиробластовая структура. Структура основной ткани породы — гранобластовая. Порфиробласты («очки») представлены микроклин-пертитом, реже — олигоклазом и альбит-олигоклазом. Размер порфиробластов от 2 *мм* до 2 *см*. В состав основной ткани входят вторичный альбит, микроклин, кварц и мелкочешуйчатый хлоритизированный биотит.

б) Очковые граносиениты слагают почти всю северо-западную половину массива и состоят из крупноочковых сланцеватых пород розовато-серого цвета. Размеры порфиробластов микроклина достигают 2 *см*, форма их таблитчатая, нередко угловатая; они обтекаются мелкозернистой кварцево-альбитовой массой. Эти породы в основном лейкократовые, в состав их входят микроклин-пертит, олигоклаз, альбит, кварц, небольшое количество биотита и рудного минерала, иногда циркон и апатит.

3. Породы ксенолитов и провесов кровли крайне изменчивы по степени метаморфизма. Наиболее слабо метаморфизованные разности представлены ороговикованными эффузивными отложениями типа базальтовых порфиритов. Обычно это серо-зеленые массивные тонкозернистые породы. Структура их неясно выраженная порфировая, с интерсертальной структурой основной массы. Вкрапленники состоят из таблитчатых, сильно корродированных лейст альбитизированного плагиоклаза и роговой обманки.

Более интенсивно метаморфизованы полосчатые породы, в которых чередуются темно-зеленые и светлые полоски, нередко сплоенные. Такие породы имеют полосчатую сланцеватую текстуру и порфиробластовую структуру; структура основной массы — гранобластовая. Состав породы: амфибол, плагиоклаз, микроклин, кварц, сфен, карбонаты. Порфиробласты представлены роговой обманкой, плагиоклазом, микроклином. Темные полосы образованы плагиоклазом и роговой обманкой. В светлых полосах роговая обманка почти отсутствует, плагиоклаз встречается в виде единичных разобщенных зерен, а основная масса сложена мелкозернистым кварцем, разлинзованным и ороговикованным. Бо́льшая часть ксенолитов состоит из высокометаморфизованных средне- и крупнозернистых пород диоритового и габбро-диоритового состава. Многие из них имеют полосчатую текстуру в результате инъекций лейкократового гранитного материала.

Условия формирования и возраст Кумыстинского массива

Предкембрийский возраст Кумыстинского массива сомнений не вызывает. Верхняя граница его устанавливается по трансгрессивному налеганию базальных конгломератов нижнего кембрия, содержащих гальку почти всех пород, входящих в состав массива, а также гальку вмещающих отложений верхнего протерозоя. Последнее обстоятельство указывает, что вслед за внедрением кислой магмы в Каратау наступил длительный перерыв, во время которого вскрылись как кровля интрузий, так и участки фельдшпатизации. Время перерыва, видимо, приходится на границу позднего протерозоя и раннего кембрия.

После общего поднятия района и складчатости произошло внедрение магмы; она внедрилась в уже дислоцированные и частично метаморфизованные в процессе складчатости породы.

Первоначальный состав магмы, скорее всего, был близок к составу гранитов. На пути перемещения из глубинных очагов магма

захватывала участки вмещающих пород, многие из них при этом подверглись полному переплавлению и ассимиляции. Другая часть вмещающих пород (особенно в кровле массива) подверглась лишь частичной переработке. Этим объясняется широкое развитие гибридных пород в Кумыстинском массиве. Весьма вероятно, что для продвижения магма использовала крупные разломы, возникшие в докембрийском фундаменте в период складчатости. Как мы уже отмечали, с зонами дробления и трещиноватости пород верхнего протерозоя связано проявление фельдшпатизации, а становление интрузии произошло в области поднятия.

Процессы фельдшпатизации, несомненно, более поздние по времени проявления, поскольку они наложились и на интрузивные породы, в результате чего последние превратились в плагиограниты и граносиениты. Проявление фельдшпатизации на этом участке происходило неоднократно. Наиболее ранним был калиевый метасоматоз, давший порфиробласты микроклина. Позже поступали растворы, обогащенные натрием и кремнеземом, вследствие чего произошла альбитизация микроклина и образовалась мелкозернистая масса кварцево-альбитового состава. Самым поздним по времени проявления было образование тонких, волосовидных прожилков кварц-альбита, которые секут сланцеватость пород.

Жильная серия верхнепротерозойского возраста проявлена слабо. Она представлена немногочисленными пегматитовыми и кварцевыми жилами.

Таким образом, изучение процессов интрузивного магматизма позднедокембрийского времени в хр. Каратау позволило установить ряд особенностей: 1) приуроченность проявлений интрузивного магматизма к областям поднятий, расположенным в непосредственной близости к Главному Каратаускому разлому; 2) пространственное совпадение проявлений эффузивной и интрузивной форм магматизма; 3) широкое проявление фельдшпатизации и послойные инъекции вмещающих пород. Последняя особенность магматизма присуща только докембрийскому этапу развития Каратау.

Каледонский тектонический цикл

Осадконакопление и вулканизм

В каледонское время в Каратау продолжал сохраняться геосинклинальный режим развития земной коры. Нижнепалеозойские отложения Каратау имеют большую мощность; представлены они геосинклинальными формациями. Несмотря на сохранение в нижнем палеозое геосинклинального режима развития, тектоническая активность Каратау в этот период, как и сопредельных территорий Северного Тянь-Шаня и Казахстана, существенно отличается от предшествующего этапа.

В позднем протерозое Северный Тянь-Шань входил в состав крупной, сложно построенной Урало-Тяньшанской эвгеосинклинальной области. Судя по строению разреза протерозойских отложений (рифея), в этой области широко проявился вулканизм. Уже в это время в ее пределах существовали крупные эвгеосинклинали и геоантиклинали. Одна из таких эвгеосинклиналей, как мы уже отмечали, была расположена на месте современных складчатых структур Северного Тянь-Шаня. В конце протерозоя — начале палеозоя в эвгеосинклиналях стали возникать новообразования в виде линейных геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий. Так, на месте протерозойской эвгеосинклинали Северного Тянь-Шаня в нижнем палеозое в Каратау образовались частные геосинклинальные прогибы Большого и Малого Каратау, разделенные срединным Кокджотским поднятием (см. фиг. 2, 3).

В течение каледонского этапа наметились два пути развития этих вновь возникших геосинклинальных прогибов.

В геосинклинальных прогибах, подобных Джалаир-Найманскому (Маркова, 1961) в Центральном Казахстане, Терскейскому и Кунгей-Киргизскому в восточной части Северного Тянь-Шаня (Королев, 1960), формировались мощные толщи вулканических образований. Мощность осадков кембрия и ордовика в Джалаир-Найманском прогибе, по данным Н. Г. Марковой (1961), составляет свыше 8 *км*. В таких прогибах от предшествующих этапов развития унаследован не только знак движения, но и большая интенсивность проявлений вулканизма. Интересно отметить, что вулканическая деятельность, как и в позднем протерозое, началась с излияний лав основного состава. Интенсивным был и интрузивный магматизм, завершивший каледонский цикл развития.

В прогибах, подобных Байконурскому (Боровиков, 1955, Книппер, 1962) или Каратау (Макарычев, 1961), вулканизм проявился крайне слабо, хотя величина прогибания была значительной. Слабо проявился также интрузивный магматизм. Мощность нижнепалеозойских осадков в Байконурском прогибе свыше 8 *км*, в прогибах Каратау 5—6 *км*, причем и в том и в другом случае ведущая роль принадлежит терригенной, кремнисто-сланцевой и карбонатной формациям. Интересно распределение мощности осадков внутри нижнего палеозоя. На долю верхнего ордовика приходится свыше двух третей мощности осадков при резком сокращении ее для интервала верхний кембрий — средний ордовик. Скачок в увеличении мощности верхнего ордовика указывает на резкое усиление интенсивности опускания земной коры под прогибами на границе верхнего ордовика.

Сравнение формаций позднего протерозоя и нижнего палеозоя Каратау и Байконурского прогиба приводит к выводу о том, что в каледонский этап развития в этих районах эвгеосинклинали (Кэй, 1955) переходили в миогеосинклинали. Причина подобной эволюции, видимо, связана с изменением состояния напряженности в глубоких частях земной коры под прогибами. Вероятно, создались условия, которые не способствовали раскрытию швов глубинных разломов и тем самым препятствовали проявлению вулканической деятельности. Как мы уже отмечали, возникшая в докембрийском фундаменте сеть разломов обусловила появление в Каратау в начале нижнего палеозоя тектонических зон с разной направленностью знака движений. По сути дела, с этого момента и до конца палеозоя развитие Каратау определялось резко выраженными дифференцированными вертикальными движениями блоков по зонам разломов. Эти зоны разломов были естественными границами структурно-фациальных зон.

Начало нового этапа осадконакопления в Каратау относится к нижнему кембрию. В это время в прогибах Большого и Малого Каратау образуются терригенные формации. В породах этих формаций в изобилии имеется переотложенный и первичный пирокластический материал. Вулканогенный материал, представленный мелкими остроугольными обломками кварца, с повышенным содержанием хлорита в цементе, встречается во всех свитах нижнего кембрия, преимущественно в песчаниках и алевролитах. Количество первичного пирокластического материала в прогибе Большого Каратау заметно возрастает по простиранию прогиба с северо-запада на юго-восток. Максимальное количество первичных пирокластов отмечено в Байджансайском районе и в Южном Каратау, что обусловлено привносом туфогенного материала из прогиба Малого Каратау. Лавы и туфы нижнекембрийского возраста в прогибе Большого Каратау отсутствуют.

В прогибе Малого Каратау в составе каройской серии наряду с туфогенными песчаниками и туфами встречаются единичные маломощные

покровы андезитовых порфиритов. В так называемых «силицитах», венчающих разрез серии, сохранились реликты пепловых туфов кислого состава. Относительно повышенная вулканическая активность Малокаратауского прогиба в нижнем кембрии по сравнению с прогибом Большого Каратау объясняется его близостью к эвгеосинклинальным прогибам в восточной части Северного Тянь-Шаня, где широко развиты эффузивные и интрузивные образования каледонского возраста. Очевидно, в районе современного Киргизского хребта в кембрии существовал крупный магматический очаг, частично захватывавший и район Малого Каратау.

В среднем кембрии в прогибе Большого Каратау после небольшого перерыва продолжалось накопление обломочных пород. В составе нижней свиты тиллитоподобных пород широко распространен переотложенный вулканогенный материал, который, так же как и в базальных конгломератах нижнего кембрия, соответствует по составу вулканогенным образованиям верхнего протерозоя. В этот период продолжалось размывание срединного поднятия, которое с начала нижнего кембрия разделяло прогибы Большого и Малого Каратау. В прогибе Большого Каратау с приближением к Главному Каратаускому разлому заметно возрастает количество первичного пирокластического материала. В ряде участков северо-западного Каратау (в зоне приразломного Рангского прогиба) нами обнаружены линзы кислых эффузивов типа фельзитов и фельзит-порфиров. С удалением от этой зоны эффузивы исчезают из разреза.

Б. А. Тюрин (1944) отметил в свите тиллитоподобных пород Бала-Саускандыкского рудного участка горизонт агломератов, кислых и средних эффузивов. А. Ф. Степаненко (1958) описал небольшие покровы диабазов и андезитовых порфиритов в Сандалашском хребте, находящемся на продолжении прогиба Большого Каратау, в одновозрастной толще вблизи Фергано-Таласского разлома. Все это свидетельствует о возобновлении вулканизма, связанного с приоткрыванием швов глубинных разломов.

Во второй половине среднего кембрия лавовые излияния сменились фумарольной деятельностью, что привело к образованию отдаленной кремнистой формации (Н. С. Шатский, 1951, $_2$) породы которой обогащены ванадием, фосфором, свинцом и молибденом.

Конец среднего и верхний кембрий (в Малом Каратау до среднего ордовика) характеризуются условиями, благоприятными для образования карбонатной формации, соответствующей в Малом Каратау конечной стадии прогибания каледонской миогеосинклинали. В это время отсутствовали всякие признаки вулканизма.

Период нижнего и среднего ордовика в прогибе Большого Каратау знаменуется образованием кремнисто-сланцевой формации, в породах которой первичный вулканогенный материал не обнаружен. Исключение составляют яшмы и яшмовидные кремнистые сланцы аренига, которые, подобно кремнистым сланцам среднего кембрия, обогащены ванадием, фосфором и другими элементами. Их образование мы также объясняем фумарольной деятельностью вдоль швов зоны глубинного разлома.

В верхнем ордовике, как уже отмечалось, произошло резкое усиление нисходящих движений, что привело к накоплению осадков верхней терригенной формации. Нисходящие движения этого времени проявлялись крайне неравномерно. Наиболее интенсивными они были в зоне собственно прогиба Большого Каратау, менее интенсивны — в зоне приразломных прогибов.

Область срединного поднятия, так же как и Сыр-Дарьинская глыба, испытывала воздымание.

Толща верхнего ордовика имеет флишоидный облик и представлена чередующимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Изредка в ней встречаются линзы внутриформационных конгломератов, мелкие неокатанные — остроугольные и зазубренные — обломки кварца вулканогенного происхождения. Иногда среди песчаников попадаются породы, напоминающие туффиты или пепловые туфы. Присутствие пирокластического материала в породах верхнего ордовика Большого Каратау не случайно. Дело в том, что начавшееся резкое опускание земной коры вызвало возобновление вулканической деятельности в зонах разломов в Байконурском прогибе (Боровиков, 1955; Книппер, 1962) и в Сандалашском хребте, также входящем в состав Чаткало-Нарынской миогеосинклинальной зоны. Образованием терригенной формации верхнего ордовика закончился каледонский этап осадконакопления не только в Большом Каратау, но и во всей Чаткало-Нарынской зоне.

Заканчивая характеристику каледонского этапа осадконакопления и вулканизма, необходимо отметить следующее: 1) вулканизм в целом проявился слабо; 2) как и в предшествующий этап развития, вулканическая деятельность связана с резкими колебательными движениями земной коры; 3) пространственно проявления вулканизма приурочены к зонам глубинных разломов; 4) направленность в изменении химизма излияний для прогиба Малого Каратау происходило в направлении от порфиритов к кварцевым порфирам. Для других районов Каратау, вследствие ограниченного распространения продуктов вулканизма она не установлена.

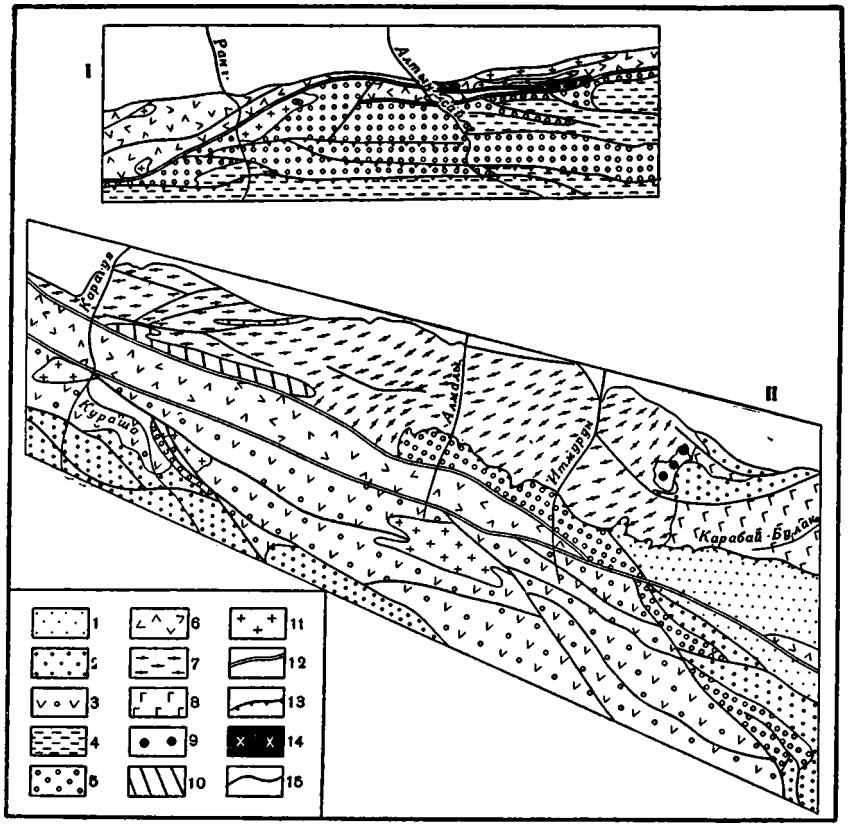
Складчатость и плутонизм

В результате каледонских движений нижнепалеозойские отложения Каратау были смяты в складки, причем для каждой тектонической зоны характерны определенный тип складчатых форм и определенная интенсивность складчатости.

Различие типов складчатых форм в разных тектонических зонах Каратау обусловлено, с одной стороны, неравномерностью развития их в период осадконакопления, а с другой — неравномерным распределением тангенциальных напряжений, возникших в результате перемещения блоков в период каледонской складчатости. Немаловажную роль в этом отношении, по-видимому, играли мощности накопившихся осадков. В зонах интенсивного прогибания и больших мощностей (5 *км* и более) имеются сравнительно простые складки; напротив, в зонах умеренного прогибания преобладают асимметричные складки с подвернутыми крыльями, нередки и изоклинальные складки. Каледонская складчатость происходила в условиях интенсивного сжатия и сопровождалась образованием крутых надвигов и взбросов, а также внедрением незначительных по размерам кислых и ультраосновных интрузий (фиг. 9, см. также фиг. 6). Эти интрузии внедрялись в ослабленную зону Главного Каратауского разлома.

Интрузии ультраосновных пород

Интрузии ультраосновного состава имеют незначительное распространение в пределах хр. Каратау. Пространственно они приурочены к Бессазскому блоку, причем локализованы на небольшом участке в зоне Главного Каратауского разлома (фиг. 9, II). Это узкие дайкообразные тела длиной от 0,5 до 5 *км*. Вмещающими породами являются метаморфическая толща нижнего (?) портерозоя и карбонатная формация верхнего протерозоя. Южный контакт наиболее крупной интрузии совпадает с одним из швов глубинного разлома.



Фиг. 9. Схема строения участков Главного Каратауского разлома.
(I. Междуречье Ранг — Алтынсай, II. Междуречье Карагуз — Итмурун).

1 — каменноугольные отложения; *2* — средне-верхнедевонские отложения (тюлькубашская свита); *3* — нижне- (?) — среднедевонская вулканогенно-осадочная толща; *4* — ордовикские отложения; *5* — средне- — верхнекембрийские отложения; *6* — верхнепротерозойские отложения (кайнарская свита); *7* — нижнепротерозойские (?) отложения (бессазская свита); *8* — габбро; *9* — участки фельдшпатизированных пород; *10* — серпентиниты; *11* — граниты; *12* — длительно живущие разломы; *13* — надвиги и взбросы; *14* — диориты; *15* — сбросы

Интрузии представлены голубовато-зелеными разностями серпентинитов, содержат пятнистые выделения серпофита и карбоната, ассоциирующего с магнетитом и лимонитом.

В другой разновидности встречены коричневато-желтые зерна баститовидного пироксена.

При микроскопическом исследовании установлено, что главным породообразующим минералом является антигорит, формирующий пластинчатые кристаллы и лейсты; часто наблюдаются радиальнолучистые сростки, промежутки между которыми заполнены тонкораспыленным магнетитом. Иногда присутствуют тальк, шпинель и моноклинный пироксен.

Процесс серпентинизации развивался весьма интенсивно. Структура серпентинитов петельчатая. Согласно силикатным анализам, породы соответствуют пироксенитам. На контакте с серпентинитами вмещающие известково-хлоритовые сланцы частично превращены в лиственитты.

Каледонский возраст серпентинитов принят условно по аналогии с восточными районами Северного Тянь-Шаня (Королев, 1960), Централь-

ным Казахстаном (Маркова, 1961) и Саяно-Алтайской областью (Кузнецов, 1948), поскольку в Каратау они не выходят за пределы протерозойских отложений и обломки их в лежащих выше толщах не обнаружены.

Интрузии кислых пород

Интрузии гранитоидов каледонского возраста достоверно установлены только в юго-восточной части антиклинория Малого Каратау. Здесь в области распространения отложений нижнего палеозоя известен ряд массивов, структурно приуроченных к участкам сочленения горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Обычно это небольшие массивы овальной и неправильной формы, измеряемые несколькими десятками квадратных километров (от 10 до 50 *км*^{2}). Состав массивов соответствует составу биотитовых и лейкократовых гранитов. Эндоконтактовые зоны массивов представлены гранодиоритами и, в меньшей мере, диоритами. Все интрузивные породы имеют полнокристаллическое сложение.

Вмещающими толщами массивов являются каройская и тамдинская серии, с породами которых интрузии образуют активные контакты. Интрузии гранитоидов перекрыты отложениями верхнего девона и нижнего карбона, с базальными конгломератами в основании, содержащими гальку и этих гранитоидов. Это указывает на принадлежность всех массивов к одной интрузивной фазе каледонского магматизма.

Жильная серия развита здесь широко. По данным Г. А. Ярмака, она представлена дайками аплитов, микродиоритов, диоритовых порфиритов, пегматитов. Дайки секут и вмещающие породы нижнего палеозоя и прорывающие их интрузии. Гранитоиды Малого Каратау по составу и структурно-текстурным особенностям сходны с гранитоидами Киргизского хребта, что наводит на мысль о единстве их магматического очага.

В области Большого Каратау интрузивные проявления каледонской фазы магматизма не установлены. Однако не исключена возможность их нахождения в зоне глубинного разлома.

Каледонская складчатость в Большом и Малом Каратау происходила не одновременно. Как мы уже отмечали, осадконакопление в прогибе Малого Каратау закончилось в нижнем, или, самое позднее,— в среднем ордовике. В начале верхнего ордовика Малый Каратау был вовлечен в общее поднятие, и мощная толща нижнего палеозоя была дислоцирована в простые складки. В результате этих движений Малый Каратау был присоединен к Кокджотскому срединному поднятию, которое на протяжении всего нижнего палеозоя было областью сноса.

В прогибе Большого Каратау осадконакопление прекратилось в конце верхнего ордовика. Интенсивная складчатость конца ордовика в этой части Каратау проявилась в образовании новых разломов и омоложении ранее существовавших в уже консолидированном Малом Каратау. Разновременностью каледонской складчатости, видимо, обусловлены резкие различия в типах складчатых форм в нижнепалеозойских отложениях Большого и Малого Каратау. С заключительными этапами этих движений связано внедрение гранитных интрузий Малого Каратау. В данном случае, по сути дела, наблюдается широко распространенное явление внедрения кислых интрузий в области поднятий.

Современная структура Малого Каратау была создана в результате каледонских движений. С этого момента, т. е. с конца верхнего ордовика, в Малом Каратау окончился геосинклинальный режим развития и прекратились всякие проявления магматизма.

В герцинское время в Малом Каратау установился режим, отличный от геосинклинального и сходный с режимом всей западной части

Центрального Казахстана, где такой этап развития называют «полуплатформенной стадией» (Сапожников, 1948), «орогенным этапом» (Богданов, 1959). Осадконакопление в Малом Каратау возобновилось только в фаменское и нижнетурнейское время, когда в широких лагунах формировались обломочные и гипсоносные толщи.

В Большом Каратау геосинклинальный режим сохранялся до среднего карбона включительно.

Герцинский тектонический цикл

Осадконакопление и вулканизм

Осадконакопление в герцинский этап развития в Большом Каратау возобновилось только в начале девона. Восходящие движения в силурийское время, охватившие огромные пространства Северного Тянь-Шаня и западной части Центрального Казахстана, к началу девона прекратились. В этот период произошло нивелирование горного рельефа Каратау, с выносом продуктов размыва за его пределы, возможно, в сторону Сыр-Дарьинской и Чуйской впадин. В силуре осадконакопление продолжалось в Южном Тянь-Шане и в Восточном Казахстане.

В нижнем (?) и среднем девоне[1] в Большом Каратау формировалась эффузивно-осадочная толща значительной мощности. Эта толща не имеет в Каратау сплошного площадного распространения; выходы ее локализованы в пределах двух структурно-фациальных зон, заложившихся еще в каледонское время,— в собственно прогибе Большого Каратау и в зоне приразломных прогибов.

Эффузивно-обломочная толща имеет пестрый литологический состав, невыдержанную мощность и фациально изменчива.

В собственно прогибе Большого Каратау эта толща распространена на двух участках. Первый участок расположен на стыке антиклинория Северо-Западного Каратау и синклинория Центрального Каратау. Здесь в бассейне р. Каштогай В. В. Эз (1954) выделил толщу, существенно представленную песчаниками (каштогайская свита). В подчиненном количестве в ней присутствуют линзы конгломератов, гравелиты и алевролиты. Мощность толщи около 500 *м*. Она залегает с угловым несогласием на отложениях ордовика и трансгрессивно перекрывается близкой по составу тюлькубашской свитой.

Второй участок распространения каштогайской свиты находится в юго-западной части Боролдайского антиклинория. По данным М. И. Арсовски (1957), здесь на отложениях ордовика залегает мощная толща песчаников, гравелитов и конгломератов. Состав толщи целиком зависит от состава подстилающих пород. Угловое несогласие между каштогайской свитой и отложениями ордовика установлено только на отдельных участках вблизи Кулантауского антиклинального поднятия. В большинстве других мест распространения свиты в этом районе имеется скрытое несогласие. Каштогайская свита перекрывается трансгрессивно лежащей тюлькубашской свитой. Мощность каштогайской свиты на этом участке около 2000 *м*. Возраст каштогайской свиты считается нижне- (?) — среднедевонским на основании ее положения в разрезе под отложениями среднего — верхнего девона.

Существенно иной состав имеет толща, занимающая аналогичное положение в разрезе, но развитая в зоне приразломных прогибов. Как

[1] Эффузивно-осадочная толща нижнего (?) и среднего девона в Большом Каратау выделяется впервые. Ранее ее относили к нерасчлененному палеозою (Машкара, 1939) или верхнему протерозою (Гзовский, 1959). Обстоятельно этот вопрос мы рассматриваем в специальной статье.

отмечалось выше, земная кора в этой зоне в позднем протерозое и нижнем палеозое отличалась высокой магматической проницаемостью.

В Байджансайском антиклинории, на водоразделе рек Акбет и Бозбутак, эффузивно-осадочная толща залегает с резким угловым несогласием на размытой поверхности дислоцированных отложений нижнего палеозоя. В состав ее входят преимущественно кислые эффузивы, грубообломочные туфы, конгломераты с галькой местных вулканогенных пород. Эффузивы представлены розовато-фиолетовыми массивными кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами и их туфами. Мощность толщи не менее 600 *м*. Таковы же условия залегания и состав этой толщи в верховьях р. Кожа-Чаян. Мощность ее на этом участке возрастает до 800 *м*. Стратиграфически выше здесь залегает тюлькубашская свита.

В северо-западной части того же прогиба (в синклинории Центрального Каратау), в междуречье Каратуз — Арпаозен и в районе горы Мынжилки, заметно резкое увеличение количества вулканогенных пород в разрезе. В нижней части его основные и кислые эффузивы и туфы присутствуют примерно в равных количествах. По всему разрезу в изобилии отмечаются туфы, в особенности — кислого состава; среди них много грубообломочных разностей, прослои тонкозернистых туфов встречаются реже. Лавы (диабазы, андезиты, кварцевые порфиры) нижней части разреза имеют мелкозернистое строение. Вверх по разрезу наблюдается резкое изменение состава лав. Это, во-первых, красноцветные масивные микроклиновые и кварцевые порфиры с крупными, часто сферическими вкрапленниками и местами с раскристаллизованной основной масой; во-вторых,— пестро окрашенные, светло-зеленые, желтые, розовые полосчатые флюидальные лавы. Среди вулканогенных пород встречены многочисленные прослои грубообломочных конгломератов, состоящих сплошь из продуктов размыва тех же эффузивов. В самых верхах разреза заметную роль играют туфогенные песчаники. Определить мощность толщи на этом участке затруднительно. Ширина выходов здесь около 5 *км*, причем толща сильно нарушена сбросами. Мощность, установленная путем построений, составляет 1500—2000 *м*.

Н. А. Козлов и В. А. Соколов (1944) отнесли к девону толщу, представленную кварцевыми порфирами, порфиритами, агломератами, и туфами кварцевых порфиров, развитую в северо-западной части Рангского прогиба по р. Буг. С указанными породами ассоциируют туфогенные песчаники. На этом участке толща залегает на отложениях нижнего палеозоя и верхнего протерозоя. Мощность толщи 700 *м*.

Вулканогенные породы повсюду имеют массивное сложение; в них полностью отсутствуют вторичные изменения. Очевидно, эффузивно-обломочная толща является фациальным аналогом каштогайской свиты. По составу и условиям формирования эффузивно-обломочная толща вполне отвечает порфировой формации (Пейве, 1948). Формирование ее происходило в континентальных условиях. Резкая изменчивость состава и мощности толщи обусловлена пространственной приуроченностью, с одной стороны, к зоне проницаемости, а с другой — к зоне, которая на протяжении всего нижнего палеозоя не испытывала проявлений вулканической деятельности и плутонизма. Обилие эффузивных пород в разрезе каштогайской свиты в зоне приразломных прогибов свидетельствует о возобновлении вулканизма вдоль швов Главного Каратауского разлома.

Каледонская складчатость в Большом Каратау не вызвала замыкания длительно развивавшихся прогибов. Земная кора в результате этой складчатости не утратила способности к дифференцированным движениям. Очевидно поэтому и не произошло консолидации и причленения Большого Каратау к области Малого Каратау. Напротив, возникшие в нижнем палеозое прогибы продолжали активно опускаться и

заполняться вулканогенно-терригенными осадками. Первоначально происходили излияния андезитовой лавы, которая в процессе дифференциации сменилась липаритовыми и дацитовыми лавами.

Во второй половине среднего девона вследствие общего поднятия района осадконакопление прекратилось. Это поднятие не сопровождалось складчатостью, так как тюлькубашская свита залегает на каштогайской свите с заметным перерывом, но без углового несогласия. Восходящие движения в середине живетского века происходили не только в Каратау, но проявились и на всей территории Чаткальской подзоны.

Последний период геосинклинального развития Большого Каратау охватывает промежуток времени от второй половины среднего девона до среднего карбона. В этот период времени возникли многочисленные структурные новообразования. В едином для нижнего палеозоя собственно прогибе Большого Каратау в это время обособились участки с геоантиклинальным типом развития, области же, длительное время существовавшие как поднятия, начали опускаться. Крупные антиклинальные поднятия возникли в Боролдайском антиклинории и антиклинории Северо-Западного Каратау. Поднятия меньших размеров оформились в Байджансайском антиклинории и синклинории Центрального Каратау. Между геоантиклинальными поднятиями были расположены участки преимущественного опускания, причем, как показали исследования М. И. Арсовски (1957), В. В. Бронгулеева (1957, 1961), С. Е. Колотухиной (1956, 1958), Н. И. Николаева (1961), В. В. Эза (1954), В. Н. Павлинова, и в их пределах накопление осадков определялось вертикальными дифференцированными движениями.

Во второй половине среднего девона и в франский век создались условия, при которых возможно было формирование красноцветных терригенных осадков. Эти осадки в стратиграфической колонке для Каратау выделяются под названием тюлькубашской свиты (Вебер, 1905). Последними исследованиями Е. А. Похвисневой (1959) выявлены дополнительные особенности строения и тектонического режима формирования этой свиты. Согласно ее данным, тюлькубашская свита формировалась в условиях резко расчлененного горного рельефа. Эта свита представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Эффузивные породы (андезитовые порфириты) присутствуют в виде маломощных прослоев только в разрезе приразломных прогибов, т. е. в тех же местах, где в нижне- — среднедевонское время происходила интенсивная вулканическая деятельность. По существу, это последние проявления вулканизма в Каратау. Хотя первичный пирокластический материал отмечался (Машкара, 1939; Колотухина, 1956) в осадках фаменского яруса и нижнего карбона, однако источники его были расположены за пределами Каратау. Весьма вероятно, что вулканический пепел приносился из юго-восточной части Чаткало-Нарынской зоны, где в этот период происходило накопление вулканогенных толщ.

Первоначально межгорные депрессии представляли ряд изолированных впадин. К концу фаменского века они расширились, образовав обширные прогибы, наиболее крупным из которых был прогиб Центрального Каратау. В это время оформились основные структурные элементы Большого Каратау, определившие положение антиклинальных и синклинальных зон в герцинской структуре.

В фаменский век произошла смена континентального осадконакопления морским. Для нижнетурнейского времени характерно общее погружение обширных территорий в обстановке относительного тектонического покоя. В это время формировались мощные толщи карбонатных осадков.

В верхнем турне и нижнем визе относительный тектонический покой сменился проявлением интенсивных вертикальных дифференцированных

движений, обусловивших изменение фаций и мощностей. В верхнетурнейское время отмечается расширение морской трансгрессии. Осадки этого возраста залегают во многих местах непосредственно на отложениях позднего протерозоя (Кокджотское поднятие, Кулантауское поднятие).

Начиная со среднего визе размеры морского бассейна уменьшаются, однако связь с открытым морем сохраняется (Колотухина, 1958).

К концу визейского времени площадь морского бассейна резко сократилась, что было вызвано общим поднятием района. В это время в прогибах возникли многочисленные островные поднятия.

В начале среднего карбона море сохранилось только в юго-восточной части Байджансайского прогиба. Во второй половине среднего карбона море окончательно покидает Каратау.

Таким образом, начиная с фаменского века в Большом Каратау господствуют морские условия накопления осадков. С этого времени полностью прекратилась вулканическая деятельность. Так же как и в предшествующие периоды, скорость прогибания на отдельных участках была различной. В наиболее интенсивно прогибавшихся участках за это время накопились преимущественно карбонатные осадки мощностью свыше 5 *км*. Примесь терригенного материала отмечается только близ антиклинория Малого Каратау и близ отдельных антиклинальных поднятий, расположенных внутри геосинклинального прогиба Большого Каратау.

Складчатость и плутонизм

Общее поднятие района, начавшееся в визейское время, в среднем карбоне завершилось интенсивной складчатостью, и тектоническая зона Большого Каратау присоединилась к консолидированной каледонской области Малого Каратау.

В результате герцинской складчатости среднепалеозойские отложения были интенсивно дислоцированы, причем наряду со складками линейного типа широкое развитие получили брахиформные складки. По существу в герцинскую эпоху складчатости произошло усложнение длительно развивавшихся структур и завершилось формирование всей складчатой структуры Каратау. Образование складок сопровождалось возникновением новых разрывов — сбросов, взбросов и надвигов, сильно осложнивших складчатые структуры. Господствующее направление разрывов — диагональное по отношению к складчатым формам. К этому времени относится омоложение древних разломов и залечивание их гранитными интрузиями.

С герцинским этапом связано широкое развитие интрузивного магматизма. Время его проявления приурочено к возрастному интервалу средний — верхний палеозой. Интрузии этого возраста распространены во многих местах Большого Каратау. Они представлены большим количеством мелких тел и даек. Структурное положение грецинских интрузий отличается от положения интрузий докембрийского и каледонского возраста. Отмечается отчетливая приуроченность их к разрывным нарушениям, преимущественно к длительно развивавшимся разломам (фиг. 6 и 9). В период проявления герцинского интрузивного магматизма происходило образование пород разнообразного состава, среди которых выделены габбро-диабазы, диорит-порфириты, граниты и сиениты.

В целом герцинские интрузии могут быть разделены на два комплекса. Ниже мы кратко остановимся на их характеристике.

Наиболее ранний по времени становления интрузивный комплекс в Большом Каратау имеет небольшое распространение. Представлен он диоритами, гранитами и диорит-порфиритами. Интрузии локализованы

в зоне Главного Каратауского разлома, на стыке герцинской (Большой Каратау) и каледонской (Малый Каратау) тектонических зон. Большинство интрузивных тел, образовавшихся в первый этап магматизма, находится между р. Ранг и горой Мынжилки. К этому комплексу относятся тела гранитов и диоритов, расположенные на трех участках, в долинах рек Алмалы, Алтынсай и Саундыксай.

Первый участок развития гранитоидов представляет цепь небольших тел, ориентированную почти прямолинейно в северо-западном направлении, согласно с простиранием одного из швов Главного Каратауского разлома. Все тела гранитоидов на этом участке обнаружены в поле выходов эффузивно-обломочной толщи нижнего (?) — среднего девона. На фигуре 9, II отчетливо видно резкое подчинение формы интрузивных тел направлению разрывных нарушений. Здесь выделяются диориты и граниты. Они залегают совместно, причем граниты прорывают диориты. Наиболее крупное тело диоритового состава, прорванное гранитами, отмечено в верховье р. Алмалы. Форма тела неправильная, площадь его в современном срезе около 2 $км^2$. Обнажена эта интрузия хорошо, контакты с вмещающими породами и гранитами резкие.

Второе небольшое тело диоритов на этом участке встречено в междуречье Карагуз — Кураш, где диориты также прорываются гранитами. Гранитные интрузии представлены четырьмя небольшими по площади (от 0,5 до 1,5 $км^2$) интрузиями. Одна интрузия расположена в междуречье Карагуз — Кураш, вторая и третья — на правобережье р. Кураш и четвертая — в верховье р. Алмалы. Аналогичные по составу и условиям залегания интрузии гранитоидов обнаружены в долинах рек Алтынсай и Суындыксай. На этих участках интрузии прорывают известняки среднего — верхнего кембрия и толщу верхнего протерозоя. Их структурное положение здесь также контролируется крупными разрывами в зоне Главного Каратауского разлома (фиг. 9, *I*).

Условия залегания интрузий на всех трех участках сходны — это типичные трещинные интрузии. Они вытянуы согласно с крупными разрывами, контакты их крутые.

Состав диоритов и гранитов в пределах различных участков тождествен. Диориты обычно массивные, плотные, среднезернистые, серо- и темно-зеленого цвета, с неравномернозернистой структурой. В состав породы входят плагиоклаз, роговая обманка, биотит, серицит, хлорит, магнетит. Плагиоклаз полностью соссюритизирован, форма зерен таблитчатая, идиоморфная. Роговая обманка хлоритизирована, иногда несколько ксеноморфна по отношению к плагиоклазу. Биотит, как правило, хлоритизирован и, совместно с магнетитом и кварцем, выполняет промежутки между зернами плагиоклаза и роговой обманки.

Контактовые изменения диоритов проявлены довольно отчетливо. Наиболее интенсивные изменения наблюдались на контакте диоритов с известняками среднего — верхнего кембрия в долине р. Алтынсай. Слоистые мелко- и среднезернистые известняки, обладающие тонкоплитчатой отдельностью, по мере приближения к интрузии становятся белыми, сахаровидными, насыщенными мельчайшими игольчатыми кристаллами актинолита. Контактовые изменения в эффузивах выражены ороговикованием. Гранитные интрузии, прорывающие диориты, имеют отчетливое зональное строение. Внутренние части обычно сложены ярко-красными или красновато-серыми гранитами, периферические части — породами более основного состава, вероятно гибридного. Граниты представляют вторую фазу среднедевонского магматизма.

Кроме перечисленных диоритовых тел и гранитов, были встречены многочисленные дайки диорит-порфиритов. Выходы их расположены в зоне глубинного разлома, в междуречье Кайнар — Суындыксай. Размеры даек невелики, обычно не превышают 100 *м*, чаще 15—20 *м*, при

ширине до 10 *м*. Все дайки вытянуты согласно с простиранием разрывов, с которыми они связаны. По внешнему виду и составу они не отличаются от диоритов, но обладают порфировой структурой. На некоторых участках зоны разлома отмечены дайки кварцевых диорит-порфиритов.

Становление интрузий первого герцинского комплекса, по-видимому, произошло в период общего поднятия района, предшествовавшего времени формирования тюлькубашской свиты (D_2—D_3 fr) [1]. Первоначально внедрились диориты. Это были первые порции гранитной или гранодиоритовой магмы, сильно контаминированной и образовавшей гибридные породы диоритового состава. Следующие порции магмы, поступавшие с незначительным перерывом и теми же путями (граниты рвут диориты), сформировали тела лейкократовых гранитов. Пространственная приуроченность интрузий к участкам интенсивной вулканической деятельности и близость химического состава этих интрузий и пород порфировой формации указывают на общий источник магматизма.

Описанный интрузивный комплекс по тектоническим условиям формирования, по составу и широко проявленному гибридизму хорошо сопоставляется с раннегерцинскими интрузиями Бет-Пак-Далы (Коптев-Дворников, 1956, 1960; Маркова, 1956).

Интрузии второго герцинского комплекса отличаются большим разнообразием состава и более широким распространением в Большом Каратау. Они представлены телами сравнительно небольших размеров — протяженностью от первых сотен метров до 2—3 *км*. По площади интрузии распределены очень неравномерно. На отдельных участках (Байджансайский прогиб, Кулантауское антиклинальное поднятие) они образуют целые зоны протяженностью свыше 10 *км*; на других участках (гора Даут, Сыр-Дарьинский разлом) они образовали единичные тела. Интрузии второго комплекса в большинстве своем связаны с разрывными нарушениями. Однако, в отличие от первого комплекса, наблюдается связь не только с длительно развивавшимися разломами, но и с разрывами герцинского возраста, осложняющими как антиклинальные, так и синклинальные структуры. В целом этот комплекс интрузий по структурному положению, форме и составу может быть отнесен к типу малых интрузий (Бородаевская, 1955). После их внедрения прекратилась интрузивная деятельность в Большом Каратау. Поскольку интрузии второго комплекса однотипны по структурному положению, ниже приводится их краткое описание вне связи с частными структурами. В состав второго комплекса входят габбро-диабазы, граниты, гранит-порфиры, граносиениты, сиениты и сиенит-порфиры.

Габбро-диабазы представлены дайкообразными телами небольших размеров. Они широко распространены в северо-западной части Большого Каратау, в Байджансайском прогибе, в горах Кулантау и Боролдайтау. Эти тела отличаются четкой приуроченностью к разрывным нарушениям и секут вмещающие породы. Обычно это массивные темно-зеленые породы, с четкой порфировидной структурой и с габбро-офитовой структурой основной массы. В состав их входят авгит, роговая обманка, альбитизированный плагиоклаз и небольшое количество вторичных минералов.

Возраст габбро-диабазов определяется как средне- — верхнепалеозойский на том основании, что они секут тылькубашскую свиту среднего девона — франского яруса и фаменские известняки.

Граниты и гранит-порфиры развиты чрезвычайно широко по всей зоне глубинного разлома. Отдельные тела гранит-порфиров

[1] В визейских отложениях синклинория Центрального Каратау присутствуют, наряду с обломками кислых эффузивов, лейкократовые граниты, близкие к гранитам р. Алмалы.

отмечены на юго-западном склоне хребта, в области Сыр-Дарьинского разлома. Небольшие тела гранит-порфиров известны в горах Кулантау и Боролдайтау, где они также приурочены к разрывным нарушениям герцинского возраста. Вмещающими породами для них являются: в северо-западном Каратау — отложения нижнего палеозоя, в Центральном Каратау — толща нижне-(?) — среднедевонских эффузивов, в Байджансайском прогибе и на юго-западном склоне хребта — отложения фаменского яруса и нижнего карбона.

По вещественному составу среди гранитных интрузий выделяются лейкократовые граниты и гранит-порфиры.

Лейкократовые граниты слагают ряд небольших тел, вытянутых согласно с общим, северо-западным, простиранием структур. Наиболее многочисленны они в Боролдайском и Байджансайском антиклинориях. Сложены они среднезернистыми разностями серого и розового цвета. Эти породы имеют гранитную структуру и состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца, биотита, серицита. Микроклин составляет 50—60% породы. Двойниковая решетка расплывчатая, либо вовсе отсутствует. Наблюдаются пертитовые вростки альбита и участки с микропегматитовой структурой. Олигоклаз образует таблитчатые зерна, корродированные кварцем и микроклином. Кварц состоит из крупных ксеноморфных зерен с волнистым угасанием. Акцессорные и рудные минералы встречаются изредка, вторичные минералы отсутствуют. На контактах гранитных тел обычно развиты разности с микропегматитовой и микрогранофировой структурой.

Гранит-порфиры образованы дайкообразными телами небольших размеров. Распространены они совместно с лейкократовыми гранитами. Это розовые и желто-розовые мелкозернистые породы, содержащие вкрапленники кварца. Для них характерна порфировидная структура, причем вкрапленники представлены кварцем и микроклином. Основная масса состоит из микроклина, альбита и кварца. Структура основной массы гранодиоритовая, иногда аплитовая. Контактовые изменения гранит-порфиров проявляются в виде окварцевания и биотитизации.

Сиениты, граносиениты наиболее широко распространены в горах Кулантау и Боролдайтау, где они были обстоятельно изучены М. В. Тащининой (1951) и Т. В. Молчановой. Эта группа интрузий прорывает и метаморфизует известняки среднего — верхнего кембрия и фаменского яруса. На этом основании, а также по сопоставлению с другими районами Чаткало-Нарынской зоны их можно отнести к герцинскому возрасту (Турбин, 1960). Бо́льшая часть тел сложена сиенитами, одно — граносиенитами. В двух телах сиенитов центральные части образованы граносиенитами и гранит-порфирами. Форма тел овальная, дайкообразная; размеры их 250×300 *м* и 1,5×0,5 *км*.

Почти во всех случаях интрузивные тела приурочены к разрывным нарушениям или находятся на их продолжении. Образование катаклазитов и милонитов среди интрузивных пород свидетельствует о подвижках, происходивших после внедрения интрузий. По зонам милонитизации вновь поступали растворы, насыщенные натрием и кремнекислотой, что привело к окварцеванию и альбитизации зон дробления и интрузивных тел, особенно-сиенитов в междуречье Джиланда — Кулан.

Интрузии сиенитов в верховье р. Кулан и в междуречье Салсу — Агаши и Джиланды прорывают отложения среднего — верхнего кембрия, тюлькубашскую свиту известняки фаменского яруса. Контактовые изменения выражены в альбитизации, флогопитизации, мраморизации карбонатных пород, в окварцевании песчаников. Вещественный состав сиенитов довольно однообразен. Среди них отчетливо выделяются лейкократовая и меланократовая разности, связанные между собой по-

степенными переходами, причем лейкократовые разности слагают центральные части тел, а меланократовые — их периферическую кайму.

Лейкократовые сиениты представлены среднезернистыми светло-розовыми и белыми породами. Они сложены микроклин- пертитом, нередко каолинизированным и альбитизированным, и плагиоклазом (олигоклаз-альбит). В небольших количествах присутствуют кварц, биотит, мусковит и рудный минерал.

Меланократовые сиениты представлены розовато-серой средне- и крупнозернистой породой с темно-зелеными удлиненными кристаллами роговой обманки. Породы образованы крупными таблитчатыми зернами альбитизированного калиевого полевого шпата, идиоморфными зернами альбита и кристаллами уралитовой роговой обманки, которая составляет 30—40% породы и обычно замещена эпидотом и хлоритом. Из акцессорных минералов присутствуют апатит и сфен.

В междуречье Салсу — Агаши расположена интрузия сиенитов, центральная часть которой сложена гранит-порфирами. Вблизи гранит-порфиров сиениты сильно мусковитизированы, с удалением от них переходят в лейкократовые сиениты, а ближе к контакту с вмещающими известняками — в меланократовые сиениты.

Мусковитизированный сиенит представлен светлой среднезернистой породой, состоящей из микроклин-пертита, альбита, мусковита, апатита и карбоната.

Граносиениты слагают небольшое тело в верховьях Салсу-Джиланды. Вмещающими породами являются известняки среднего-верхнего кембрия, на контакте мраморизованные. Граносиениты представляют собой лейкократовые, сильно катаклазированные породы. Их главная составная часть — альбитизированный калиевый полевой шпат. Присутствуют также альбит-олигоклаз (№ 10), кварц, апатит и рудный минерал.

Сиенит-порфиры образуют три небольших дайкообразных тела на северо-западном окончании хр. Каратау (гора Даут). Все три интрузии приурочены к одной из ветвей глубинного разлома. Протяженность даек около 70 *м* при ширине 15 *м*. Вмещающими породами сиенит-порфиров являются песчаники ордовика и тюлькубашской свиты, что позволяет отнести их к герцинскому комплексу. Обычно это массивные породы красного цвета с отчетливыми таблитчатыми вкрапленниками полевых шпатов. При микроскопическом изучении установлена порфировая структура. В состав породы входят калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит, магнетит, кварц. Контактовые изменения вмещающих пород проявлены слабо.

Таким образом, размещение описанных интрузий второго комплекса тесно связано с разрывными нарушениями; они прорывают отложения среднего палеозоя и нигде не перекрыты ими.

Становление интрузий произошло после складчатости, возможно, после среднего карбона, хотя не исключается и верхнепалеозойский их возраст. Первоначально внедрились граниты и сиениты, а затем интрузии дайкового комплекса: габбро-диабазы, гранит-порфиры и сиенит-порфиры.

Соотношение во времени интрузий и деформаций в пределах хр. Большой Каратау, видимо, различно. Тектонические нарушения возникли до внедрения интрузий, для которых они явились подводящими каналами. Однако далеко не во всех случаях деформации на этом прекращались. В зоне Главного Каратауского разлома тектонические подвижки продолжались во время становления интрузий, что подтверждается наличием протокластических структур, а также и после застывания интрузий, когда образовались брекчированные катакластические структуры как в интрузивах, так и во вмещающих породах.

Таким образом, изложенный выше фактический материал свидетельствует о широком проявлении различных форм магматизма на территории хр. Каратау в период от ранего протерозоя до палеозоя включительно. Вместе с тем совершенно очевидно, что интенсивность магматизма здесь значительно ниже по сравнению с прилегающими районами Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ

Для выяснения связей магматизма с тектоническими движениями большое значение имеет вопрос о единстве магматического очага для эффузивных и интрузивных образований. Для решения этого вопроса применительно к Каратау, кроме геологических данных, были использованы результаты 45 полных силикатных анализов эффузивных и интрузивных пород и около 500 спектральных полуколичественных анализов.

В основании разреза кайнарской свиты широко распространены базальтовые и андезитовые лавы. Пластовые тела габбро-диабазов, заключенные в этой части разреза, полностью соответствуют эффузивным аналогам свиты. Верхняя часть разреза кайнарской свиты сложена риолитовыми и кварцевыми порфирами. Протерозойский магматизм, завершился внедрением кислых гранитных интрузий. Согласно химическим анализам, в составе лав протерозойского вулканического цикла на начальных стадиях натрий преобладал над калием. Затем в основных и средних лавах калий стал преобладать над натрием до почти полного исчезновения Na в кислых эффузивах верхней части разреза. В интрузивных образованиях этого же возраста всюду калий преобладает над натрием, нередко его вдвое больше, чем Na. Как в эффузивных, так и в интрузивных породах установлен избыток кремнезема, величина Q колеблется от 10 до 40. Пересыщение кремнеземом отмечено также и для большей части основных лав при сравнении их со средними типами пород. Для всех типов пород характерно высокое содержание щелочных алюмосиликатов (величина a колеблется от 9 до 17).

Лавы имеют более выдержанный состав и меньше отклоняются от средних типов пород. Состав интрузивных пород вследствие широко развитых процессов ассимиляции и гибридизма более разнообразен, и они чаще отклоняются от средних типов.

Каледонские вулканогенные образования, как мы уже отмечали, в Малом Каратау слагают верхнюю часть разреза каройской серии. Сложены они преимущественно пепловыми туфами кислых эффузивов. Химические анализы этих пород не делались. Каледонские интрузии, развитые в Малом Каратау, представлены биотитовыми гранитами. Они резко отличаются от верхнепротерозойских гранитоидов антиклинория Северо-Западного Каратау как по минералогическому составу, так, в особенности, и по структурно-текстурным признакам. В то же время они имеют химический и минералогический состав, близкий к составу гранитов Киргизского хребта. Последнее обстоятельство позволяет говорить о едином для них магматическом источнике.

Герцинский магматизм развит несколько шире, чем каледонский. Он представлен двумя комплексами магматических образований. Первый комплекс (раннегерцинский) охватывает нижний и частично средний девон. Второй комплекс (позднегерцинский) соответствует интервалу времени от среднего девона до конца палеозоя.

Вулканогенные образования раннегерцинского комплекса сложены эффузивами преимущественно кислого состава — кварцевыми и микроклиновыми порфирами, фельзит-порфирами, среди которых в под-

чиненном количестве присутствуют базальтовые порфириты. Раннегерцинский вулканизм завершился внедрением мелких гранитных интрузий, соответствующих по составу лейкократовым и аляскитовым гранитам. По химическому составу они близки к кварцевым порфирам и риолитам. Уместно напомнить, что пространственно интрузии приурочены к участкам проявления нижне- (?) — среднедевонского вулканизма. Близость вещественного состава эффузивных и интрузивных образований, их одновозрастность и однотипная структурная приуроченность свидетельствуют о единстве магматического источника.

Среди герцинских интрузий в Большом Каратау встречены небольшие тела сиенитового состава, тесно связанные с гранитами того же возраста. Эти интрузии прорывают отложения среднего палеозоя. Они распространены в Боролдайском антиклинории, непосредственно примыкающем к структурам Таласского Алатау. По возрасту эти интрузии относятся к позднегерцинскому комплексу.

Видимо, сиениты в этом районе Каратау появились не случайно. В северо-западной части Таласского Алатау в 1962 г. К. А. Абдрахманов установил крупный магматический очаг, действовавший на протяжении верхнего карбона и перми. Даубабинская свита, возраст которой определяется как верхний карбон — пермь, сложена преимущественно щелочными эффузивами и их пирокластами. В то же время эта толща прорвана интрузиями сиенитов. Близкий возраст проявлений вулканизма и плутонизма в сочетании с общностью структуры позволяет и в данном случае предполагать наличие единого магматического источника. Очевидно, появление интрузий сиенитового состава в Боролдайском антиклинории связано с деятельностью этого источника.

Данные спектральных анализов указывают на некоторые особенности в содержании элементов-примесей в различных по составу и возрасту эффузивах и интрузиях.

В протерозойских эффузивах, а также за их счет развившихся метаморфических сланцах и в габбро-диабазах наблюдается повышенное содержание элементов-примесей группы железа (Ni, Co, Ti, Mn). Редкометальные элементы в них отсутствуют. В гранитоидах местами появляются Mo, Pb, Ba, Zr, Ga, хотя наряду с этим еще сохраняется сравнительно высокое содержание элементов группы железа, что В. С. Коптев-Дворников связывает с процессами гибридизма.

Каледонские биотитовые граниты Малого Каратау содержат в меньших количествах Ni, Co, V, Ti, Pb, Ga. В них отсутствуют Zr, Ba, почти нет Cu. В герцинских гранитах преобладают Pb, Zr, Ga.

По мере перехода от древних магматических образований к более молодым изменяется их минерализация, постепенно уменьшается содержание элементов-примесей группы железа и заметно возрастает значение редкометальной группы элементов и щелочей.

Из изложенных данных видно, что за время от верхнего протерозоя до среднего карбона в пределах Каратау неоднократно проявлялась магматическая деятельность, выразившаяся в образовании четырех различных по возрасту комплексов магматических (эффузивных и интрузивных) пород. Каждый из этих комплексов соответствует определенному тектоническому циклу развития хр. Каратау и характеризуется различным вещественным составом. Однако внутри комплексов устанавливается четкая структурная и генетическая связь (геохимическое родство) эффузивных и интрузивных образований. Это позволяет предполагать не единый для всего Каратау магматический источник, который развивался от протерозоя до конца среднего карбона, а несколько магматических очагов. Очаги возникали и развивались периодически. В верхнем протерозое, очевидно, существовали два очага. Первый был расположен в северо-западной части Каратау второй — в юго-восточной.

В каледонское время их деятельность, по существу, прекратилась. Однако в это же время возник новый магматический очаг юго-восточнее Малого Каратау, в области современного Киргизского хребта. В герцинское время возобновилась магматическая деятельность в северо-западном Каратау. Вещественный состав продуктов герцинского магматизма здесь значительно отличается то состава магматических образований верхнего протерозоя, хотя и имеет некоторые черты сходства (высокое содержание алюмосиликатов, большое количество свободного кремнезема). Тогда же появился очаг в Байджансайском антиклинории, давший излияния кислых лав и интрузии гранитоидов. Позднегерцинские магматические проявления в Южном Каратау связаны с деятельностью верхнепалеозойского магматического очага в Таласском Алатау.

Несколько обособленно, вне связи с областями развития продуктов вулканизма находятся многочисленные дайковые интрузии позднегерцинского возраста, развитые в Северо-Западном и Центральном Каратау. Как мы уже отмечали, они имеют различный состав, от габбродиабазов до гранит-порфиров. Для них характерна тесная связь с крупными разломами. Некоторые исследователи (М. Б. Бородаевская) образование подобных интрузий (группа малых интрузий) связывают с полуплатформенным режимом развития земной коры. Обычно эти интрузии хронологически обособлены от формирования крупных интрузий и появляются в заключительные этапы развития подвижных зон земной коры. Вместе с тем не исключается связь малых интрузий с крупными массивами, расположенными на больших глубинах. Последний вопрос должен решаться отрицательно, в противном случае надо допускать существование гигантского магматического источника, расположенного под всей территорией современного Каратау. Кроме того, следует предположить, что деятельность этого источника выразилась только в образовании дайковой серии, что маловероятно. Следовательно, более правильно будет связывать становление этих интрузий с глыбовыми перемещениями субстрата, развивавшимися уже в платформенной обстановке. С внедрением позднегерцинских интрузий прекратилась магматическая деятельность в Каратау.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изложенный выше материал о строении хр. Каратау показывает, что складчатая структура этого района Тянь-Шаня неоднородна, что обусловлено неравномерностью развития основных структурных элементов на протяжении трех тектонических циклов. Каждый тектонический цикл во времени распадается на два этапа. В начале цикла преобладали нисходящие движения, следствием которых было возникновение прогибов и поднятий (последние формировались на фоне общего опускания), интенсивное осадконакопление и вулканизм. Во вторую половину цикла господствовали восходящие движения, которые привели к общему поднятию района и завершились складчатостью. Со второй половиной цикла связано внедрение интрузий. Эти два этапа, как нам кажется, являются элементами закономерного тектонического процесса развития геосинклиналей, а смена их во времени, видимо, связана с изменением характера напряжений в земной коре.

Внутреннее строение основных структурных элементов сложное. Образование складок и разрывов, усложняющих крупные структуры, в условиях Каратау нельзя объяснить действием гравитации. Этому противоречит, прежде всего, строгая ориентировка в пространстве осевых поверхностей складок и поверхностей разрывных нарушений. В связи с этим формирование структуры Каратау мы рассматриваем как результат сочетания длительного неравномерного развития крупных консе-

дементационных структур и относительно более позднего и быстрого проявления складкообразовательных движений.

2. Начальные этапы проявления вулканизма в Каратау связаны с зонами проницаемости, возникшими в верхнем протерозое в результате растяжения земной коры. Земная кора гетерогенна, и, следовательно, разрядка напряжений должна происходить в локальных зонах, на месте которых в период складкообразовательных движений происходит блоковые перемещения и возникают глубинные разломы. Иными словами, зоны проницаемости представляют собой первоначальную форму существования глубинных разломов. В последующие этапы геологической истории, глубинные разломы, как это установлено многими исследователями для Урала, Казахстана, Алтая, Гиссарского хребта, предопределяли участки локализации проявлений эффузивной деятельности. Пример Главного Каратауского глубинного разлома подтверждает правильность сделанных ранее выводов. Все проявления эффузивного магматизма в Каратау — от верхнего протерозоя до среднего палеозоя — приурочены к этому крупному разлому.

3. Эффузивный магматизм сменился интрузивным. Это две формы единого магматического процесса, развивающегося одновременно с ростом крупных структур. Каждой интрузивной фазе в Каратау соответствует одновозрастная эффузивная толща. Только для группы малых интрузий не обнаруживается одновременного проявления вулканизма. Длительное развитие магматических очагов выражается в смене форм магматизма, в изменении химизма эффузивных и интрузивных образований. Общность магматических очагов эффузивных и интрузивных проявлений для определенных этапов развития Каратау подтверждается близостью их петрохимического состава.

4. В структурном отношении докембрийские, каледонские и раннегерцинские интрузии Каратау приурочены к областям поднятий и непосредственной связи с глубинными разломами не имеют. Особенно отчетливо наблюдается приуроченность к поднятиям гранитоидных интрузий. В этом отношении заслуживает самого пристального внимания неоднократно высказывавшееся Н. А. Штрейсом положение о том, что гранитный магматизм развивается длительно, что он не порождается складчатостью, а с усилением тектонических движений связано только становление гранитных интрузий в областях поднятий.

5. История тектонического развития Каратау позволяет проследить постепенное отмирание геосинклинального режима. При этом происходит смена эвгеосинклинальных условий верхнепротерозойского этапа развития миогеосинклинальными условиями каледонского времени. В ходе тектонического развития Каратау постепенно ослабевала магматическая деятельность. С окончанием геосинклинального режима магматические проявления прекратились полностью.

ЛИТЕРАТУРА

Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана, ч. I. Алма-Ата, Изд-во АН Казахской ССР, 1961.

Арсовски М. И. Структура Боролдайского антиклинория и история его формирования. Автореф. диссерт. М., 1957.

Безруков П. Л. Итоги изучения фосфоритоносного бассейна Каратау. В кн.: «Успехи геологического изучения Казахстана за 20 лет». Алма-Ата, 1941.

Беспалов В. Ф. Геологическая карта хребта Каратау. Геология окрестностей рудника Байджансай.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1940, вып. 5.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 1.

Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. М., Госгеолтехиздат, 1955.
Бородаевская М. Б. Некоторые вопросы геологии, петрогенезиса и металлогении малых интрузий поздних этапов развития тектономагматического цикла. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1955.
Бронгулеев В. В. Основные черты строения и развития среднепалеозойского структурного этажа Центрального Каратау.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 2.
Бронгулеев В. В. Строение и история формирования среднепалеозойского структурного этажа Центрального Каратау по геологическим и геофизическим данным. М., Гостоптехиздат, 1961.
Вебер В. Н. Геологические исследования в Сыр-Дарьинской области в 1904 г.— Изв. Геол. ком., 1905, **24**, № 7.
Вебер В. Н. 1. Вулканизм и метаморфизм Восточного Каратау. В кн.: «Геология СССР. Т. 20. Восточный Казахстан. Ч. 1. Геологическое описание». М.— Л., Госгеолиздат, 1941.
Вебер В. Н. 2. Кембрийские отложения южных районов Восточного Казахстана и хребта Кара-Тау. В кн.: «Геология СССР. Т. 20. Восточный Казахстан. Ч. 1. Геологическое описание». М.— Л., Госгеолиздат, 1941.
Галицкий В. В. Тектоника центрального Каратау.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1936, **14**, № 4.
Галицкий В. В. Урало-Тяньшанская зона сдвигов.— Сов. геология, 1940, № 9.
Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса.— Труды геохимического симпозиума (20—24 декабря 1957 г.). М., Изд-во АН СССР, 1959.
Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1941.
Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Казахской ССР, 1947.
Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклинория (Центральный Казахстан).— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, 1962.
Козлов Н. А., Соколов В. А. Каратауское урано-ванадиевое месторождение.— Изв. Казах. фил. АН СССР, 1944, № 2—3.
Колотухина С. Е. Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хребта Каратау.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 4.
Колотухина С. Е. Фации нижнего карбона в хребте Каратау.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, 1958, № 9.
Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С. Интрузивные комплексы гранитоидов палеозоя Бет-Пак-Далы.— Сов. геология, 1956, сб. 51.
Коптев-Дворников В. С. и др. Палеозойские интрузивные комплексы Бет-Пак-Далы.— Труды Ин-та геол. рудных месторожд., петрогр., минер. и геохим. АН СССР, 1960, вып. 44.
Коржинский Д. С. Гранитизация как метасоматическое замещение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Кузнецов В. А. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы.— Докл. АН СССР, 1948, **60**, № 2.
Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1955.
Лабазин Г. С. О возможном значении пологих притертых надвигов хребта Кара-Тау.— Проблемы сов. геол., 1935, № 9.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Эффузивные породы СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 2.
Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, **32**, вып. 4.
Макарычев Г. И. Тектоническое развитие хребта Каратау (Южный Казахстан) в нижнем палеозое.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, **36**, вып. 3.
Маркова Н. Г. О возрасте и положении в структуре интрузий Бет-Пак-Далы.— Сов. геология, 1956, сб. 51.
Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 62.
Машкара И. И. К стратиграфии и тектонике северо-восточной ветви хребта Каратау.— Проблемы сов. геол., 1938, № 1.
Машкара И. И. Геология Центрального Каратау.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1939, вып. 1.
Мушкетов И. В. Краткий отчет о геологическом путешествии по Туркестану в 1875 г.— Записки СПб., минер. об-ва, 1877, ч. 12.
Николаев Н. И. Тектоника и металлогения хребта Каратау (Южный Казахстан).— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1961, **37**.

Николаев Н. И. и др. О древнейших породах хребта Каратау.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1961, 37.
Овчинников С. К. Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона и Гиссарский глубинный разлом.— Изв. отд. геол., хим. и техн. наук АН Таджикской ССР, 1959, вып. 1.
Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшанской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
Пейве А. В. 1. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
Пейве А. В. 2. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В кн.: «Структура земной коры и деформации горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Доклады советских геологов. Проблема 18).
Похвиснева Е. А. Роль тектонических движений в истории девонского континентального осадконакопления в хребте Каратау (Южный Казахстан). Автореф. диссерт. М., 1959.
Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны. В кн.: «Тектоника СССР», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1948.
Смирнов В. И., Козеренко В. Н. Главная зона разломов Тянь-Шаня и связь ее с оруденением.— Сов. геология, 1940, сб. 11.
Степаненко А. Ф. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев рек Чаткала и Сандалаша (Тянь-Шань).— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1958, вып. 4.
Тащинина М. В. Изверженные породы Боролдайтау и Кулантау. Алма-Ата, Изд-во АН Казахской ССР, 1951.
Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. Составили Н. С. Шатский и А. А. Богданов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Турбин Л. И. Некоторые новые данные по верхнепалеозойским интрузиям Северной Ферганы.— Труды Упр. геол. и охраны недр при Совете министров Киргизской ССР, 1960, сб. 1.
Тюрин Б. А. Каратауское месторождение урано-ванадиевых руд.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 2.
Хорева Б. Я. Геолого-петрографический анализ юго-восточной части Иртышской зоны смятия. М., Госгеолтехиздат, 1954.
Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 1.
Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам». Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951. (Тектоника СССР, т. 3).
Эз В. В. Тектоника северо-западной части Центрального Каратау.— Сов. геология, 1954, сб. 41.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, выпуск 93, 1963

Отв. редактор *Н. А. Штрейс*

Т. Г. ПАВЛОВА

СООТНОШЕНИЕ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА СО СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕМ НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО УЛУТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

ВВЕДЕНИЕ

В геологической литературе все большее внимание привлекают вопросы взаимосвязи магматизма со складчатостью. В зависимости от времени формирования интрузий среди них выделяются синорогенные и посторогенные образования. Среди петрографов, обсуждающих эту проблему, широко распространены представления о проявлении интрузивной деятельности в виде кратковременных этапов. Кратковременность этапов проявления интрузий созвучна представлению о фазах складчатости.

Однако что такое складчатость? Н. С. Шатский (1951) указывал, что существуют различные представления о процессе образования складчатых структур. Одни ученые отмечают резко выраженную кратковременность и эпизодичность этого процесса, неоднократно прерывавшего осадконакопление. Другие характеризуют складкообразование как длительный процесс, соизмеримый с крупными интервалами геологического времени. Наконец, представители третьего направления считают, что длительные, медленные движения чередовались с быстрыми, ведущими к осложнению крупных структур более мелкой складчатостью и разломами. Разбор этих мнений не входит в нашу задачу. Попытаемся выяснить, как возникла складчатая структура, на конкретном примере Южного Улутау. Для этой цели важен анализ перерывов и несогласий в отложении пород, морфологии структур и изучение разрезов для установления мощностей и фаций. Последнему решающее значение придавал Н. С. Шатский, считая, что «выяснение фациальных изменений осадков в зависимости от тектонических форм — единственно правильный путь определения процесса образования складок» (1951, стр. 33).

Южный Улутау представляет собой хороший пример для выяснения соотношений складкообразования и магматизма, так как здесь в древней складчатой структуре распространены гранито-гнейсы и граниты, диориты, гранодиориты и сиениты. Это самая южная структура в Улутавской зоне поднятий в западной части Центрального Казахстана. Южно-Улутавское поднятие отделено неширокими Тамдинскими и Шагырлинским средепалеозойскими прогибами от расположенных севернее Арганатинского поднятия и Улутавского купола [1]. На востоке Южный

[1] Названия структур предложены Ю. А. Зайцевым (1957).

Улутау граничит с Джезказганской впадиной, образованной средне- и верхнепалеозойскими породами большой мощности. На западе и юге древняя структура Южного Улутау погружена под мезо-кайнозойские отложения Тургайской и Чуйской синеклиз.

Строение Южно-Улутауского поднятия неоднородно. Оно состоит из разновозрастных образований. Расположенный в центральной его части Майтюбинский антиклинорий сложен породами боровской серии нижнего протерозоя [1]. Находящийся к востоку от него Карсакпайский синклинорий выполнен отложениями карсакпайской (акдымской) серии верхнего протерозоя. С запада к Майтюбинскому антиклинорию примыкает Байконурский синклинорий, сложенный рифейскими и нижнепалеозойскими породами. Названные структуры были детально изучены Н. А. Штрейсом и его сотрудниками — М. С. Марковым (Карсакпайский синклинорий), А. Л. Книппером (Байконурский синклинорий) и автором (Майтюбинский антиклинорий). Кроме материалов автора в работе использованы данные по смежным синклинориям. В связи с тем, что гранитоиды в основном являются докембрийскими образованиями, наиболее подробно будет рассмотрена докембрийская и нижнепалеозойская история формирования структур, отвечающая геосинклинальному этапу развития этой области.

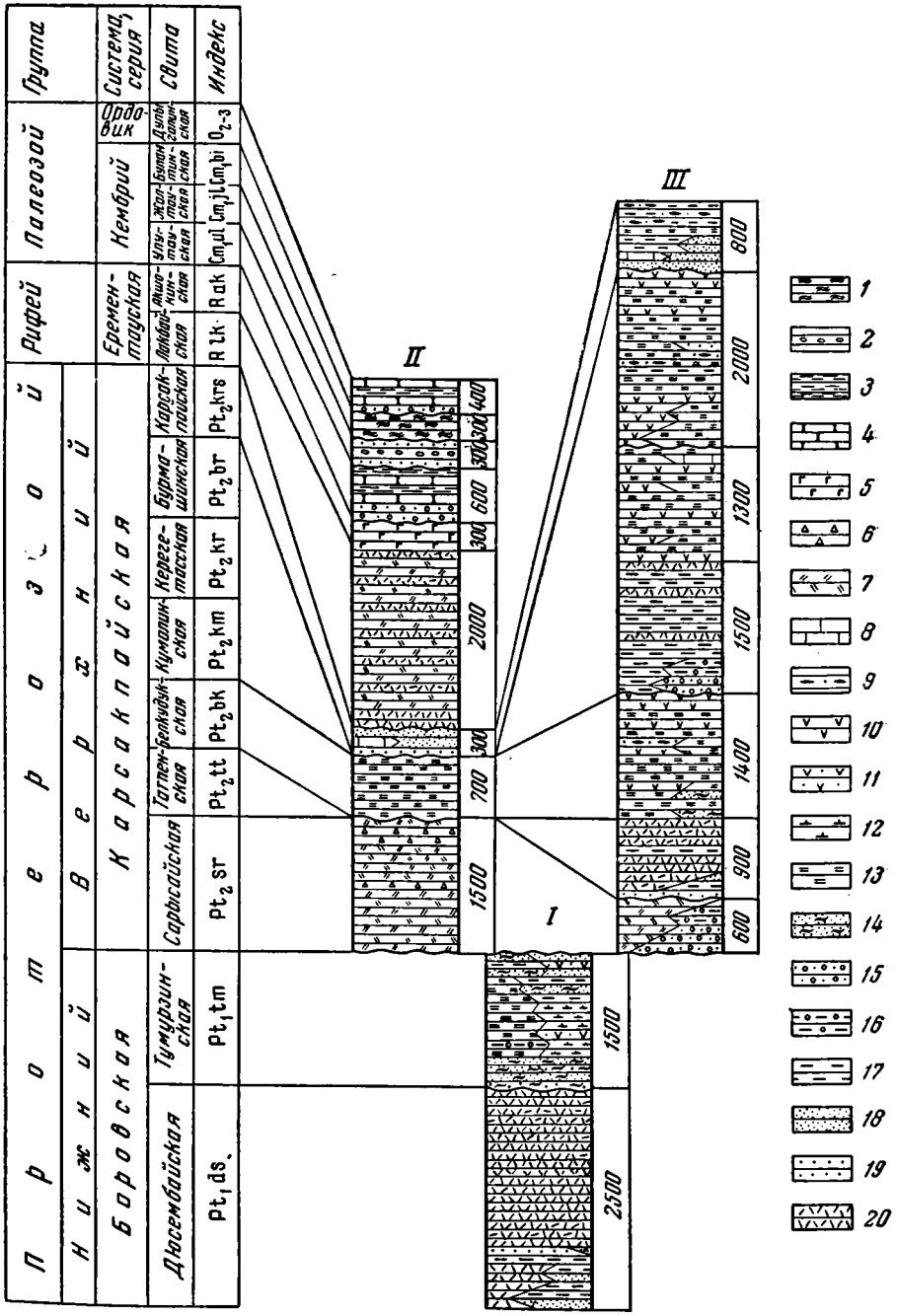
ПЕРЕРЫВЫ И НЕСОГЛАСИЯ В ОСАДКООТЛОЖЕНИИ

Очень часто результаты наблюдений несогласного залегания комплекса пород на каком-либо конкретном участке распространяют на условия залегания свиты в целом. Лишь детальные работы позволяют заметить, что часто один и тот же комплекс пород находится в неодинаковых соотношениях с подстилающими породами в разных частях крупной структуры.

На примере изученного района азимутальные несогласия лучше всего выявляются при прослеживании соотношений в простирании свит в плане на расстоянии в несколько километров. В коренных выходах из-за плохой обнаженности очень редко видны непосредственные контакты между свитами. К тому же замеренные углы падения пород в обнажениях докембрийских толщ, осложненных мелкими складками, не отражают истинных условий залегания свиты. При параллельном залегании пород перерывы в толщах докембрия Южного Улутау устанавливаются на основании наличия базальных конгломератов или грубозернистых пород и резкого изменения литологического состава. Эти признаки недостаточны, и, может быть, перерывов в отложении пород было меньше, чем отмечено (фиг. 1).

Наиболее древняя структура Южного Улутау — Майтюбинский антиклинорий — сложена мощным комплексом кислых вулканогенных образований дюсембайской свиты и главным образом терригенными отложениями тумурзинской свиты, объединенных в боровскую серию (см. фиг. 1). Тумурзинская свита залегает с перерывом на отложениях дюсембайской свиты. Однако соотношения ее с подстилающими породами в разных частях структуры неодинаковы. В центральной части антиклинория, в районе сая Тумурза, в верхнем течении р. Дюсембай, к западу от тальвега и в районе горы Канттюбе породы тумурзинской свиты залегают с азимутальными несогласиями на подстилающих образованиях. При этом в двух последних участках они ложатся на нижние пачки пород дюсембайской свиты. В то же время в западном крыле

[1] Названия серий и их возраст приняты в связи с унификацией стратиграфических схем Восточного Казахстана. (Резолюция Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, 1958).



Фиг. 1. Стратиграфические колонки центральной части Майтюбинского антиклинория (*I*), западной части и западного крыла антиклинория (*II*) и восточного крыла антиклинория и Карсакпайского синклинория (*III*).

1 — кремнистые и кремнисто-углистые сланцы; *2* — оолитовые окремнелые породы; *3* — алевролиты и аргиллиты; *4* — песчаники; *5* — миндалекаменные порфириты; *6* — агломераты и агломератные туфы; *7* — кварцевые порфиры и их туфы; *8* — известняки; *9* — железистые кварциты; *10* — порфиритоиды; *11* — параамфиболиты; *12* — кварцево-тремолитовые и кварцево-диопсидовые породы; *13* — зеленые сланцы; *14* — графитсодержащие кварциты и сланцы; *15* — конгломераты; *16* — конгломератовые сланцы; *17* — кварцево-слюдяные сланцы; *18* — кварцитовые сланцы; *19* — кварциты; *20* — порфироиды

антиклинория к северо-западу от верховьев сая Татпен, и в восточном крыле к востоку от верховьев р. Дюсембай, тумурзинская свита с обломочными кварцитами в основании покрывает согласно верхнюю пачку дюсембайской свиты.

Лежащий выше комплекс пород, названный карсакпайской серией, объединяет ряд свит вулканогенно-осадочного происхождения (фиг. 1, *III*). Он слагает Карсакпайский синклинорий. В западном крыле антиклинория известны лишь отдельные члены разреза карсакпайской серии, с существенными перерывами в отложении пород (фиг. 1, *II*).

Сарысайская свита кислых эффузивных образований слагает крылья антиклинория, прослеживаясь в северо-западной и юго-восточной частях района. Она залегает трансгрессивно на различных пачках пород тумурзинской свиты. В восточном крыле антиклинория, между саем Тумурза и горами Актастобе, в основании свиты развиты конгломераты. Лежащая выше татпенская свита образована кислыми вулканогенными породами. Она известна лишь в восточном крыле антиклинория. К северу от широты сая Тумурза отложения татпенской свиты с горизонтом кварцитов в основании расположены непосредственно на породах тумурзинской свиты, южнее этого сая — на конгломератах сарысайской свиты, а далее к югу — на кварцевых порфирах сарысайской свиты. В каждом участке азимутальных несогласий не наблюдается. Породы татпенской свиты с постепенным переходом сменяют основные вулканогенные образования и сопутствующие им зеленые и графитовые кварцитовые сланцы белкудукской свиты. В западном крыле антиклинория белкудукская свита развита обособленно в долине сая Татпен и узкой полосой прослежена к югу. Здесь ее соотношения с нижележащими породами не могут быть выяснены, так как она с востока ограничена разрывным нарушением, а с запада перекрыта кембрийскими отложениями.

Кумолинская и связанная с ней постепенными переходами керегетасская свиты — основные члены разреза Карсакпайского синклинория. В западном крыле Майтюбинского антиклинория их аналоги неизвестны. Кумолинская свита светлых кварцево-слюдяных, кварцитовых сланцев ложится с перерывом на лежащие ниже отложения, но лишь на юге, в районе среднего течения р. Дюсембай, заметно резко трансгрессивное ее залегание. При этом перекрыты отложения сарысайской, татпенской и белкудукской свит. Здесь в разрезе свиты широко развиты конгломераты и конгломератовые сланцы, содержащие гальки подстилающих пород. Бурмашинская свита расположена в осевой части Карсакпайского синклинория. В верховьях сая Керегетас М. С. Марков (1958) наблюдал ее азимутальные несогласия с простираниями пород керегетасской свиты. Самым верхним членом карсакпайской серии является карсакпайская свита, сложенная железистыми и безрудными кварцитами с прослоями серицито-кварцевых и хлорито-актинолито-кварцевых сланцев. Она залегает несогласно на породах бурмашинской и керегетасской свит в центральной части Карсакпайского синклинория, где слагает узкие шовные синклинали, приуроченные к меридиональной зоне разломов. Карсакпайская свита известна в юго-западной части антиклинория. Здесь она несогласно, с большим перерывом залегает на отложениях сарысайской, тумурзинской и дюсембайской свит.

В западном крыле Майтюбинского антиклинория, в его северной части, известен более молодой комплекс пород, названный ерементауской серией. Условно он отнесен к рифейским образованиям. Этот комплекс состоит из двух свит — лакбайской и акшокинской, связанных между собой постепенными переходами. Лакбайская свита, сложенная кислыми эффузивными породами, залегает с азимутальными несогласиями на отложениях сарысайской свиты. Акшокинская свита, образо-

ванная основными породами, расположена в ядрах двух синклинальных складок, осложняющих ложную моноклиналь в смежном крыле антиклинория и Байконурского синклинория.

Рассмотрев соотношения свит докембрия, слагающих Майтюбинский антиклинорий и Карсакпайский синклинорий, можно видеть, что азимутальные несогласия между свитами наиболее ярко выражены в центральной части и в западном крыле антиклинория. В последнем случае эти азимутальные несогласия подчеркнуты значительными перерывами в осадконакоплении. В северной части этого крыла перерыв между отложением сарысайской и лакбайской свит соответствует интервалу времени формирования почти всего верхнего протерозоя. В южной части крыла он отвечает столь же значительному времени между отложением сарысайской и карсакпайской свит.

Отложения нижнего палеозоя, начинающиеся с условно определяемого нижнего кембрия, в западном крыле антиклинория залегают по-разному. В северной части крыла они ложатся с перерывом, но без азимутальных несогласий с рифейскими образованиями и вместе с ними смяты в крупные складки. В южной части отложения улутауской, жалтауской и булантинской свит кембрия выполняют протяженную, резко наложенную Курайлинскую мульду. Породы, слагающие основание мульды, залегают на различных докембрийских отложениях вплоть до самых древних. В районе горы Басалтуайт азимутальные несогласия достигают 90°.

Таким образом, установлено, что между свитами очень часты перерывы в отложении, которые иногда сопровождаются и азимутальными несогласиями. Азимутальные несогласия не повсеместны или выражены различно в разных частях структуры. В центральной части Майтюбинского антиклинория тумурзинская свита залегает с азимутальными несогласиями на нижних толщах дюсембайской свиты, тогда как в крыльях антиклинория она покрывает верхнюю пачку дюсембайской свиты с перерывом, но согласно. В строении смежного крыла Майтюбинского антиклинория и Карсакпайского синклинория азимутальные несогласия выражены лишь в южной части, где отложения кумолинской свиты перекрывают все лежащие ниже образования карсакпайской серии. В центральной части Карсакпайского синклинория азимутальные несогласия между бурмашинской и керегетасской свитами отмечены в верховьях сая Керегетас. В остальных частях района она ложится с перерывом, при согласном залегании. Более широким проявлением азимутальных несогласий отличается положение карсакпайской свиты, но и они выражены не повсеместно.

Особенно отчетливо проявляются различия в положении одновозрастных комплексов в палеозойских отложениях. В северной части западного крыла Майтюбинского антиклинория кембрийские отложения залегают параллельно рифейским образованиям, унаследовав предшествовавшее прогибание. С другой стороны, в пределах западной части антиклинория кембрийские отложения Курайлинской мульды лежат с азимутальным несогласием в 90° на отложениях боровской серии. Таким образом, чем значительнее перерыв в отложениях, тем резче выражены азимутальные несогласия с подстилающими породами. По отношению к величине азимутального несогласия, очевидно, применимо рассуждение Н. С. Шатского относительно углового несогласия, величина которого «выражает всю сумму движений как до, так и во время перерыва» (1951, стр. 24).

Итак, в процессе формирования структуры Южного Улутау в течение протерозоя, рифея и кембрия неоднократно проявлялись перерывы в осадкообразовании. Тем не менее ни один из них не выражен как универсальный и повсеместный. Эти наблюдения согласуются с материала-

ми А. Л. Книппера по Байконурскому синклинорию, где отложения кембрия и ордовика представляют единую серию, в который известны лишь местные несогласия. В каледонской истории этого прогиба отсутствуют моменты, с которыми обычно принято связывать региональное складкообразование. Таким образом, на протяжении очень длительного отрезка времени нет данных, указывающих на возникновение универсального перерыва, и на проявление кратковременного этапа складчатости в Южном Улутау. В то же время азимутальные несогласия, по-видимому, отражают местные изменения в структурном плане. Зависимость их величины от длительности перерыва свидетельствует о постепенном нарастании таких изменений.

СТРОЕНИЕ МАЙТЮБИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Из перечисленных выше структур, слагающих Южно-Улутауское поднятие, будет рассмотрено строение лишь Майтюбинского антиклинория, так как к нему приурочены все гранитоиды (фиг. 2).

Майтюбинский антиклинорий вытянут в меридиональном направлении. С севера на юг он прослежен на расстояние 150 *км* — от гор Усгырлытау до р. Белеуты. Максимальная ширина его в районе гор Алтуайт — Кызымчек достигает 40 *км*. К северу и югу антиклинорий сужается.

Границы антиклинория в значительной мере проведены условно, несмотря на существенные различия в морфологии структур антиклинория и смежных с ним синклинориев. Условность структурных границ связана с тем, что в зонах сочленения этих крупных тектонических форм различия в морфологии сглаживаются вследствие развития переходных форм. В простираниях структур первого порядка в пределах антиклинория преобладают северо-северо-западные направления, тогда как общее простирание крыла Карсакпайского синклинория меридиональное. В то же время крыло синклинория осложнено поперечными синклинальными перегибами. Эти перегибы находятся в тех участках, где в пределах антиклинория расположены синклинали. В этих участках менее резко изменяются углы падения пород вкрест простирания крыла структуры. Отсутствие резко выраженных повсеместных перерывов свидетельствует о постепенной перестройке структуры.

Как будет рассмотрено ниже, структуры антиклинория формировались в течение длительного времени — в конце нижнего и в начале верхнего протерозоя. Лишь более молодые отложения верхнего протерозоя слагают отчетливо выраженный борт Карсакпайского геосинклинального прогиба.

В целом западное и восточное ограничения антиклинория отмечены флексурообразными перегибами, осложненными на отдельных участках разломами. Граница антиклинория с Карсакпайским синклинорием проведена по смене более пологих углов падения (25—40°) в пределах антиклинория более крутыми (50—70°) в крыле синклинория. Меридиональное простирание этой границы на севере отклоняется к северо-северо-западу, а на юге — к юго-юго-западу, образуя в плане пологую дугу. Такую же дугообразную форму в плане имеет западная граница антиклинория, но выгнута она в противоположную сторону. Эта граница с Байконурским синклинорием проходит по флексуре в нижнепалеозойских отложениях. Она прослежена А. Л. Книппером от гор Жалтау на севере до сая Бозинген и далее к юго-юго-востоку. В средней части флексура осложнена Жалтауским разломом.

В южном направлении антиклинорий постепенно сужается. Он прослежен до долины р. Белеуты, где слагающие его нижнепротерозойские породы перекрыты мезо-кайнозойскими отложениями, образующи-

ми борт Чуйской синеклизы. На севере часть синклинория срезана широтным Котрским разломом и перекрыта девонскими отложениями Шагырлинской грабен-синклинали. Западная часть антиклинория прослежена вплоть до гор Усгырлытау, а далее она скрыта под нижнепалеозойскими породами, слагающими наложенные структуры.

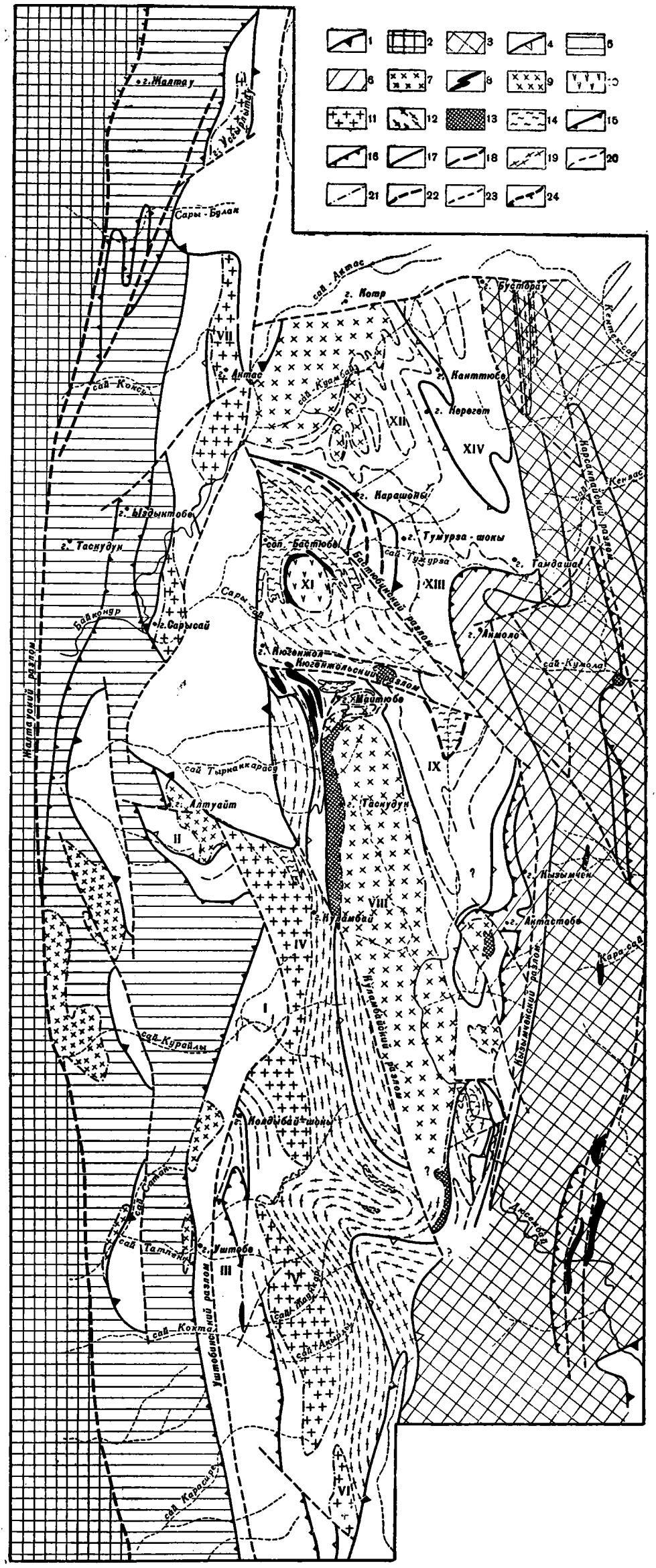
Антиклинорий построен асимметрично. В западной его части широко развиты наложенные разновозрастные структуры, и крыло антиклинория известно лишь на небольшом интервале. Восточное крыло выражено отчетливо. Оно осложнено рядом складчатых и разрывных нарушений в зоне сопряжения с Карсакпайским синклинорием. Центральная часть антиклинория состоит из антиклиналей и синклиналей первого порядка. В свою очередь, в этих структурах развиты более мелкие складки и разрывы.

С запада на восток установлены следующие структуры первого порядка (см. фиг. 2): Басалтуайтская антиклиналь и расположенные к северу от нее Алтауайтская и к югу — Уштобинская синклинали. К востоку от синклиналей кулисообразно сменяют друг друга Куламбайская, Жаункарская и Бозингенская антиклинали. К северу от Куламбайской расположена Актасская антиклиналь. Западнее Куламбайской антиклинали протяженная Центральная синклиналь отделяет первую от Северо- и Южно-Дюсембайских антиклиналей. Продолжением Северо-Дюсембайской антиклинали является Бастюбинская антиклиналь. Тамдашинская и Куамбайская синклинали отделяют Бастюбинскую антиклиналь от Кантюбинской. Все эти структуры расположены таким образом, что Актасская, Куламбайская, Жаункарская и Бозингенская антиклинали образуют протяженную зону, вытянутую в северо-северо-западном направлении. Другую зону слагают Бастюбинская, Северо- и Южно- Дюсембайские антиклинали. Эти две зоны антиклиналей разделены Центральной синклиналью. В свою очередь, Тамдашинская и Куамбайская синклинали отделяют Бастюбинскую антиклиналь от Кантюбинской. За исключением Центральной и Куамбайской синклиналей, остальные расположены так, что их шарниры погружаются в стороны прилежащих синклинориев. Поэтому в Алтуайтской и Тамдашинской синклиналях известны лишь центриклинали, а в Уштобинской — центриклиналь и крылья.

Морфология антиклиналей и синклиналей довольно проста. В плане они имеют удлиненно-овальную форму. Соотношение короткой и длинной осей в замкнутых формах варьирует от 1 : 5 до 3 : 5. Направления осей антиклиналей и синклиналей колеблются от северо-западных до меридиональных. Эти структуры разной величины, наиболее крупные из них достигают 35 *км* по простиранию, а более мелкие не превышают 10 *км*. Антиклинали и синклинали, как правило, асимметричны. Антиклинали имеют более крутые западные крылья и более пологие восточные. При этом в западных крыльях Бастюбинской и Дюсембайских антиклиналей на отдельных участках слои запрокинуты. Несмотря на эти осложнения, простая форма структур в плане, расположение антиклиналей в виде зон, разделенных неравновеликими синклиналями, погружение синклиналей в стороны прилежащих синклинориев — уподобляют эти структуры прогибам и поднятиям. Это подобие станет более очевидным после рассмотрения изменений мощностей и фаций пород, слагающих эти структуры первого порядка в пределах антиклинория.

Изменение фаций и мощностей в разрезах

В породах боровской серии эти изменения могут быть рассмотрены на значительной площади, за исключением тех участков, на которых развиты гранитизированные породы. В лежащих выше образованиях колебания в составе пород и мощностей могут быть прослежены лишь



Фиг. 2. Тектоническая схема центральной части Южного Улутау

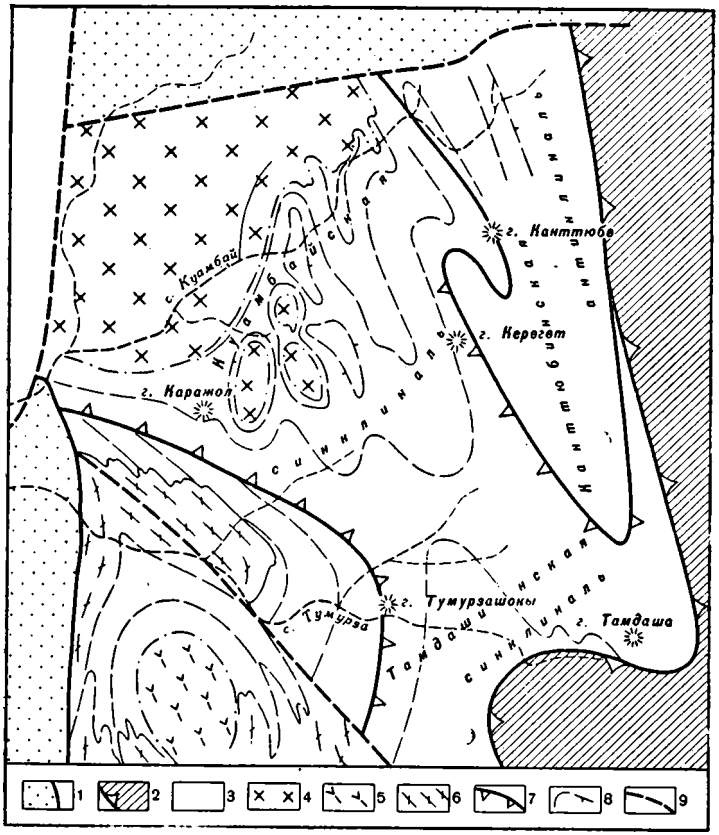
1 — наложенные мульды и грабен-синклинали среднего палеозоя; *2* — нижнепалеозойский Байконурский синклинорий; *3* — верхнепротерозойский Карсакпайский синклинорий; *4* — нижнепротерозойский Майтюбинский антиклинорий, антиклинали и синклинали в его пределах; *5* — зона сочленения Майтюбинского антиклинория и Байконурского синклинория; *6* — зона сочленения Майтюбинского антиклинория и Карсакпайского синклинория; *7* — додевонские гранодиориты; *8* — протерозойские пластовые и жильные габбро и габбро-диабазы; *9* — верхнепротерозойские граниты; *10* — верхнепротерозойские щелочные и нефелиновые сиениты; *11* — верхнепротерозойские граниты; *12* — верхнепротерозойские гранито-гнейсы; *13* — диоритовидные породы; *14* — гранитизированные породы; *15* — границы наложенных нижнепалеозойских мульд; *16* — границы верхнепротерозойских синклиналей; *17* — границы между свитами, разделенными перерывами в осадкообразовании; *18* — условные структурные линии внутри свит; *19* — простирание гнейсовидности; *20* — условные границы при постепенных переходах; *21* — интрузивные контакты; *22* — длительно развивающиеся крупные разрывные нарушения; *23* — разновременные мелкие разрывные нарушения; *24* — флексуры. Структуры в пределах Майтюбинского антиклинория: *I* — Басалтуайтская антиклиналь; *II* — Алтуайтская синклиналь; *III* — Уштобинская синклиналь; *IV* — Куламбайская- антиклиналь; *V* — Жаункарская антиклиналь; *VI* — Бозингенская антиклиналь; *VII* — Актасская антиклиналь; *VIII* — Центральная синклиналь; *IX* — Северо-Дюсембайская антиклиналь; *X* — Южно-Дюсембайская антиклиналь; *XI* — Бастюбинская антиклиналь; *XII* — Куамбайская синклиналь; *XIII* — Тамдашинская синклиналь; *XIV* — Канттюбинская антиклиналь

по простиранию, так как они обнажены в крыльях Майтюбинского антиклинория.

В породах дюсембайской свиты, залегающих в ядрах антиклиналей, фациальные различия менее значительны, чем в расположенных выше свитах. Здесь удается провести сопоставление по отдельным пачкам пород. При этом маркирующим горизонтом является горизонт кварцитов. Подкварцитовая часть разреза имеет незначительную мощность и представлена массивными порфироидами в верховьях сая Сатан, тонко рассланцованными порфироидами к западу от горы Аралтобе и полевошпатовыми кварцитами в верховьях р. Дюсембай. Горизонт кварцитов претерпевает существенные изменения по простиранию. В верховьях р. Дюсембай он сложен полевошпатовыми микрокварцитами. Севернее, на горе Аралтобе,— это массивные белые зернистые кварциты, сменяющиеся в двух-трех километрах к севро-западу серыми зернистыми породами. В верховьях сая Сатан горизонт сложен серыми зернистыми кварцитами, замещающимися по простиранию мелкогалечными конгломератами.

Лежащая выше часть разреза представлена чередующимися порфироидами и туфогенно-осадочными породами в западной части антиклинория и порфироидами, переслаивающимися с полевошпатовыми кварцитами, в центральной его части. Верхняя часть разреза более или менее однообразна и сложена обильно порфировыми породами.

Разрезы тумурзинской свиты исключительно разнообразны в разных частях структуры. Свита сложена пестрыми по составу породами. Здесь развиты кварциты — черные гранитсодержащие, и зеленоватые с амфиболом, белые, чисто кварцевые и полевошпатовые, различные метаморфические сланцы, амфиболиты и известняки. Породы в разной степени метаморфизованы, и, таким образом, в составе свиты можно видеть как кварцево-хлоритовые, так и кварцево-амфиболовые сланцы. Даже в пределах одной синклинали, которая вследствие ундуляции шарнира разделена на две более мелкие синклинали, Куамбайскую и Тамдашинскую (фиг. 3), разрезы существенно различны. В Тамдашинской синклинали, погружающейся в сторону Карсакпайского синклинория, распространены различные сланцы. В основании разреза залегают черные графитовые кварцитовые сланцы с тонкими прослоями слюдяно-кварцевых сланцев. Мощность пачки 300—350 *м*. Они сменяются буроватыми кварцитовыми, слюдяно-кварцевыми и конгломератовыми сланцами. В этой второй пачке встречено несколько горизонтов светлых зернистых кварцитов и прослои хлоритово-кварцевых сланцев. В конгломератовых сланцах заключены мелкие обломки и гальки белых мелкозернистых кварцитов, жильного кварца и порфироидов. Видимая мощность пачки около 450 *м*. Выше залегает пачка пород, представленная часто чередующимися зелеными актинолитово-альбитовыми, хлоритово-кварцевыми, серыми и буроватыми слюдяно-кварцевыми и коричневатыми тонкозернистыми кварцево-карбонатными сланцами с прослоями и линзами мелкокристаллических известняков. Мощность пачки 500 *м*. Далее на восток непрерывно прослежены выходы четвертой пачки черных и темно-серых графитово-кварцитовых сланцев, переслаивающихся с карбонатными и кварцитовыми сланцами и зелеными, зеленовато-серыми слюдяно-хлоритово-кварцевыми сланцами. Мощность четвертой пачки 200 *м*. Суммарная мощность свиты в этом разрезе 1500 *м*. К югу от сая Тумурза разрез еще надстраивается, но он перекрыт рыхлыми отложениями. В восточном крыле Тамдашинская синклиналь осложнена антиклинальными складками, погружающимися к юго-востоку. Их максимальная ширина 600—700 *м*. Они сложены породами второй пачки, разрез которой отличается от разреза западного крыла синклинали преобладанием кварцитов над сланцами.



Фиг. 3. Схема строения Куамбайской и Тамдашинской синклиналей.

1 — наложенные мульды среднего палеозоя; *2* — западное крыло Карсакпайского синклинория; *3* — северная часть Майтюбинского антиклинория; *4* — диориты; *5* — сиениты; *6* — гранито-гнейсы; *7* — границы структур первого порядка в пределах антиклинория; *8* — изолинии, отражающие внутреннее строение структур первого порядка; *9* — разрывные нарушения

В 10 *км* севернее сая Тумурза, в Куамбайской синклинали, в разрезе тумурзинской свиты происходят заметные изменения. В этом разрезе кроме изменения фаций наблюдается значительный метаморфизм пород. Здесь на порфироидах дюсембайской свиты с азимутальным несогласием залегает пачка черных кварцитов, чередующихся с амфиболокварцевыми и графитовыми кварцитовыми сланцами. Общая мощность всей этой пачки с базальными кварцитами 300—350 *м*. Над ними расположена пачка кварцитовидных пород, состоящая из буровато-серых и буровато-зеленых тонкоплитчатых кварцитовых сланцев и кварцево-тремолитовых пород. Эти породы чередуются с подчиненными прослоями кварцевых амфиболитов, с маломощными (10—20 *см*) горизонтами белых зернистых кварцитов, как будинированными, так и ненарушенными. Мощность пачки 250 *м*. Третья пачка отличается от второй отсутствием амфиболитов. Кроме кварцево-тремолитовых пород здесь встречены кварцево-диопсидовые и диопсидо-тремолитовые разности. Мощность третьей пачки 350 *м*.

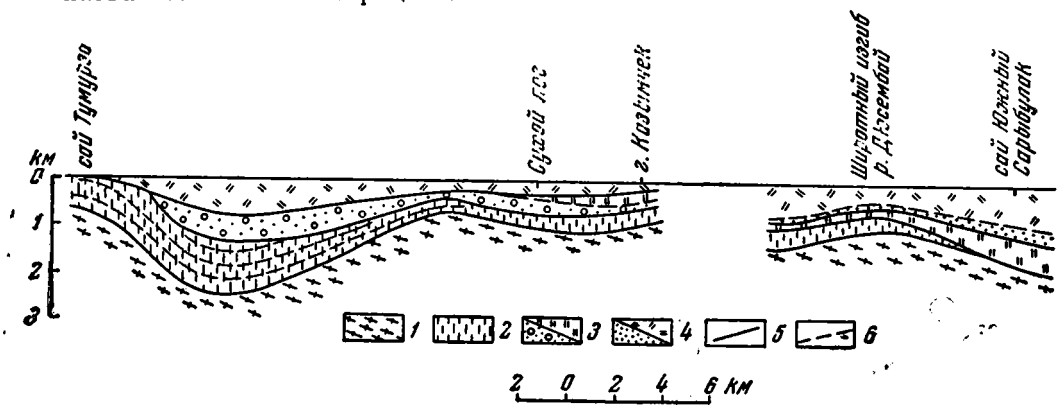
Выше по разрезу залегает пачка кварцитовых пород с преобладанием темно-серых и черных тонкозернистых и мелкозернистых графитовых кварцитов и кварцитовых сланцев. Эти породы чередуются с темны-

ми зелеными амфиболсодержащими кварцитами и амфиболитами. Мощность пачки 200 *м*. Верхнюю часть разреза образуют чередующиеся между собой светлые зеленовато-бурые кварцитовые породы, темно-зеленые кварцевые амфиболиты и лейкократовые полевошпатовые кварциты. Мощность горизонтов розоватых, белых и сероватых полевошпатовых кварцитов от 0,5 до 5 *м*, редко более. Общая мощность пачки 200—250 *м*. Мощность тумурзинской свиты в этом разрезе 1300—1350 *м*. Сопоставление разрезов тумурзинской свиты Тамдашинской и Куамбайской синклиналей показывает, что в первом разрезе развиты главным образом различные сланцы — графитовые, хлорито-кварцевые, мусковито-кварцевые, тогда как во втором разрезе это существенно кварцитовые породы. К тому же в первом разрезе в меньшем количестве развиты лейкократовые породы. Очень характерны во втором разрезе полевошпатовые кварциты. Мощности пачек пород в первом разрезе заметно большие, чем во втором, а из сравнения сопоставимых частей разреза видно, что общая мощность уменьшается с 1500 до 1100 *м*. В обоих разрезах развиты весьма характерные графитистые сланцы и кварциты, позволяющие сопоставлять отдельные пачки тумурзинской свиты. Нижней пачке графитовых кварцитовых сланцев первого разреза соответствует пачка графитовых кварцитов второго разреза. Горизонт кварцитовых, кварцево-слюдяных и конгломератовых сланцев может быть сопоставлен с нижней частью толщи кварцитовых сланцев, в которой часты прослои белых зернистых кварцитов. Третья пачка, представленная в разрезе сая Тумурза различными сланцами, для которых характерно присутствие карбонатного материала, сопоставима с пачкой кварцево-термолитовых пород, в изобилии содержащих тремолит и клиноцоизит. Для четвертой пачки типично присутствие графитсодержащих сланцев и кварцитов в обоих разрезах. Выше разрез пород на сае Турмуза неизвестен.

Еще большие фациальные изменения в сторону увеличения роли лейкократовых пород происходят на водоразделе сай Тумурза — Сарысай, в Бастюбинской антиклинали. Здесь приходится привлекать для сопоставления с предшествовавшими разрезами более метаморфизованные и частично гранитизированные породы. В районе сопки Бастюбе разрез сложен различными микрогнейсами, кварцево-диопсидовыми, кварцево-амфиболовыми породами и слюдяными сланцами с редкими прослоями амфиболитов. Эти породы залегают в кровле сиенитового массива и среди гранито-гнейсов, и здесь не известно основание разреза. На контакте с сиенитами залегает пластовое тело габбро-амфиболитов. Выше следует пачка светло-розовых микрогнейсов до 200 *м* мощности. Частично по простиранию, частично выше лейкократовые микрогнейсы сменяются светло-серыми и зеленоватыми мезократовыми разностями, и в составе пород кроме кварца и полевых шпатов появляются амфибол и эпидот. Здесь наблюдается особенно частое чередование различных типов микрогнейсов. Среди них встречены маломощные согласные тела габбро-амфиболитов. Общая мощность толщи 750—800 *м*. Выше по разрезу в западной части водораздела лейкократовые микрогнейсы чередуются с кварцево-диопсидовыми, кварцево-тремолитовыми и диопсидо-тремолитовыми породами, количество которых возрастает кверху. Видимая мощность верхней толщи около 700 *м*. Вследствие значительных фациальных изменений пород и усложнений в результате гранитизации отнесение нижней толщи к тумурзинской свите не безусловно точно. Возможно, что она отвечает части разреза дюсембайской свиты, в то время как вторая пачка соответствует тумурзинской свите.

Таким образом значительные изменения в разрезах тумурзинской свиты наблюдаются на небольшой площади 15×15 *км*. Существенно сланцевые (с хлоритом, слюдами и карбонатом) породы в разрезе Там-

дашинской синклинали сменяются кварцитовыми, кварцево-тремолитовыми и кварцево-диопсидовыми породами в Куамбайской синклинали. В разрезе Бастюбинской антиклинали среди кварцево-диопсидовых и кварцево-тремолитовых пород широко развиты лейкократовые микрокварциты (микрогнейсы). Этот тип разреза тумурзинской свиты был назван бастюбинской фацией.



Фиг. 4. Изменение мощностей и фаций сарысайской и татпенской свит вдоль восточного крыла Майтюбинского антиклинория.

1 — порфироиды дюсембайской свиты; *2* — кварциты и сланцы тумурзинской свиты; *3* — конгломераты и кварцевые порфиры сарысайской свиты; *4* — кварцитовые сланцы и порфироиды татпенской свиты; *5* — границы между свитами; *6* — границы между пачками в свитах

Породы бастюбинской фации распространены, кроме Бастюбинской антиклинали, и в периклинальной части Северо-Дюсембайской антиклинали и в западном крыле Центральной синклинали. Отложения собственно тумурзинской свиты развиты в Тамдашинской и Уштобинской синклиналях. К ним близки отложения разреза восточного крыла Центральной синклинали.

К сожалению, для анализа изменений мощностей этой свиты получено очень мало данных, так как в восточном крыле антиклинория она трансгрессивно перекрыта вышележащими отложениями, а в центральной части района прорвана диоритами. Такое изучение мощностей, наряду с рассмотрением фациальных изменений, можно сделать на примере вышележащих свит, развитых в крыльях Майтюбинского антиклинория. Здесь особенно значительны фациальные различия в разрезах западного и восточного крыльев антиклинория, позволяющие предполагать, что в это время область его формировалась как геоантиклинальное поднятие.

В сарысайской свите, сложенной в западном крыле антиклинория кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, сферолитовыми порфирами и агломератными туфами, мощность разреза достигает 1500 *м*. В восточном крыле мощность лав не превышает 600—900 *м*. К тому же в верховьях сая Тумурза в основании свиты распространены конгломераты. Здесь их мощность 600 *м*, но к югу она уменьшается и в районе гор Кызымчек не превышает 300—350 *м*. Южнее сопок Аккерегетас конгломераты выклиниваются, а мощность эффузивных пород увеличивается (фиг. 4). В отложениях татпенской свиты изменения разреза вдоль восточного крыла антиклинория не менее значительны. В районе сая Тумурза в основании разреза порфироидов и кварцево-слюдяных сланцев залегает горизонт серых зернистых кварцитов мощностью не более 5—7 *м*. К югу мощность этого базального горизонта увеличивается и в основании свиты самых южных разрезов расположена пачка кварцитов

и кварцитовых сланцев мощностью до 200 *м*. В то же время мощность свиты возрастает с 300 *м* в районе гор Кызымчек до 650 *м* в самых южных разрезах. К северо-востоку от сая Тумурза мощность свиты достигает 900 *м*. Такие заметные изменения, прослеженные по простиранию, позволяют предполагать, что вкрест простирания свиты они еще более существенны. В лежащей выше части разреза, слагающего крыло Карсакпайского синклинория, фациальные изменения также очень значительны. Как отмечает М. С. Марков (1962), в белкудукской, кумолинской и керегетасской свитах по направлению к югу уменьшается роль эффузивных пород и увеличивается количество различных сланцев, а в кумолинской свите появляются даже конгломераты. На юге кумолинская свита залегает трансгрессивно, непосредственно на породах боровской серии. В отложениях бурмашинской и карсакпайской свит, расположенных в центральной части синклинория, М. С. Марков отмечает развитие железистых кварцитов, положение которых строго фиксируют участки воздымания шарнира прогиба.

В западном крыле антиклинория кроме сарысайской свиты локально распространены лишь отложения белкудукской и карсакпайской свит. При этом по сравнению с соответствующими восточными разрезами в белкудукской свите развиты лишь зеленые сланцы и отсутствуют порфиритоиды, а карсакпайская свита сложена безрудными кварцитами.

Таким образом, фациальные изменения присущи всем свитам, слагающим Майтюбинский антиклинорий и Карсакпайский синклинорий, и прослежены как в этих больших структурах, так и в составляющих их крупных складках.

Очень значительны различия разрезов Майтюбинского антиклинория и Карсакпайского синклинория в целом. Первый сложен мощной толщей кислых вулканогенных образований (2500 *м*) и существенно терригенно-осадочных отложений (1500 *м*). В строении разреза Карсакпайского синклинория наряду с кислыми эффузивными породами широко распространены основные вулканогенные образования. Как те, так и другие сопровождаются вулканогенно-осадочными отложениями. Лишь в самой верхней части разреза появляется толща осадочных пород мощностью 700—800 *м*. Общая мощность разреза синклинория около 8000 *м*. Такие различия в разрезах синклинория и антиклинория указывают, что ход истории развития этих структур был разным. Начиная с тумурзинского времени и в течение почти всей геологической истории Майтюбинский антиклинорий формировался как поднятие. Карсакпайский же синклинорий до конца верхнего протерозоя существовал как геосинклинальный прогиб. Развитие Байконурского прогиба к западу от Майтюбинского геоантиклинального поднятия затянулось до конца верхнего ордовика.

Развитие Майтюбинского антиклинория может быть прослежено со времени отложения пород дюсембайской свиты. Появление горизонта обломочных кварцитов (а местами и конгломератов) среди кислых эффузивных пород в нижней части свиты свидетельствует о зарождении отдельных антиклинальных поднятий. Во время отложения пород тумурзинской свиты, для которых характерны большие фациальные изменения, антиклинальные поднятия и синклинальные прогибы, по-видимому, резко обособились. Расположение и морфология ряда таких прогибов указывают, что в это время начало обособляться Майтюбинское геоантиклинальное поднятие, а к западу и к востоку от него закладывались крупные геосинклинальные прогибы. Этот процесс продолжался в сарысайское время. Структуры, сложенные породами сарысайской свиты, в значительной мере унаследовали синклинальные прогибы, образованные отложениями тумурзинской свиты. На этих участках в борту Карсакпайского геосинклинального прогиба, сложенном более молодыми отложениями, наблюдаются синклиналеобразные изгибы.

В течение верхнего протерозоя происходило значительное прогибание Карсакпайского геосинклинального прогиба, сопровождавшееся образованием меридиональных разломов в его борту. Оно особенно усилилось во время отложения основных пород бурмашинской свиты, которые заполнили узкий трог в центральной части прогиба. Развитие Карсакпайского геосинклинального прогиба завершилось отложением пород карсакпайской свиты, образовавшей узкие синклинали вдоль меридиональной зоны разломов на сочленении западного крыла и центральной части синклинория.

Неполный разрез отложений верхнего протерозоя в западном крыле антиклинория, с заметными фациальными изменениями по сравнению с восточным, свидетельствует о формировании Майтюбинского геоантиклинального поднятия во время отложения верхнепротерозойских образований к западу и востоку от него.

В рифее область особенно интенсивного прогибания проявилась к западу от Майтюбинского геоантиклинального поднятия. В нижнем палеозое, включая верхний ордовик, продолжалось формирование Байконурского синклинального прогиба, унаследованного от рифейского времени. При этом в прогибание частично была вовлечена и западная часть Майтюбинского геоантиклинального поднятия, где возникли резко наложенные структуры нижнего палеозоя. Это прогибание сопровождалось образованием меридиональной зоны разломов в западной части антиклинория. В разрезах нижнего палеозоя А. Л. Книппером выявлены существенные различия, позволившие выделить несколько структурно-фациальных зон. К тому же в одной и той же зоне он наблюдал изменения мощностей и фаций в разрезах, слагающих антиклинали. Эти особенности, по мнению А. Л. Книппера, указывают на конседиментационную природу структур. Формирование Байконурского геосинклинального прогиба завершилось в конце ордовика. При этом, как указывает А. Л. Книппер, не последовало складчатости, а лишь прекратилось осадкообразование.

В пределах Южного Улутау силурийские и нижнедевонские отложения не известны; соответствующий перерыв выявлен по всей площади.

Средне- и верхнедевонские и каменноугольные образования слагают ряд наложенных мульд. К соотношениям девонских и каменноугольных структур с более древними, очевидно, может быть применимо представление Н. С. Шатского (1938) о том, что в каждую последующую стадию жизни складчатой зоны Центрального Казахстана развивались структуры, весьма близкие к предшествовавшим по форме и степени дислоцированности, но не тождественные им, видоизменяющиеся во времени. На примере сопоставления кайнозойских структур с девонскими и каменноугольными Н. С. Шатский отметил, что резкие различия между ними являются кажущимися, и известные в ряде мест структуры, сложенные юрскими отложениями, занимают промежуточное положение.

Из анализа структурных соотношений между крупными разновозрастными комплексами пород и изменений мощностей и фаций в разрезах можно видеть, что в Южном Улутау формирование структур происходило одновременно с осадконакоплением. Чередование больших толщ эффузивных и осадочных пород с местными перерывами в накоплении, а также заметные различия в составе свит свидетельствуют о том, что формирование структур происходило неравномерно. Наиболее существенные изменения мощностей и фаций, проявившиеся на близких расстояниях, известны в породах тумурзинской, сарысайской свит и в нижней части татпенской. По-видимому, в это время наиболее интенсивно формировалось геоантиклинальное поднятие и структуры первого порядка в его пределах. В то же время нет данных, указывающих на проявление кратковременного этапа складчатости, во время которого произошло бы

заметное изменение структурного плана. На тектонической схеме видно, что в структурах первого порядка в пределах антиклинория преобладают северо-северо-западные простирания. По отношению к их расположению простирание оси Карсакпайского синклинория является секущим, что создает впечатление наложенной структуры. Это впечатление основано на сравнении простираний структур, сложенных наиболее древними породами боровской серии, с простираниями структур, сложенных наиболее молодыми отложениями карсакпайской серии. В то же время детальное рассмотрение соотношений структур, образованных породами промежуточного возраста в крыле антиклинория, показывает, что за это время постепенно изменился структурный план. До отложения пород керегетасской свиты унаследованно развивался Тамдашинский прогиб. В южной части района, в крыле Карсакпайского синклинория, синклинальный перегиб, сложенный породами кумолинской свиты, наследует синклинальный перегиб между Куламбайской и Жаункарской антиклиналями. Такие соотношения указывают, что структурный план изменялся постепенно в течение всей истории развития крупной структуры. Из приведенного выше анализа перерывов и несогласий можно видеть, что перерыв между условно выделяемыми нижним и верхним протерозоем выражен несогласием не более значительным, чем какой-либо другой из отмеченных в истории формирования структуры, хотя само по себе разделение на эти крупные стратиграфические единицы было достаточно обосновано Н. А. Штрейсом (1960) на основании выявленного им цикличного строения докембрия. Формирование структуры рифейского времени отмечено азимутальным несогласием в основании лакбайской свиты, которое проявлено не более резко, чем несогласия в верхней части разреза Карсакпайского синклинория. Породы нижнего кембрия залегают с параллельным несогласием на рифейских отложениях. Следовательно, одновременно с осадконакоплением происходило заложение и дальнейшее развитие таких тектонических форм, как Майтюбинский антиклинорий и прилежащие синклинории и осложняющие их структуры первого порядка. Антиклинорий возник как длительно развивавшееся геоантиклинальное поднятие, в то время как антиклинали и синклинали были прогибами и поднятиями более мелких порядков в его пределах.

Исторически длительное формирование таких структур, как антиклинории и синклинории, широко известно. Менее изучены с этой точки зрения осложняющие их антиклинали и синклинали. В связи с этим встает вопрос о том, каковы наименьшие размеры структур, происхождение которых установлено как конседиментационное. В мезо-кайнозойской складчатой структуре Средней Азии, изученной С. С. Шульцем и Е. П. Брунс (1955), отмечены складки, длина которых измеряется километрами, а ширина — сотнями и даже только десятками метров. Фациальные изменения в разрезах докембрия Южного Улутау в ряде случаев настолько значительны, что устанавливаются в складках шириной в несколько километров. Эти складки являются деталями более крупных конседиментационных антиклиналей и синклиналей.

Последующие нарушения в залегании пород в зонах разломов вызвали запрокидывание в крыльях и возникновение крутых падений. В восточном крыле антиклинория меридиональные и, частично, северо-западные разрывные нарушения по времени образования отвечают формированию Карсакпайского прогиба. В свою очередь, диагональные системы сколов, секущие породы среднего палеозоя в борту Джезказганской впадины, осложняют строение Карсакпайского синклинория. В западной части антиклинория разломы возникли в рифее и нижнем палеозое, сопровождая прогибание в области Байконурского синклинория. В структуре этого синклинория А. Л. Книппер отмечает разломы герцинского

возраста, близ которых девонские отложения смяты в складки совместно с нижне-палеозойскими осадками. Для этого времени перемещение по разломам, по-видимому, приобретает особое значение в формировании структуры и в образовании резко расчлененного рельефа, характеризующего орогенный этап развития — так назвал средне- верхнепалеозойский интервал истории развития западной части Центрального Казахстана А. А. Богданов (1954).

Мелкие складки

В пределах антиклинория, рассмотренные выше структуры первого порядка осложнены складками, иногда достаточно интенсивными. Эти складки можно видеть в обнажениях. Непосредственные наблюдения над ними и создают представление о сложной складчатости, которую неоднократно отмечали ранее в докембрии Южного Улутау (Сапожников, 1948; Кропоткин, 1950; Зайцев, 1957). Размеры этих складок мелких порядков варьируют от нескольких сантиметров до десятков метров. Формы их очень разнообразны. Среди них встречены узкие изоклинальные и пологие открытые складки, очень часты асимметричные и наклонные.

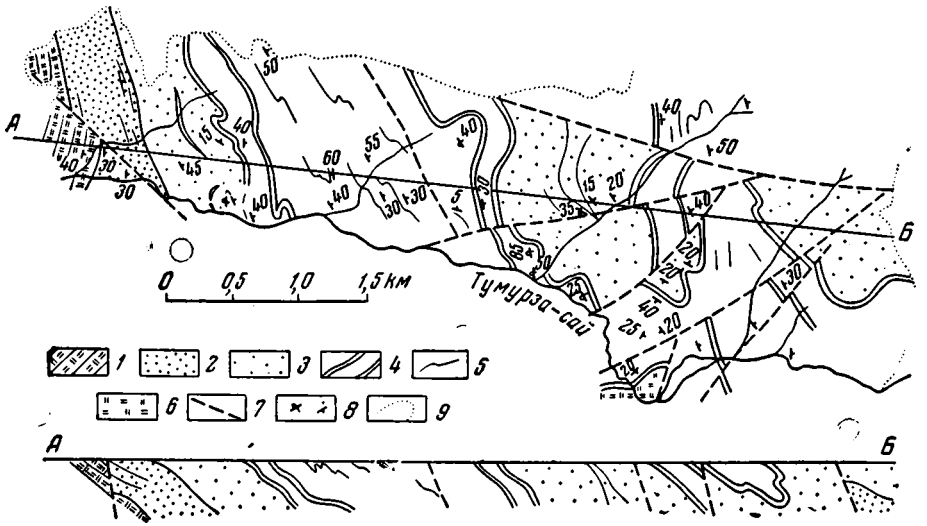
В пределах антиклинория мелкие складки широко распространены в породах тумурзинской свиты и очень редки, лишь близ разломов, в породах дюсембайской и сарысайской свит.

Соотношение структур первого порядка с мелкими складками можно рассмотреть на примере Тамдашинской синклинали (фиг. 5). Эта синклиналь представляет собой асимметричную структуру. В западном крыле ее порфироиды дюсембайской свиты залегают моноклинально, с падениями плоскостей сланцеватости к востоку под углом 35—40°. Никаких складок, осложняющих моноклиналь, не замечено. Далее к востоку, вплоть до осевой части синклинали, на протяжении 1,5 *км* углы падения в породах тумурзинской свиты изменяются в значительно бо́льших пределах. Преобладают падения 30—45° к востоку, реже можно видеть более пологие (20°) и более крутые (75—80°). В плане пачка базальных кварцитов и сланцев тумурзинской свиты имеет выдержанное направление простирания. Горизонты кварцитов, залегающие внутри свиты, волнообразно изгибаются по простиранию. В двух горизонтах, разделенных сланцами, эти изгибы не параллельны друг другу. Чем тоньше горизонт кварцитов, тем более интенсивно он смят. Еще более смяты горизонты сланцев. В них часты мелкие складки с почти параллельно падающими лежачими и висячими крыльями. Так как вследствие недостаточной обнаженности замки таких складок удается наблюдать очень редко, в целом создается впечатление моноклинального падения пород с некоторыми вариациями простираний. Чем детальнее удается проследить горизонт, тем сложнее выглядит морфология складок. Чем более тонко сланцеваты породы, тем интенсивнее в них мелкие складки.

Восточное крыло синклинали осложнено двумя антиклинальными складками, ширина которых 600—700 *м*. Они сложены породами второй пачки тумурзинской свиты, в которой заметны фациальные изменения по сравнению с разрезом в западном крыле синклинали. Складки погружаются к юго-востоку, в сторону общего погружения синклинали. Простирания их осей параллельны оси синклинали, западные крылья подвернуты. Горизонты кварцитов, слагающие крылья этих складок, волнообразно изгибаются по простиранию, создавая складки более мелкого порядка, подобные отмеченным выше в западном крыле синклинали.

Таким образом, в Тамдашинской синклинали прослежены осложняющие ее строение относительно крупные складки, охватывающие целые пачки пород, и более мелкие, присущие отдельным горизонтам. Первые

условно названы складками средних порядков. Для них характерны более пологие падения крыльев и больший радиус кривизны в изгибах слагающих их пород по сравнению со складками мелких порядков. В свою очередь, такими же признаками отличается форма синклинали от складок средних порядков.



Фиг. 5. Строение Тамдашинской синклинали.

1 — порфироиды дюсембайской свиты в крыле синклинали; *2, 3* — первая и вторая пачки пород тумурзинской свиты; *4* — горизонты кварцитов; *5* — прослеженные горизонты сланцев; *6* — порфироиды татпенской свиты; *7* — разрывные нарушения; *8* — элементы залегания; *9* — рыхлые отложения

Складки мелких порядков в породах тумурзинской свиты не зависят от строения пород лежащей ниже дюсембайской свиты. Так, в западном крыле Тамдашинской синклинали, в восточном крыле Уштобинской синклинали и северо-восточном крыле Куамбайской синклинали породы дюсембайской свиты падают моноклинально, в то время как на этих же крыльях и в ядрах синклиналей в сланцах тумурзинской свиты развиты обильные, часто сложные складки. Элементы залегания в тонкосланцеватых породах относятся к частным особенностям внутреннего строения толщи. Оси складок отражают простирание структур первого порядка, а направления погружения шарниров — их погружение. Прослеживание простираний двух горизонтов пород, различных по физическим свойствам, выявляет дисгармоничность мелких складок.

Детальное изучение внутренней структуры антиклинория показало, что в одних антиклиналях и синклиналях развиты мелкие складки, в других их нет. Наиболее простыми структурами являются Куламбайская, Жаункарская, Бозингенская и Бастюбинская антиклинали. В них не встречено дополнительных складок. В Басалтуайтской, Северо- и Южно-Дюсембайских и в Канттюбинской антиклиналях развиты осложняющие их складки. Среди синклинальных форм наиболее простое внутреннее строение имеет Центральная синклиналь, в которой лишь северное центриклинальное замыкание осложнено складками средних и мелких порядков. В остальных синклиналях складки мелких порядков распространены особенно широко. Складки тем более интенсивны, чем круче общее падение пород в крыле структуры.

Неповсеместное развитие складок, осложняющих антиклинали, по-видимому, связано с генетическими особенностями структуры. Наиболее ярко выражена область развития антиклиналей на участке Кюгенжол-

Карасире. Эта область была осевой частью древнего поднятия, тогда как расположенная к востоку часть структуры антиклинория представляла его склон. В верховьях р. Дюсембай северо-западные простирания складок, с погружением их к юго-востоку, вероятно, могут служить подтверждением такого предположения.

В строении антиклинория развиты складки двух генетических типов — синклинали и антиклинали, развивающиеся как конседиментационные структуры, и складки, подчиненные морфологии первых тектонических форм или зонам разломов и связанные с литологическими особенностями пород. Мелкие складки возникают при увеличении углов наклона в результате гравитационных причин и пластичности вещества. Доступные для непосредственного наблюдения, эти складки создают впечатление сложной складчатости, в то время как они являются второстепенными в процессе складкообразования.

Такие же соотношения крупных и мелких тектонических форм очень ярко выступают и в Карсакпайском синклинории. М. С. Марков (1962) отмечает, что синклинорий в целом имеет очень простую форму протяженного асимметричного прогиба с более крутым западным и более пологим восточным крылом. Мелкие складки, осложняющие его строение, проявлены неравномерно и заметно менее интенсивны в восточном крыле. М. С. Марков выделил разные типы скадок, связанные: с пластичными деформациями в результате оползания на крыльях вдоль наклонных поверхностей, со сжатием в зонах разломов с развитием кливажа. Узкие изоклинальные складки приурочены к крупным меридиональным зонам разломов. М. С. Марков подчеркнул также, что мелкие и крупные складки имеют различную форму, так как образование тех и других вызвано разными причинами.

Положение гранитоидов в структуре Майтюбинского антиклинория

При изучении соотношений магматизма с тектоникой в каком-либо конкретном районе необходимо выявить геологическими методами, во-первых, положение магматических образований в современной тектонической структуре, во-вторых,— временные отношения между проявлением той или иной формы магматизма и историей формирования структуры. Первая задача может быть выяснена путем картирования, сопровождающегося специальными наблюдениями над взаимоотношениями магматических проявлений со складками и разломами. Вторая — включает более широкий круг специальных наблюдений.

В Майтюбинском антиклинории распространены гранито-гнейсы и граниты, сиениты, диориты и гранодиориты. Гранито-гнейсы — породы с более или менее отчетливой гнейсовидной текстурой. Они связаны постепенными переходами, через гнейсы, с породами дюсембайской и тумурзинской свит. Гранито-гнейсы очень различны по облику и составу, так как они возникли путем гранитизации различных первичных пород этих двух свит (Павлова, 1960).

Граниты отличаются от гранито-гнейсов массивным крупнозернистым сложением и более или менее однородным составом. Это существенно микроклиновые породы, в которых плагиоклаз находится в подчиненном количестве. Граниты слагают ряд небольших массивов. Южные массивы залегают среди порфироидов дюсембайской свиты, северные — среди кислых эффузивных пород сарысайской свиты. Сиениты слагают массив, площадью 7—8 *км*^{2}. Несмотря на небольшие размеры массива, в его составе наблюдаются вариации от граносиенитов, через лейкократовые щелочные и мезократовые гастингситовые сиениты, к нефелинсодержащим разностям. Диориты образуют два более крупных

массива, размером до нескольких сотен квадратных километров, и ряд более мелких. Среди них наблюдаются как меланократовые диориты, так и лейкократовые кварцевые диориты и часты породы с такситовыми текстурами и ксенолиты. В эндоконтактных зонах обычны меланократовые гнейсовидные разности.

Заслуживает внимания тот факт, что гранитоиды залегают среди пород, близких им по химическому составу: граниты — среди кислых эффузивов, сиениты — среди богатых щелочами полевошпатовых кварцитов, а диориты приурочены к зеленосланцевым разрезам тумурзинской свиты. В связи с этим интересно отметить, что различия в химизме лав дюсембайской и сарысайской свит отразились и на составе гранитов, залегающих, соответственно, среди этих разновозрастных вулканогенных образований. Все эти гранитоиды приурочены к структуре Майтюбинского антиклинория (см. фиг. 2). Лишь в восточном крыле Карсакпайского синклинория развиты альбитовые порфиробластовые гнейсы. В Байконурском синклинории известен небольшой массив диоритов.

В Майтюбинском антиклинории все гранитоиды занимают вполне определенное структурное положение. Массивы гранитов залегают в ядрах Актасской, Куламбайской, Жаункарской и Бозингенской антиклиналей, расположенных кулисообразно одна к другой и вытянутых в меридиональном направлении. В плане контакты массивов в целом согласны с простираниями вмещающих пород; формы массивов подобны формам антиклиналей. В деталях массивы, по-видимому, являются не полностью согласными телами, так как в их контактах не всегда находятся одни и те же горизонты пород. Так, в Куламбайском массиве в восточном контакте гранитов залегает горизонт кварцитов, а в западном из-под кварцитов выступают массивные порфироиды.

Сиениты залегают в Бастюбинской антиклинали. Их структурное положение подобно положению гранитов, но контакты, по-видимому, более крутые, чем у массивов гранитов, так как более круты падения крыльев вмещающей их антиклинали.

В крыльях Бастюбинской антиклинали и в восточных крыльях Бозингенской, Жаункарской и Куламбайской антиклиналей развиты гранито-гнейсы. Они связаны постепенными переходами с гранитами. Эти переходы выражены в постепенном исчезновении гнейсовидной текстуры и мелкозернистого агрегата породообразующих минералов, в появлении в кали-натровом полевом шпате альбитовых пертитов замещения, характерных для гранитов. Гранито-гнейсы в ядре Южно-Дюсембайской антиклинали сменяются в крыльях гнейсами. В ряде более мелких антиклиналей распространены гнейсы, а в их крыльях — менее измененные породы дюсембайской свиты. В крутых крыльях расположены породы менее гранитизированные по сравнению с породами, образующими пологие крылья. В гнейсах и гранито-гнейсах гнейсовидность параллельна слоистости реликтовых горизонтов кварцитов.

Массивы диоритов приурочены к Центральной и Куамбайской синклиналям. Первый имеет в плане овальную форму и заполняет почти всю синклиналь. В его западном контакте наблюдается широкая зона гибридных меланократовых диоритов с постепенными переходами к породам тумурзинской свиты. Углы падения в них 70° к востоку, под массив диоритов. Восточный контакт резкий, и мезократовые диориты сменяются параамфиболитами. В них на значительном участке прослежены запрокинутые падения к западу. Массив в целом залегает согласно в структуре Центральной синклинали, лишь на отдельных участках эти соотношения не выдержаны. Таково же и структурное положение Куамбайского массива. В его эндоконтактах также развиты диорито-гнейсы и меланократовые диориты, а в центральной части — более лейкократовые породы, вплоть до гранодиоритов.

Следовательно, расположение гранито-гнейсов, гранитов, сиенитов и диоритов тесно связано со складчатыми формами антиклинория. Гранито-гнейсы, возникшие в результате преобразования пород дюсембайской и тумурзинской свит, сами участвуют в строении складчатых форм. Граниты и сиениты приурочены к ядрам антиклиналей, а диориты расположены в ядрах синклиналей.

Особое структурное положение занимают мелкие тела гранодиоритов Татпенско-Ащилысайской группы в западной части антиклинория, среди кембрийских и ордовикских пород. Эти массивы вытянуты в меридиональном направлении и приурочены к серии меридиональных разрывных нарушений. Разломы протягиваются вдоль всей западной части Майтюбинского антиклинория. Однако мелкие тела гранодиоритов сосредоточены лишь на участке протяженностью 35 *км*. Положение их в этой части структуры не случайно, так как под наложенными палеозойскими мульдами скрыта существенная часть Майтюбинского антиклинория.

Таким образом, по отношению к структуре антиклинория могут быть выделены две группы пород. Одна из них подчинена складчатым структурам. В нее входят докембрийские гранито-гнейсы, граниты, сиениты и диориты. Вторая группа пород приурочена к разрывным нарушениям и представлена нижнепалеозойскими гранодиоритами Татпенско-Ащилысайской группы.

СООТНОШЕНИЕ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА СО СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕМ В ЮЖНОМ УЛУТАУ

Анализ истории геологического развития Майтюбинского антиклинория показал, что в докембрии в геосинклинальный этап развития этой области длительно формировалась складчатая структура. Отсутствие повсеместных перерывов и резко выраженного изменения структурного плана в течение докембрия и нижнего палеозоя свидетельствует об отсутствии кратковременных фаз складчатости. В связи с приуроченностью гранитов к складчатой структуре и с ее длительным формированием возникает предположение о продолжительности процесса образования гранитоидов. Очевидно при этом, что в каждом конкретном случае возраст интрузий, определенный геологическими методами, указывает на время внедрения как на конечный результат становления массива.

Известны следующие геологические данные, позволяющие прямо или косвенно судить о возрастном положении гранитоидов в Южном Улутау: нахождение гальки гранитизированных пород в основании разреза верхнего протерозоя, в конгломератах сарысайской свиты; распространение гальки гранитов в конгломератах улутауской свиты нижнего кембрия; широкое распространение гранитизированных пород в дюсембайской и тумурзинской свитах; возникновение контактово измененных разностей в сарысайской свите; отсутствие контактовых изменений в породах лакбайской свиты рифея, расположенных близ гранитов; развитие пертитов замещения в полевых шпатах гранитов и пород экзоконтакта и отсутствие их в микроклинах гранито-гнейсов; постепенные переходы между гранито-гнейсами и гранитами и, наконец, тесная пространственная приуроченность гранито-гнейсов, гранитов, сиенитов и диоритов к складчатым структурам, а гранодиоритов — к зонам разломов. Для последних известны активные контакты с породами ордовика.

На основании имеющихся данных можно предполагать, что в конце нижнего протерозоя в результате формирования Майтюбинского геоантиклинального поднятия возникли локальные участки гранитизации. Появление областей размыва способствовало отложению гранитизированных пород в гальках конгломератов сарысайской свиты.

Наблюдения над постепенными переходами между гранито-гнейсами и гранитами позволяют считать, что процесс гранитизации и образование гранитов связаны во времени. Активные контакты гранитов с породами сырысайской свиты и отсутствие контактовых изменений в рифейских толщах свидетельствуют о верхне-протерозойском возрасте гранитов.

Таким образом, возможно, что процесс гранитизации, начавшись в нижнем протерозое, продолжался и в верхнем протерозое. В области наиболее интенсивного поднятия он сменился палингенезом, приведшим к образованию пород с микроструктурами интрузивного облика. Такая последовательность во времени от гранитизированных пород к гранитам выявлена не только на основании нахождения галек в конгломератах, но и в результате изучения изменений в экзоконтактах гранитов. Как правило, они равны нескольким метрам или нескольким десяткам метров. Очень характерно появление грубых пертитов замещения как в самих гранитах, так и в приконтактовых их зонах.

К сожалению, нет прямых геологических данных, позволяющих выяснить возрастное положение сиенитов и диоритов. Сходные черты химизма и минералогические особенности сиенитов и гранитов позволили отнести щелочные и нефелиновые сиениты к породам гранитного ряда (Павлова, 1959). Вариации от граносиенитов до нефелиновых сиенитов в пределах этого небольшого массива указывают на существенную роль явлений гибридизма в процессе их формирования. Еще более значительно подобные процессы проявились в образовании диоритов. Тем не менее генетическое сходство гранитов, сиенитов и диоритов состоит в том, что составы этих пород близки к составам соответствующих вмещающих пород. Залегание сиенитов среди пород, богатых полевыми шпатами, а диоритов — среди отложений с большим количеством цветных минералов позволяет предполагать, что в образовании этих гранитоидов, так же как и гранитов, главную роль играли процессы палингенеза. Очень важным фактом является одинаковое структурное положение сиенитов, диоритов и гранитов в ядрах складчатых форм. Эти петрологические и структурные черты сходства сиенитов и диоритов с гранитами и позволяют, в свою очередь, предполагать, что все эти гранитоиды являются одновозрастными — верхнепротерозойскими образованиями.

Как происходило нарастание интенсивности гранитизации пород в процессе формирования структуры, можно попытаться выяснить путем последовательного сравнения все более и более преобразованных пород в разных частях структуры. Наименее гранитизированы породы в восточных антиклиналях. При этом в Кантюбинской антиклинали лишь в ядрах складок более мелкого порядка наблюдается перекристаллизация и слабые метасоматические изменения. В осевой части Северо-Дюсембайской антиклинали распространены гнейсы, а в Южно-Дюсембайской — гранито-гнейсы. Значительно шире гранитизация проявлена в Жаункарской и Куламбайской антиклиналях, где в ядрах складок залегают граниты, а в крыльях — гранито-гнейсы. К этой же области тяготеют массивы диоритов, залегающие в синклиналях, и массив сиенитов в ядре Басалтуайтской антиклинали. Таким образом, гранитоиды приурочены к той части складчатой структуры, которая наиболее длительно развивалась как осевая часть Майтюбинского геоантиклинального поднятия.

Сравнение данных о возрастном положении гранитоидов и об истории развития структуры Майтюбинского антиклинория показывает, что формирование гранитоидов и наиболее интенсивное складкообразование происходили во вторую половину нижнего протерозоя и первую половину верхнего протерозоя.

Развитие гранитоидного магматизма не закончилось в докембрии, и во время формирования Байконурского нижнепалеозойского геосинклинального прогиба в западной части Майтюбинского геоантиклинального поднятия по системе меридиональных разломов внедрились интрузии гранодиоритов. Эти гранодиориты отличаются от древних диоритов более кислым и более однородным составом и слабым развитием гибридных разностей.

Длительность формирования структур отражена и в длительности процесса гранитизации палингенных и интрузивных образований. Проявление гранитизации в пределах поднятия шло избирательно в структурах второго порядка — в ядрах синклиналей и антиклиналей. Вероятно, этот процесс не был непрерывным, но он был единым по отношению к истории формирования поднятия. Его нарастание связано с окончательным оформлением поднятия в целом и с дифференцированием на более мелкие структуры в его пределах.

Таким образом, развитие магматизма в Южном Улутау происходило в такой последовательности: гранитизация, ведущая к возникновению гнейсов, гранито-гнейсов и диорито-гнейсов; палингенез, с образованием гранитов, сиенитов и диоритов; последующее внедрение магмы в более молодые комплексы пород и формирование интрузий гранодиоритов.

С достаточным основанием можно полагать, что образование палингенных гранитов, сиенитов и диоритов могло происходить одновременно, так как для всех массивов характерна связь со складчатыми формами и с составом вмещающих их пород. В то же время для палеозойских гранитоидов из работ В. С. Коптева-Дворникова (1952) и других ученых хорошо известна определенная последовательность внедрения интрузивных пород от более основных к кислым. В палеозойских интрузиях Улутау эта последовательность также подтверждается. Гранодиориты Татпенско-Ащилысайской группы, Сарытау и Улутау являются донижнедевонскими образованиями, а интрузии лейкократовых аляскитовых гранитов Улутау — досредне-верхнедевонскими.

Гранито-гнейсы и граниты Южного Улутау и аляскитовые граниты Улутау подобны гранитной серии, выделенной Ридом (1957). «Ответвление» этой серии представляют собой диориты и гранодиориты.

Г. Г. Рид (1957), рассматривая вопрос о времени формирования гранитной серии с точки зрения петрографа, отмечает, что она объединяет в единое целое историю развития орогена. Как пример такой серии Г. Г. Рид привел мигматиты Мойна и Дэлрэдиана «каледонской» гранитной серии Шотландских нагорий и более поздние ее члены, прорывающие слои древнего красного песчаника. Рид указывает, что каледонский орогенез не может отвечать лишь тем событиям, которые происходили в течение немногих сотен тысяч лет в конце силура, а должен быть распространен на все время формирования присущей ему гранитной серии; «признание гранитной серии требует более широкого представления об орогенезе» (Рид, 1957, стр. 441).

Длительность развития магматизма, сопровождающего формирование глубинных структур, была выявлена Н. А. Штрейсом (1951) на примере зеленокаменной полосы Среднего Урала. На основании анализа фациальных изменений в фаунистически охарактеризованных отложениях готландия и девона Н. А. Штрейс показал, что Тагильско-Исовское срединное антиклинальное поднятие и смежные с ним Кабанский и Красноуральский прогибы возникли в процессе формирования этих отложений. Рассматривая магматические проявления зеленокаменной полосы Среднего Урала, Н. А. Штрейс отмечал, что кислые (щелочные) эффузивные и интрузивные образования приурочены к области срединного антиклинального поднятия, а основные породы — к областям смежных синклинальных прогибов. Такая закономерность в размещении

магматических образований, по мнению Н. А. Штрейса, связана с длительной жизнью магматического очага в истории развития геосинклинали зеленокаменной полосы. В результате дифференциации и перераспределения магматических масс более легкие кислые магмы устремлялись к сводам воздымавшихся поднятий, и в зависимости от условий проницаемости возникали интрузивные или эффузивные образования. Весь комплекс эффузивных пород и интрузий габбро-перидотитовой формации тесно связан с тектоническими движениями, вызвавшими формирование геосинклинали зеленокаменной полосы в течение готландия и девона.

ЛИТЕРАТУРА

Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. Сов. геология, 1954, сб. 41.

Зайцев Ю. А. Тектоническое районирование и глубинные разломы западной части Центрального Казахстана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 1.

Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 4.

Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 108, геол. серия (№ 36).

Марков М. С. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карсакпайского синклинория.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 4.

Марков М. С. Тектоника южной части Карсакпайского синклинория.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 72.

Павлова Т. Г. Карсакпайский массив щелочных и нефелиновых сиенитов и его положение в тектонической структуре.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10.

Павлова Т. Г. Положение гранито-гнейсов и гранитов в структуре Южного Улутау.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.

Резолюция Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Казахской ССР, 1958.

Рид Г. Г. Гранитные серии в подвижных поясах. В кн.: «Земная кора». Сб. статей. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.

Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны. В кн.: «Тектоника СССР», т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1948.

Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5—6.

Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 1.

Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Урала. В кн.: «Тектоника СССР», т. 3. М. Изд-во АН СССР, 1951.

Штрейс Н. А. Основные черты стратиграфии докембрия Центрального Казахстана. В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя Восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд-во АН Казахской ССР, 1960.

Шульц С. С., Брунс Е. П. Структурно-фациальный анализ отдельных конседиментационных складок. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5

Е. В. Павловский, М. С. Марков. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры) 9

А. С. Новикова. О тектоническом положении магматических образований Восточно-Европейской платформы 54

Н. Б. Заборовская, М. С. Марков. О мелких дислокациях в метаморфических толщах и их соотношении с крупными структурами 86

Г. И. Макарычев, В. И. Пазилова. Связь магматизма с тектоникой на примере формирования структуры Каратау (Южный Казахстан) . . . 123

Т. Г. Павлова. Соотношение гранитоидного магматизма со складкообразованием на примере Южного Улутау (Центральный Казахстан) 176

CONTENTS

Foreword 5

E. V. Pavlovsky, M. S. Markov. Some general problems of geotectonics (on the irreversibility in the development of the Earth's crust) 9

A. S. Novikova. On the tectonic position of magmatic forms on the East-European platform 54

N. B. Zaborovskaia, M. S. Markov. On minor dislocations in metamorphic rock masses and their relations to big structures 86

G. I. Makarychev, V. I. Pasilova. Relations between magmatism and tectonics as exemplified by the formation of Karatau structure (Southern Kazakhstan) 123

T. G. Pavlova. Relations between granitoid magmatism and folding as exemplified by Southern Ulutau (Central Kazakhstan) 176